

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია
აღ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი

Академия наук Грузии
Геологический институт им. А.И. Джanelidze

Georgian Academy of Sciences
A. Janelidze Geological Institute

აკადემიკოს ალ. ჯანელიძის დაბადებიდან
110 წლისთავისადმი მიძღვნილი
სამეცნიერო სესიის მასალები

МАТЕРИАЛЫ НАУЧНОЙ СЕССИИ,
ПОСВЯЩЕННОЙ 110-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
АКАДЕМИКА А.И. ДЖАНЕЛИДZE

TRANSACTIONS OF THE SCIENTIFIC SESSION
DEDICATED TO THE 110-TH ANNIVERSARY OF
ACADEMICIAN A. JANELIDZE

თბილისი

Тбилиси

2000

Tbilisi

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია
ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 115

Академия наук Грузии
Геологический институт им. А.И. Джanelidze
Труды, новая серия, вып. 115

Georgian Academy of Sciences
A.Janelidze Geological Institute
Proceedings, New Series, Vol. 115

აკადემიკოს ალ. ჯანელიძის დაბადებიდან
110 წლისთავისადმი მიძღვნილი სამეცნიერო სესიის მასალები

Материалы научной сессии, посвященной
110-летию со дня рождения академика А.И. Джanelidze

Transactions of the Scientific Session
Dedicated to the 110-th Anniversary of Academician A. Janelidze

თბილისი

Тбилиси

2000

Tbilisi

რედაქტორი	Редактор	Editor
მ. თოფჩიშვილი	М.В. Топчишвили	M. Topchishvili
სარედაქციო კოლეგია:	Редакционная коллегия:	Editorial Board:
ე. გამყრელიძე	И.П. Гамкrelidze	E. Gamkrelidze
ვ. გუგუშვილი	В.И. Гугушвили	V. Gugushvili
გ. ვაშაკიძე	Г.Т. Вашакidze	G. Vashakidze
ი. კვანტალიანი	И. В. Кванталиани	I. Kvantaliani
ს. კეკელია	С.А. Кекелия	S. Kekelia
ე. კოტეტიშვილი	Э.В. Котетишвили	E. Kotetishvili
რ. მიგინეიშვილი	Р.Р. Мигинеишвили	R. Migineishvili
გ. მჭედლიძე	Г.А. Мchedlidze	G. Mchedlidze
ვ. ნასიძე	Г.И. Насидзе	G. Nasidze
ზ. ოთხმეზური	З.В. Отхмезури	Z. Otkhmezuri
ი. შატილოვა	И.И. Шатилова	I. Shatilova
დ. შენგელია	Д.М. Шенгелиа	D. Shengelia

რეცენზენტები: საქართველოს მეცნ. აკადემიის წევრ-კორესპონდენტი გ. ზარიძე
 გეოლ.-მინ. მეცნიერებათა დოქტორი თ. ლომინაძე

Рецензенты:

Член-корреспондент академии наук Грузии **Г.М. Заридзе**
 Доктор геол.-мин. наук **Т.А. Ломинадзе**

Reviewers:

Corresponding Member of Georgian Academy of Sciences **G. Zaridze**
 Doctor of Geological-Mineralogical Sciences **T. Lominadze**

ალექსანდრე ჯანელიძე - დიდი მამულიშვილი და მეცნიერი
(დაბადებიდან 110 წლისთავი)

მ. თოფჩიშვილი

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი,
მ. ალექსიძის ქ. 1/9, 380093 თბილისი

ALEXANDER JANELIDZE - A GREAT PATRIOT AND SCIENTIST
(110- th anniversary)

M. Topchishvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Systematic study of Georgian geology, outlining and development of its main trends is connected with the name of the prominent scientist and public figure Alexandre Janelidze.

Young Al. Janelidze, the graduate of Sorbona University began his scientific activity in 1920 in Grenoble, where he prepared and published several works of paleontological character, among them one monograph "Spiticerus of South-East France". His works had been acknowledged from the very beginning and have not lost their importance even at present.

After returning to Georgia Al. Janelidze began his fruitful scientific and public activity.

In 1924 during his investigations in Racha-Lechkhumi, Al. Janelidze found an ammonite that was unknown to scientists; it was named *Colchidites*. Ammonites united in this new genus further on became of great importance all over the world. Their remains were found in many countries of the Alpine belt.

In the beginning of his scientific activity in Georgia, Al. Janelidze had paid special attention to the stratigraphy and dedicated a lot of basic works to it; on the grounds of rich paleontological material numerous important stratigraphical and paleontological problems were solved.

At the same time the sphere of his researches had spread over the most difficult branch of geology - tectonics. He was interested in such problems as main structural elements of the Earth's crust - genesis of oceans and continents.

Vast education in natural sciences, his knowledge of a number of European languages and ability to synthesize gave him possibility to evaluate scientifically each source and give his opinion on the outlined problem using more convincing material.

Al. Janelidze revealed and described 12 regressions basing on the structural-facial analysis of Meso-Cenozoic deposits of Georgia; he assumed that in time these regressions were in conformity with Alpine orogenic phases.

In scientific activity of Al. Janelidze, the most important peculiarity had been outlined since his youth - he was never limited to geology. In his researches philosophical, psychological and philological problems were essential. His concept of the nation and nationality was created 85 years ago and is still quite actual at present.

არიან პიროვნებები, რომლებმაც მეცნიერების განვითარებაში განსაკუთრებულად ღრმა კვალი დატოვეს. ასეთ პიროვნებათა რიცხვს მიეკუთვნება აკადემიკოსი ალექსანდრე ჯანელიძე - გამოჩენილი მეცნიერი, საზოგადო და სახელმწიფო მოღვაწე, ქართული გეოლოგიური სკოლის ფუძემდებელი, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის და საქართველოს პოლიტექნიკური ინსტიტუტის გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრების დამაარსებელი, საქართველოს გეოლოგიური საზოგადოების დაარსების ერთ-ერთი ინიციატორი.

ალექსანდრე ჯანელიძის სახელთანაა დაკავშირებული საქართველოს გეოლოგიის სისტემატური შესწავლა და ცალკეული მეცნიერული მიმართულებების დასახვა და განვითარება. მისი შესანიშნავი შრომები სტრატეგრაფიაში, პალეონტოლოგიასა და ტექტონიკაში მეცნიერების ოქროს ფონდშია შეტანილი, ხოლო ავტორის სახელი მსოფლიოს სახელგანთქანი მეცნიერთა გვერდით მოიხსენიება.

ალ. ჯანელიძის ცხოვრებას მუდმივად თან ახლდა მოკრძალება და თავმდაბლობა, ურყევი პრინციპულობა და თავისი მრწამსის მტკიცე ერთგულება, სამშობლოს უმაღლო სიყვარული, დიდი შრომის უნარი, განათლებისადმი უსაზღვრო სწრაფვა, მკაცრი მომთხოვე-

ნელობა, როგორც თავის, ასევე სხვების მიმართ. სწორედ ამ თვისებებმა განაპირობა მისი ჩამოყალიბება დიდ მამულიშვილად და მეცნიერად.

ალექსანდრე ჯანელიძე დაიბადა 1888 წლის 6 ნოემბერს რაჭის ულამაზეს სოფელ ნიკორწმინდაში, მოსამსახურის ოჯახში. 8 წლის ალექსანდრე მიაბარეს საჩხერის დაწესებით სკოლაში, სადაც მას დიდხანს არ უვლია, რადგან 1896 წლის გაფხულის დამლეგს მისი მშობლები საჩხერიდან ქუთაისში გადავიდნენ საცხოვრებლად.

ქუთაისში ალ. ჯანელიძე შეიყვანეს ცნობილი პედაგოგის იოსებ ოცხელის სკოლაში. იგი თანაკლასელებს ბევრად უსწრებდა სწავლაში. ერთადერთი ნიშანი, რომელსაც ის იმსახურებდა იყო ხუთი მიმატებით. ერთი წლის შემდეგ მან წარმატებით ჩააბარა მისაღები გამოცდები კლასიკურ გიმნაზიაში, რომელიც ტექნიკურად ქართული ეროვნული სკოლის მაგარებელი და იმდროინდელ საქართველოში განათლების ძირითადი კერა იყო.

გიმნაზიაში სწავლის პერიოდში მოსწავლეთა გარკვეული ჯგუფი გამოსცემდა არა-ლეგალურ ხელნაწერ ქურნალს "განთიადი", რომელშიც ტაბუკი ალექსანდრეს საინტერესო კრიტიკული წერილებიც იბეჭდებოდა. ქურნალის საქმიანობაში აქტიურად მონაწილეობდა შემდგომში გამოჩენილი მეცნიერი-ფილოსოფოსი შალვა ნუცუბიძეც, ბავშვობიდანვე ალ. ჯანელიძის მეგობარი.

1905 წელს ბურჟუაზიულ-დემოკრატიულ რევოლუციას ქართველმა მოსწავლე ახალ-გაზრდობამაც გაფიცვით აუბა მხარი. გულგრილი არც მე-7 კლასელი ალექსანდრე დარჩა, რომელიც მოითხოვდა სწავლების რადიკალურ რეფორმას, მაგრამ მისი შეხედულებები ყველამ არ გაიბიარა და განაწყენებულმა, თავისი პრინციპების ერთგულმა ყმაწვილმა გიმნაზია მიატოვა, მაგრამ სკოლის გარეშე დარჩენილმა, ექსტერნის წესით წარმატებით ჩააბარა გამოცდები და ერთი წლის შემდეგ ქუთაისის კლასიკური გიმნაზიის დამთავრების აქტსტატი მიიღო.

სკოლაში და სკოლის დამთავრების შემდეგ ალ. ჯანელიძეს ჩვევად გადაექცა საკუთარი ნაკლოვანებების ანალიზი, თავისადმი მკაცრი მომთხოვნელობა და თვითაღზრდა, თუმცა მისი აზრით პიროვნების აღზრდაში მთავარ როლს მაინც ოჯახი ასრულებდა. "ჩემი აღზრდა ძირითადად ოჯახში მიმდინარეობდა. ეს იყო გარემო, საიდანაც ქცევის ჩვევებს და კანონებს ვითვისებდი. კეთილის და ბოროტის საკითხი არ არსებობდა. იგი საუკუნეების მანძილზე მტკიცედ გადაეწყვიტათ ჩვენს მამა-პაპას და ახლა ის და დარჩენილიყო საზრუნავი, რომ კეთილის გზით გვევლო."

1906 წელს 18 წლის ალ. ჯანელიძე სწავლის გასაგრძელებლად მიემგზავრება ქენევაში, მაგრამ როგორც ის აღნიშნავს "რისთვისაც აქ ჩამოველ ვერ ვიპოვეო" და მალე გადადის პარიზში, სადაც ერთი წლის შემდეგ გახდა სორბონის უნივერსიტეტის ბუსტ მეცნიერებათა ფაკულტეტის სტუდენტი.

უნივერსიტეტის დამთავრებისათვის ალ. ჯანელიძეს სამი სავალდებულო საგანი ჩაუბარებია და დამატებით მეოთხეც, რაც უფლებას აძლევდა მასწავლებლად ემუშავა პარიზში, მაგრამ მან სამშობლოში დაბრუნება არჩია. 1911 წელს ქუთაისში დაბრუნებული ალექსანდრე მუშაობას იწყებს ქართულ სათავადაზნაურო გიმნაზიაში ფიზიკის მასწავლებლად. პარალელურად ის ასწავლის ალგებრასა და გეომეტრიას მარიამ ყაუხჩიშვილის ქალთა გიმნაზიაში.

ქუთაისში ყოფნის პირველსავე თვეებში ალ. ჯანელიძე აირჩიეს ერთადერთი ქართული გაზეთის სარედაქციო კოლეგიის წევრად, ქართველთა შორის წერა-კითხვის გამავრცელებელი საზოგადოების ქუთაისის ფილიალის და სახალხო უნივერსიტეტის გამგეობებში. სახალხო უნივერსიტეტის ხაზით მან წაიკითხა პოპულარული ლექცია "სიცოცხლის წარმოშობის შესახებ", რომელმაც იმდენად დიდი მოწონება დაიმსახურა, რომ გაამეორებინეს ჭიათურაში, სამგრედიაში, ხონში და თბილისშიდაც დ. კლდიაშვილის საღამოზე.

იმ დროისათვის მომძლავრებული მარქსისტული და საერთოდ, სოციალურ-დემოკრატიული ტენდენციების ფონზე, რომელიც მცირე ერების ასიმილაციას ქადაგებდა, უნდა შემუშავებულიყო ცხოველმოქმედი ფილოსოფიური კონცეფცია, რომელიც ქართველი ერის გაძლიერებას, კონსოლიდაციას და შემდგომ განვითარებას სათანადო საფუძველს ჩაუყრიდა. ასეთ გამაერთიანებელ იდეად ახალგაზრდა ალექსანდრემ ეროვნული შემოქმედება მიიჩნია. ამ თემაზე მან ქუთაისის ეროვნულ უნივერსიტეტში ქართულად დიდი წარმატებით წაიკითხა სახალხო ლექციების ციკლი, რომელიც 1914 წელს ცალკე წიგნად დაისტამბა სათაურით "ეროვნული შემოქმედება". ეს იყო სორბონის უნივერსიტეტის კურსდამთავრებული ალ. ჯანელიძის პირველი ნაშრომი და თანაც არაგეოლოგიური. მასში განხილულია ისეთი აქტუალური პრობლემები, როგორცაა სიცოცხლე და განვითარება, ევოლუცია და შემოქმედება, ეროვნების რაობა, ბრძოლა ეროვნებისათვის, ეროვნება და ენა, უნიადგო განათლება, პატარა ერების მომავალი და ა.შ. ავტორი მკვეთრად ემიჯნება მათ, ვინც ეროვნების თანდათან გაქრობის (ასიმილაციის) იდეას ქადაგებს და თანმიმდევრულად

ანვითარებს ერის, როგორც ცოცხალი ორგანიზმის, ეკონომიკური და კულტურული აღორძინების კონცეფციას ეროვნულ ნიადაგზე. მისი აზრით საკუთარი გერიტორიისა და ერთიანი სამწერლო ენის გარეშე ერი თავის სახეს და ინდივიდუალობას ვერ შეინარჩუნებს.

26 წლის ახალგაზრდა ალ. ჯანელიძის მიერ ოთხმოცდახუთი წლის წინ ჩამოყალიბებული კონცეფცია ერისა და ეროვნების პრობლემებზე დღესაც, საუკუნის დასასრულს, საოცრად თანამედროვედ და აქტუალურად ქვდეს. გაოცებას იწვევს დამწვები მკვლევარის განსაკუთრებული სინთეზური აზროვნების უნარი, ფართო განათლება, აზრის სიცხადე, სიმარტივე და დამაჯერებლობა.

1915 წელს ალ. ჯანელიძე მიემგზავრება ქ. ყაზანს, სადაც ის როგორც რუსული დიპლომის არმქონე, უმაღლეს სასწავლებელდაუმთავრებელთა უფლებებში გათანაბრების გამო, უნივერსიტეტში ექსტერნად ჩაბარებას აპირებდა. მოხდა ისე, რომ უნივერსიტეტში 22 საგანში გამოცდების წარმატებით ჩაბარებისა და პირველი ხარისხის დიპლომის მიღების შემდეგ ალ. ჯანელიძეს გეოლოგია-პალეონტოლოგიის კათედრაზე "საპროფესოროდ მოსამზადებლად" დარჩენა შესთავაზეს. ქუთაისიდან სათანადო კონსულტაციის მიღების შემდეგ ის შეუდგა ინგენიურ მუშაობას, თემად აირჩია "ურალის დასავლეთი ფერდის დეკონური ფაუნა". თემის ნაწილი დაასრულა კიდეც, მაგრამ 1917 წლის თებერვლის მოვლენებთან დაკავშირებით იძულებული გახდა შეეწყვიტა მუშაობა და გამგზავრებულიყო ქუთაისში.

ქუთაისში დაბრუნებას უკავშირდება ალ. ჯანელიძის შეხვედრა ივ. ჯავახიშვილთან, რომელსაც უკვე გადაწყვეტილი ჰქონდა თბილისში ქართული უნივერსიტეტის დაარსება. შეიქმნა უნივერსიტეტის დაარსების ხელშემწყობი კომიტეტი, რომლის მდივნად დაინიშნა ალ. ჯანელიძე. მომავალი უნივერსიტეტის საორგანიზაციო საკითხების თაობაზე ჩაგარდა თათბირი, რომელშიც მონაწილეობდნენ უნივერსიტეტის მომავალი თანამშრომლები: ი. ყიფშიძე, ა. რაზმაძე, ა. ხარაძე, შ. ნუცუბიძე, გ. ახვლედიანი, დ. უზნაძე, ვ. ბერიძე და სხვები.

1917 წლის სექტემბერში ალ. ჯანელიძე ისევ მიემგზავრება ყაზანში დაწვებული სამეცნიერო საქმიანობის გასაგრძელებლად. რამოდენიმე თვის განმავლობაში დევონურ ფაუნაზე თავაუღებლევ მუშაობამ დადებითი შედეგი გამოიღო. იანვარში მან დაამთავრა ნაწლავდრუიანების (მარჯნების) პირველი ნაწილის კვლევა და გექსტი სათანადო ტაბულებით დასაბუქლად გადასცა ბუნებისმეტყველთა ყაზანის სამოგალოებას. სამწუხაროდ, ეს შრომა დღეს დაკარგულად ითვლება.

1918 წლის თებერვალში ალ. ჯანელიძე საქართველოში შვებულებით ჩამოდის. მალე მისთვის ნათელი გახდა, რომ სამოქალაქო ომის გამო ყაზანში ვეღარ დაბრუნდებოდა. მას, შექმნილი მძიმე ოჯახური მდგომარეობის გამო, ქუთაისშიც უმძიმდა ყოფნა და მალე თბილისში გადავიდა საცხოვრებლად. აქ ის ისევ ფიზიკის მასწავლებლად იწყებს მუშაობას სათავადაზნაურო გიმნაზიაში.

1918-1919 წლებში პირველად, ქართულ ენაზე, გამოქვეყნდა ალ. ჯანელიძის ორი სახელმძღვანელო ფიზიკაში საშუალო სკოლებისათვის. დილხანს ქართულ სკოლებში ფიზიკა სწორედ ამ სახელმძღვანელოებით ისწავლებოდა.

რაკი ყაზანში დაბრუნება შეუძლებელი გახდა, ალ. ჯანელიძემ თხოვნით მიმართა ახლადშექმნილი უნივერსიტეტის ხელმძღვანელობას მიეღოთ იგი სამუშაოდ. 1920 წელს ივ. ჯავახიშვილის თანხმობით ის სამეცნიერო მივლინებით საფრანგეთში გაემგზავრა. პარიზში ალექსანდრე პირველ რიგში, საშუალო სკოლის ორგანიზაციის საკითხებს ეცნობა, რაც განათლების სამინისტროსაგან ჰქონდა დავალებული. სულ მალე მიღებული წინასწარი შედეგები მან თბილისში გამოაგზავნა. მისი საფრანგეთში ჩასვლის მთავარი მიზანი კი პალეონტოლოგიური კვლევის ახალი მეთოდების დაუფლება და სრულყოფა იყო.

პარიზის საბუნებისმეტყველო მუზეუმის დირექტორის, ცნობილი პალეონტოლოგის მ. ბულის (Boule) რჩევით ალ. ჯანელიძე გაემგზავრა გრენობლში აკადემიკოს ვ. კილიანთან (Kilian), რომელიც პალეონტოლოგიისათვის და საერთოდ გეოლოგიისათვის უმნიშვნელოვანესი ჯგუფის - ამონიგების აღიარებულ მკვლევარად ითვლებოდა.

ვ. კილიანზე კარგი შთაბეჭდილება დაგოვა ალექსანდრეს ჩინებულმა ფრანგულმა, მაღალმა მეცნიერულმა აზროვნებამ და პირველსავე შეხვედრისას შესთავაზა იურული გვარის *Simoceras*-ის შესწავლა. პალეონტოლოგიური კვლევის ჩვევები ალ. ჯანელიძეს უკვე ყაზანში ჰქონდა შეძენილი და ამდენად დასახული ამოცანის გადაჭრა მისთვის დიდ სიძნელეს აღარ წარმოადგენდა, თუმცა ეს სამუშაო მან ბოლომდე ვერ მიიყვანა. მისი ნაწერების გაცნობის შემდეგ ვ. კილიანმა ურჩია ხელი მოეკიდა უფრო კარგი და მდიდარი კოლექციისათვის, რომელიც მოიცავდა საფრანგეთის ალპების გვიანიურულ-აღრეცარული ამონიგების *Spiticeras*-ის გვარის წარმომადგენლებს.

აღნიშნული ჯგუფი ალ. ჯანელიძემ მოკლე ვადაში მონოგრაფიულად დაამუშავა და დასაბუქლად გამზადებული შრომა გადასცა ვ. კილიანს წასაკითხად. ხელნაწერში ვ. კილი-

ანს ერთი სიტყვაც არ გაუსწორებია და ალექსანდრესათვის აღტაცებით უთქვამს: "უცხო-ელი, რომ ფრანგულად ასე წერდეს, არავენ მინახავსო". მონოგრაფიული ნაშრომი "სამხ-რეთ-აღმოსავლეთ საფრანგეთის სპიტიცერასები" დაუყოვნებლივ გადაეცა სტამბას და 1922 წელს დაიბეჭდა კიდეც. მონოგრაფიას იმდენად დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა პალეონტო-ლოგიური მეცნიერებისათვის, რომ იგი აისახა კ. ციტელის (Zittel) კლასიკური გრაქტაგის მორიგ გამოცემაში - "პალეონტოლოგიის საფუძვლები", ხოლო ცნობილმა ფრანგმა პალე-ონტოლოგმა გ. მაზნომ (Mazenot) თავის კაპიტალური მონოგრაფიის წინასიტყვაში აღნიშ-ნა, რომ "ამონიგების ცარცული გვარების მონოგრაფიული შესწავლის დიდი საქმე ა. ჯანელიძის მშვენიერი შრომით დაიწყო." ამ ფუნდამენტურ ნაშრომს დღესაც არ დაუკარ-გავს აქტუალობა და მეცნიერული ღირებულება. ის შევიდა მრავალტომეულ საცნობარო გამოცემაში "Основы палеонтологии".

იმავე წელს, თითქმის ერთდროულად, გამოქვეყნდა ალ. ჯანელიძის კიდეც 2 შრომა. ერთი მათგანი გამოიცა საფრანგეთის გეოლოგიური საზოგადოების მოამბეში. ამ გამოც-ემლობაში მან ნაშრომის დაბეჭდვის უფლება მიიღო მას შემდეგ, რაც გამოჩენილი მეცნი-ერების ვ. კილიანისა და მ. ეინიუს (Gignoux) რეკომენდაციით ის გახდა საფრანგეთის გეო-ლოგიური საზოგადოების წევრი. ამ ნაშრომში აღწერილი ბერიასული ამონიგების თავისე-ბური ჯგუფი შემდგომში მსოფლიო პალეონტოლოგიურ ლიტერატურაში აღიარებული გახ-და, როგორც ალ. ჯანელიძის მიერ გამოყოფილი ახალი ტაქსონომიური ერთეული. მოგვიანებით ალ. ჯანელიძე გადადის პარიზში და მუშაობას იწყებს გეოლოგიის კლასიკოსად მიჩნეულ ე. ოგთან (Haug) სორბონის უნივერსიტეტის გეოლოგიურ ლაბორა-ტორიაში.

ა. ჯანელიძის წარდგენისას ვ. კილიანი მსოფლიოში უკვე აღიარებულ მეცნიერს ე-ოგს სწერდა: "გიგმაჟნი საკვირველ ახალგაზრდა ქართველს."

პირველი მსოფლიო ომის შემდგომ საფრანგეთში მნიშვნელოვნად გაუარესდა ეკონო-მიკური მდგომარეობა და ალ. ჯანელიძე იძულებული გახდა გადასულიყო გერმანიაში, სადაც მუშაობა დაიწყო პაგარა სამრეწველო ქალაქ ჰალეს გეოლოგიურ ლაბორატორი-აში, რომელსაც უდაბნოთა მკვლევარი ი. ვალტერი (Valter) ხელმძღვანელობდა. მაგრამ მალე თბილისის უნივერსიტეტიდან მიიღო წინადადება სამშობლოში დაბრუნების შესახებ და 1923 წლის ივნისის დამდეგს ალ. ჯანელიძე სამშობლოში გამოემგზავრა.

საქართველოში იწყება ალ. ჯანელიძის ნაყოფიერი მეცნიერული და საზოგადოებ-რივი მოღვაწეობა. ის იცავს დისერტაციას მეცნიერებათა დოქტორის ხარისხის მოსაპოვებ-ლად. შრომა ეხებოდა საფრანგეთში შესრულებულ მონოგრაფიას ბერიასული სპიტიცერა-სების შესახებ. ეს დაცვა პირველი იყო ბუნებისმეტყველების დარგში, ხოლო სახელმწიფო უნივერსიტეტისათვის კი - რიგით მესამე ა. შანიძისა და მ. წინამძღვრიშვილის სადოქტო-რო დისერტაციების შემდეგ.

1924 წელს ალ. ჯანელიძემ თბილისის უნივერსიტეტში ჩამოაყალიბა გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრა, რომელსაც თავად ხელმძღვანელობდა 48 წლის განმავლო-ბაში. მანვე წამოსწია საკითხი გეოლოგიური ინსტიტუტის დაარსების შესახებ. ქვეყნის წინაშე მდგარი დიდი ამოცანების გადაჭრა ასეთი დაწესებულების გარეშე წარმოუდგე-ნელი იყო. ალ. ჯანელიძის ინიციატივას მხარი აუბა საქართველოს სახალხო მეურნეობის უმაღლესმა საბჭომ და 1925 წელს ალ. ჯანელიძის სიბრძნისა და წინდახედულების საფუძ-ველზე თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგია-პალეონტოლოგიის კათედრის ბაზაზე გეოლოგიური ინსტიტუტი შეიქმნა, რომელსაც ფუნდამენტურ გეოლოგიურ კვლევებ-თან ერთად ახალგაზრდა სპეციალისტების აღზრდის ფუნქციაც დაეკისრა. ინსტიტუტს ალ. ჯანელიძე 30 წლის განმავლობაში ედგა სათავეში.

1926-1929 წლებში მან შეთავსებით საქართველოს სახელმწიფო მუზეუმის დირექ-ტორობა იკისრა. ოციან წლებში ეს ერთადერთი დაწესებულება იყო საქართველოში, რომელიც სამეცნიერო მუშაობას ეწეოდა გეოლოგიაში, არქეოლოგიაში, ზოოლოგიასა და ბოტანიკაში. 1928 წელს ალ. ჯანელიძემ საქართველოს პოლიტექნიკურ ინსტიტუტშიც ჩამო-აყალიბა გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრა, რომელსაც ხელმძღვანელობდა 1940 წლამდე.

საქართველოში მუშაობის პირველსავე წლებში ის განსაკუთრებულ ყურადღებას უთ-მობს გეოლოგიის უმნიშვნელოვანეს დარგებს - პალეონტოლოგიას და სტრატეგრაფიას.

1924 წელს რაჭა-ლეჩხუმში ჩატარებული კვლევების შედეგად ალ. ჯანელიძემ აღმოა-ჩინა მეცნიერებისათვის უცნობი ამონიგი, რომელსაც "კოლხიდიტეს" (Colchidites) უწოდა. ცარცულის სტრატეგრაფიისათვის და საზოგადოდ პალეონტოლოგიური თვალსაზრისითაც ძლიერ საინტერესო არის. კოლხიდიტების გვარში გაერთიანებულ ამონიგებს შემდგომ

მართლაც დიდი მნიშვნელობა მიენიჭა მთელ მსოფლიოში. მათი ნაშთები აღმოჩნდა შუა აზიაში, თურქეთში, საფრანგეთში, ესპანეთში, კუბაში, კოლუმბიაში, არგენტინაში, სამხრეთ აფრიკაში და სხვაგან. დამტკიცდა კოლხიდიტების დიდი მნიშვნელობა ზუსტი სტრატეგორაფიისათვის.

ალ. ჯანელიძემ პირველმა გვიჩვენა, რომ რაჭაში გავრცელებული ანდეზიტურ-ბაზალტური შედგენილობის მძლავრი ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების კომპლექსი ერთ მთლიან სხეულს წარმოადგენს და ამიერკავკასიაში ფართო გეოგრაფიული გავრცელება აქვს, მას პორფირიტიული სერია უწოდა და შუა იურულად დაათარიდა. ადრეული წარმოდგენებით კომპლექსის ცალკეული კომპონენტი განსხვავებული ასაკის დამოუკიდებელ ლითოსტრატეგორაფიულ ერთეულად იყო მიჩნეული.

რაჭა-ლეჩხუმში ჩატარებულ გეოლოგიურ დაკვირვებებს მოჰყვა სოფელ წესთან მდინარე განამარხებული ფაუნის ნაშთების აღმოჩენა და კალოვიური ამონიტების აღწერა. მათ შორის აღსანიშნავია მაკროცეფალიტების სახელმძღვანელო სახეები, რომელთა საფუძველზე რაჭაში და, საერთოდ, საქართველოში პირველად დადგინდა კალოვიური ნალექების არსებობა და გამოვლინდა მათი ტრანსგრესიული ხასიათი.

სოფ. ქორთის მიდამოებიდან ალ. ჯანელიძემ შეისწავლა მრავალფეროვანი გვიანიურული ფაუნა, რომლის სტრატეგორაფიული ანალიზი არაერთ ცნობილ მეცნიერს ჰქონდა გაკეთებული, მაგრამ მათი დასკვნები ურთიერთგამომრიცხავი იყო. მხოლოდ ალ. ჯანელიძემ, სწორად განსაზღვრული და აღწერილი ამონიტების საფუძველზე, შემცველი შრეები, რომლებიც ქორთის შრეების სახელწოდებითაა ცნობილი, სრულიად მართებულად კალოვიურის ნაწილს და ქვედა-შუა ოქსფორდულს მიაკუთვნა.

1940 წელს გამოქვეყნდა ალ. ჯანელიძის მონოგრაფიული გამოკვლევა “გეოლოგიური დაკვირვებები ოკრიბაში და რაჭისა და ლეჩხუმის მიმდებარე ნაწილებში”, სადაც გადაჭრილია გეოლოგიის სხვადასხვა დარგის ფუძემდებლური საკითხები. მასში მნიშვნელოვანი ადგილი დაეთმო მეზო-კაინოზოური ნალექების სტრატეგორაფიას. საბოლოოდ დადგინდა პორფირიტიული სერიის ბაიოსური ასაკი; ბათურად დათარიღდა მომდევნო რეგრესიული ფურცელა ფიქლების და ნახშირიანი წყებები; დადგინდა ფერადი წყების წარმოშობის პირობები, მისი კიბერიჯული ასაკი და შედგენილობის ხასიათი. ფერადი წყებიდან გამოირიცხა კვარციან-არკობული ქვიშაქვები, რომლებიც ცარცული სისტემის ტრანსგრესიულ ბაზალტურ ფორმაციად იქნა მიჩნეული. დადგინდა ურგონული კირქვების და, საერთოდ, მთელი ქვედაცარცული ნალექების ჩრდილო მიმართულებით ფაციესური ცვალებადობის გარკვეული კანონზომიერებები. ამ ფაქტს დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა პალეოგეოგრაფიული პირობების აღდგენის თვალსაზრისით. შემდგომში აქედან ბევრი მნიშვნელოვანი დასკვნა გაკეთდა.

ალ. ჯანელიძის მიერ დადგინდა დასავლეთ საქართველოს გლაუკონიტიანი ქვიშაქვების სენომანური ასაკი. გლაუკონიტიანის ზედა კირქვები გურონულად დათარიღდა. ამასთანავე აღინიშნა ადრეგურონულის ტრანსგრესია. პირველად გამოითქვა მოსაზრება ლეჩხუმის ე.წ. “უსახელოს ქვიშაქვების” შუამოცნური ასაკის შესახებ. მანამდე ისინი ოლიგოცენურად იყო მიჩნეული. რაჭაში დადგინდა სპანიოლონტელებიანი შრეები და მათი ოლიგოცენურად იყო მიჩნეული. რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაში ცარცულ ასაკი კარაგანულად განისაზღვრა. რაჭა-ლეჩხუმის ალმოაჩინა ჩოკრაკული სართულისათვის დამახასიათებელი მოლუსკური ფაუნა, რამაც მას მისცა უფლება დაემტკიცებინა ჩოკრაკული ნალექების ტრანსგრესიული განლაგება ქვედაცარცულ კირქვებზე.

1941 წელს ქართველი ერის ისტორიაში დიდმნიშვნელოვანი მოვლენა მოხდა - დაარსდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია. იმავე წელს ალ. ჯანელიძე სხვა გამოჩენილ ქართველ მეცნიერებთან ერთად აირჩიეს აკადემიის პირველ შემადგენლობაში. აკადემიის დაარსების დღიდან ის მისი პრეზიდიუმის წევრია და ხელმძღვანელობს მათემატიკურ და საბუნებისმეტყველო განყოფილებას. ომის წლებში ალ. ჯანელიძე იყო თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის რექტორი (1942-45), ხოლო 1951-1955 წლებში - საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის პირველი ვიცე-პრეზიდენტი. ყველა ამ მნიშვნელოვან და მეტად საპასუხისმგებლო თანამდებობაზე ყოფნის დროს მას არასოდეს გაუწყვეტია კავშირი კვლევით სამუშაოსთან.

1946 წელს ალ. ჯანელიძის ინტერესების სფეროში მოექცა ლოქის და ძირულის მასივების ლიასური თავფეხიანების ფაუნა, რომლის დამუშავების შემდეგ მიღებული იქნა საინტერესო დასკვნები. ლოქის მასივის ტერიტორიულ ნალექებში დადგინდა სინემურული, პლინტონური და გოარსული სართულები, ხოლო ძირულის მასივის წითელ კირქვებში, რომელსა და გოარსული სართული მკვლევართა შორის აზრთა სხვადასხვაობას იწვევდა, თა ასაკი დიდი ხნის განმავლობაში მკვლევართა შორის აზრთა სხვადასხვაობას იწვევდა, გამოიყო დომერული ქვესართული, გოარსული სართული და აალენურის ქვედა ქვესართული.

დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა ალ. ჯანელიძის მიერ კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ფიქლების სერიის ნალექებში მოლუსკური ფაუნის აღმოჩენას. როგორც ცნობილია, ეს ნალექები ღარიბია ფაუნის ნაშთებით და ყოველგვარი ახალი მონაცემი ამ სფეროში განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებს. მან გემო რაჭის ფიქლების სერიის ზედა ნაწილში (ამონიგური ფაუნით დაადგინა ორი ქრონოსტრატიგრაფიული ერთეულის (გოარსულ-აალენურის) არსებობა და მათი შესაბამისი წარმონაქმნები გამოიყო სორის წყების სახელწოდებით. მოგვიანებით გაირკვა, რომ სორის წყების გაერცელება სცილდება რაჭის საზღვრებს და კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოლოგიურ აგებულებაში მას ერთ-ერთი მთავარი ადგილი უკავია.

ალ. ჯანელიძემ პირველმა საქართველოში მიაქცია ყურადღება სტრატიგრაფიისათვის მეტად საჭირო ჯგუფის - ამონიგების შიგა აგებულების შესწავლას და მიუძღვნა სპეციალური შრომა "Ammonoide-ების ნიქარაში ტიხრების გამოყოფის მექანიზმის შესახებ." მასში გამოთქმულია მეტად ორიგინალური მოსაზრებები: ტიხრები იმრდება არა პერიფერიიდან ცენტრისაკენ, როგორც იმ დროს ფიქრობდნენ, არამედ ცენტრიდან; შიგა კალაპოტის ფხვნილით ცვეთის შემდეგ ტიხარი ზედაპირიდან ცენტრისკენ თანდათანობით მარტივდება და შექცეული რიგით ონტოგენეტური განვითარების სტადიებს გაივლის. ამ შრომით საქართველოში საფუძველი ჩაეყარა ამონიდეების მორფოსტრუქტული შესწავლის საქმეს.

აღსანიშნავია ალ. ჯანელიძის კვლევები კახეთის ქედისა და მისი მოსაზღვრე რაიონების მესამეულ წარმონაქმნებში. იმის გამო, რომ აქ ფართოდ გავრცელებული კონგინენტური წარმოშობის კონგლომერატების და თიხების გამოსავლები ეროზიული მოვლენების და მეოთხეული ნალექებით გადაფარვის გამო, ხშირად ერთმანეთისაგან გამიჯნულია, გეოლოგები მათ სხვადასხვა სახელწოდებით აღწერდნენ. ცალსახად არ იყო გადაწყვეტილი მათი სტრატიგრაფიული დიაპაზონიც. ალ. ჯანელიძემ დამაჯერებლად დაასაბუთა ამ გამოსავლების იდენტურობა და სხვადასხვა წყებებად მიჩნეული ნალექები გააერთიანა ერთ ცივის წყებაში, რომლის ასაკი გვიანსარმაგულ-ალჩაგილურად განსაზღვრა.

ალ. ჯანელიძის მეცნიერული ინტერესები მარტო პალეონტოლოგიით და სტრატიგრაფიით არ შემოიფარგლებოდა. მისი კვლევების სფეროში მოექცა გეოლოგიის ერთ-ერთი მთავარი და ურთულესი დარგი - გექტონიკა. იგი აღრევე დაინტერესდა ისეთი კარდინალური საკითხებით, როგორცაა დედამიწის ქერქის ძირითადი სტრუქტურული ელემენტების - ოკეანეებისა და კონტინენტების წარმოშობა. საბუნებისმეტყველო დარგებში მრავალმხრივი განათლება, დასავლური ენების ცოდნა და სინთეზირების ბრწყინვალე უნარი ალ. ჯანელიძეს საშუალებას აძლევდა მთელი სიმკაცრით აეწონა არსებული თითოეული წყაროს მეცნიერული ღირებულება და დასახული პრობლემის გარკვევისათვის უფრო სარწმუნო მასალის გამოყენებით თავისი მოსაზრებები გამოეთქვა. ამის ერთ-ერთი ჩინებული მაგალითია მისი ჯერ კიდევ 1924 წელს დასტამბული ნარკვევიც "ოკეანეების წარმოშობა". 20-ანი წლების დასაწყისისათვის არსებული სათანადო ფაქტების და შეხედულებების კრიტიკულად განხილვისა და განზოგადების შემდეგ ალ. ჯანელიძემ მკაფიოდ და ნათლად წარმოაჩინა პრობლემის იმდროინდელი მდგომარეობა. მისი ვარაუდით ოკეანის წარმოშობამდე დედამიწის ქერქს საკმაოდ ხანგრძლივი ისტორია ჰქონდა და, ამდენად, დედამიწის რელიეფის პირველი ჩანასახი უწყლო ხანაში უნდა გაჩენილიყო. ალ. ჯანელიძის მიერ აქვე გამოთქმული ორიგინალური თვალსაზრისი გეოსინკლინის ფსკერის დაძირვისა და ბაროსფეროში გაშლის თაობაზე გარკვეული წინასწარხედვაა ბევრად უფრო გვიანდელი მეცნიერული მონაპოვრისა, რომლის მიხედვით ოკეანური ქერქი სუბდუქციის ბონაში მიმდინარე პროცესების შედეგად მანგიაში შთაინთქმება. საერთოდ დასმული პროცესების შესახებ გამოთქმული მისი მოსაზრებები ერთიმეორისაგან რადიკალურად განსხვავებული კონტრაქციული და მაგერიკების დრეიფის კონცეფციების დადებითი მხარეების გაერთიანების პირველ მცდელობას წარმოადგენდა და დღესაც გარკვეულ სამსახურს უწევს თეორიული საკითხების გადაჭრის საქმეს.

კონტინენტების წარმოშობის ურთულეს საკითხს ალ. ჯანელიძე თანამედროვე პეტროლოგიისა და გეოლოგიის ასევე დიდ პრობლემასთან - გრანიტისა და მაგმის პრობლემასთან აკავშირებს. მის მიერ შემოთავაზებული კონცეფციის თანახმად კონტინენტების წარმოშობაში და მათ შემდგომ ბრღაში დიდი როლი ენიჭება ოროგენეზს. თავად ოროგენეზი კი აზვევება-დაძირვის ხარჯზე მიმდინარეობს. ეს ძალზე ნელი პროცესი მრავალჯერადია, რაც ბაზალტური დედამაგმის დიფერენციაციის სრულ დამთავრებას, ანუ გრანიტის გამოყოფას უბრუნველყოფს. სწორედ ამგვარად წარმოიქმნება იუვენური გრანიტი და შემდეგ კი ვითარდება სიალი (კონტინენტური ქერქი), რომელშიც, გარდა ასეთი გრანიტისა, შედის მის ხარჯზე წარმოშობილი დანალექი საფარი და მეორადი, ანუ მეტამორ-

ფული გრანიტი. ასე რომ, სიალის წარმოშობა ოროგენეზის შედეგია, ხოლო სიალსა და კონტინენტებს შორის კავშირი გენეტიკურია.

ალ. ჯანელიძემ პირველმა აღწერა პლიკატური დისლოკაციის თავისებური სახე - კიდური დანაოჭება, დაადგინა გამოწერის მოვლენა, რის საფუძველზედაც ახსნა ნათქა სისტიმების მარაოსებური აგებულება და შარიაკების წარმოშობაც. მანვე დაადგინა მთების მიგრაციისა და ტელესკოპური განვითარების კანონზომიერებანი. იგი, მისივე სიტყვებით, რომ ვთქვათ, მოდის მიმდევარი არასოდეს ყოფილა და საჭირო შემთხვევაში წყალადმა მოძრაობასაც ახერხებდა. გეოლოგიური მეცნიერების კლასიკოსის, გერმანელი ჰ. შტილეს (Stille) ოროგენეტიკული ფაზისების თეორიის კრიტიკა სწორედ ამის ერთ-ერთი მაგალითია. მან, ჩვეული ობიექტურობით შენიშნა, რომ ნაოჭოწარმოქმნის პროცესის დათარიღების შტილესეული მეთოდით ოროგენეტიკული ფაზისის მაჩვენებლად ითვლება კუთხური უთანხმოება, მაგრამ ეს შეხედულება არ ითვალისწინებდა იმ გარემოებას, რომ კუთხური უთანხმოება არ არის ოროგენეზის თანადროული მოვლენა და დანაოჭების ტემპარიტ ასაკს ვერ მოგვეცმა. ჰ. შტილეს მიხედვით ფაზისი უნდა მომხდარიყო უთანხმოების ქვეშედებარე დანაოჭებული შრეების დალექვის შემდეგ და ბევრ შემთხვევაში უთანხმოდ განლაგებული შრეების დალექვის წინ. ასეთი მსჯელობით გამოდის, რომ ანდური ფაზისი, რომელიც კიბერიჯული დროის შემდეგ და გიგონურის წინ მომხდარა, თითქოს დანაოჭებისათვის საჭირო დროის გარეშე რჩება. სინამდვილეში კი, როგორც ალ. ჯანელიძე აღნიშნავდა, უთანხმოება მხოლოდ იმას მოწმობს, რომ მისი წარმოქმნისას დანაოჭება უკვე მომხდარა და არაფერს გვეუბნება იმის შესახებ, თუ როგორ და რა დროის განმავლობაში ჩამოყალიბდა ეს დისლოკაცია. მისი აზრით დანაოჭების უშუალო თანამგზავრი არის თანმხლები რეგრესია, რომელიც სინოროგენული მოვლენაა და ოროგენეზის სწორად რეგრესიული ნალექებით ვლინდება და თარიღდება. დანაოჭება აბეჭდებს იწვევს, აბეჭება - რეგრესიას და ეს პროცესი გრძელდება დანაოჭების დამთავრებამდე. საქართველოს მეზო-კაინოზოური ნალექების სტრუქტურულ-ფაციესური ანალიზის საფუძველზე მან დამაჯერებლად გამოავლინა და აღწერა 12 რეგრესია და დააფიქსირა, რომ ყველა ამ რეგრესიის მიმდინარეობის დრო კარგად ეთანადება ალპური ოროგენეზის საყოველთაოდ აღიარებული ფაზისების მოქმედების დროს. ოროგენეტიკული ფაზისების დადგენა-დათარიღების მეთოდის სრულყოფით ალ. ჯანელიძემ არსებითი წვლილი შეიტანა თეორიულ გეოლოგიაში, ხოლო მომდევნო თაობებს მძლავრი მეთოდური იარაღი გადასცა გეოლოგიური მეცნიერების შემდგომი განვითარებისათვის.

ალ. ჯანელიძემ განავითარა აგრეთვე სახელმძღვანელო ფრანგი გეოლოგის მ. ბერტრანის (Bertrand) მიერ შემუშავებული მთათაწარმოშობის ციკლების თეორია და თითოეულ მათგანში დაბალი რანგის მოვლენები გამოჰყო. მან სელიმენგაციისა და მომყოლი დანაოჭების ფაზისის ერთობას ოროგენეტიკული ციკლი უწოდა და დაადგინა, რომ ეს ციკლები კანონზომიერად მეორდება და არსებითად ერთი რიგის ხანგრძლივობისაა (დაახლოებით 20 მილიონი წელი). აღსანიშნავია, რომ ჩრდილო ამერიკის დასავლეთი და ცენტრალური შტატების შესახებ უფრო მოგვიანებით გამოქვეყნებული ოროგენეტიკული თავისებურებების ქრონოლოგია (გილური, ჰემი, ვილსონი) ბუსტად შეესაბამება ალ. ჯანელიძის მიერ საქართველოსათვის შემუშავებულ ოროგენეტიკულ ციკლთა სქემას. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ წყნარი ოკეანის ჩრდილო-დასავლეთი პერიფერიის შესახებ 1947-1948 წლებში გამოქვეყნებულმა ახალმა ფაქტებმა (ჰესი და სხვ.) ალ. ჯანელიძეს საშუალება მისცა ადრინდელი წარმოდგენები მთების წარმოშობის თაობაზე უფრო მტკიცედ დაესაბუთებინა და განევითარებინა კიდევ. 1949 წლის სტაგიაში "ოროგენის დაბადება" იგი მიუთითებდა, რომ მიგრაციის წესის თანახმად ახალი ოროგენის დაბადება მხოლოდ კონტინენტისა და ოკეანის სასაზღვრო ფართო ზოლში არის მოსალოდნელი. ამ სანაპირო ზოლში ოკეანური ფსკერის რელიეფი ორი უმთავრესი ელემენტით - ღრმაობებით და ბურგობებით ხასიათდება. თავისი მახასიათებლებით ისინი უდავოდ ტექტონიკური, სახელდობრ გეოსინკლინური და გეოანტიკლინური ბუნებისაა და ოროგენში ორივე ეს ერთეული თავიდანვე, თანაც ერთდროულად წარმოიშობა. ავტორის სიტყვებით აქ, ჯერ კიდევ კონტინენტის გარეთ, "ჩვენ მოწმე ვართ თუ ოროგენის დაბადების არა, ყოველ შემთხვევაში მისი ნორჩი ახალგაზრდობის". ამასთან ჩვენს წინაშეა ოროგენის დაბადების მკაფიო სურათი.

დღეისათვის საყოველთაოდ აღიარებული ფილაქნების ტექტონიკის თეორიის თანახმად თანამედროვე ოკეანეების პერიფერიები ანუ კონტინენტების წყალქვეშა კიდეები მომავალი მთების შესაძლო აკვანს წარმოადგენს; ამ მთებს ოკეანის მიმართულებით "ტელე-სკოპურად" სხვა მთები შეცვლის და ა.შ. რაოდენ საამაყოა, რომ ამ დიდი პრინციპული მნიშვნელობის მქონე იდეის შესახებ ალ. ჯანელიძე ფილაქნების ტექტონიკის შექმნამდე 20 წლით ადრე აღნიშნავდა.

ალ. ჯანელიძის დიდ დამსახურებად ითვლება საქართველოს ბელტის კონცეფციის შექმნა. მან კავკასიონის და აჭარა-თრიალეთის ტექტონიკის ანალიზის საფუძველზე და მთათაშუა ზოლში ფაციესების თავისებურებების გათვალისწინებით დაადგინა შედარებით უფრო სტაბილური სხეულის არსებობა, რომელსაც საქართველოს ბელტი უწოდა. ამ განსხვავებული ფიზიკური თვისებების და განვითარების ისტორიის მქონე სხეულის გამოყოფამ არსებითი როლი შეასრულა საქართველოს გეოლოგიის სწორად გაგებისათვის და ლოგიკურად გამართული გეოტექტონიკური დარაიონებისათვის.

ალ. ჯანელიძემ პირველმა გამოთქვა მოსაზრება საქართველოს ბელტის ქვეცოცების შესახებ კავკასიონის ქვეშ და ამით ახსნა რაჭა-იმერეთის ქედის ინტენსიური აწევა უახლოეს დროში.

ალ. ჯანელიძე ყოველთვის დიდ მნიშვნელობას ანიჭებდა გეომორფოლოგიურ და სტრუქტურულ-მორფოტექტონიკურ კვლევებს. მას მიაჩნდა, რომ ეს დარგები გეოლოგიური სამუშაოების საწყისი არის და მათი დაგვირგვინებაც. მან ჯერ კიდევ 1925 წელს აღნიშნა, რომ თბილისის ფარგლებში მდ. მტკვრის მიერ ხეობა გაჭრილია თრიალეთის ქედის აბეჭეობის პროცესში და სწორედ მტკვარმა ითამაშა არსებითი როლი ქალაქის რელიეფის ფორმირებაში. აქ, მან ქაშვეთი-სამგორის ალუვიური ველის გარდა, გამოჰყო და აღწერა ოთხი მთავარი ტერასა (მახათის, ლოტკინის, ვაკე-ავლაბრის და ჩუღურეთის), რომლებიც ციკლურ ტერასებს მიაკუთვნა და თბილისის რელიეფის განვითარების გარკვევისათვის უმთავრეს დასაყრდენად მიიჩნია. ალ. ჯანელიძემ დამაჯერებლად დაასაბუთა ისიც, რომ კუსტბისა და მდ. ვერეს მარჯვენა ნაპირის ფლექსურის გენეზისი მამადავითის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ბედა შრეების გრაფიგაციული დაცოცების შედეგია.

სტრუქტურული ანალიზისა და გეომორფოლოგიურ-ნეოტექტონიკური კვლევის შესანიშნავი მაგალითია ასხის მთის რაიონში ჩატარებული დაკვირვებები, რომელთა შედეგადაც ალ. ჯანელიძემ ახლებურად გააშუქა ამ რთული უბნის სტრატეგრაფიულ-ტექტონიკური თავისებურებები და თანამედროვე მორფოსტრუქტურების ბუნება. მან დაადგინა ასხის მთის ბლოკის არსებობა და მისი შუა სარმატულის შემდგომი ორ კილომეტრამდე სიმაღლის შეფარდებითი აბეჭება. ამით პირველმა აჩვენა, რომ საქართველოში მნიშვნელოვანი ტექტონიკური მოძრაობები სრულიად ახალგაზრდა ასაკისაა.

მდ. შაორისა და მდ. ცყიბულის ევოლუციის შესწავლის საფუძველზე ალ. ჯანელიძემ გააკეთა სრულიად ახალი დასკვნები. მისი აზრით 80 მ-დე სისქის ალუვიონით ამოვსებული ახალსოფლის ქვაბული უეჭველად მდ. ცყიბულის ხანგრძლივი ეროზიული მოქმედების შედეგია, ხოლო დაახლოებით იმავედროული შაორის დეპრესია, რომელიც განვითარებულია ურგონულ კირქვებში და აპტურ მერგალებში, ტექტონიკური წარმოშობისაა. ამავდროულად მიზნით ხსნის აგრეთვე ზემო დვარდიის გაუმდინარი ქვაბულის გენეზისსაც. ალ. ჯანელიძის მიერ დადგენილია, რომ რაჭა-იმერეთის ქედის ძლიერი აბეჭება ახლო წარსულში, ქედის გასწვრივ განვითარებული რამდენიმე დიდი შესხლეგვის შედეგია. მანვე გაარკვია ქუთაისის ტერასების (ჭომის, საღორიას და ქუთაისის) ფორმირების საკითხი, რომელიც დაუკავშირა არა ეროზიის ბაზისის მერყეობას, არამედ რიონის აუზის ზემო წელის აბეჭებას.

ალ. ჯანელიძე მეცნიერულ კვლევებთან ერთად დიდი პასუხისმგებლობით ეკიდებოდა გამოყენებითი გეოლოგიის მნიშვნელოვანი საკითხების გადაწყვეტას. კერძოდ, ცყიბულის ქვანახშირის საბადოს პერსპექტიულობის შეფასებისას მან დაადგინა, რომ საბადოს მარაგის გაზრდა შესაძლებელია მხოლოდ მისგან აღმოსავლეთი მიმართულებით; მანვე გაარკვებთან და არა შესამეულთან, როგორც ადრე ფიქრობდნენ.

ალ. ჯანელიძის გეოლოგიური კონსულტაციებით და რეკომენდაციით მიმდინარეობდა რიონჰესის, აჭარის, შაორის და ცყიბულის ელსადგურების მშენებლობა. მას ეკუთვნის სამუშაოებზე თბილისის სასმელი წყლით მომარაგების პრობლემების გადაწყვეტაში და "თბილისის ბღვის" საგუბარის გეოლოგიური პირობების გარკვევაში.

ალ. ჯანელიძის მეცნიერულ მოღვაწეობაში ახალგაზრდობიდანვე გამოიკვეთა მეტად მნიშვნელოვანი თავისებურება, რომ ის არასოდეს შემოფარგლულა მხოლოდ გეოლოგიით. შესანიშნავი მაგალითია თბილისის უნივერსიტეტში ალ. ჯანელიძის მიერ გაკეთებული მოხსენება "მეცნიერული ჭეშმარიტება და შემოქმედება", რომელიც 1924 წელს დაიბეჭდა ქურნალ "კავკასიონში". ამ შრომის მთავარი არსი შემდეგია: "სანამ იქნებოდეს მეცნიერე აზრით "ეს მთლიანობა არ უნდა იქნას დაკარგული მხედველობიდან, თორემ ეს სიკვდილი იქნებოდა მეცნიერებისა". აღნიშნული მოსაზრება აგებულია ალ. ჯანელიძის პრინციპული ხასიათის შეხედულებებზე, რომლის მიხედვით მეცნიერების ცალკეული დარგების წარმა-

გება განსაკუთრებულად დაკავშირებულია მეცნიერების ზოგადი თეორიული საკითხების შესწავლასა და გაშუქებასთან.

მეცნიერების ჭეშმარიტების საკითხს ალ. ჯანელიძე დაუბრუნდა მოგვიანებით თავის შრომაში "ნარკვევები გეოლოგიის ისტორიიდან", სადაც დაამუსგა და დახვეწა ალრე გამოთქმული დებულებები.

ორმოცდაათიანი წლების მიწურულს ალ. ჯანელიძემ თავისი მოსაზრებები ფიზიოლოგიისა და ფსიქოლოგიის აქტუალურ საკითხებზე გააცნო დ. უზნაძის სახ. ფსიქოლოგიის ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭოს. მისი შეხედულებები იმდენად მნიშვნელოვნად იყო მიჩნეული, რომ დაიბეჭდა კიდევ პერიოდულ გამოცემაში "ფსიქოლოგია". მეტად საყურადღებო მოსაზრებები გამოთქმულია შრომაში "ცხოველთა ორიენტაცია სივრცეში და ლაბირინთი". აქ დამაჯერებელი ლოგიკით დასაბუთებულია ცხოველთა სივრცის აღქმის ფსიქოლოგიური პრობლემები და გარკვეულია მათი ორიენტაცია ფიზიკურ გარემოში.

ალ. ჯანელიძის გამოკვლევამ "ფიქრები ამროვნების ბუნების შესახებ" ფსიქოლოგებში განსაკუთრებული ინტერესი გამოიწვია. მასში ავგორი, გარდა ღრმა ამრების წვდომისა, თვითდაკვირვების შესანიშნავ ოსტატად გვევლინება. აქ გაშუქებულია ღირშესანიშნავი დაკვირვებები საკუთარი მეცნიერული ამროვნების შემოქმედებით თავისებურების შესახებ. ის საოცარი სიზუსტით აღწერს მეცნიერული აღმოჩენის ფსიქოლოგიას და აქვე აღნიშნავს, რომ ამოცანის გადაწყვეტა ხშირად ქვეცნობიერად ხდება. თავისი შეხედულების დასასაბუთებლად მას მოჰყავს მაგალითი, თუ როგორ დაადგინა მან შვილეს ოროფამისების თეორიაში არსებული ხარვეზები. ამ მომენტში, როგორც ალ. ჯანელიძე აღნიშნავს, "ახალი ცოდნა არ შემიძენია არც დაკვირვებით და არც მოფიქრებით. ცხადია, ის იდეები, რომლებიც მე უკვე მქონდა, ახლებურად დაუკავშირდა ერთმანეთს, ხოლო ჩემმა დაინტერესებამ ბიძგის როლი ითამაშა". ამავე დროს, მისი ამრით იდეების რაოდენობის ცოდნას თავისთავად მნიშვნელობა არა აქვს. "ამიგომ ვლაპარაკობთ კარგად ორგანიზებულ და ცუდად ორგანიზებულ გონებაზე." იგი სამართლიანად ეკამათება იმ ფსიქოლოგებს, რომლებიც ფსიქოლოგიის არეალს მხოლოდ ცნობიერების მოვლენებით საზღვრავენ. ქვეცნობიერი - განმარტავს ალ. ჯანელიძე - მკვდარი, ინერტული მარაგი კი არ არის, იქ განუწყვეტლივ ერთგვარი მუშაობა მიმდინარეობს. "ცნობიერის ბუნებას ვერასოდეს გავიგებთ, თუ იგი ქვეცნობიერს მოვწყვიტეთ".

ალ. ჯანელიძის დასკვნებს დღესაც არ დაუკარგავთ მნიშვნელობა და თანამედროვე ფსიქოლოგიის დონეს ეხმიანებიან. აღნიშნული წერილით ერთხელ კიდევ დავრწმუნდით, რომ ის უაღრესად განათლებული, არათორდინალური პიროვნებაა, რომელმაც თავისი ამროვნება მიმართა არა მხოლოდ მეცნიერულ ჭეშმარიტებათა საძიებლად, არამედ თვით ამროვნების ბუნების გასარკვევად.

ალ. ჯანელიძე მეცნიერულ და საზოგადოებრივ მოღვაწეობასთან ერთად მნიშვნელოვან ადგილს უთმობდა პედაგოგიურ მუშაობას. დიდი ერუდიციის, მეცნიერული ანალიზის საოცარი უნარის, მკაფიო ლოგიკისა და ორაგორული ნიჭის წყალობით მისი ყველა ლექცია მსმენელთათვის უაღრესად საინტერესოდ მიმდინარეობდა და დიდძალ აუდიტორიას იკრებდა. სტენოგრაფიულად ჩაწერილი ალ. ჯანელიძის ლექციები ისტორიულ გეოლოგიაში, პოლიტექნიკური ინსტიტუტის სტუდენტების ინიციატივით, 1937 წელს დაიბეჭდა როგორც უმაღლესი სასწავლებლის სახელმძღვანელო, რომელიც 1963 წელს ხელმეორედ გამოიცა. ასევე ორჯერ გამოიცა მისი ზოგადი გეოლოგიის კურსი.

ალ. ჯანელიძე განსაკუთრებული პასუხისმგებლობით ეკიდებოდა ნიჭიერი ახალგამრდების შერჩევას მეცნიერებაში სამუშაოდ. საოცარი ინტუიცია, პრინციპულობა და სამართლიანობა მას ყოველთვის დიდ დახმარებას უწევდა კადრების მომზადების საკითხის მაღალ დონეზე გადაწყვეტაში. შედეგმაც არ დააყოვნა, ალ. ჯანელიძის ხელმძღვანელობით ჩამოყალიბდა მძლავრი ქართული გეოლოგიური სკოლა, რომელმაც დროთა განმავლობაში ფართო საერთაშორისო აღიარება მოიპოვა. აღნიშნულის დასტურად, საკმარისია მოვიგონოთ ამ სკოლის ისეთი უბრწყინვალესი წარმომადგენლები როგორებიც იყვნენ აკადემიკოსები პ. გამყრელიძე, გ. ძოწენიძე, ივ. კაჭარავა, ა. ცაგარელი, გ. თვალჭრელიძე, წევრ-კორესპონდენტები ივ. კახაძე, მ. რუბინშტეინი, მეცნიერებათა დოქტორები გ. გვახაურია, მ. ერისთავი, ნ. თათრიშვილი, თ. ივანიცკი და სხვა. ამჟამად ალ. ჯანელიძის მეცნიერულ ტრადიციებს წარმატებით აგრძელებენ მისი მოწაფეები აკადემიკოსები ნ. სხირტლაძე, ე. გამყრელიძე, წევრ-კორესპონდენტები გ. ბარიძე, ი. ბუაჩიძე და სხვ.

1975 წლის 16 იანვარს 87 წლის ასაკში ერის წინაშე ვალმოხდელი ალ. ჯანელიძე სამუდამოდ წავიდა ჩვენგან. მისი მოწაფეები და, საერთოდ ყველა გეოლოგი, და არა მარტო ისინი, დიდ პატივს მიაგებენ მის ხსოვნას, როგორც გამოჩენილ მეცნიერს და აღიარებულ ლიდერს, რომელმაც ფასდაუღებელი წვლილი შეიტანა გეოლოგიური მეცნიერების განვითარებაში.

АЛЕКСАНДР ИЛЛАРИОНОВИЧ ДЖАНЕЛИДЗЕ - ВЫДАЮЩИЙСЯ УЧЕНЫЙ И ОБЩЕСТВЕННЫЙ ДЕЯТЕЛЬ (к 110-летию со дня рождения)

М.В. Топчишвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В истории науки были личности, которые своей созидательной деятельностью оставили особенно глубокий след в ее развитии. К их числу принадлежит академик Александр Илларионович Джанелидзе - выдающийся ученый, общественный и государственный деятель, основоположник грузинской геологической школы, основатель кафедр геологии и палеонтологии в Тбилисском государственном университете, Грузинского политехнического института (ныне Технического университета) и Геологического института АН Грузии. Он является одним из инициаторов основания Геологического общества Грузии.

С именем Александра Илларионовича связано начало систематического изучения геологии Грузии и развитие ее отдельных научных направлений. Его фундаментальные труды по стратиграфии, палеонтологии и тектонике вошли в золотой фонд геологической науки.

Вся жизнь ученого является прекрасным примером скромности, непоколебимой принципиальности и верности своим взглядам, большой любви к Родине, удивительной трудоспособности, неуемной жажды к познанию, высокой требовательности к себе и другим. Именно эти качества предопределили формирование личности Александра Илларионовича Джанелидзе как ученого и большого патриота.

А.И. Джанелидзе родился 6 ноября 1888 года в живописном рачинском селении Никорцминда, в семье служащих. В восьмилетнем возрасте его определили в начальную школу с. Сачхере. Летом 1896 года семья А.И. Джанелидзе переехала в г. Кутаиси на постоянное местожительство.

В г. Кутаиси он поступает в школу известного педагога Иосифа Оцхели, где подготавливали учащихся для учебы в гимназии. По успеваемости А.И. Джанелидзе значительно опережал одноклассников. Единственная оценка, которую он заслуживал, была пятерка с плюсом. Через год А.И. Джанелидзе успешно сдал приемные экзамены в классическую гимназию, в которой царил истинно национальный дух и которая была одним из основных очагов просвещения в Грузии.

В период учебы А.И. Джанелидзе в гимназии группа учеников издавала нелегальный рукописный журнал "Гантиади" (Заря), на страницах которого публиковались и его интересные критические статьи. В работе журнала принимал активное участие друг детства А.И. Джанелидзе, в последствии выдающийся ученый - философ Ш.И. Нуцубидзе.

В 1905 году учащаяся молодежь Грузии активно поддержала буржуазно-демократическую революцию. Равнодушным к этому событию не остался и Александр Джанелидзе, требующий проведения радикальных реформ в системе образования. Однако его взгляды разделили не все и, верный своим принципам, он в знак протеста оставил гимназию, но это не помешало ему через год экстерным порядком успешно сдать экзамены и получить аттестат об окончании Кутаисской классической гимназии.

В школе и после окончания школы для А.И. Джанелидзе вошли в привычку анализ собственных недостатков, строгая требовательность к себе и самовоспитание. Однако, по его мнению, главную роль в воспитании личности все-таки играла семья. "Мое воспитание, в основном, происходило в семье. Это была среда, где я осваивал навыки и законы поведения. Не существовало проблемы добра и зла, ее на протяжении веков решили наши отцы и деды и нам теперь остается идти лишь путем добра."

В 1906 году восемнадцатилетний А.И. Джанелидзе для продолжения учебы отправляется в Женеву, но, как он отмечает, "здесь я не нашел того, чего искал". Вскоре он переезжает в Париж, где через год становится студентом факультета естественных наук Сорбонского университета.

К окончанию университета А.И. Джанелидзе сдал экзамены по трем обязательным предметам и одному дополнительному, что давало ему право работать преподавателем в Париже, однако он предпочел возвратиться на родину. В 1911 году А.И. Джанелидзе начинает работать

преподавателем физики в Кутаисской грузинской дворянской гимназии. Параллельно преподает алгебру и геометрию в женской гимназии Мариам Каухчишвили.

В первые же месяцы пребывания в г. Кутаиси его избирают членом редколлегии единственной грузинской газеты, а также правления кутаисского филиала Общества по распространению грамотности среди грузинского населения и управления народного университета. По линии народного университета он прочел популярную лекцию "О возникновении жизни". Резонанс был настолько большим, что ему пришлось повторить лекцию в гг. Чиатура, Самтредия, Хони и даже в г. Тбилиси, на вечере, посвященном писателю Д.С. Клдиашвили.

К этому времени, на фоне окрепших марксистских и вообще социал-демократических тенденций, декларирующих ассимиляцию малых народов, необходимо было разработать философскую концепцию, которая заложила бы основу укрепления, консолидации и дальнейшего развития грузинской нации. Такой объединяющей идеей молодой А.И. Джанелидзе считал национальное творчество. На эту тему он с большим успехом прочел цикл публичных лекций в народном университете. В 1914 году эти лекции были изданы отдельной книгой под заглавием "Национальное творчество". Это был первый труд, причем не геологический, выпускника Сорбонского университета. В нем рассмотрены такие актуальные проблемы, как жизнь и развитие, эволюция и творчество, национальная сущность, национальная борьба, национальность и язык, беспочвенное образование, будущее малых наций и т.д. Автор четко отмежевывается от тех, кто проповедует идею постепенного исчезновения (ассимиляции) национальностей и последовательно развивает концепцию экономического и культурного возрождения нации как живого организма на национальной почве. По его мнению, без собственной территории и единого литературного языка нация не сможет сохранить свое лицо и индивидуальность.

Концепция о проблемах нации и национальности, сформулированная 85 лет тому назад 26-летним А.И. Джанелидзе и сегодня, на исходе века, звучит удивительно современно и актуально. Вызывает восхищение особый дар синтезного мышления, широкая просвещенность, четкость, простота и убедительность мысли начинающего исследователя.

В 1915 году А.И. Джанелидзе направляется в г. Казань, где, как не имеющий российского диплома, собирается экстерном сдать экзамены в университет для приравнивания к правам выпускников российских вузов. После успешной сдачи экзаменов по двадцати двум предметам и получения диплома первой степени, его приглашают на кафедру геологии и палеонтологии. Он принимает предложение и приступает к интенсивной работе. Темой своих исследований А.И. Джанелидзе выбирает девонскую фауну Западного склона Урала. Однако в связи с февральскими событиями 1917 года он вынужден прервать работу и возвратиться в г. Кутаиси.

По возвращении в г. Кутаиси А.И. Джанелидзе встречается с И.А. Джавахишвили, который возглавлял организационную деятельность по созданию грузинского университета в г. Тбилиси. А.И. Джанелидзе был назначен секретарем комитета по содействию основания университета. В г. Кутаиси было проведено совещание по организационным вопросам. В нем принимали участие будущие профессора университета: И.А. Кипшидзе, А.М. Размадзе, А.К. Харадзе, Ш.И. Нуцубидзе, Г.С. Ахвледиани, Д.Н. Узнадзе, В.М. Беридзе и др.

В сентябре 1917 года А.И. Джанелидзе вновь направляется в г. Казань для продолжения прерванных научных исследований. Неустанная работа в течение нескольких месяцев над девонской фауной принесла положительные результаты. Он завершил первую часть работы по кишечнополостным (кораллам) и текст с соответствующими таблицами передал Казанскому обществу естествоведов для публикации. К сожалению в настоящее время эта работа считается утерянной.

В феврале 1918 года А.И. Джанелидзе проводит отпуск в Грузии и ему становится ясно, что при сложившихся обстоятельствах в результате гражданской войны ему не удастся вернуться в г. Казань. Тяжелое семейное положение усложнило его пребывание в г. Кутаиси и он был вынужден переехать в г. Тбилиси. Здесь А.И. Джанелидзе начинает работать преподавателем физики в дворянской гимназии.

В 1918-1919 годах впервые на грузинском языке были опубликованы два его учебника по физике для среднеобразовательных школ. Долгое время учеба по физике в грузинских школах велась по этим учебникам.

В связи с тем что возвращение в г. Казань было невозможным А.И. Джанелидзе обратился с просьбой к руководству недавно образованного университета принять его на работу. В 1920 году с согласия И.А. Джавахишвили его посылают в научную командировку во Францию.

В Париже, в первую очередь по поручению министерства просвещения Грузии, он знакомится с вопросами организации средних школ. Вскоре первые результаты его работы были отправлены в г. Тбилиси. Однако главной целью пребывания А.И. Джанелидзе во Франции было овладение новыми методами палеонтологических исследований и их усовершенствование.

По рекомендации директора Парижского музея естествознания, известного палеонтолога М. Буля (Boule), он отправился в г. Гренобль к акад. В. Килиану (Kilian), к признанному исследователю важнейшей для палеонтологии и геологии вообще, группы ископаемых - аммонитов.

На В. Килиана хорошее впечатление произвели отличное владение французским языком и высокий уровень научного мышления молодого ученого; при первой же встрече ему было предложено изучение юрского рода *Simoceras*. Навыки палеонтологических исследований А.И. Джанелидзе приобрел еще в Казанском университете и поэтому решение поставленной задачи не представляло большой трудности, хотя эту работу довести до конца он не смог. После ознакомления с первыми результатами его исследования В. Килиан посоветовал ему взяться за изучение лучшей и более богатой коллекции позднеюрско-раннемеловых аммонитов рода *Spiticeras* из Французских Альп.

За короткий срок А.И. Джанелидзе монографически изучил данную группу аммонитов и перед публикацией работу передал В. Килиану. Прочитав ее и не сделав ни одной поправки, он восторженно обратился к А.И. Джанелидзе: "Я еще не встречал иностранца, который так хорошо писал бы по-французски." Монографический труд "Спитицерасы юго-восточной Франции" вскоре был передан в типографию и опубликован в 1922 г. Монография имела настолько большое значение для палеонтологической науки, что нашла отражение в очередном издании классического трактата К. Циттеля (Zittel) "Основы палеонтологии", а известный французский палеонтолог Г. Мазно (Mazenot) в предисловии своей капитальной монографии отметил, что "монографическое изучение меловых родов аммонитов началось прекрасным трудом А.И. Джанелидзе". Этот фундаментальный труд и в настоящее время не утратил своей актуальности и научной значимости - он включен в многотомное справочное издание "Основы палеонтологии".

В том же году, почти одновременно были опубликованы еще две работы А.И. Джанелидзе. Одна из них была напечатана в вестнике Геологического общества Франции. На эту публикацию он получил право после того, как по рекомендации известных ученых В. Килиана и М. Жинью (Gignoux) его избрали членом Геологического общества Франции. Описанная в этой работе своеобразная группа берриасских аммонитов в дальнейшем была признана в мировой палеонтологической литературе как выделенная А.И. Джанелидзе новая таксономическая единица.

Позже А.И. Джанелидзе переезжает в Париж, где начинает работать в геологической лаборатории Сорбонского университета, руководимой известным ученым Э. Огом (Haug). В рекомендательном письме В. Килиан писал Э. Огу: "Посылаю Вам удивительного молодого грузина"

После Первой мировой войны во Франции значительно ухудшилось экономическое положение и А.И. Джанелидзе был вынужден переехать в Германию, в маленький промышленный город Галле, где начал работать в геологической лаборатории, руководимой видным исследователем пустынь И. Вальтером (Valter). Вскоре от руководства Тбилисского университета он получил предложение вернуться на Родину и в начале июня 1923 года А.И. Джанелидзе возвращается в Грузию. Здесь начинается его плодотворная научная и общественная деятельность. Он защищает диссертацию на соискание ученой степени доктора наук. Диссертация посвящалась изучению берриасских спитицерасов. Она была первой защищаемой в Грузии диссертацией по естественным наукам и третьей по счету после докторских диссертаций А.Г. Шанидзе и М.Д. Цинамдзгвришвили.

В 1924 году А.И. Джанелидзе в Тбилисском университете основал кафедру геологии и палеонтологии, которой руководил на протяжении 48 лет. Он же поставил вопрос об основании Геологического института, поскольку решение стоящих перед государством важных задач без существования такого учреждения не представлялось возможным. Инициативу А.И. Джанелидзе поддержал ВСНХ Грузии и в 1925 году его мудрое начинание было претворено в жизнь - на базе кафедры геологии и палеонтологии Тбилисского университета был создан Геологический институт, которому наряду с фундаментальными геологическими исследованиями поручалось воспитание молодых научных кадров. В течение 30 лет А.И. Джанелидзе возглавлял, созданный по его инициативе, Геологический институт.

В 1926-1929 годы А.И. Джанелидзе по совместительству взял на себя руководство Грузинским государственным музеем. В двадцатые годы это было единственное учреждение в Грузии, где велись научные работы в области геологии, археологии, зоологии и ботаники. В 1928 году в Грузинском политехническом институте он также основал кафедру геологии и палеонтологии, которую возглавлял до 1940 года.

В первые же годы деятельности в Грузии А.И. Джанелидзе особое внимание уделяет таким важнейшим отраслям геологии, как палеонтология и стратиграфия.

В 1924 году в результате проведенных в Рача-Лечхуми геологических исследований А.И. Джанелидзе обнаружил неизвестный для науки аммонит, названный им колхидитес (*Colchidites*). По его оценке "это совершенно новая форма имеет безусловно большое значение для стратиграфии мела Грузии и палеонтологии вообще". В дальнейшем аммониты рода *Colchidites* приобрели большое мировое значение, их остатки были обнаружены в Средней Азии, Турции, Франции, Испании, Колумбии, Аргентине, Южной Африке, на Кубе и др. Было подтверждено важное значение колхидитов для точной стратиграфии.

А.И. Джанелидзе первым показал, что развитый в Раче мощный комплекс вулканогенно-осадочных пород андезитово-дацитового состава является единым телом и имеет широкое географическое распространение в пределах Закавказья. Он назвал этот комплекс порфиритовой серией и отнес его к средней юре. По ранним представлениям, отдельные компоненты комплекса считались независимыми литостратиграфическими единицами разного возраста.

За геологическими наблюдениями в Рача-Лечхуми последовали находки у с.Цеси остатков богатой ископаемой фауны, среди которой А.И. Джанелидзе определил келловейские руководящие виды макроцефалитов. На основании этих аммонитов в Раче, и в Грузии в целом, впервые было установлено наличие келловейских отложений и их трансгрессивный характер. Он же изучил разнообразную позднеюрскую фауну из окрестностей с.Корта, стратиграфический анализ которой был сделан не одним известным ученым, однако их выводы являются часто взаимоисключающими. Лишь А.И. Джанелидзе на основании достоверного определения и описания аммонитов, вмещающие их т.н. "слои корта", вполне справедливо отнес к верхней части келловея, нижнему и среднему оксфорду.

В 1940 году вышла в свет фундаментальная монография А.И. Джанелидзе "Геологические наблюдения в Окрибе и прилегающих районах Рачи и Лечхуми". В ней решены основополагающие вопросы разных отраслей геологии; значительное место отведено стратиграфии мезо-кайнозойских отложений. Окончательно установлен байосский возраст порфиритовой серии; датированы батом вышележащая свита регрессивных листоватых сланцев и угленосная свита; установлены кимериджский возраст, характер состава и условия образования пестроцветной свиты; из ее состава исключены кварц-аркозовые песчаники и отнесены к трансгрессивной базальной формации мела; установлены определенные закономерности фациальных изменений ургонских известняков и всех нижнемеловых отложений в целом. Этот факт имел большое значение для восстановления палеогеографических условий.

Глауконитовые песчаники Западной Грузии А.И. Джанелидзе отнес к сеноманскому возрасту, а надглауконитовые известняки датировал туроном. Наряду с этим впервые указал на раннетурунскую трансгрессию. Также впервые высказался о среднемиоценовом возрасте лечхумских песчаников "усахело", которые до этого считались олигоценными. В Раче установлены спаниодонтеловые слои и возраст их определен караганом. В известняках южного крыла Рача-Лечхумской синклинали, ранее считавшихся меловыми, А.И. Джанелидзе обнаружил характерную моллюсковую фауну чокрака и доказал трансгрессивное залегание чокрака на нижнемеловых известняках.

В 1941 году в истории грузинского народа произошло примечательное событие, связанное с основанием АН Грузии. В том же году А.И. Джанелидзе вместе с другими известными грузинскими учеными был избран в первый состав Академии. Со дня ее основания он являлся членом президиума и руководил отделением математических и естественных наук. В период Второй мировой войны А.И. Джанелидзе был ректором Тбилисского государственного университета, а в 1951-1955 годах избирался первым вице-президентом АН Грузии. Будучи на этих ответственных должностях А.И. Джанелидзе всегда находил время для научно-исследовательской работы.

С 1946 года в сферу научных интересов А.И. Джанелидзе вошли лейасские головногии Локского и Дзирульского массивов, на основании изучения которых сделаны интересные выво-

ды. В частности, в терригенных образованиях Локского массива установлены синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы, а в красных известняках Дзирульского массива, возраст которых долгое время вызывал разногласие среди исследователей, выделены домерский подъярус, тоарский ярус и нижний подъярус аалена.

Большое значение имела моллюсковая фауна, обнаруженная А.И. Джанелидзе в отложениях сланцевой серии Южного склона Большого Кавказа. Как известно, эти отложения бедны остатками ископаемой фауны и каждые новые данные заслуживают особого внимания. В верхней части сланцевой серии Рачи на основании аммонитовой фауны он установил наличие двух хроностратиграфических единиц (тоарский и ааленский ярусы) и соответствующие им образования выделил под названием сорской свиты. Позже было выяснено, что сорская свита распространена и за пределами Рачи и в геологическом строении Южного склона Большого Кавказа занимает одно из главных мест.

А.И. Джанелидзе первым в Грузии обратил внимание на внутреннее строение важной для стратиграфии группы аммонитов и посвятил этой проблеме специальную работу "К вопросу о механизме образования септ в раковине *Ammonoidea*". В ней высказаны весьма оригинальные соображения: перегородки растут не с периферии к центру, как считалось в то время, а с центра; в результате постепенного истирания внутреннего ядра порошком видно, что перегородка от поверхности к центру постепенно упрощается и в обратном порядке проходит стадии онтогенетического развития. Эта работа положила начало морфоструктурному изучению аммонитов в Грузии.

Следует отметить исследования, проведенные А.И. Джанелидзе в третичных образованиях Кахетинского хребта и смежных с ним районов. Поскольку широко развиты там выходы континентальных конгломератов и глин, из-за эрозионных явлений и перекрывания четвертичными отложениями, часто разобщены друг от друга, геологи их описывали под разными названиями. Не был однозначно определен и их стратиграфический диапазон. А.И. Джанелидзе убедительно доказал идентичность этих выходов и отложения, принимаемые за разные литостратиграфические подразделения, объединил в одну свиту - свиту циви, определив ее возраст как позднесарматско-акчагыльский.

Научные интересы А.И. Джанелидзе не ограничивались лишь вопросами палеонтологии и стратиграфии, они охватывают также одну из главных и сложных отраслей геологии - тектонику. Он с ранних пор интересовался такими кардинальными вопросами, как образование основных структурных элементов земной коры - океанов и континентов. Его многостороннее образование, владение иностранными языками и способность к синтезированию позволили критически оценить научную значимость литературных источников и с привлечением наиболее достоверного материала высказать свои соображения по решению намеченных проблем. Наглядным примером такого подхода является его очерк "Происхождение океанов", опубликованный еще в 1924 году. Критический анализ фактов и взглядов, существующих к началу 20-х годов, дали возможность А.И. Джанелидзе четко и ясно представить состояние данной проблемы. По его предположению, до образования океана Земная кора имела довольно долгую историю развития и, следовательно, первые зачатки рельефа Земли должны были возникнуть в безводную эпоху. Здесь же высказанная им оригинальная точка зрения о погружении дна геосинклинали в баросферу является определенным предсказанием значительно позднего научного достижения, согласно которому океаническая кора в результате процессов, протекающих в зоне субдукции, поглощалась мантией. Эти соображения являются первой попыткой объединения положительных сторон радикально отличающихся концепций дрейфа континентов и контракции.

Вопрос образования континентов А.И. Джанелидзе связывает с важной проблемой современной петрологии и геологии - проблемой гранитов и магмы. Согласно предложенной им концепции в образовании и дальнейшем росте континентов большая роль отводится орогенезу. Сам по себе орогенез протекает за счет поднятий-погружений. Этот очень медленный процесс происходит многократно, что обеспечивает полное завершение дифференциации базальтовой материнской магмы, т.е. выделение гранита. Именно так образуется ювенильный гранит, и лишь потом развивается сиаль (континентальная кора), куда кроме такого гранита входит образующийся за его счет осадочный чехол и вторичный, или метаморфический гранит. Таким образом, образование сиалья является результатом орогенеза, а связь между сиалом и континентом -

А.И. Джанелидзе первым описал своеобразный вид пликативной дислокации - красную складчатость; установил явление выдавливания, на основании чего объяснил веерообразное строение складчатых систем и образование шарьяжей. Он же установил закономерности миграции и телескопического развития горных систем. По его словам, он никогда не был последователем моды и в необходимых случаях умудрялся плыть против течения. Наглядным примером тому служит критика теории орогенетических фаз немецкого ученого Г. Штилле (Stille). А.И. Джанелидзе с присущей ему объективностью отмечал, что при датировании процесса складкообразования методом Г. Штилле показателем орогенетической фазы является угловое несогласие. Однако оно не представляется явлением синхронным орофазе и, конечно, не может указывать на истинный возраст складкообразования. Согласно Г. Штилле орофаза проявляется после образования слоев подстилающих несогласие и до отложения несогласно залегающих осадков. Из такого толкования следует, что для складкообразования андийской орофазы, проявившейся после кимериджа и перед титоном, как бы не остается времени. В действительности, как утверждает А.И. Джанелидзе, несогласие указывает лишь на то, что при его образовании складчатость уже свершилась и ничего не говорит о том, как и в течение какого времени произошла эта дислокация. По его мнению, непосредственным спутником складчатости является регрессия (синорогенное явление), а орофаза устанавливается и датируется именно регрессивными отложениями. Складчатость вызывает поднятие, поднятие - регрессию и этот процесс длится до завершения складчатости. На основании структурно-фациального анализа мезо-кайнозойских отложений Грузии А.И. Джанелидзе выявил и описал 12 регрессий и убедительно доказал, что время их проявления хорошо согласуется со временем проявления общепринятых фаз альпийского орогенеза. Усовершенствовав метод установления и датирования орогенетических фаз, он внес существенный вклад в развитие теоретической геологии.

А.И. Джанелидзе развил также теорию циклов горообразования французского геолога М. Бертрана (Bertrand) и в каждом из них выделил явления более низкого ранга. Процесс седиментации с последующей фазой складчатости он назвал орогенетическим циклом, при этом установил, что циклы повторяются закономерно и их продолжительность, по существу, представляет собой величину одного порядка (приблизительно 20 млн. лет). Опубликованные позднее данные о хронологии орогенетических фаз западных и центральных штатов Северной Америки (Гилур, Хем, Вильсон) в точности согласуются со схемой орогенетических циклов, разработанной А.И. Джанелидзе для Грузии. Новые факты, касающиеся северо-западной периферии Тихого океана, опубликованные в 1947-1948 годах (Гесс и др.), дали возможность А.И. Джанелидзе более убедительно обосновать и развить ранние взгляды на процессы горообразований. В статье "Рождение орогена" (1949) им показано, что зарождение нового орогена, согласно правилам миграции, возможно лишь в широкой пограничной полосе между континентом и океаном. Рельеф дна океана в этой прибрежной зоне характеризуется двумя главными элементами - впадинами и возвышенностями. По своим характеристикам они бесспорно имеют тектоническую, в частности геосинклинальную и геоантиклинальную природу и в орогене обе эти единицы образуются одновременно. По словам автора, здесь, пока еще за пределами континента, "мы являемся свидетелями если не рождения орогена, то хотя бы его зеленой молодости".

В настоящее время, согласно общепринятой теории тектоники плит, периферии современных океанов, или подводные края континентов, возможно, являются колыбелью будущих горных систем; эти горы в сторону океана "телескопически" сменяют другие горы и т.д. Примечательно, что А.И. Джанелидзе говорил об этой, большого принципиального значения, идее еще за 20 лет до появления теории тектоники плит.

Большой заслугой А.И. Джанелидзе считается создание концепции грузинской глыбы. На основе анализа тектоники Большого Кавказа и Аджаро-Триалети, а также учитывая особенности фаций в межгорной полосе он установил наличие относительно стабильного тела и назвал его Грузинской глыбой. Выделение этой единицы, имеющей своеобразные физические свойства и историю развития, сыграло значительную роль для правильного понимания геологии Грузии и ее логически обоснованного геотектонического районирования. А.И. Джанелидзе первым указал на поддвижение Грузинской глыбы под Большой Кавказ и этим объяснил интенсивное воздымание Рача-Имеретинского хребта в недавнем прошлом.

А.И. Джанелидзе всегда придавал большое значение геоморфологическим и структурно-морфологическим исследованиям, являющимся, по его мнению, началом и завершением геологических работ. Еще в 1925 году он отмечал, что в пределах г. Тбилиси ущелье р. Куры проре-

зано в процессе воздымания Триалетского хребта и именно это сыграло существенную роль в формировании рельефа города. Здесь А.И. Джанелидзе кроме Кашветско-Самгорского аллювиального поля выделил и описал четыре главных террасы (Махатскую, Лоткинскую, Ваке-Авлабарскую и Чугуретскую), которые отнес к циклическим террасам, используя их для выявления закономерностей развития рельефа г. Тбилиси. Он же убедительно доказал, что происхождение Черепашьего озера и правого склона р. Вере связано с гравитационным сползанием верхних слоев северного крыла Мамадавидской антиклинали.

Ярким примером структурного анализа и геоморфолого-неотектонического исследования считаются наблюдения в районе горы Асхи, в результате которых А.И. Джанелидзе по-новому осветил стратиграфо-тектонические особенности и современную природу морфоструктур этого своеобразного участка. Он установил существование блока горы Асхи и его относительное двухкилометровое воздымание в постсреднесарматский период, тем самым впервые высказался о совершенно молодом возрасте значительных тектонических движений Грузии.

На основании изучения эволюции ущелий рек Шаори и Ткибули А.И. Джанелидзе пришел к совершенно новым выводам. По его представлениям, выполненная мощным, 80-метровым аллювием Ахалсопельская котловина является результатом длительного эрозионного воздействия р. Ткибули, а приблизительно синхронная Шаорская депрессия, развитая в ургонских известняках и аптских мергелях, - тектонического происхождения. Он установил также, что значительное воздымание Рача-Имеретинского хребта в недавнем прошлом происходило под воздействием взбросов, развитых вдоль хребта. Им же разъяснены вопросы формирования Кутаисских террас (Чома, Сагория и Кутаиси), происхождение которых он связал не с колебанием базиса эрозии, а с воздыманием верхней части бассейна р. Риони.

А.И. Джанелидзе с большой ответственностью относился к решению вопросов прикладной геологии. В частности, при оценке перспективности Ткибульского каменноугольного месторождения он установил, что увеличение его запасов следует ожидать лишь в восточном направлении; им же обоснована приуроченность проявления нефти к лейасским отложениям Рача-Окрибы, а не третичным, как считали ранее. Его геологическими консультациями пользовались при строительстве ГЭС на реках Риони, Шаори, Ткибули и Аджарисцкали. Ему принадлежит инженерно-геологическое обоснование Самгорской ирригационной системы. Он активно участвовал также в решении проблемы снабжения г.Тбилиси питьевой водой и изучении геологических условий водохранилища "Тбилисского моря".

В научной деятельности А.И. Джанелидзе с молодости проявилась особенная черта - он никогда не ограничивался геологическими исследованиями. В круге его интересов значительное место занимали общетеоретические вопросы. Прекрасным примером тому служит прочитанный им в Тбилисском государственном университете доклад "Научная истина и творчество", опубликованный в 1924 году в журнале "Кавкасион".

В конце 50-х годов А.И. Джанелидзе своими соображениями, касающимися актуальных вопросов физиологии и психологии, ознакомил научный совет Института психологии им. Д.Н. Узнадзе. Впоследствии, в силу их значимости, они были опубликованы в периодическом журнале "Психология". Заслуживают внимания проблемы, рассматриваемые А.И. Джанелидзе в статье "Ориентация животных в пространстве и лабиринт", где четко и логично обоснованы психологические проблемы восприятия пространства животными и разъяснена их ориентация в физической среде.

Особый интерес у психологов вызвала работа "Соображения о природе мышления". В ней А.И. Джанелидзе предстал глубокомыслящей личностью и прекрасным мастером самонаблюдения. Здесь освещены примечательные взгляды на творческие особенности собственного научного мышления.

Большое внимание А.И. Джанелидзе уделял педагогической работе. Благодаря высокой эрудиции, удивительной способности к научному анализу, четкой логике и ораторскому дару, каждая его лекция вызывала большой интерес и привлекала широкую аудиторию. Лекции по исторической геологии, стенографически записанные студентами Грузинского политехнического института, в 1937 году были опубликованы в виде учебника для вузов; второе издание этого учебника осуществилось в 1963 году. Также дважды издавался его учебник "Общая геология".

А.И. Джанелидзе с особой ответственностью относился к подбору способных учеников. Удивительная интуиция, принципиальность и справедливость помогали ему на высоком уровне

решать вопросы подготовки кадров. И результаты не оставляли себя долго ждать - под его руководством сформировалась грузинская геологическая школа, которая с течением времени заслужила всеобщее признание. Воспитанниками этой школы являлись такие блестящие представители грузинской геологической науки, как академики П.Д. Гамквелидзе, Г.С. Дзоценидзе, И.В. Качарава, А.Л. Цагарели, Г.А. Твалчрелидзе, члены-корреспонденты И.Р. Кахадзе, М.М. Рубинштейн, доктора наук Г.В. Гвахария, М.С. Эристави, Н.Ф. Татришвили, Т.В. Иваницкий и др. В настоящее время научные традиции А.И. Джанелидзе успешно продолжают академики Н.И. Схиртладзе, И.П. Гамквелидзе, члены-корреспонденты Г.М. Заридзе, И.М. Буачидзе и др.

А.И. Джанелидзе, отдавший все свои способности и энергию служению своей родине, 16 января 1975 года в возрасте 87 лет ушел из жизни. Его ученики, все геологи и не только они чтят память выдающегося ученого и признанного лидера, внесшего неоценимый вклад в развитие геологической науки.

ალ.ჯანელიძის ტექტონიკური შეხედულებები ე.გამყრელიძე

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტი
მ.ალექსიძის ქ. 1/9, 380093 თბილისი

ალ.ჯანელიძის ტექტონიკური შეხედულებები ეხება ტექტონიკის თითქმის ყველა ძირითად პრობლემას, კერძოდ, კონტინენტებისა და ოკეანეების, გეოსინკლინებისა და მათა სისტემების წარმოშობისა და განვითარების კანონზომიერებებს; დანაოჭებისა და ოროგენეზის დროში და სივრცეში ლოკალიზაციის პრობლემას; თანამედროვე ოროგენების ჩასახვისა და განვითარების თავისებურებებს და სხვა.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЗГЛЯДЫ А.И.ДЖАНЕЛИДЗЕ

И.П.Гамкрелидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Тектонические взгляды А.И.Джанелидзе касаются почти всех основных проблем тектоники. В частности, закономерностей образования и развития континентов и океанов, геосинклиналей и горно-складчатых систем; проблемы локализации во времени и пространстве складчатости и орогенеза; особенностей зарождения и развития современных орогенов и др.

A. JANELIDZE TECTONIC VIEWS

I.Gamkrelidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Tectonic views of A.Janelidze apply almost to all cardinal tectonic problems. In particular to formation and evolution regularity of the continents and oceans, geosynclines and montane-fold systems; to the problem of folding and orogeny localization in space and time; to the features of "conception" and evolution of contemporary orogenic belts and so on.

ალექსანდრე ჯანელიძის უაღრესად მრავალმხრივ მეცნიერულ მოღვაწეობაში ტექტონიკას განსაკუთრებული, შეიძლება ითქვას წამყვანი, ადგილი უჭირავს. ეს არც არის გასაკვირი. ცნობილია, რომ ტექტონიკური კვლევა არა თუ გეოლოგიის, არამედ საერთოდ დედამიწის შესახებ ყველა მეცნიერების მიღწევათა სინთეზურ გამოყენებას გულისხმობს და, ამდენად, ამ მეცნიერებათა ზოგად, თეორიულ მსოფლმხედველობასაც განსაზღვრავს. ამიტომ იყო, რომ ალ. ჯანელიძემ, უაღრესად ფართოდ მოაზროვნე მეცნიერმა, თავიდანვე დაიწყო ტექტონიკის ძირითადი თეორიული საკითხების გადასინჯვა.

მისი პირველი ამგვარი ხასიათის შრომა ჯერ კიდევ 1924 წელს თბილისის უნივერსიტეტის მოამბეში გამოქვეყნდა და ოკეანეების წარმოშობას მიეძღვნა. ამ შრომაში ბატონი ალექსანდრე მისთვის ჩვეული სიღრმით მიმოიხილავს არაერთი უცხოელი ავტორის შეხედულებას ოკეანეებისა და კონტინენტების მორფოლოგიურ და თვისებრივ განსხვავებათა მიზეზებზე და ოკეანეების წარმოშობაზე. მათ შორის, ჩემი აზრით, სამართლიანად აკრიტიკებს კონტინენტების დრეიფის ვეგანქერქის დაწყების მასების პოლუსებიდან ლტოლვის ან ქერქის მიმოქცევის გავლენით. აქვე იგი აღნიშნავს სიმაში "მდინარებათა" (თანამედროვე ტერმინოლოგიით კონვექციათა) არსებობის შესაძლებლობას, მაგრამ ვერ ხედავს მათი წარმოქმნელი ძალების წყაროს. ეს საკითხი დღესაც სადისკუსიოა. ალ.ჯანელიძე გამოთქვამს აგრეთვე მოსაზრებას ოკეანეების წარმოშობის შესახებ მიზეზების შესახებ. ამ პრობლემის განხილვისას იგი ძირითადად დედამიწაში ტემპერატურის განაწილებას

ეყრდნობა. მისი აზრით ოკეანეების გადრმავება თვითონ მათივე გავლენით ხდება, რადგან ოკეანეს ფსკერის ტემპერატურა უფრო დაბალია, ვიდრე ხმელეთისა იმავე სიღრმეზე. ტემპერატურის ასეთი განსხვავება, რასაკვირველია, შესაფერისად ამრუდებს გეოიზოთერმულ ზედაპირებს. ხმელეთში იზოთერმობათები ძლიერ ამოზნექილია, ოკეანის ქვეშ კი ჩაზნექილი. კონტინენტებში სიღრმისკენ ტემპერატურა ნელა იზრდება, დაწოლა (წნევა) კი სწრაფად. ამიტომ აქ აქტიური დაკრისტალდება უნდა წარმოებდეს და ლითოსფერო უნდა სქელდებოდეს. ოკეანეებში კი სიღრმის ზრდასთან ერთად ტემპერატურა სწრაფად იზრდება, წნევა კი მცირედ - ამიტომ აქ ლითოსფეროს გასქელება უფრო ნელი უნდა იყოს. თუ ეს ასეა, ასკვნის ავტორი, კონტინენტების გასქელებას შედეგად უნდა მოჰყვეს მათი ამაღლება. თანაც, რადგან კონტინენტების სისქე და სიმაღლე თანდათან მატულობს, ცხადია, რომ ოკეანეების გადრმავება გეოლოგიური ისტორიის შედეგია.

უადრესად საინტერესოა, რომ ამგვარი მოსაზრების სათავეს, კერძოდ იმ იდეას, რომ ოკეანეები წყლით შევსებული შემთხვევითი ღრმულები კი არაა, არამედ გამზადებული "წყალთა შესაკრები", ალ. ჯანელიძე ზღვისა და ხმელეთის ბიბლიისეულ ვერსიაში ხედავს, რომლის ერთი ნაკვეთი მას შრომის დასაწყისშივე მოჰყავს: "და თქუა ღმერთმან შეკრბით წყალი ქუეშე კერძო ცისა შესაკრებელსა ერთსა, და გამოჩნდიან ხმელი, და იქნა ეგრეთ: და შეკრბა წყალი ქუეშე კერძო ცისა შესაკრებელთა მათთა, და გამოჩნდა ხმელი. და უწოდა ღმერთმა მას ქუეყანა და შესაკრებელსა წყალთასა უწოდა ზღუებ" (დაბადება. წინგი პირველი, ა.).

იმ კითხვაზე პასუხის ძებნისას, თუ როგორ მოხდა ზღვისა და ხმელეთის პირველი დიფერენციაცია ალ. ჯანელიძე უარყოფს ერთიანი საწყისი ოკეანის "პანთალასა"-ს არსებობის შესაძლებლობას და მიწის რელიეფის პირველი ჩანასახები უწყლო ხანაში წარმოუდგენია. იგი ინგლისელი მეცნიერის გრინის "ტეტრაედრულ ჰიპოთეზას" იხსენებს, რომლის მიხედვით დედამიწის რელიეფს საფუძვლად წესიერი ტეტრაედრი უდევს. მის ერთ წვეროს ანტარქტიდა წარმოადგენს, ხოლო სამ დანარჩენს - კანადის, ფენოსკანდინავიისა და ანგარის ძველი კრისტალური ფარები. ჩრდილო-ყინულოვანი, ატლანტური, ინდოეთისა და წყნარი ოკეანეები იმავე ტეტრაედრის წახნაგებს ქმნის. ბატონ ალექსანდრეს საინტერესოდ ეჩვენება გერმანელი მეცნიერის კონის ცდა მიწის ტეტრაედრული პაბიტუსი ახსნას დედამიწის გულის (მიწის გუნდის, როგორც ის უწოდებს) კრისტალური ფორმით. თუმცა აქვე აღნიშნავს ამ ახსნის სპეკულაციურ ხასიათს.

კონტინენტების და ოკეანეების წარმოშობის მოცემული სქემის სისწორე, ალ.ჯანელიძის აზრით, მხოლოდ იმ გზით შეიძლება შემოწმდეს, თუ რამდენად ეგუება იგი დედამიწის "ცხოვრების სხვა მოვლენებსა და თეორიებს". ამიტომ იგი ამავე შრომაში საკმაოდ დეტალურად იხილავს იზოსტაზიის მოვლენას, ოკეანეების ასაკის, გეოსინკლინების დაძირვის მექანიზმის, ოროგენული განვითარებისა და მათათა სისტემების დისიმეტრიის პრობლემებს. უნდა აღვნიშნოთ, რომ, უკვე აქ, ფაქტურად მის პირველ თეორიულ ნაშრომში, გამოიკვეთა ჯანელიძის ამ პრობლემისადმი მიდგომა და მოსაზრებათა საფუძვლები. აქვე უნდა შევნიშნო, რომ კონტინენტებისა და ოკეანეების ძირითად პრობლემას შემდგომ იგი არაერთხელ დაუბრუნდა. კერძოდ, მოგვიანებით სპეციალურად შეეხო ატლანტური ოკეანის პრობლემას (1952), რომელსაც იგი განიხილავდა როგორც ოროგენს, ხოლო შუა ატლანტურ ზურგობს (ქედს), როგორც ამ ოროგენში წარმოშობილ გეოანტიკლინს. მისი აზრით, ატლანტური ოკეანის შიდა ნაწილი, სადაც აბისური ნალექები გვაქვს, გეოსინკლინს არ წარმოადგენს, მაგრამ სწორედ ასეთი უნდა იყოს ოროგენის განვითარების საწყისი სტადიები, მსგავსად ფილიპინების აუზისა.

ოკეანეების წარმოშობის განხილვისას ალ. ჯანელიძე კარგად ხედავდა, რომ უფრო ზოგადი და მთავარი მეცნიერული პრობლემა ტექტოგენეზის მიზეზებისა და მექანიზმის გარკვევაა. მისი სიმბათიები თავიდანვე კონტრაქციის თეორიისადმი იყო მიპყრობილი. შრომაში "შეკუმშვის თეორიის კრიტიკის გამო", რომელიც 1926 წელს გამოვიდა, ბატონი ალექსანდრე ამ თეორიას ორი ძირითადი შენიშვნისაგან იცავს. პირველია მთების მხოლოდ მიწის ქერქის განსაზღვრულ ზოლებში, და არა მთელ მის ზედაპირზე წარმოშობა. მეორე კი, მთების განვითარება კონტინენტების ცალ მხარეზე და არა მათ გარშემო. პირველ შემთხვევაში ის ლაპარაკობს მისი შეკუმშვის გამო შედარებით უდრევი ქერქის გაცოცებაზე და უსუსტეს ადგილას, ანუ გეოსინკლინის ვიწრო ზოლში, მის დანაოჭებაზე, ხოლო მათათა სისტემების კონტინენტების ცალ მხარეზე განვითარებას უკავშირებს იმთავითვე რელიეფის და სისქის მხრივ ასიმეტრიული კონტინენტთა ჩანასახების არსებობას. კონტინენტი შეკუმშვის გამო იქეთკენ მიცურავს, საითაც სქელი და მაღალია, ანუ საითაც მას მთები აკრავს. ალ. ჯანელიძე ამბობს: "როგორც ვხედავთ, შეკუმშვის თეორია თვით შეიცავს კონტინენტების ცურვის (დრეიფის ე.გ.) ჰიპოთეზს და შეუძლია ახსნას ყველა ის მოვლენა რომელთათვისაც ეს უკანასკნელი არის შექმნილი". დაბოლოს ის ასკვნის, რომ "თუმცა შეკუმშვის თეორია ჭერ კიდევ ბევრ ეჭვს იწვევს, მაგრამ მის ძირითად უვარგისობაზე ლაპარაკი უმჯველად ნაადრევია.

უპირატესობა მას მრავალი აქვს, ხოლო მოწინააღმდეგეების მიერ შენიშნული ნაკლი არცერთი გადაწყვეტი არ არის"

ბატონ ალექსანდრეს აზრით, გარდა იმ ტექტონიკისა, რომელიც მეტად თუ ნაკლებად მისა-
ღვილის გამომატველი ტექტონიკა, რომელიც უწინარეს ყოვლისა კონკრეტულ ურთიერთობათა
კვლევას წარმოადგენს. ეს არის თეორიისაკენ პრაქტიკის გზით სვლა, რომელიც ალ. ჯანელიძის აზ-
რით უმთავრესი და ხშირად გადაწყვეტია. ამას ემყარებოდა სწორედ მის მიერ ოკრიბასა და რაჭა-
ლჩხუში ჩატარებული სავსე კვლევის შედეგად კიდური (პოსტეროზიული) დანაოჭების აღმო-
ჩენა. მან აჩვენა, რომ ეს მოვლენა ეროზიით დანაწევრებული რელიეფის პირობებში შრეთა მოკვე-
თილი ბოლოების "თავისუფალი" გადაადგილების შედეგად ვითარდება. როგორც შემდგომ გამოიჩ-
კვა, იგი ფართოდაა განვითარებული სხვა მთათა სისტემებშიც. უფრო გვიან, ალ. ჯანელიძე კვლავ
დაუბრუნდა ამ თავისებურ მოვლენას და იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ კიდური ნაოჭების წარმოქმნა-
ში არსებით როლს გამოიწვევა, ანუ წნევის გავლენით ქანების დინება ასრულებს, რომელიც, მისი
აზრით, მთათა წარმოშობის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მექანიზმია და ამ გზით უნდა იყოს წარმო-
შობილი ძირითადად დიდი ზომის ალპური შარიაჟები (ე.წ. გადანაოჭები).

ოკრიბის გეოლოგიის დრმა და დეტალური შესწავლის საფუძველზე ალ. ჯანელიძემ ახლებუ-
რად გააშუქა ოროფაზისების დათარიღების საკითხი და შექმნა ოროგენეტიკური ფაზისების ახალი
თეორია, რომელმაც ახლებურად გააშუქა არამარტო ფაზისების, არამედ ტრანსგრესიებისა და რე-
გრესიების ბუნებაც ოროგენში. მიღებული დასკვნები უადრესად მნიშვნელოვანი აღმოჩნდა ისტო-
რიული ტექტონიკისათვის. მან აჩვენა, რომ დანაოჭება ხანდური პროცესია და არა მყისიერი და,
რომ მისი დახასიათება უნდა ხდებოდეს რეგრესული ნალექებით და არა მომყოლი ტრანსგრესიით,
რომელიც სხვადასხვა ასაკისაა.

ალ. ჯანელიძემ განავითარა ოროგენური ციკლების თეორია. მისი აზრით, თითოეული ციკლი
მოიცავს დაძირვას და სედიმენტაციას, დანაოჭებას და აზვევებას. მის ფარგლებში იგი გამოაყოფს
უფრო დაბალი რანგის ციკლებს, რომელთაც მცირე ციკლებს ან დანაოჭების ციკლებს უწოდებს.
ამ ციკლების ხანგრძლივობა მან 20-25 მილიონი წლით განსაზღვრა. რაც შეეხება ჰ. შტილეს ორო-
გენეტიკური ფაზისების კანონს, ბატონი ალექსანდრე სამართლიანად აღნიშნავდა, რომ "არანაკლებ
ძნელი იქნება საწინააღმდეგო დებულების, ე.ი. სინქრონულობის არარსებობის დამტკიცებაც და
ამას არც არავინ ცდილა".

ჯერ კიდევ ოციან წლებში ალ. ჯანელიძემ ჩამოაყალიბა შეხედულებათა სისტემა საქართვე-
ლოს ბელტის შესახებ, რომელსაც დამთავრებული სახე მისცა 1942 წელს. მან იმთავითვე მიაქცია
ყურადღება იმ გარემოებას, რომ ინტენსიურად დანაოჭებულ ზონებს შუა მოქცეული, სუსტად და-
ნაოჭებული უბნების სუბსტრატის ქანები (მეტამორფიტები) უადრესად ინტენსიურადაა დისლო-
ცირებული და სტაბილურ უდრეკ სხეულებს ჰქმნის. სწორედ ეს არის ზედმდებარე ახალგაზრდა
დანალექი საფარის აუშლელობის მიზეზი. ამრიგად, ამ სხეულების არსებობას ხისტი სუბსტრატის
უდრეკობა განაპირობებს.. ასე ჩაეყარა საფუძველი საქართველოს ბელტის თეორიას, რომელიც
სახელმძღვანელო რეგიონულ კონცეფციად იქცა საქართველოს ტერიტორიის შედარებითი ტექტო-
ნიკური შესწავლისათვის და, ბუნებრივია, შემდგომში მისი ტექტონიკური დარაიონების საფუძვე-
ლი გახდა. მიწის ქერქის სტაბილურ და შედარებით მოქნილ (ლაბილურ) უბნებს შორის თვისებრი-
ვი განსხვავება უშუალო გამოხატულებას პოულობს დანალექი საფარის დისლოკაციის ხარისხსა
და ფაციესებში. კერძოდ, საქართველოს უდრეკი ბელტისათვის დამახასიათებელია შეხვეტილი ე.წ.
ზეწრული ნაოჭების არსებობა, რომელთა ტიპური სტრუქტურები საქართველოს ტერიტორიის
მთელ რიგ უბნებში გვხვდება (კოლხიდა, გარე კახეთი და სხვა). პირველად ალ. ჯანელიძემ დაადგინა
საქართველოს ბელტის ნალექების ქვაზიპლატფორმული (ბაქნისებური) ხასიათი.

ალ. ჯანელიძე თავის შრომებში ტექტონიკური სტრუქტურების წარმოშობის მექანიზმის
პრობლემასაც შეეხო. კერძოდ, თავის შრომაში ოკრიბის შესახებ მან უარყო საკვლევო რეგიონისა
და მთლიანად კავკასიის სტრუქტურების წარმოშობის შესახებ მან უარყო საკვლევო რეგიონისა
თა თანახმად მათ ჩამოყალიბებაში უპირატესი როლი ეკუთვნოდა ვერტიკალურ რხევით მოძრაო-
ბებს. ამის საპირისპიროდ ალ. ჯანელიძე როგორც ნაოჭა, ისე წყვეტილი დისლოკაციების წარმო-
შობას უკავშირებს მიწის ქერქში ტანგენსურად მიმართულ ტექტონიკურ ძალებს. ამიტომაც, რომ
ბევრ შრომაში მისი სიმპათიები კონტრაქციის თეორიისადრე მიპყრობილი.

ალ. ჯანელიძე თავისი გამოკვლევები მიუძღვნა ოროგენეზისის არა მხოლოდ დროში, არამედ
სივრცეში ლოკალიზაციისა და განვითარების საკითხებს. მან განავითარა ოროგენის მიგრაციის
თეორია, რომლის თანახმად ოკეანის კიდევ ჩასახული ოროგენი გეოსინკლინამდელი სტადიის გა-
ლით მიდის ტიპური გეოსინკლინის და შემდგომ მთათა სისტემის წარმოშობამდე. ოროგენი კონტი-
ნენტიდან ოკეანისაკენ დისტალურად და, ამავე დროს, ტელესკოპურად ვითარდება.

ალ.ჯანელიძემ ყურადღება მიაქცია აგრეთვე ძველი მთების არსებობის მიზეზობრივ კავშირს ახლის წარმოშობასთან. "მთები რომ წარმოიშვას საჭიროა მთები დაინგრეს" ძველი მთების ნგრევის მნიშვნელობით შთაგონებული ბატონი ალექსანდრე თავის ერთ-ერთ შრომაში ვაჟას მიერ დახატულ მთების ნგრევის ტიტანურ სურათს იგონებს:

"მთა იდგა უზარმაზარი,
თხემი ცის გულმკერდს სწვდებოდა.
ბევრს სურდა მწვერვალზე ასვლა
ფიქრი ფიქრადვე რჩებოდა..."
"ვნახე ერთ დღესა, მთა იგი
წაქცეულიყო, კვდებოდა
სათელად იყო ქვეყნისა,
ზედ კაჭკაჭები სხდებოდა"

ასეთი პოეტური განწყობილებით იწყებს ბატონი ალექსანდრე ძველი მთების როლის გარკვევას ახალი მთების გაჩენაში. "მხოლოდ მთებს შეუძლიათ მოგვცენ ახალი მთების ასაგებად საჭირო მასალა", ამიტომ ვითარდება გეოსინკლინი მთების გვერდით. ამავე დროს იზოსტაზიის მიხედვით მთების ზოლი, რელიეფის დადაბლებასთან ერთად, მთლიანად ზევით აწევას უნდა განიცდიდეს. ამის გამო ქერქის ქვეშა ფენაში წარმოიშვება ნივთიერების დინება გეოსინკლინიდან მთებისაკენ, რასაც შედეგად მოჰყვება გეოსინკლინის ფსკერის დაძირვა. ან სხვაგვარად: გეოსინკლინის მეზობელი მთები არამარტო იძლევა ნალექების მასალას, არამედ იმავე დროს განსაზღვრავს ფსკერის დაძირვის ტენდენციასაც.

რაც შეეხება მთების კრისტალურ გულს, ალ.ჯანელიძის აზრით, იგი აგრეთვე გეოსინკლინის განვითარების ნაყოფია. ეს არის ძირითადად წინამორბედი მთების ნგრევის მასალა, რეგიონული მეტამორფიზმის პროცესში სახე შეცვლილი. თვით რეგიონული მეტამორფიზმი სიღრმის იუვენური გრანიტული მაგმიდან მოსული მინერალიზატორების მოქმედებას ჰგულისხმობს. ამავე დროს იგი ფიქრობს, რომ გეოსინკლინის ქვეშ, სადაც ტემპერატურა მაღლა იწევს და წნევაც მატულობს, პირობები საწინააღმდეგოა იმისა, რაც მაგმის დიფერენციაციისათვის და გრანიტის გამოყოფისათვის არის საჭირო. პირიქით, მეზობელი მთების ქვეშ წნევა კლებულობს დენუდაციის გამო, გეოიზოთერმები ქვევით მიდის, ე.ი. გაცივება ხდება და ამან მაგმის კრისტალიზაციური დიფერენციაცია უნდა გამოიწვიოს. მსუბუქი და მოძრავი გრანიტული მასალა ქერქის ქვეშ ზევითკენ, ე.ი. გეოსინკლინისკენ უნდა დაიძრას და მაშასადამე ახალ მთებს მთელ მასალას ძველი მთები აწვდის. "მთები წარმოადგენენ ოროგენეტური განვითარების არამარტო პროდუქტს, არამედ მნიშვნელოვან ფაქტორსაც", ასკვნის იგი.

საყურადღებოა ალ. ჯანელიძის მიერ მიწის სითბური ბალანსის რიტმული ცვლის ახსნა შიგნეთის სითბოს პერიოდული გაცემით, კონვექციისა და კონდუქციის მორიგეობით, რასაც თან სდევს შიგნეთისა და ქერქის შეკუმშვა-გაფართოების ცვლა. ოროგენეზისი გრანიტული ქერქის წარმოშობის ძირითადი მიზეზია. ოროგენეზისთან დაკავშირებულ გამეორებულ ანუ ფრაქციონებულ კრისტალიზაციას და გადნობას შეუძლია ბაზალტური მაგმის დიფერენციაცია და სიალის გამოყოფა გამოიწვიოს. როგორც ბატონი ალექსანდრე ამბობს: "კონტინენტების განვითარება პირველივე დასაწყისიდან ოროგენეზისის გზით მიდის, სიალი კონტინენტების თანამგზავრი არის და, თუ სწორია, რომ სიალის წარმოშობაც ოროგენეზისის შედეგი არის, კონტინენტების პრობლემაც და სიალის პრობლემაც ერთ ბუნებრივ სინთეზში პოულლობს გადაწყვეტას "... ამავე დროს "ვინც ამბობს კონტინენტები იზრდებიანო, ის ამითვე აღიარებს, რომ კონტინენტები გარკვეულ დროს უნდა წარმოშობილიყვნენ. ამგვარად ჩვენ ბუნებრივად აღმოვჩნდით კონტინენტების წარმოშობის პრობლემის წინაშე". მრავალი წლის შემდეგ (1959) ალ.ჯანელიძე კვლავ უბრუნდება ამ პრობლემას და საყურადღებოს ისევ ტეტრაედრულ ჰიპოთეზს მიაპყრობს. "თუ მართებულად მივიჩნევთ ოროგენეზისის ახსნას კონტრაქციული მექანიზმით, ბუნებრივი იქნება დასაწყისში ტეტრაედრული დეფორმაციაც დაუშვათ ... ცხადია, შედეგი მხოლოდ ტეტრაედრისაკენ ტენდენცია არის და არა მკაფიო ტეტრაედრი". "აწვეების ტენდენცია ტეტრაედრის სამწახნაგოვან კუთხეებში გამოიწვევდა წნევის შემცირებას, გაზების გამოყოფას, გაცივებას და კრისტალიზაციას. შემდგომ დაძირვას, ალბათ გაშემცირებას, გაზების გამოყოფას, გაცივებას და კრისტალიზაციას. ამ პროცესის გამეორება ფრაქციონებულ ფართობასთან დაკავშირებულს, გადნობა მოჰყვებოდა. ამ პროცესის გამეორება ფრაქციონებულ კრისტალიზაციას და სიალის წარმოშობას ნიშნავს. მეტად თუ ნაკლებად ხანგრძლივი დროის შემდეგ პირველ კონტინენტებს მტკიცე საძირკველი ჩაეყრებოდა. ეს კი თავის მხრივ ქერქის ერთგვაროვნებას დაარღვევდა და ამიერიდან კონტრაქცია ძირითადად კონტინენტების კიდეზე მოთავსებული ოროგენების დანაოჭებაში გამოიხატებოდა. ამგვარად, ტეტრაედრული ჰიპოთეზი კონტრაქ-

ციული თეორიის ფარგლებში ექცევა და ერთი ფართო სინთეზის ბუნებრივი ნაწილი ხდება“ (ჯანელიძე, 1959).

მაგრამ, როგორ აღ.ჯანელიძე ამბობდა “კონტინენტი ოროგენების სასაფლაოს წარმოადგენს და თუ ჩვენ ქალწულებრივი ოროგენის შესწავლა გვინდა, საჭიროა თვალი ოკეანეებისაკენ მივაპყროთ და პირველ რიგში ოკეანეთა შორის ყველაზე ტიპიურ წყნარ ოკეანისაკენ. ჩვენთვის საინტერესო იქნება, რასაკვირველია, ძირითადად ოკეანისა და კონტინენტის სასაზღვრო ზოლი, რადგან მიგრაციის წესის თანახმად ახალი ოროგენის წარმოშობა იქ არის მოსალოდნელი“. ეს სიტყვები ამოღებულია აღ.ჯანელიძის ბრწყინვალე შრომიდან “ოროგენის დაბადება“, რომელიც 1949 წელს გამოქვეყნდა. იგი წყნარი ოკეანის დასავლეთ სანაპირო ზოლს სწორედ ოროგენის დაბადების ადგილად მიიჩნევს. “ჩვენ მოწმე ვართ, აღნიშნავს იგი, თუ ოროგენის დაბადების არა, ყოველ შემთხვევაში მისი ნორჩი ახალგაზრდობის, რომლის კვალს მთების დამთავრებულ სისტემებში უკვე ვეღარ ვამჩნევთ. ოროგენი ჯერ კიდევ კონტინენტს გარეთ მდებარეობს და ოკეანური ნალექების დაგროვების არეს წარმოადგენს“. თითქმის 50 წლის წინ წარმოთქმული ეს სიტყვები უაღრესად თანამედროვედ ჟღერს. საერთოდ, ამ სტატიაში გამოთქმული მოსაზრებები წყნარი ოკეანის დასავლეთ მდებარეობაზე ოროგენის დაბადების შესახებ, კუნძულთა რკალების (ან გეოანტიკლინების), ოკეანური ღრმულების, კონტინენტებისაკენ დახრილად და დისკრეტულად განლაგებული მიწისძვრის კერების და ე.წ. ანდეზიტური ხაზის ბუნებისა და მნიშვნელობის შესახებ, თანამედროვე გეოლოგიური თეორიის - ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის მნიშვნელოვან დებულებებს შეიცავს. ბატონი ალექსანდრეს აზრით “ოროგენის პირველი განვითარება ოკეანეში იწყება წინა ოროგენის გვერდით. ჯერ უნდა აღვნიშნოთ, რომ ღრმაობათა გარე რკალის ორ მხარეზე ანდეზიტური ხაზით გამოჩნული ორი სხვადასხვა პეტროგრაფიული პროვინცია გვაქვს; შემდეგ თვით ღრმაობები ცხადად ასიმეტრიულია ... ვულკანიზმი მხოლოდ რკალის შიგა მხარეზე გვაქვს; იგივე ითქმის მიწისძვრებზედაც, რომელთა ღრმა და მარჩხი ფოკუსების შემაერთებელი ფენა შიგნითკენ არის დაქანებული. სიმძიმის არაკომპენსირებული უარყოფითი ანომალია მოწმობს, რომ მათი ჩაზნექვა მექანიკური მოვლენა არის ... ღრმაობები ზურგობებთან ერთად წარმოიშობიან და, უეჭველია იმავე ძალების გავლენით ... დღეს კარგად დადგენილი ჰიპოტეზების სიღრმე 700 კილომეტრამდე აღწევს. ეს, რა თქმა უნდა, მიწის შესატყვისი ფენის დიდი სიმტკიცის ნიშნავს და, რაკი მიწისძვრები ტექტონიკური მოვლენით არის გამოწვეული, ეს იმავე დროს ნიშნავს, რომ ტექტონიკური მოძრაობის გამოძახილი უზარმაზარ სიღრმემდე აღწევს და ტექტოგენეზისის ახსნის ყოველმა ცდამ ამ გარემოებას ანგარიში უნდა გაუწიოს“. როგორც ვხედავთ, ზემო მოყვანილი დაკვირვებები და დასკვნები, რომლებიც წყნარი ოკეანის ამ უბნის გაცნობას ემყარება, ძალიან ახლოს დგას მის თანამედროვე ინტერპრეტაციასთან და მათგან სუბდუქციის მექანიზმის აღიარებამდეც ერთი ნაბიჯიღა რჩება.

საყურადღებოა, რომ ბატონი ალექსანდრე ამ შრომის ბოლოს რამდენიმე უაღრესად საინტერესო კითხვას სვამს და სტატიას კი ასე ამთავრებს: “კიდევ უფრო დამაფიქრებელია ის ახალი ფაქტები და ახალი წარმოდგენები, რომელიც გეოლოგიაში სეისმურ მეცნიერებას და საერთოდ გეოფიზიკას შეაქვს. არაერთი ტრადიციით დაკანონებული შეხედულება და ძირითადი თეორია რადიკალურ გადასინჯვას მოითხოვს, მაგრამ ეს მომავლის საქმეა“. ეს სიტყვები ჭეშმარიტად წინასწარმეტყველური აღმოჩნდა.

აღ. ჯანელიძის მიერ 60-იან და 70-იან წლებში შექმნილი ტექტონიკური შრომებიდან, გარდა უკვე ხსენებულისა, უნდა აღინიშნოს მისი შრომა “ღრმული რღვევების შესახებ“ (1965). ეს პრობლემაც არ დარჩა მისი ყურადღების გარეშე. ამ შრომაში მოცემულია თვით ცნების განსაზღვრა, ამ რღვევების დიაგნოსტიკური ნიშნები, მათი კლასიფიკაცია, დანაოჭებასთან კავშირი და სივრცეში განლაგების თავისებურებანი. ბატონი ალექსანდრე ამ პრობლემასაც მისთვის ჩვეული გულმოდგინებით არჩევს და ასკვნის, რომ “ღრმულ რღვევებს ძლიერ დიდი მნიშვნელობა აქვთ ქერქის ტექტონიკისა და მისი განვითარების შესწავლისათვის“. მაგრამ ამ კონცეფციას, მისი აზრით, დიდი საფრთხეც ახლავს. “სახიფათო იქნებოდა - ამბობს იგი - რომ ეს წარმოდგენა მიგვეჩინა არა როგორც კვლევის მიმართულება, არამედ როგორც კვლევის სანაცვლო რამ. როგორც უნდა იყოს ჩვენი შეხედულება ღრმული რღვევების ბუნებისა და მნიშვნელობის შესახებ, იგი ვერ გაგვათავისუფლებს მოვალეობისაგან თითოეული კონკრეტული შემთხვევა გულდასმით შევისწავლოთ და კრიტიკულად გავარკვიოთ“.

ასეთია ალექსანდრე ჯანელიძის უმთავრესი ტექტონიკური შეხედულებები, რომელთა მნიშვნელობის ჯეროვნად შეფასებას, ჩემი ღრმა რწმენით, სპეციალური კვლევა სჭირდება.

БИОСТРАТИГРАФИЯ СИНЕМЮРСКИХ И ПЛИНСБАХСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА ПО АММОНИТАМ

М.В. Топчишвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Отложения синемюра и плинсбаха играют существенную роль в геологическом строении Кавказа. Они содержат разнохарактерные комплексы исключительно ценных остатков аммонитов, быстро эволюционирующих во времени. С использованием современных данных уточнены стратиграфический диапазон отдельных видов и их систематическая принадлежность. На основании детального анализа стратиграфического распространения аммонитов значительно детализирована схема биостратиграфических подразделений синемюрских и плинсбахских отложений Кавказа.

BIOSTRATIGRAPHY OF SINEMURIAN AND PLIENSBACHIAN SEDIMENTS OF THE CAUCASUS BY AMMONITES

M. Topchishvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Sinemurian and Pliensbachian sediments play an important role in the geological structure of the Caucasus. They contain various complexes of extremely valuable ammonite remains evolving rapidly through geological time. With the use of latest data it has become possible to specify stratigraphic range of individual species and their systematic affiliation. On the basis of detailed analysis of ammonite stratigraphic distribution the author managed to present a more precise scheme of biostratigraphic subdivision of Sinemurian and Pliensbachian sediments in the Caucasus.

В современной структуре Кавказа синемюрские и плинсбахские отложения занимают наибольшую площадь в пределах Складчатой системы Большого Кавказа, где они протягиваются сплошными полосами, принимающими участие в строении разнохарактерных тектонических единиц. Значительные их выходы прослеживаются и в южной части Предкавказской плиты, на территории Лабино-Малкинской зоны.

Более ограниченно отложения синемюра и плинсбаха развиты в Закавказском межгорном прогибе. Здесь они выступают в Центральной зоне поднятия Грузинской глыбы, на перифериях Дзирульского массива.

Эти отложения встречаются также в северо-восточной части Складчатой системы Малого Кавказа, в Болнисской зоне (Храмский массив) и в Сомхито-Карабахской зоне¹ (Локский массив и Шамхорское антиклинальное поднятие).

Вопросами биостратиграфии синемюрских и плинсбахских отложений Кавказа занимались многие исследователи. Не приводя полный список, отметим по Северному Кавказу работы И.Д. Филлимонова (1938), Г.Я. Крымгольца (1953, 1972), В.И. Славина (1958), Л.В. Сибириковой (1959), В.П. Казаковой (1963, 1984), К.О. Ростовцева (1962, 1964, 1967), И.Р. Кахадзе и др. (1957), А.Л. Цагарели и др. (1959), Н.В. Безносова и др. (1962, 1973), Д.И. Панова, С.А. Бызовой, Е.А. Снежко (1964), Д.И. Панова (1965, 1976, 1997).

В Закавказье основные данные по биостратиграфии синемюра-плинсбаха сосредоточены в работах А.И. Джанелидзе (1946а,б), П.Д. Гамкрелидзе (1933, 1940), И.Р. Кахадзе (1947), В.И. Славина (1960), К.Ш. Нуцубидзе (1962, 1972), В.И. Зесашвили (1955, 1967), Т.А. Гасанова (1967, 1971), Г.А. Чихрадзе (1967), В.А. Мельникова и др. (1973), Е.К. Вахания (1976), Д.И. Панова (1978), В.Б. Агаева (1990), М.В. Топчишвили (1996).

¹ Синемюр-плинсбахские отложения Кавказа рассматриваются по схеме тектонического районирования И.П. Гамкрелидзе (1984).

В данной работе уточнены и детализированы некоторые вопросы биостратиграфии синемюрских и плинсбахских отложений Кавказа.

Синемюр. Наиболее древние синемюрские отложения, сравнительно полно охарактеризованные аммонитовой фауной, выступают в Складчатой системе Малого Кавказа, на перифериях Локского массива. Они представлены слюдястыми мелкозернистыми песчаниками и алеврититами с линзами карбонатных пород (мощность толщи 340 м), согласно перекрывающих кварцевые песчаники и конгломераты геттанга. В 60 м от подошвы толщи слюдястых песчаников собраны *Metophioceras cordieri* (Can.), характеризующий самую нижнюю подзону синемюра *Conybeari* (зона *Bucklandi*), *Epammonites* cf. *latisulcatus* (Quenst.) и *Arnioceras kridioides* (Huatt), встречающиеся от подзоны *Conybeari* до подзоны *Rotiforme* включительно (табл. I). Несколько выше (30 м) обнаружены (Топчишвили, 1989) *Vermiceras* cf. *scylla* (Reyn.), *V. Francisci* Fuc., *V. cf. solarioides* Cos., стратиграфический диапазон которых ограничен подзоной *Rotiforme* зоны *Bucklandi* нижнего синемюра, *V. ultraspiratum* Fuc., продолжающий существовать и выше в подзоне *Bucklandi* и средней подзоне *Scipionianum* зоны *Semicostatum* нижнего синемюра, а также *V. spiratissimum* (Quenst.), распространенный во всех подзонах зоны *Bucklandi* и в подзоне *Scipionianum*² второй снизу зоны нижнего синемюра. С этими аммонитами сконденсированы формы, характерные для зоны *Semicostatum* - *Arnioceras italicum* Fuc., *A. Ceratitoides* (Quenst.) и *A. harpoides* Erb. По стратиграфическому положению в разрезе и первым трем представителям рода *Vermiceras* слои с указанной фауной должны относиться к подзоне *Rotiforme* зоны *Bucklandi* нижнего синемюра.

На 60 м выше слоев со смешанной фауной встречены *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.) и *A. harpoides* Erb., которые здесь уже доказывают присутствие зоны *Semicostatum*. Первый вид распространен в подзонах *Reynesi* и *Scipionianum*, второй только в подзоне *Reynesi*.

Таким образом, стратиграфическое распространение указанных аммонитов дает возможность установить в нижней части слюдястых песчаников зону *Bucklandi* с подзонами *Conybeari* и *Rotiforme* и зону *Semicostatum* с подзоной *Reynesi* нижнего синемюра (табл. II).

В перекрывающих отложениях по частым находкам *Microderoceras* cf. *birchi* (Sow.) (Зесашвили, 1955; Панов, 1978) выделяются слои с одноименным аммонитом и сопоставляются с самой верхней подзоной (*Birchi*) зоны *Turneri* нижнего синемюра.

Выше слюдястые песчаники содержат (Топчишвили, 1989) *Paltechioceras elicatum* Buck., *P. rothpletzi* (Bose), *P. dignatum* Truem. et Will., приуроченные к подзонам *Macdonnelli* и *Aplanatum* зоны *Raricostatum*, *Epideroceras lorioli* (Hug), развитый в подзоне *Macdonnelli* и нижней части подзоны *Aplanatum*, *E. steinmanni* (Hug) - только в подзоне *Aplanatum*. С этой частью слюдястых песчаников связаны находки *Echioceras raricostatum* (Ziet.) (Зесашвили, 1955) и встречающийся во всех подзонах зоны *Raricostatum* верхнего синемюра - *Gleviceras* cf. *doris* (Reyn.). Этим комплексом аммонитов устанавливается присутствие самой верхней зоны синемюрского яруса *Raricostatum*. Однако здесь нами выделяются слои с *Raricostatum*, т.к. зона в данной работе выделяется лишь в тех отложениях, которые содержат зональный комплекс аммонитов, имеющих наблюдаемые соотношения с подстилающими или перекрывающими био-стратиграфическими подразделениями.

В аналогичных песчаниках (80 м) с примесью туфогенного материала, развитых в Шамхорском поднятии (басс. рр. Ахынджачай и Асрикчай) найден значительно малочисленный комплекс синемюрских аммонитов - *Arietites* sp. ind., *Vermiceras* sp. ind., *Arnioceras abjectum* Fuc., *Microderoceras birchi* (Sow.), *Echioceras declivis* Truem. et Will. (Гасанов, 1967). Последние два аммонита позволили В.И. Зесашвили (Решение..., 1984) выделить в синемюрских отложениях Закавказья провинциальные зоны (лоны) *Birchi* и *Declivis*.

На Грузинской глыбе синемюр выделяется единичными остатками аммонитовой фауны - *Vermiceras* sp., *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.) и *Microderoceras* sp. ind., найденными в юго-западной периферии Дзирульского массива, в слюдястых песчаниках (до 100 м), несогласно залегающих на нижних туффитах геттанга и кристаллических породах палеозоя.

Севернее синемюрские отложения выходят на поверхность в пределах Южного склона Большого Кавказа - Казбегско-Лагодехская, Чхалтинско-Лайлинская и Гагрско-Джавская структурно-фациальные зоны. Отложения синемюра с богатыми комплексами аммонитов развиты в

² Нами использован стандартный набор зон и подзон Северо-Западной Европы (Dean et al., 1961).

сванетской и абхазской частях Чхалтинско-Лайлинской и Гагрско-Джавской зон. На территории Сванети они слагают крылья двух крупных кулисообразно расположенных антиклинальных структур, в ядрах которых выступают доюрские образования дизской серии. На породах дизской серии трансгрессивно залегают конгломераты, гравелиты, грубозернистые кварцевые песчаники и глинистые сланцы, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками. Для них характерно присутствие линз известняков, пирокластолитов кварцевых альбитофиров, обуглившихся обломков стволов, стеблей и отпечатки листьев (400 м). Из нижних горизонтов толщи Верхней Сванети указываются раннесинемюрские *Coroniceras* sp. (aff. *Bisulcatum* Brug.), *Vermiceras* sp. (aff. *spiratissimum* Quenst.), *Megarietites* sp., *Primarietites* sp. (Славин, 1960; Славин и др., 1962). В данном районе в 70-80 м от основания толщи собраны: *Arnioceras geometricoides* Etb., распространенный в подзоне Scipionianum, и *A. cf. miserabile* (Quenst.), встречающийся и в подзоне Sauzeanum. Слои с этими аммонитами должны принадлежать второй подзоне Scipionianum зоны Semicostatium нижнего синемюра.

В нижней Сванети, в нескольких десятках метров от базальных конгломератов отмечаются (Чихрадзе, 1967) *Vermiceras cf. scylla* (Reyn.), *V. cf. spiratissimum* (Quenst.), *Coroniceras* aff. *schloenbachi* (Reyn.), способствующих установлению зоны Bucklandi нижнего синемюра. Выше обнаружен (Топчишвили, 1987) *Arnioceras cf. speciosum* Fuc., ограничивающий возраст вмещающих отложений зоной Semicostatium (подзоной Sauzeanum) нижнего синемюра.

Сведения о позднесинемюрских аммонитах в Сванети весьма скудны. В кровле описанной выше толщи встречен лишь один плохо сохранившийся *Paltechioceras* sp. Этот пробел хорошо восполнен в абхазской части Гагрско-Джавской зоны, где в карбонатных аргиллитах с прослоями песчано-алевритистых мергелей и известняков (55 м) на разных уровнях содержится богатый комплекс аммонитов. Комплекс представляют позднесинемюрско-раннегоарский *Partschiceras striatocostatum* (Men.), позднесинемюрско-плинсбахский *Juraphyllites stella* (Sow.) и виды, ограниченные распространением зоны Raricostatium, а именно: *Paltechioceras bohmi* (Hug), *P. elicatum* Buck., *P. nobile* (Truem. et Will.), *P. studeri* (Hug), *P. bavaricum* (Bose), *P. recticostatium* Truem. et Will., *P. favrei* (Hug), *P. aureolum* (Buck. et Simp.), *P. dignatum* Truem. et Will., *P. rothpletzi* (Bose), *Echioceras raricostatium* (Ziet.), *Leptechioceras meigeni* Hug, *L. nodotianum* (d'Orb.), *Epideroceras lorioli* (Hug) и *E. steinmanni* (Hug).

В приведенном списке *E. raricostatium* (Ziet.), *P. bohmi* (Hug), *P. favrei* (Hug) позволяют утверждать, что здесь присутствует подзона Raricostatium. *L. meigeni* Hug, *L. nodotianum* (d'Orb.) указывают на наличие подзоны Macdonnelli, а *E. steinmanni* (Hug) - самой верхней подзоны верхнего синемюра (лотаринга) - Aplanatum.

На основании этих многочисленных руководящих аммонитов нами выделялась (Топчишвили, 1996) зона Raricostatium. Однако в связи с тем, что нижняя граница вышележащего подразделения сместилась несколько выше (см. далее), положение верхней границы зоны стала неясной. Тем не менее мы сохраняем за ней статус стандартного хроностратиграфического подразделения, поскольку отмеченный пробел несколько восполнит наличие здесь самой верхней подзоны Aplanatum зоны Raricostatium.

В Чхалтинско-Лайлинской зоне Абхазии синемюрские отложения (500 м) трансгрессивно залегают на кристаллической формации палеозоя. Они представлены конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников. В нижних слоях (80 м) найдены аммониты нижнего и верхнего синемюра *Vermiceras* aff. *scylla* (Reyn.), *Oxynoticeras* sp. ind. и *Epideroceras cf. steinmanni* (Hug).

В Казбегско-Лагодехской зоне синемюрские отложения обнажаются на территории Кахети и Азербайджана. В Кахети они выделяются в толще (600-700 м), представленной разнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, переслаивающимися с пачками глинистых сланцев, вулканогенов и линзами известняков (верховья басс. р. Алазани) с конденсированными ранне- и позднесинемюрскими аммонитами *Coroniceras bisulcatum* (Brug.), *C. sp. ind.*, *Arnioceras sp. ind.*, *Vermiceras* aff. *spiratissimum* (Quenst.), *Echioceras cf. zieteni* (Quenst.) (Химшиашвили, 1974) и *Arietites* sp., *Paltechioceras cf. elicatum* Buck. (Топчишвили, 1996).

В ущ. р. Стори синемюр установлен (Топчишвили, 1996) в глинистых сланцах с полосчатыми разновидностями на основании находки *Paracoroniceras* sp. Видимо, нам следовало воздержаться от определения этого аммонита, отличающегося слишком плохой сохранностью. Отложения, содержащие отмеченный аммонит, по своему стратиграфическому положению скорее всего соответствуют плинсбахскому ярусу. От синемюра должны быть отчленены и отложения

с *Oxynoticeras* sp. и двустворчатými моллюсками плинсбахского возраста, развитые южнее у Торгвайского моста.

В Азербайджане (междуречье Мазымчай-Белоканчай) синемюр образован песчаниками и песчано-глинистыми пачками с эффузивами основного состава (2300 м) и одним неопределенным до вида аммонитом *Arietites* sp. (Мельников и др., 1973).

В Западной зоне погружения Главного хребта отложения синемюра слагают Гойтхский антиклинорий, а юго-восточнее их выходы переходят на Южный склон Большого Кавказа, в верховья рр. Шахе и Мзымта (Краснодарский край). Самые нижние части нижнеюрского разреза представлены трансгрессивной толщей (500 м) конгломератов, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев, алевритистых, местами полосчатых, с известняками в верхней части и раннесинемюрскими *Arietites* cf. *bucklandi* (Sow.), *A.* sp. (Славин, 1958) и *A. grossi* (Wright) (Панов, 1976) в нижней. Отложения с этими аммонитами выделяются нами в слои с *Bucklandi* и коррелируются с подзоной *Bucklandi* одноименной зоны нижнего синемюра (табл. III).

В западной части зоны Главного хребта (басс. рр. Белая, Киша, Алоус) на известняках верхнего триаса с размывом залегает песчано-алевритовая толща (до 300 м), включающая в свой состав линзы гравелитов и известняков, а также аммонит *Arietites* cf. *pseudospiralis* (Vad.). На основании этого вида вмещающие его слои относятся к верхнему синемюру (лотарингу) (Ростовцев, 1967; Безносов и др., 1973; Панов, 1976). Для нас систематическая принадлежность и стратиграфическое значение данного вида остается открытым и неясным, поскольку возрастной диапазон рода *Arietites* ограничен лишь ранним синемюром.

Достоверно обоснованный аммонитами верхний синемюр и кровля нижнего синемюра устанавливаются в Лабино-Малкинской зоне, включающей на западе Бело-Урупский район и Зеленчук-Чегемский на востоке. Здесь на образованиях триаса и палеозоя, с конгломератами в основании, трансгрессивно залегают массивные разнотернистые песчаники с прослоями конгломератов и линзами ракушняковых известняков (20 м). Выше следуют аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов (до 150 м), из разных уровней которых по р. Бугунжа, хр. Малый Бамбак происходят *Microderoceras birchi* (Sow.), *Oxynoticeras oxynotum* (Quenst.), *Echioceras* cf. *exortum* (Simp.) (Ростовцев, 1962, 1968). Отложения, содержащие эти аммониты, выделяются нами в слои с *Birchi*, *Oxynotum* и *Exortum*, соответственно принадлежащие подзоне *Birchi* нижнего синемюра и подзонам *Oxynotum* и *Raricostatum* верхнего синемюра (лотаринг). В толще отмечается также присутствие *Echioceras declivis* Truem. et Will. (Станкевич, 1964), *Gleviceras doris* (Reyn.) и *G. victor* (Dum.) (Ростовцев, 1968) руководящие виды последней зоны синемюра - *Raricostatum*.

Плинсбах. В плинсбахе происходит обновление состава аммонитовой фауны. В его первой половине в целом сообщество, в количественном отношении, бедно и слабо дифференцировано в пространстве. Во второй половине территорию Кавказа оккупировали аммониты, принадлежащие роду *Amaltheus*.

На Локском массиве аммонитами охарактеризованы оба подъяруса плинсбаха. Нижний плинсбах (карикс) устанавливается в верхней части слюдистых песчаников мощностью 90 м. В этом интервале нами выделяются слои с *Masseanum*, соответствующие одноименной подзоне зоны Пвех карикса. Выше, в основании флишоидной толщи переслаивающихся аргиллитов, песчаников и алевролитов, выделяется верхний подъярус плинсбаха (30 м). В его составе устанавливаются два вспомогательных стратиграфических подразделения - слои с *Margaritatus* и слои с *Spinatum*. В основу этих стратиграфических подразделений легли единичные находки одноименных аммонитов.

Юго-восточнее, в Шамхорском поднятии наличие плинсбаха, в частности его верхнего подъяруса, указывается Т.А. Гасановым (1971), который в глинистых сланцах с прослоями песчаников (26 м) отмечает находки *Liparoceras* ex gr. *henleyi* (Sow.) и *Arietoceras algovianum* (Opp.). Судить о позднеплинсбахском возрасте отложений по первому аммониту нельзя, поскольку его стратиграфическое распространение ограничено зоной *Davoei* нижнего плинсбаха. Для стратиграфических выводов пригоден лишь *A. algovianum* (Opp.), встречающийся только в домерском подъярусе.

В составе плинсбахских отложений Дзирульского массива, а именно, в его южной периферии, существенную роль играют карбонатные породы - мергели, песчанистые известняки, мергелистые известняки (до 40 м) и красные органогенные известняки. К нижней части карбонатных пород приурочены раннеплинсбахские *Acanthopleuroceras* sp., *Polymorphites* sp. и *Tropi-*

doceras stahli (Opp.) с вертикальным диапазоном, не выходящим за пределы подзоны Valdani (зона Ibex) нижнего плинсбаха (карикса). Выше обнаружены плинсбахские *Phylloceras* aff. *Hebertinum* (Reyn.), *Zetoceras bonarelli* (Bett.), *Z. zetes* (d'Orb.), *Calliphylloceras emeryi* (Bett.), позднесиенмурско-раннетоарский *Juraphyllites libertus* (Gemm.) и позднеплинсбахский *J. Planispira* (Reyn.). Большинство этих видов встречается на более высоком стратиграфическом уровне (красные известняки) в зоне Margaritatus, которую представляют *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. subnodosus* (Y. et B.), *A. subnodosus howarthi* Steph., *A. coronatus* Montf., *Fuciniceras boscense* (Reyn.) и *Protogrammoceras isseli* (Fuc.), позволяющие установить в красных известняках и более мелкие стратиграфические единицы - подзоны Stokesi и Subnodosus нижнего домера.

Согласно общей зональной шкале юрской системы, принимаемой на территории бывшего Советского Союза, Stokesi являлась самой нижней зоной домера. В связи с тем, что в Грузии виды-индексы зон Stokesi и Margaritatus часто встречаются совместно, их обособление в отдельные хроностратиграфические подразделения не удавалось. Поэтому устанавливалась провинциальная зона (лона) Subnodosus, охватывающая зоны Stokesi и Margaritatus (Зесашвили, Решение..., 1984; Топчишвили, 1996). В настоящей работе Stokesi рассматривается в качестве подзоны зоны Margaritatus, которая выделяется в красных известняках Дзирульского массива по комплексу характерных аммонитов.

Присутствие более верхнего хроностратиграфического подразделения домерского подъяруса - зоны Spinatum подтверждается находкой *Pleuroceras spinatum* (Brug.) (Гамкрелидзе, 1933), который позволяет установить в красных известняках слой с Spinatum.

На северо-восточной периферии Дзирульского массива плинсбах трансгрессивно расположен на гранитоидах палеозоя и представлен только верхним подъярусом. Он начинается конгломератами и кварцевыми песчаниками (30 м), переходящими выше в аргиллиты и мергелистые глины (125 м), повсеместно содержащие *A. margaritatus* Montf.

Наиболее достоверно охарактеризованные аммонитами плинсбахские отложения выступают в абхазской части Гагрско-Джавской зоны, где выделяются оба его подъяруса. Нижнему и частично верхнему плинсбаху соответствует толща (400 м) аргиллитов, часто карбонатных с прослоями и линзами известняков и мергелей. В ее строении не второстепенную роль играют вулканогены спилит-кварц-кератофирового состава. Из разных слоев нижней части толщи происходят *Platyleuroceras variscoi* Par., *Uptonia angusta* (Quenst.). Стратиграфическое распространение первого аммонита ограничено зоной Jamesoni, второго - зонами Jamesoni (подзона Jamesoni) и Ibex (подзона Masseanum) нижнего плинсбаха (карикса). С последней формой ассоциирует *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.). Слой с указанными аммонитами нами выделялись в провинциальную зону (лону) Masseanum (Топчишвили, 1996), соответствующую зонам Jamesoni и Ibex. По данным В.И. Зесашвили (Региональная стр. сх., 1984) лона *Tropidoceras masseanum* в Закавказье охватывает все три зоны нижнего плинсбаха (карикса). В настоящее время стратиграфический диапазон распространения аммонитов был пересмотрен и уточнен, в результате чего лона была переведена в ранг слоев с *Tropidoceras masseanum*. Стратиграфический диапазон этой вспомогательной единицы по сравнению с первичным пониманием уменьшился и отвечает основанию зоны Ibex (подзона Masseanum) нижнего плинсбаха (карикса).

В верхней части толщи отмечаются находки (Адамия, 1977) *Aegoceras* cf. *lataecosta* (Sow.), позволяющие наметить присутствие подзоны Capricornus (зона Davoei) нижнего плинсбаха и позднеплинсбахского *Arietoceras* cf. *algovianum* (Opp.).

Вышележащие образования (350 м) представлены преимущественно аргиллитами, часто карбонатными с известковисто-мергелистыми конкрециями и прослоями мелкозернистых песчаников. В аргиллитах собраны позднеплинсбахские *Arietoceras* sp., *Fontanelliceras* sp., *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A. stokesi* (Sow.). Две последние формы встречены и в Нижней Сванети в однообразных глинистых сланцах. Следовательно, частые находки *A. margaritatus* Montf. в отложениях Гагрско-Джавской зоны позволяют выделить здесь слой с Margaritatus.

Это вспомогательное стратиграфическое подразделение выделяется также в аналогичных отложениях, развитых севернее, в Чхалтинско-Лайлинской зоне Сванети.

В Абхазии последняя зона охватывает три фациально отличающихся выхода плинсбаха. Наиболее южный выход (междуречье Авадхара-Кодори) сложен преимущественно пирокластолитами андезито-базальтового состава и маломощными пачками глинистых сланцев (с максимальной мощностью толщи 200 м). На разных уровнях терригенных пород встречены *Amalthe-*

us stokesi (Sow.), *A. cf. subnodosus* (Y. et B.), *A. laevigatus* How. и *A. margaritatus* (Montf.), составляющие основу выделенной нами здесь зоны *Margaritatus*.

Из более верхних слоев известен (Панов, 1976) *Amaltheus cf. reticularis* (Simp.), характеризующий верхнюю зону домера - *Spinatum*.

В составе второго выхода (правобережье рр. Аданге, Ацгары и басс. р. Бзыбь) совместно с терригенными породами часто встречаются линзы известняков больших размеров (мощность всей толщи 600 м). В толще обнаружены *Phylloceras hebertinum* (Reyn.), *Zetoceras zetes* (d'Orb.), позднесинемюрско-раннетюарский *Partschiceras striatocostatum* (Men.), плинсбахский *Audaxlytoceras czjzeki* (Hauer), *Amaltheus margaritatus* Montf. и позднеплинсбахский *Paltarpites argutus* (Buck.).

Наконец последний выход, выступающий в междуречье Авадхара-Клыч, представлен вулканогенно-терригенными образованиями (до 700 м) и толщей (до 900 м) глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников и вулканогенами кислого и основного состава. В отложениях этих двух толщ содержатся представители *Amaltheus margaritatus* Montf., позволившие говорить о присутствии здесь слоев с *Margaritatus*.

В Казбегско-Лагодехской зоне плинсбахский ярус образован однородными аспидными и глинистыми сланцами с резко подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и многочисленными субвулканическими телами (до 1200 м). Местами характер отложений нарушен незначительными проявлениями продуктов эффузивного вулканизма.

В кахетинской части зоны глинистые сланцы, содержащие *Amaltheus subnodosus* (Y. et B.) и *A. striatus* How. (Химшиашвили, 1974), выделяются нами в слой с *Amaltheus subnodosus*, а в Азербайджане аналогичные отложения с *A. margaritatus* Montf. и *A. sp.* В.Б. Агаевым (1990) - в слой с *Amaltheus*.

Значительно большей мощностью характеризуются плинсбахские отложения, развитые в Восточной зоне погружения Главного хребта. Они слагают здесь обширные площади бассейнов рр. Ассы, Аргуна (Хевсурети, Ингушетия, Чечня), Пирикита Алазани (Тушети), Андийского и Аварского Койсу (Дагестан). На всей площади распространения их состав мало изменяется. В основном это глинистые сланцы с подчиненными пачками полосчатых глинисто-алевроитовых сланцев с отдельными прослоями и пакетами мелкозернистых песчаников.

В Дагестане значительная часть плинсбахских отложений мощностью 2800 м (мощность всей толщи достигает 3500 м) включает в свой состав многочисленные остатки аммонитов.

Из нижней части толщи известны (Филлимонов, 1938): *Protogrammoceras exiguum* (Fuc.), распространенный в зоне Davoei нижнего плинсбаха (карикса) и в зоне *Margaritatus* верхнего (домер), *Fuciniceras cf. falciplicatum* (Fuc.), встречающийся во всех зонах карикса и в нижней части домера подзоны Stokesi (зона *Margaritatus*). В средней части толщи собраны *Arietoceras aff. ruthenense* (Reyn.) и *Fuciniceras sp.* (Казакова и др., 1986). Вид *A. ruthenense* развит от подзоны Subnodosus нижнего домера (зона *Margaritatus*) до подзоны Аруренум верхнего (зона *Spinatum*) включительно. Род *Fuciniceras* ограничен домерским подъярусом. Из разных уровней верхней части толщи отмечаются (Сибирякова, 1959; Казакова и др., 1986) *Arietoceras cf. Domarense* (Men.), *A. cf. amalthei* (Opp.), *A. cf. crassitesta* (Quenst.), распространенные в подзонах Subnodosus и Gibbosus зоны *Margaritatus* нижнего домера, *A. bertrandi* (Kil.), *A. algovianum* (Opp.) и *A. cf. expulsum* Fuc., приуроченные к этим же подзонам и к подзоне Аруренум верхнего домера (зона *Spinatum*), а также позднеплинсбахские (домерские) *Aveyroniceras cf. mortilleti* (Men.) и *Paltarpites ex gr. kyrrianus* (Opp.).

В осыпи верхних горизонтов толщи найден (Казакова и др., 1986) позднеплинсбахский *Emaciatoceras sp. ind.*

Анализ особенностей распространения аммонитов показывает, что рассматриваемые отложения относятся к верхнему плинсбаху (домеру). Хотя, не исключено, что нижняя их часть, где аммониты не обнаружены, охватывает и верхи нижнего плинсбаха.

Н.В. Безносков (Решение..., 1984) на основании этих, главным образом, средиземноморских видов, выделяет зону *Margaritatus*, правда с оговоркой, что ее верхняя граница неясна. Как видно, неясна и нижняя ее граница, поскольку подстилающие слои также лишены остатков фауны. Следовательно, выделение здесь зоны, без смены аммонитовых комплексов на рубеже смежных стратиграфических подразделений, противоречит правилам стратиграфического кодекса.

По пр. Асса и Аргун в глинистых сланцах с разным сочетанием слоев и пачек песчаников (2500-3500 м) указываются находки *Amaltheus* sp., *Calliphylloceras* cf. *bicolorae* (Men.) (Топчишвили, 1988) и *Arieticeras* cf. *bertrandi* (Kil.), *A.* cf. *algovianum* (Opp.) (Безносков и др., 1973). Единственным представителем ариетицераса верхний плинсбах устанавливается и на территории Тушети.

Западнее плинсбахские отложения принимают участие в строении зоны Главного хребта и отличаются, в основном, спорадическим развитием. В сванетской части зоны они сохранились в виде небольших останцев севернее главного надвига. На размытой поверхности кристаллических пород и слабометаморфизованных образований квишской свиты трансгрессивно залегают мелкогалечные конгломераты и аркозовые крупнозернистые песчаники, сменяющиеся выше глинистыми сланцами с прослоями песчаников, алевролитов (200-600 м) и аммонитами *Amaltheus margaritatus* Montf., *Arieticeras* cf. *algovianum* (Opp.) (Хуцишвили, 1972).

В западной части зоны Главного хребта - басс. пр. Белая, Киша, Алоус наиболее низкие уровни плинсбаха выделяются в толще переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, где найдены (Панов и др., 1964) *Uptonia* cf. *jamesoni* (Sow.) - вид-индекс первой зоны нижнего плинсбаха. Выше следуют криноидные известняки с брахиоподами (4-6 м), перекрывающиеся аргиллитами и алевролитами (400 м) с пачкой бодецких песчаников. Из верхней части толщи алевролитов и аргиллитов известны многочисленные *Amaltheus margaritatus* Montf. (Ростовцев, 1967).

Таким образом, в плинсбахских отложениях указанных районов зоны Главного хребта можно выделить слои с *Jamesoni* карика и слои с *Margaritatus* домера.

Восточнее, в Загеданской, Архызской, Аксаут-Софийской и Кыртыкской грабен-синклиналях, басс. пр. Лаба, Теберда, Кыртык, для нижнего плинсбаха характерно увеличение количества песчаников, а в басс. р. Кубани появляются многочисленные растительные остатки и прослои угля. Они трансгрессивно залегают на древних кристаллических породах и в свою очередь перекрываются аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников (600 м), содержащих *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A. depressus* (Simp.) (Безносков и др., 1973).

Далее к востоку плинсбахские отложения выходят на территории Осетии, где выполняют Штулу-Хересскую депрессию и выступают в междуречье Ардона и Терека. Нижний подъярус здесь лишен аммонитовых остатков и выделяется условно в "вулканогенном" или "кератофировом горизонте".

Отложения верхнего плинсбаха продолжают вулканогены либо согласно, либо с размытом, местами же трансгрессивно расположены на доюрских образованиях. В основании этих отложений выделяются массивные песчаники и гравелиты, переслаивающиеся с аргиллитами (35 м), в средней части - аргиллиты и алевролиты (50 м) с пластами известняка, которые выше сменяются мелкозернистыми песчаниками с пачками аргиллитов и алевролитов (250 м). В Штулу-Хересской депрессии мощность отложений возрастает до 700 м. По всему разрезу верхнеплинсбахских отложений собраны многочисленные ископаемые остатки *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. laevis* (Quenst.), *A. depressus* (Simp.), *A.* cf. *stokesi* (Sow.), *Arieticeras* cf. *Algovianum* (Opp.), *A.* cf. *retrosicosta* (Opp.), *A.* cf. *bertrandi* (Kil.) и *A.* cf. *perspiratum* Fuc. (Панов, 1997).

В состав зоны Главного хребта входят также отложения верхнего плинсбаха Верхнебалкарского района (междуречье Чегем-Сехолодон). Они в большинстве случаев несогласно залегают на доюрских образованиях и имеют трехчленное строение. В основании - конгломераты, гравелиты и песчаники (до 60 м), выше аргиллиты и алевролиты (60 м) с *Amaltheus depressus* (Simp.), а вверху - песчаники и алевролиты (80 м) с *A. margaritatus* Montf., *A. depressus* (Simp.), *A. laevis* (Quenst.) и *Arieticeras* cf. *algovianum* (Opp.) (Безносков и др., 1973).

В описанных отложениях, с многочисленными представителями рода *Amaltheus* зоны Главного хребта, Н.В. Безносковым и др. (1962), В.П. Казаковой (1963) выделяется местная биостратиграфическая зона *Depressus-Laevis*, отвечающая стандартной зоне *Margaritatus*. Этими исследователями не исключается возможность, что ее нижняя граница опускается и ниже - в зону *Davoei*. Позднее Н.В. Безносковым, К.О. Ростовцевым (Решение..., 1984) на территории Восточной Балкарии и в басс. пр. Белая, Алоус, Лаба, Теберда и Кыртык выделяется зона *Margaritatus*. Однако как на нижней, так и верхней границах указанного стратона не наблюдается последовательной смены состава характерных комплексов аммонитов, поэтому здесь можно говорить лишь о присутствии зоны или выделить слои с *Margaritatus* по преобладающему компоненту фауны.

В Западной зоне погружения Главного хребта на породах нижнего плинсбаха согласно расположены отложения верхнего его подъяруса, сложенные аргиллитами, алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и линзами карбонатных пород (300 м). С нижними слоями толщи связаны находки *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Fuciniceras* ex gr. *boscense* Reyn. (Панов, Пруцкий, 1983).

Севернее и северо-восточнее два изолированных выхода плинсбахских отложений обнажаются в зоне Передового хребта. В западном окончании зоны отложения плинсбаха выступают в басс. р. Белой, выполняя Дудугушскую синклинальную структуру, а на восточном окончании в междуречье Баксана и Чегема. Остатки аммонитов здесь указаны лишь в западной части зоны, где в аргиллитах, переслаивающихся с алевролитами и песчаниками (200 м), отмечаются многочисленные экземпляры *A. margaritatus* Montf., образующие слои с одноименным видом.

Самые северные выходы плинсбахских отложений развиты в Лабино-Малкинской зоне. В ее западной части (Бело-Урупский район) они, обоснованные богатой аммонитовой фауной, начинаются органогенно-обломочными криноидными известняками (2-10 м), которые, согласно К.О. Ростовцеву, с размывом налегают на триасские, верхнесинемюрские и нижнекарикские образования и являются базальными слоями вышележащего комплекса осадков. И.Р. Кахадзе и др. (1960) горизонт криноидных известняков относили к верхнесинемюрским отложениям и взаимоотношение между ними считали согласным. Д.И. Панов и др. (1965) рассматривают известняки как горизонт конденсации, согласно залегающий на синемюрских образованиях.

В подошве известняков наблюдаются слабо окатанные обломки подстилающих пород, а в басс. р. Урупа и на левобережье р. Большой Лабы известняки замещаются конгломератами. В басс. р. Большая Лаба известняки содержат (Ростовцев, 1964; Безносков и др., 1973) *Tragophylloceras anonimium* (Haas), *T. huntani* (Simp.), характерные виды зоны Ibex карикса, *Tropidoceras ellipticum* (Sow.), ассоциирующийся с аммонитами как подзоны Jamesoni, так и Masseanum; *T. obtusum* (Futt.), *T. flandrini* (Dum.), *T. densicosta* (Futt.), занимающие стратиграфический уровень, соответствующий подзоне Masseanum зоны Ibex, и *T. stahli* (Opp.), встречающийся в зоне Ibex. Все аммониты, сосредоточенные в известняках Бело-Урупского района, сгруппированы нами в слои с *Flandrini* и отнесены к нижней подзоне Masseanum зоны Ibex.

На горизонт криноидных известняков согласно налегает толща (до 800 м), сложенная в основном аргиллитами с сидеритами, в верхней части переслаивающиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В междуречье Малой Лабы-Урупа, в басс. рр. Пшехи и Белой в ней выделяется горизонт ахызыртских песчаников (100-150 м).

По рр. Большая и Малая Лаба, Бугунж, Ходзь, Сахрай и Уруп из разных уровней толщи указываются (Казакова, 1963; Ростовцев, 1964; Безносков и др., 1973) *Amaltheus striatus* How., *A. subnodosus* (Y. et B.), *A. depressus* (Simp.) и *A. nodifer* (Buck.), устанавливающие здесь присутствие подзоны Subnodosus домерской зоны Margaritatus; *A. cf. laevis* (Quenst.), характеризующий подзону Gibbosus, *A. laevigatus* How., охватывающий и подзону Apyrenum. В ущельях перечисленных рек имеются находки *Amaltheus evolutus* Buck., *A. coronatus* (Quenst.), встречающиеся соответственно в подзонах Stokesi-Subnodosus и Subnodosus-Gibbosus, а также многочисленных *A. margaritatus* Montf. и единичных *A. cf. lenticularis* (Y. et B.), *A. cf. reticularis* (Simp.).

На основании данного комплекса амальтеид Н.В. Безносков, В.П. Казакова и др. (1962) выделяют местную зону Depressus-Laevis. В региональной стратиграфической схеме ниже- и среднеюрских отложений Северного Кавказа (1984) отложения с представителями амальтеид включены в провинциальную зону (лону) Margaritatus-Subnodosus. Мы разделяем мнение К.О. Ростовцева (Решение..., 1984), выделившего здесь стандартную зону Margaritatus, верхняя граница которой отбивается по появлению слоев с *Bechteri*, объединяющих в своем составе *Pleuroceras bechteri* Frentz. и *P. solare* (Phill.) (Ростовцев, 1968) с стратиграфическими диапозонами, охватывающими подзону Apyrenum верхнего домера. Самой верхней подзоне (Hawskerense) домера соответствуют слои с *Spinatum*, обоснованные единичной находкой (Цагарели и др., 1959) *Pleuroceras spinatum* (Brug.).

Восточнее р. Уруп, в басс. р. Зеленчук, из-под трансгрессивного среднего карикса (Ростовцев, 1964) прослеживаются ритмично чередующиеся аргиллиты и алевролиты (600 м) с горизонтом массивных песчаников.

В долине р. Бижгон кварцевые массивные песчаники (3-4 м) из верхних горизонтов угленосной толщи содержат *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) и *Uptonia* cf. *ignota* (Simp.) (Живаго, 1960). В 6-7 м выше К.О. Ростовцеву (1960) удалось собрать *T. masseanum* (d'Orb.) и *Uptonia* sp.

По балке Беликова в тех же песчаниках Н.В. Живаго встречены *Tropidoceras flandrini* (Dum.), а в расположенных выше известняках - *T. masseanum* (d'Orb.), *Polymorphites polymorphus* (Quenst.) (Ростовцев, 1960).

В приведенном списке *Uptonia* cf. *ignota* (Simp.) своим стратиграфическим распространением приурочена к кровле зоны Jamesoni (подзона Jamesoni), *Polymorphites polymorphus* (Quenst.) - к более нижней подзоне Polymorphus. Что касается представителей *Tropidoceras*, то их распространение ограничено подзоной Masseanum.

Совместное нахождение разновозрастных аммонитов существенно препятствует определению истинного возраста вмещающих их отложений. Присутствие представителей *Uptonia* и *Polymorphites* среди *Tropidoceras*-ов, видимо, указывает на их реликтовый характер, утративших свое стратиграфическое значение. Следовательно, при определении возраста отложений предпочтению надо отдать более молодым элементам.

В отложениях, расположенных под слоями с указанными аммонитами, зафиксирована находка *Beaniceras* cf. *costatum* Buck. (Пилюченко, 1946), на основании которого Д.И. Пановым (1965) нижняя граница угленосной толщи также относится к нижнему плинсбаху. Стратиграфический диапазон данного аммонита ограничен верхней подзоной Luridum зоны Ixeh и его местонахождение под слоями с более древними аммонитами ставит под сомнение достоверность определения. Следовательно, не исключено, что угленосная толща включает и лотарингский подъярус, как это считает К.О. Ростовцев (1967).

К востоку от р. Бижгон в составе толщи значительно возрастает количество песчаников, появляются прослой угля, растительные остатки и косая слоистость. В основании почти повсеместно залегают базальные конгломераты. Ее мощность в междуречье Зеленчук-Кубань достигает 1000 м, а к востоку, в басс. р. Баксан сокращается до 25-85 м.

За известняками с раннеплинсбахскими аммонитами без признаков размыва следуют однообразные аргиллиты с конкрециями песчано-глинистых алевролитов (50-200 м). К значительной части толщи приурочены находки *Amaltheus margaritatus* Montf. Из основания толщи известен *Androginoceras oblongum* (Quenst.) (Кахадзе и др., 1957), который к настоящему времени относится к роду *Platypleuroceras*. Вертикальное распространение этого вида не выходит за пределы подзоны Brevispina зоны Jamesoni карикса. Его определение также требует пересмотра, поскольку в отложениях, подстилающих слои с указанным видом, отмечаются аммониты, принадлежащие более молодым стратонам.

Анализируя приведенный в работе фактический материал можно заключить, что смена характерных комплексов аммонитов из синемюрских и плинсбахских отложений Кавказа происходит в той же последовательности, что и в стратотипических разрезах Западной Европы. Это способствует выявлению здесь некоторых стандартных зон и подзон общей стратиграфической шкалы. В том случае, если установить границы зональных стратонов не представляется возможным, выделяются слои с соответствующими аммонитами.

Литература

- Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений Азербайджана (Большой Кавказ). Баку: Элм. 1990. 164 с.
- Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1977. Вып. 54. 67 с.
- Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Г.П., Леонов Ю.Г., Логинова Г.Л., Панов Д.И. Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам //Докл. сов. геол. к Междунар. колл. по юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1962. С. 307-331.
- Безносков Н.В., Бурштар М.С., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я., Кутузова В.В., Ростовцев К.О., Снегирева О.В. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра. 1973. 194 с.
- Вахания Е.К. Юрские отложения Грузии (в связи с нефтегазоносностью) //Тр. ВНИГНИ. Вып. 207. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1976. 413 с.
- Гамкрелизе П.Д. Геологическое описание части долин рр. Дзирулы и Чхеримелы //Изв. ГИН АН ГССР. 1933. Т.1. Вып. 2. С. 107-138.
- Гамкрелизе П.Д. Лейасовая фауна в основных (глинистых) сланцах Сванетии и Абхазии //Сообщ. Груз. фил. АН СССР. 1940. Т.1. № 3. С. 201-202.

- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. Тектоника и металлогения Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1984. Вып. 86. С. 105-184.
- Гасанов Т.А. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Баку: Изд-во АН АзССР. 1967. 200 с.
- Гасанов Т.А. Зональное расчленение нижнеюрских отложений Азербайджана (Малый Кавказ) //ДАН АзССР. 1971. 27. № 1. С. 38-40.
- Джанелидзе А.И. О возрасте красных известняков Дзирульского массива //Сообщ. АН ГССР. 1946а. Т. VII. № 4. С. 171-174.
- Джанелидзе А.И. Заметка о лейасе Локского массива //Сообщ. АН ГССР. 1946б. Т. VII. № 6. С. 347-348.
- Живаго Н.В. Материалы к стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа //Материалы по геологии газовых районов СССР /Тр. ВНИИ природн. газов. Вып. 10(18). М.: Гостоптехиздат. 1960. С. 192-217.
- Зесашвили В.И. Геология части бассейна р. Поладаури //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1955. Т. IX(XIV). Вып. 1. (На груз. яз.). 190 с.
- Зесашвили В.И. К стратиграфии нижнеюрских отложений Юго-Восточной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1967. Вып. 15. С. 5-25.
- Казакова В.П. Некоторые вопросы зонального расчленения ниже- и среднеюрских отложений Северного Кавказа //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38. Вып. 5. С. 20-33.
- Казакова В.П. К распространению некоторых домерских аммонитов на Кавказе и в других районах //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 98-107.
- Казакова В.П., Гуцин А.И., Панов Д.И. Верхнеплинскихские аммониты и возраст нижних горизонтов нижнеюрских отложений Восточного Кавказа (на территории Дагестана) //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 61-78.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1947. Т. III(VIII). 371с.
- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л., Нуцубидзе К.Ш., Зесашвили В.И. Нижне- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1957. Т. X (XV). С. 197-205.
- Крымголец Г.Я. Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа //Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. 1953. № 159. Вып. 3. С. 25-58.
- Крымголец Г.Я. Средиземноморский геосинклинальный пояс. Северный Кавказ. Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра. 1972. С. 154-173.
- Мельников В.А., Марунич В.И., Мельников Ю.В. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Белоканского рудного поля (Азербайджан) //ДАН СССР. 1973. Т. 213. № 3. С. 665-668.
- Нуцубидзе К.Ш. Зоны лейаса в Грузии и прилегающих районах Кавказа //Докл. сов. геол. к I Междунар. колл. по юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1962. С. 241-256.
- Нуцубидзе К.Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1966. Вып. 8. 212 с.
- Нуцубидзе К.Ш. Средиземноморский геосинклинальный пояс. Закавказье (Грузинская ССР). Нижний отдел и аален. Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Недра. 1972. С. 175-183.
- Панов Д.И., Бызова С.Л., Снежко Е.А. Новые данные по стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа //Изв. вуз-ов. Геол. и разв. № 4. 1964. С. 35-47.
- Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа //Автореф. кандид. дисс. МГУ. 1965. 20 с.
- Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития //Геол. Большого Кавказа. М.: Недра. 1976. С. 154-207.
- Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа //Пробл. стратигр. и ист. геол. М.: Изд-во МГУ. 1978. С. 153-164.
- Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия нижнеюрских отложений Северо-Западного Кавказа //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 94-142.
- Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 46-55.
- Пилюченко Г.Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рр. Урупа и Кубани на Северном Кавказе //Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М.-Л.: Госгеоллиздат. 1946. С. 33-48.

- Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра). ВСЕГЕИ. Л. 1984. 47 с.
- Робинсон В.Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе //Тр. ВГРО. 1932. Вып. 226. 60 с.
- Ростовцев К.О. К вопросу о возрасте угленосной свиты междуречья Кубани и Урупа //Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ. 1960. Вып. 3. С. 13-18.
- Ростовцев К.О. Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 46-60.
- Ростовцев К.О. Нижняя и средняя юра Краснодарского края //Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ. 1964. Вып. 12. С. 73-112.
- Ростовцев К.О. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны северного склона Западного Кавказа //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 95-108.
- Ростовцев К.О. Западная часть Северного Кавказа и Западное Предкавказье //Геология СССР. 1968. Т. IX. Ч. 1. М.: Недра. С. 193-203.
- Сибирякова Л.В. Новые данные по стратиграфии нижней юры Северного Дагестана// Стратигр. и палеонт. информ. сб. 1959. № 10. С. 41-52.
- Славин В.И. Новые данные о геологическом строении района Красной поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта //Изв. вузов. Геол. и разведка. 1958. № 6. С. 31-45.
- Славин В.И. Палеозойские отложения Южного склона Главного Кавказского хребта// ДАН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 1184-1187.
- Славин В.И., Сомин М.Л., Моргунов Ю.Г. Доюрские отложения Сванетии //Тр. Кавк. эксп. ВАГТ и МГУ. М.: Гостоптехиздат. 1962. С. 315-335.
- Станкевич Е.С. Аммониты юрских песчано-глинистых отложений Северо-Западного Кавказа. М.-Л.: Наука. 1964. 99 с.
- Топчишвили М.В. Стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Центральной Абхазии (басс. р. Гумисты) //Сообщ. АН ГССР. 1982. 106. № 1. С. 81-84.
- Топчишвили М.В. О возрасте сванетской свиты //Сообщ. АН ГССР. 1987. 126. № 1. С. 113-116.
- Топчишвили М.В. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений долины р. Ассы// Сообщ. АН ГССР. 1988. 130. № 1. С. 113-116.
- Топчишвили М.В. Биостратиграфическое расчленение нижнеюрско-ааленских отложений Локского выступа по аммонитам //Сообщ. АН ГССР. 1989. 136. № 2. С. 369-372.
- Топчишвили М.В. Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1996. Вып. 108. 216 с.
- Филлимонов И.Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийского Койсу в Дагестане //Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. 1938. Вып. 1. С. 129-153.
- Химшиашвили Н.Г. Фауна лейаса Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1974. 108 с.
- Хуцишвили О.Д. Стратиграфия и фауна квишской свиты //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1972. Вып. 33. 81 с.
- Цагарели А.Л., Зесашвили В.И., Нуцубидзе К.Ш. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений бассейнов рек Урупа и Большой и Малой Лаб //Сб. Тр. ГИН АН ГССР. Изд-во АН ГССР. 1959. С. 319-323.
- Чихрадзе Г.А. Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии //Сообщ. АН ГССР. 1967. Т. XLVIII. № 3. С. 627-630.
- Dean W.T., Donovan D.T., Howarth M.K. The Liassic Ammonite zones and subzones of the North-West European province //Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.). Geol. 1961. Vol. 4. № 10. P. 437-505.

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРУЗИИ

В.А. Тодриа

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниаварская, 4а, 380008 Тбилиси

Верхнеюрские пестроцветные образования Западной Грузии представлены как в Гагрско-Джавской зоне Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, так и в Западной (Колхидской) зоне погружения и Окрибско-Хреитской подзоне Центральной зоны поднятия Грузинской глыбы. Р а ч и н с к а я и б з ы б с к а я лагунно-эпиконтинентальные пестроцветные свиты, представленные в Гагрско-Джавской зоне, являются органической частью рифогенных формаций; их возрастной диапазон, определенный новыми микробиостратиграфическими исследованиями, полностью обусловлен, в целом, среднеоксфордско-среднетитонским временем существования местных барьерных и береговых рифов. Что же касается развитой на Грузинской глыбе лагунно-континентальной пестроцветной о к р и б с к о й свиты, то время ее образования, по нашим же данным, значительно дольше и, по всей вероятности, соответствует почти всей позднеюрской эпохе (в традиционном понимании), от среднего или позднего келловоя до позднего титона включительно.

ON AGE OF THE UPPER JURASSIC VARIEGATED FORMATIONS OF GEORGIA

V.Thodria

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

The Upper Jurassic variegated formations in West Georgia are spread as in the Gagra-Djava zone of the folded system of the southern slope of the Great Caucasus, so in the internal areas of the western part of the Georgian Block. The R a c h i a n and the B z i p h i a n lagoon-epicontinental variegated suites, represented in the Gagra-Djava zone, are the organic parts of the reef formations. Therefore, like reefs, their age, on the basis of new microbiostratigraphical investigations, generally, fall within the Middle Oxfordian to the Middle Tithonian diapason of the geological time. As for the O k r i b i a n lagoon-continental variegated suite, represented on the Georgian Block, its age, apparently, is from the Middle- or Late Callovian to Late Tithonian inclusive.

В Западной Грузии широко представлены, в основном, верхнеюрские лагунные образования. Они развиты как в эпиконтинентальных бассейнах Гагрско-Джавской зоны Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, так и в Западной (Колхидской) зоне погружения и Окрибско-Хреитской подзоне Центральной зоны поднятия Грузинской глыбы (межгорного прогиба) (И.Гамкрелидзе, 1984).

Вначале их называли п е с т р о ц в е т н о й свитой, позже в разных регионах Грузии за пестроцветными образованиями вместо литологического были закреплены географические названия; в частности: в Абхазии их называли а к а р м а р с к о й свитой (С. Букия и др., 1971), а в Окрибе, соответственно, – о к р и б с к о й свитой (Е. Вахания, 1976).

Большинство исследователей (А.Джанелидзе, 1926-1940; И.Кахадзе, 1947; Чихрадзе, 1961; Бендукидзе, 1964; Гегучадзе, 1973 и др.), справедливо связывая образование данных отложений с Андской орофазой, возрастом п е с т р о ц в е т н о й свиты, в основном, считали кимериджский век, или – максимум, диапазон позднеоксфордско-раннетитонского времени. Если это соображение в основном распространялось на лагунно-эпиконтинентальные отложения Гагрско-Джавской зоны, то более спорным оставался возраст лагунно-континентальных образований, развитых в пределах Грузинской глыбы (Колхидская низменность и Окриба), которые по данным ряда исследователей (Химшиашвили, 1957; Леквинадзе, Эдилашвили, 1958-1971; Папава, 1959; Цабадзе, 1970; Е. Вахания, 1976 и др.), скорее всего соответствуют почти всей верхней юре, в широком понимании отдела. Разнообразие соображений о возрасте в первую очередь было вызвано тем обстоятельством, что в данных образованиях по сей день почти не обнаружена макрофауна, не считая нескольких экземпляров одиночных и, реже, колониаль-

ных кораллов, найденных в низах пестроцветной свиты Рачи и Западной Абхазии (Химшиашвили, 1957). Следовательно, суждения о возрасте пестроцветной свиты строились только исходя из регионально-геологических соображений и стратиграфического положения данных образований. Стало совершенно очевидным, что без микробиостратиграфических исследований эту проблему не сдвинуть с места. К настоящему времени из пестроцветных образований Рачи, Абхазии и Окрибы собрано значительное количество микрофауны, в основном фораминифер. На основании их изучения удалось построить в разной степени охарактеризованные региональные микробиостратиграфические схемы верхнеюрских пестроцветных образований Грузии.

В Рачинском позднеюрском эпиконтинентальном бассейне пестроцветная, по нашему предложению, рачинская свита представляет собой органическую часть местной рифогенной формации, так как ее осадконакопление полностью было определено синхронным процессом развития рифогенных биотектов в районе северо-восточного входа в эпиконтинентальный залив (Бендукидзе, 1982).

В конце позднего келловоя - раннем оксфорде из-за ослабления трансгрессии со стороны флишевого моря наблюдается определенное обмеление и уменьшение площади Рачинского эпиконтинентального бассейна, на что указывает обилие ископаемой растительности и увеличение роли карбонатных прослоев в верхней части цескской свиты (Тодриа, 1975).

Приблизительно с начала среднего оксфорда начинается второй этап седиментационного развития Рачинского эпиконтинентального бассейна, который, в определенной степени, углубляется и расширяется; одновременно в нем начинается карбонатное осадконакопление и устанавливается спокойный гидродинамический режим, что в дальнейшем определило развитие эпиконтинентально-лагунных условий. Вначале в центральной и восточной частях залива в ареале раннеоксфордского относительного обмеления образовались невысокие коралловые биостромы, сложенные карбонатными песчаниками и песчанистыми брекчиевыми известняками, являющимися началом велянтской свиты (Бендукидзе, Чиковани, 1975).

Одновременно с развитием биостромов на востоке бассейна, на западе, в глубине залива (сс.Цеси, Чибреви) и в меньшей степени в районе распространения биостромов (сс.Хирхониси, Цона) начала отлагаться первая порция (ч и бревески слои) пестроцветной (рачинской) свиты, представленная слегка окрашенными, желтовато-розоватыми, реже, буровато-серыми рыхлыми известковистыми песчаниками, мощн. от 20-30 (сс.Хирхониси, Цона) до 40-70 м (сс.Цеси, Чибреви). Коралловые биостромы (с.Корта) охарактеризованы средне- и позднеоксфордскими кораллами (Бендукидзе, 1982) и морскими ежами (Кузнецов, 1937), а в синхронных слегка окрашенных бурых известковистых песчаниках (полоса между сс.Чибреви и Сева), наряду с одиночными кораллами рода *Montlivaltia*, найдена (Химшиашвили, 1957) средне-позднеоксфордская колониальная форма *Cryptocoenia (Convexastraea) bernensis* (Etall.). Нами же в известковистых песчаниках ч и бревески слоев собрана чрезвычайно обильная (почти 2700 экз.) и разнообразная фораминиферовая, нодозариидо-спириллинидовая ассоциация (до 100 видов 26 родов 11-ти семейств) средневропейского типа.

Для данной ассоциации наиболее характерны: *Labalina microcostata* Dan., *Lenticulina russiensis* (Mjatl.), *L.compressaeformis* (Paalz.), *Astacolus staufensis* (Paalz.), *Planularia feifeli* Paalz., *Vaginulina pasquetae* Biz., "*Ceratolamarckina*" *subspeciosa* (Bogd.et Mak.), *Spirillina andreae* Biel., *Trocholina transversarii* Paalz. и др. Диапазон вертикального распространения 82% членов ассоциации включает средний оксфорд; из них 40% транзитные, 16% - появляются с этого времени, 9% - завершают существование в это время, а 17% - связаны только с этим временем. Следовательно, данная ассоциация скорее всего указывает на среднеоксфордский возраст вмещающих отложений, которые выделены нами в самостоятельный микробиостратиграфический стратон, под названием ч и бревески слоев с "*Ceratolamarckina*" *subspeciosa* - *Trocholina transversarii*.

С позднеоксфордского времени в Рачинском позднеюрском заливе начинается лагунный этап развития бассейна, в восточной части которого на фоне медленного и постепенного погружения дна на базе среднеоксфордских биостромов начали развиваться коралловые биогермы (Бендукидзе, Чиковани, 1975). На крайнем востоке, у входа в залив (Велианта, Часавали-Кваиси, Валхох, Алхашенда) образовались коралловые рифы, большинство из которых в дальнейшем переросли в кулисообразные барьерные рифы. Они сначала затруднили, а потом значи-

тельно ограничили связь флишевого моря с заливом, отчего последний медленно преобразовался в лагуну, где началось отложение остальной, большей части лагунно-эпиконтинентальной пестроцветной р а ч и н с к о й свиты.

Дальнейший рост как барьерных, так и внутренних (сс.Корта, Джоисубани, Шардомети) рифов вызвал еще большее расчленение бассейна (Бендукидзе, Чиковани, 1975) с двумя самостоятельными биоседиментационными участками. В центральной и восточной частях залива развивались рифогенные биогермы (средняя, большая часть в е л и а н т с к о й свиты), охарактеризованные рорак-секванскими (поздний оксфорд-начало раннего кимериджа) кораллами и выделены в виде слоев с *Rhipidogyra elegans* (Бендукидзе, Чиковани, 1975), что, в основном, соответствует верхнеоксфордской аммонитовой зоне *Eripeltoceras bimmatatum*.

В это время центр значительно изолированной лагуны переместился в западную часть залива (полоса сс. Цеси-Самтиси), где над среднеоксфордскими слегка окрашенными известковистыми песчаниками ч и б р е в с к и х слоев начала отлагаться вторая порция пестроцветной р а ч и н с к о й свиты, представленная мощной (до 80-90 м) толщей слабоокрашенных карбонатных песчаных глин с прослоями и сферическими конкрециями песчаных органических известняков. В них обнаружена обильная (до 1150 экз.), но относительно однообразная (34 вида 10 родов 5 семейств) фораминиферная, нодозариидо-эпистоминидовая ассоциация бореального типа. Наиболее характерны: *Lenticulina gerassimovi* Umansk., *L.kuznetsovae* Umansk., *L.russiensis* (Mjatl.), *Epistomina nemunensis* Grig., *E.praetariensis* (Umansk.) и др. Вертикальное распространение более 85% (29 форм) членов комплекса включает возрастной диапазон позднего оксфора – начала раннего кимериджа, который соответствует определенному кораллами геологическому времени существования нижней части биотектов на востоке бассейна. Из них 5 форм транзитные, 12 - заканчивают существование, а 2 - появляются в данном отрезке времени; только 10 форм приурочены исключительно к указанному диапазону времени. Данная часть пестроцветной р а ч и н с к о й свиты выделена нами в виде р и о н с к и х слоев с *Lenticulina russiensis* - *Epistomina nemunensis*.

Последующий рост барьерных рифов (Велианта, Кваиси) не только усилил изоляцию лагуны на западе залива, но и вызвал постепенное (с запада на восток) погребение внутризаливных биотектов (Шардомети, Джоисубани, Корта), среди которых дольше всех, почти до начала позднего кимериджа, существовал Кортинский биогерм (Бендукидзе, 1982). В течение большей части раннего кимериджа и почти до конца позднего кимериджа в западной и центральной частях залива отлагалась третья порция пестроцветной р а ч и н с к о й свиты.

На западе залива, в почти изолированной лагуне (сс. Цеси, Мухли) на слабоокрашенные отложения р и о н с к и х слоев с микробрекчия-конгломератом в основании налегли красноватые толстослоистые известковистые песчаники и песчаные известняки с редкими прослоями мергелей, общей мощн. от 30 до 80 м. Восточнее, в синхронных образованиях роль терригенного материала увеличивается и в окр. сс. Корта и Хирхониси представлены уже карбонатные красноватые песчаные глины и глинистые сланцы с многочисленными прослоями глинистых известняков и мергелей (общая мощн. 70-80 м), которые в верхах толщи образуют самостоятельную (до 18-20 м) карбонатную пачку.

В данной, третьей порции пестроцветной (р а ч и н с к о й) свиты, представленной в полосе от с.Цеси до с.Баджихеви и названной нами х и р х о н и с к и м и слоями, макрофауна не найдена, хотя в ней обнаружена многочисленная ассоциация (до 1800 экз.) фораминифер. Этот комплекс (35 видов 21 рода 9 семейств) представляет собой средиземноморскую ассоциацию литуолидо-нодозариидового типа. В ней господствуют (до 90%) агглютинированные формы (литуолиды, трохамминиды, атаксофрагмииды, павонитиниды и др.), среди которых преобладают (88%) литуолиды. Остальные 10% представлены карбонатно-секреционными формами: фишеринидами, милиолидами, нодозаридами, спириллиндами и инволютинидами, с преобладанием нодозариид (8%). Из 35 форм комплекса вертикальное распространение 34-х включает нижний кимеридж или кимеридж вообще; среди них 12 являются транзитными, 13 - встречаются после кимериджа (из них 9 - после нижнего кимериджа), 4 - появляются с кимериджа, а вертикальное распространение 5 форм ограничено кимериджским веком. В целом, данная ассоциация фораминифер уверенно указывает на кимериджский возраст (точнее, на диапазон времени от раннего кимериджа по начало позднего кимериджа) вмещающих отложений. Наиболее характерны для этого комплекса: *Alveosepta jaccardi* (Schr.), *A.personata*

(Tobl.), *Mesoendothyra izjumiana* Dain, *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Torinosuella peneropliformis* (Yabe et Hanz.), *Nautiloculina oolithica* Mohl., *Conicospirillina basiliensis* Mohl. и др.

Этот стратон выделен нами под названием х и р х о н и с с к и х слоев с *Alveosepta personata* - *Pseudocyclammina lituus*. Вместе с тем, принимая во внимание почти общесредиземноморское распространение данной кимериджской фораминиферовой ассоциации, охарактеризованный ею стратон вполне можно было бы выделить в виде микробиостратиграфической зоны (Годриа, 1991).

Аналогичная ассоциация обнаружена по всему разрезу мощной карбонатной (а л х а ш е н д с к о й) свиты, представленной в Рибисской синклинали, которая, по всей вероятности, была образована на батиальном склоне флишевого бассейна. В нижней части свиты А.А.Чиковани были найдены раннекимериджские аммониты зоны *Streblites tenuilobatus* (Химшиашвили, 1961). Позднее этот стратон был выделен в виде слоев с *Streblites frotho* (Бендукидзе, Пайчадзе и др., 1984). В верхах а л х а ш е н д с к о й свиты отмечаются (Кахадзе, 1947; Химшиашвили, 1957 и др.) многочисленные формы пелеципод, возраст которых, в основном, не выходит за рамки кимериджского века. Вместе с тем, Т.А.Пайчадзе (1973) из средней части этой же свиты отмечает раннетитонские аммониты и титонско-валаджинские брахиоподы.

Последняя, четвертая гипсоносная порция пестроцветной (р а ч и н с к о й) свиты представлена на западной окраине Рачинского позднеюрского бассейна (окр.с.с.Цеси и Мухли), где в почти полностью изолированной лагуне образовались пестроцветные аркозовые карбонатные гравелитовые песчаники (15 м), брекчиевидные доломитовые известняки (18- 25 м) и мощные (12-25 м) пласты розовато-белесоватых гипсов, общей мощн. 40-45 м. Эти образования, названные нами м у х л с к и м и слоями, без видимого несогласия перекрываются трансгрессивной песчано-карбонатной толщей (до 20 м) позднетитонского возраста, являющейся первой порцией широкой и мощной неокомской трансгрессии.

В то же время в центральной части бассейна (р.Барула, с.Чибреви) совершенно отсутствуют синхронные (позднекимериджско-среднетитонские) образования, что, вероятно, было вызвано частичной эмерсией во время пика регрессивных восходящих движений, вызванной Андской орофазой, так как здесь трансгрессивные карбонатные отложения неокома с базальной формацией в основании залегают на ниже-среднекимериджских (р.Барула) и верхнеоксфордско - нижекимериджских (с.Чибреви) пестроцветных образованиях.

В процессе отложения брекчиевидных доломитовых известняков и пластов гипса в лагуну временами проникала морская вода и здесь распространялась небогатая (найлены до 30 раковин), но разнообразная микрофауна средиземноморского типа, представленная литуолидами, трохамминидами, милиолидами, нодозаридами, полиморфинидами, дискорбидами, эпистоминидами и спириллинидами (7 видов 12 родов 8 семейств). В ассоциации ведущую роль играют литуолиды, полиморфиниды и эпистоминиды. Хотя данный комплекс не пригоден для однозначного датирования вмещающих образований, он и не противоречит, а подтверждает их предполагаемый возрастной диапазон от конца позднего кимериджа по средний титон включительно, принимая во внимание стратиграфические позиции в основном уверенно датированных сопредельных отложений.

Характерными формами данной ассоциации являются: *Charentia* cf. *compressa* (Cushman et Glaz.), *Mesoendothyra* ex gr. *izjumiana* Dain, *Trochammina* cf. *inflata* Mont., *Eoguttulina* cf. *Metensis* (Terq.), *E.* cf. *oolithica* (Terq.), *Globulina* sp. и др. В целом, рассматриваемая четвертая и последняя гипсоносная порция (м у х л с к и е слои) пестроцветной (р а ч и н с к о й) свиты с микробиостратиграфической точки зрения может быть выделена в виде слоев с *Charentia* cf. *compressa* - *Mesoendothyra* ex gr. *izjumiana*.

Как было отмечено выше, мощная карбонатная свита неокома трансгрессивно и, в основном, несогласно перекрывает разные уровни р а ч и н с к о й пестроцветной свиты. Вместе с тем, в окр. с.Цеси, где представлены все четыре подсвиты (или слои) р а ч и н с к о й свиты, карбонатная свита без видимого несогласия и, вероятно, значительного стратиграфического перерыва залегают на гипсоносных (м у х л с к и х) слоях. В первом же слое трансгрессивной песчано-карбонатной пачки (мощн. до 20 м) обнаружена многочисленная (до 100 раковин) фауна фораминифер средиземноморского типа. В ассоциации доминируют кимериджско-валаджинская форма *Feurtillia* cf. *frequens* Маунс и кимериджско-титонский вид *Pseudocyclammina* cf. *parvula* Hott. Их сосуществование, принимая во внимание обилие экземпляров первой фор-

мы, по нашему мнению, скорее всего, указывает на позднетитонский возраст низов карбонатной свиты. Это соображение подтверждается стратиграфической позицией мощной (до 40 м) грубослоистой толщи кристаллических известняков, перекрывающей барьерный риф на г.Велианта, в которой была обнаружена ассоциация фораминифер и кальпионеллид, свидетельствующая о позднетитонском возрасте вмещающих образований (Какабадзе, Келептришвили, 1991). Из этого можно заключить, что морская трансгрессия перевалила через барьерный риф в начале позднего титона и впоследствии достигла западной окраины лагуны не позднее конца позднего титона.

Таким образом, возраст р а ч и н с к о й (пестроцветной) свиты определяется диапазоном геологического времени от среднего оксфорда до среднего титона включительно (табл.1).

К западу от Рачинского позднеюрского эпиконтинентального бассейна пестроцветные образования представлены обособленными выходами вдоль южной периферии Гагрско-Джавской зоны (рр.Рицеули, Аскисцкали, г.Хвамли, рр.Магана, Ингури, Окуми, Галидзга, Мокви, Кодори, Келасури, Зап.Гумиста, Бзыбский хр., рр.Решавие, Аапста, Бзыбь и др.). Последние пять выходов относятся к Западноабхазскому позднеюрскому эпиконтинентальному бассейну, в котором пестроцветные образования, подобно Рачинскому заливу, являются органической частью местной рифогенной формации (Бендукидзе, Чиковани, 1975). Остальные же обнажения, в пределах Абхазии, известны под названием а к а р м а р с к о й свиты (Букия и др., 1971), скорее всего, представляют собой остатки далеко распространенных ингрессивных явлений вдоль северной периферии Грузинской глыбы между упомянутыми позднеюрскими эпиконтинентальными бассейнами, где они, соответственно, трансгрессивно и часто с угловым несогласием залегают на более древних образованиях, что и обусловило определенное различие в литологическом составе, мощности и возрасте. Они (за исключением а к а р м а р с к о й свиты) практически не охарактеризованы даже микрофауной, как правило, несогласно залегают на различных уровнях среднеюрских (в том числе угленосных) отложений, или, преимущественно, согласно продолжают нижележащие карбонатно-терригенные верхнеюрские образования. Стратиграфически выше эти пестроцветы, в основном, согласно перекрываются вышележащими верхнеюрскими или меловыми образованиями, за исключением редких случаев явно выраженного несогласного залегания на них продуктов неоксомской трансгрессии.

Собственно в пределах Западноабхазского позднеюрского залива пестроцветные отложения образовались в эпиконтинентальных лагунах за рифами, на южном и юго-восточном перифериях бассейна. Данные образования (250-280 м) среднеоксфордско-кимериджского возраста широко представлены на водоразделе Бзыбского хребта и в верховьях рр.Решавие, Аапста и Западная Гумиста. Более высокое стратиграфическое положение занимают обнаженные в ущ. нижнего течения р.Бзыбь слабоокрашенные пестроцветные карбонатные грубообломочные образования (80-100 м) кимериджско-раннетитонского (?) возраста, которые представлены в южном крыле Бзыбской антиклинали. Поэтому образованные в Западноабхазском позднеюрском бассейне лагунно-эпиконтинентальные отложения предлагаем выделить под названием б з ы б с к о й свиты.

В качестве стратотипа пестроцветной б з ы б с к о й свиты предлагается соответствующий разрез на водоразделе Бзыбского хребта на восточном склоне г. Ахибох. В районе Апшринского перевала представлены, согласно залегающие на келловейско-нижнеоксфордских карбонатно-терригенных образованиях, темно-серые, местами розоватые массивные брекчиевидные рифогенные известняки мощн. 40-50 м. По стратиграфическому положению и региональным соображениям, они, скорее всего, должны соответствовать арговею (среднему оксфорду), так как непосредственно вышележащие и в латеральном направлении часто их фациально замещающие тонко- и среднеслоистые пестроцветные терригенные образования (конгломераты, гравелиты, мелкозернистые песчаники с редкими галечниками и др.) (60-80 м) с редкими прослоями песчаных известняков содержат роракские (позднеоксфордские) кораллы (Бендукидзе, 1964). Следовательно, на юго-восточной окраине Западноабхазского позднеюрского бассейна лагунно-

эпиконтинентальные образования б з ы б с к о й свиты начали отлагаться в зарифовой лагуне с конца среднего или, по крайней мере, начала позднего оксфорда.

Вслед за пестроцветными терригенными образованиями с конца позднего оксфорда и в начале раннего кимериджа в лагуне согласно начали отлагаться белые на поверхности и светло-серые на свежем обломе толстослоистые скрытокристаллические известняки, часто замечающиеся светло-красноватыми среднеслоистыми известковистыми песчаниками, общей мощн. 70-80 м. Данная пачка содержит позднеоксфордско-раннекимериджские ассоциации кораллов (Бендукидзе, 1964) и фораминифер (*Mesoendothyra* sp., *Quinqueloculina* cf. *semisphaeroidalis* Dan., *Q.* cf. *tersa* Dan. и др.) (Тодриа, 1976).

Выше они также согласно сменяются розовато-красноватыми и блестящими на свежем обломе средне- и тонкослоистыми крупнозернистыми песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками (25-30 м), в подошве которых представлены мощные (0,5-1,0 м) линзы массивных крупнозернистых песчаников, включающих редкие гальки (от 1-2 до 10-12 см) порфиритовых пород. Данная толща содержит богатую характерную кимериджскую фауну кораллов и двусторчатых (Химшиашвили, 1957), а также бедную микрофауну неудовлетворительной сохранности, не противоречащую указанному возрасту вмещающих отложений.

Стратиграфически еще выше, на протяжении 80-100 м по мощности, продолжается чередование пачек белых на поверхности, но светло и темно-серых и блестящих на свежем обломе крупнозернистых или крупнокристаллических песчанистых известняков (от 15-20 до 40-50 м) с пачкой (25-30 м) красноватых на поверхности и также блестящих на свежем обломе средне- и крупнозернистых песчанистых известняков. Эти последние пачки слабоокрашенных известковистых образований содержат значительное количество фораминифер [*Lenticulina brueckmanni* (Mjatl.), *L.polonica polonica* (Wisn.), *L.cf.postumida* Dain, *L.quenstedti* (Guemb.), *Pseudolamarckina* cf. *pseudorjasanensis* Dain и др.], большинство из которых не известны после кимериджского времени. Следует отметить, что, хотя весьма авторитетные исследователи (Кахадзе, 1947; Химшиашвили, 1957; Вахания, 1976 и др.) эти слабоокрашенные известковистые образования относят к п е с т р о ц в е т н о й свите, все-таки содержащие в основном морскую фауну пелеципод отложения трудно безоговорочно считать типичными лагунными образованиями.

На Бзыбском хребте разрез верхней юры согласно завершают вышеследующие за слабоокрашенными известковистыми образованиями и слагающие нижнюю, большую часть г.Ахибох средне- и толстослоистые, местами оолитовые или органогенные известняки, увязывающиеся (Химшиашвили, 1957) с уверенно датированными титоном известняками окр. г.Брдышха.

В целом, представленная на Бзыбском хребте пестроцветная (б з ы б с к а я) свита, образованная в крайне юго-восточной лагуне Западноабхазского позднеюрского бассейна, датируется диапазоном геологического времени от конца среднего оксфорда почти до конца кимериджа, или, по крайней мере, до начала позднего кимериджа, если принять узкое, традиционное понимание лагунно-эпиконтинентальной пестроцветной свиты. На этом участке Бзыбского хребта, в верховьях р.Аапста геологом Ш.Чалаури приблизительно в средней части этих образований был обнаружен позвонок динозавра (*Gabunia*, Mchedlidze et al., 1998), что является древнейшей находкой останков данной группы животных на Кавказе.

Также нетипичными лагунно-эпиконтинентальными пестроцветными образованиями представляются обнаженные в ущелье нижнего течения р. Бзыбь (южное крыло Бзыбской антиклинали) слабоокрашенные грубослоистые, внизу крупно-, выше же мелкообломочные брекчиевые известняки мощн. 80-100м, которые охарактеризованы кимериджскими пелециподами (Химшиашвили, 1957). Они стратиграфически непосредственно следуют за массивными рифогенными известняками (40-50 м) позднеоксфордско-раннекимериджского возраста (Бендукидзе, 1964) и, соответственно, перекрываются пачкой белесоватых массивных тонкозернистых известняков, скорее всего, титонского возраста. Здесь, на южной окраине Западноабхазского позднеюрского эпиконтинентального залива, ограждающий лагуну риф образовался позднее (в рораке-секване), чем на юго-восточной окраине (в арговее). Соответственно, слабоокрашенные брекчиевые известняки б з ы б с к о й свиты отлагались также позже, в кимеридже и, возможно, в начале титона, так как следующие выше белесоватые известняки, мощн. 15-20 м, согласно перекрываются розоватыми кристаллическими известняками берриасского возраста, уверенно датированными как брахиоподами (Химшиашвили, 1957), так и кальпиелидами (Тодриа, 1976).

Преимущественно слабоокрашенные лагунно-эпиконтинентальные отложения б з ы б с - к о й свиты скорее всего образовались на юго-восточной периферии Западноабхазского позднеюрского эпиконтинентального залива с конца среднего оксфорда по поздний кимеридж (или ранний титон ?). Вместе с тем, по-видимому, с конца раннего кимериджа одновременно с миграцией берегового рифа их ареал осадконакопления расширился в сторону южной части периферии бассейна.

Как известно, кроме эпиконтинентальных позднеюрских бассейнов северной периферии Грузинской глыбы, относящихся к Гагрско-Джавской зоне, верхнеюрские лагунно-континентальные пестроцветные образования под названием о к р и б с к о й свиты (Вахания, 1976) широко развиты и на самой Грузинской глыбе, в частности, в Западной (Колхидской) зоне погружения и Окрибско-Хреитской подзоне Центральной зоны поднятия (И.Гамкрелидзе, 1984). О к р и б с к а я свита мощностью в несколько сотен метров в основном представлена под покровом молодых отложений Колхидской низменности, что затрудняет ее биостратиграфическое изучение. В таких условиях повышенный интерес вызывают первые результаты микробиостратиграфических исследований стратотипа свиты в самой Окрибе, проведенных в 1984 году совместно с В.И.Зесашвили.

На северной окраине г.Ткибули, в частности, в разрезах р.Патиджеули и ее левого водораздела (уроч."Заилровка") удалось подтвердить предполагаемый батский возраст подстилающей о к р и б с к о й свиты угленосной т к и б у л ь с к о й свиты на основании обнаруженной в ней бедной и нелучшей сохранности фауны фораминифер: *Ammodiscus* sp., *Pseudocyclamina* ex gr. *lituus* (Yok.), *Pseudonodosaria* aff. *subuzdagensis* (Vuks), *Globuligerina* ex gr. *balakhmatovae* (Mor.)

Непосредственный контакт между т к и б у л ь с к о й угленосной и вышележащей о к р и б с к о й пестроцветной свитами лучше всего наблюдается в разрезе уроч. "Заилровка". Здесь, на самом верхнем пласте (0,5 м) каменного угля залегает аркозовый гравелит 2,5-3,0 м мощностью; за ним следуют вначале аркозовые песчаники, а потом - сплошные голубоватые глины, которые только на 20-м метре седиментационного ритма становятся полосчато-пестрыми (голубовато-красноватыми); явный красноватый цвет же появляется еще выше, на 26-ом метре от основания пачки. Следовательно, если судить только по цвету, то получится постепенный переход между свитами, а, по нашему мнению, о к р и б с к а я свита начинается с аркозового гравелита, несогласно залегающего непосредственно на последнем угольном пласте т к и б у л ь с к о й свиты.

Непосредственно в основании пестроцветной о к р и б с к о й свиты пока не обнаружено никакой фауны, которая могла бы установить время начала ее отложения. Вместе с тем, в трех разрезах окрестностей г.Ткибули, стратиграфически чуть выше, от 20 до 50 м от основания свиты, было собрано определенное количество фораминифер (6 экз. 4 видов 3 родов), стратиграфический анализ которых наводит на мысль, что, по-видимому, в этом бассейне образование о к р и б с к о й свиты началось не позднее позднего келловея. Об этом свидетельствуют обнаруженные на данном уровне как в пестрых, голубовато-красноватых и сплошных красноватых глинах, так и в низах пачки красноватых глинистых песчаников и аркозово-граувакковых гравелитов фораминиферы: *Pseudocyclamina* ex gr. *maynci* Hott. (поздний байос - поздний келловей), *Haplophragmium* ex gr. *subaequale* (Mjatl.) (бат - поздний келловей), *Lenticulina* ex gr. *inflata* (Wisn.) (in Kaptarenko, 1961) (поздний келловей), *Lenticulina* ex gr. *paucilocularis* (Wisn.) (поздний келловей).

Принимая во внимание соображение о начале образования о к р и б с к о й свиты не позднее позднего келловея, задается вопрос: когда же, все-таки, это случилось? В определенном смысле некоторую ясность может внести микробиостратиграфический анализ скудного фаунистического материала из нижней части Гелатского разреза той же свиты. Здесь, на 10-м и 20-м метрах выше от подошвы о к р и б с к о й свиты, в пестрых, зеленовато-красновато-голубоватых песчаных глинах обнаружены две неизвестные до позднего келловея формы фораминифер: *Haplophragmium* ex gr. *aequale* (Roem.) (поздний келловей - ранний мел) и *Lenticulina* ex gr. *simplex* (Kuebl.ex Zw.) (поздний келловей - ранний оксфорд), а в самом начале (на втором метре) пестроцветной свиты в брекчиевых глинах с многочисленными обломками серых и зеленоватых песчано-глинистых пород найдена среднекелловейско-кимериджская фораминифера *Spirillina* cf. *kuebleri* Mjatl. удовлетворительной сохранности. Обнаруженные чуть выше

две формы не позволяют отнести возраст вмещающих пород к эпохе до позднего келловея, а найденная в основании свиты форма полностью исключает раннекелловейский возраст.

Следовательно, если Ткибульский и Гелатский разрезы представляют собой единый или, по крайней мере, связанные друг с другом бассейны, то на данном этапе микробиостратиграфических исследований можно допустить, что образование о к р и б с к о й свиты, по-видимому, началось не позднее позднего и не ранее среднего келловея, возможно, в конце среднего келловея. В случае же разобщенности или ограниченной связи между Верхне- и Нижнеокрибской лагунами, в Ткибульском бассейне можно условно допустить начало процесса осадконакопления пестроцветной о к р и б с к о й свиты с раннего келловея, в результате которого, возможно, отложились следующие за первым аркозовым гравелитом (2,5-3 м) песчаники того же состава и мощная пачка (до 16 м) голубоватых глин общей мощн. до 25 м.

Следующим выше биостратиграфическим уровнем, который был условно выделен в о к р и б с к о й свите, представляется нижний оксфорд. Данный стратон установлен на основании обнаружения на 85-м метре от основания пестроцветной свиты в разрезе уроч. "Заилровка" келловейско-раннеоксфордской фораминиферы *Haplophragmoides* ex gr. *globigerinoides* (Haesl.), а также с учетом суммарного возрастного диапазона ассоциации форминифер, обнаруженной почти на таком же уровне разреза "Большого оврага", западнее последнего поворота серпантинна Ткибульско-Амбролаурской шоссеиной дороги: *Lenticulina* aff. *repanda* Kapf., *Planularia* ex gr. *lepida jurensis* (Wisn.), *Pl. tricostata* Mitjan., *Globuligerina* ex gr. *calloviensis* K.Kuzn. и др.

В верхней части разреза уроч. "Заилровка", в частности, в 100 и 127 м выше от начала о к р и б с к о й свиты, соответственно, найдены две формы фораминифер: *Nodosaria* ex gr. *detruncata* Schw. и *Lenticulina* ex gr. *ruesti* (Wisn.), которые указывают на возможный среднеоксфордский возраст вмещающих песчано-глинистых и гравелитовых отложений. Такую же стратиграфическую позицию, в определенном смысле, поддерживает среднеоксфордско-раннекимериджская фораминифера *Haplophragmium* ex gr. *coprolithiformis sequanum* Mohl., обнаруженная в верхней части разреза "Большого оврага".

Выше этого стратиграфического уровня, по всей вероятности, в позднекимериджско-среднетитонском отрезке геологического времени в процессе осадконакопления пестроцветной о к р и б с к о й свиты, возможно, был некоторый перерыв, или же имело место замедление темпа этого процесса, подобно тому, как это наблюдается в процессе образования р а ч и н с к о и лагунно-эпиконтинентальной пестроцветной свиты. Во всяком случае, после образования аркозовых песчаников, мощн. примерно в 10-12 м, началось отложение 5-6-метровой пачки голубовато-зеленоватых песчаных глин с многочисленными прослоями аркозовых песчаников, а также карбонатными линзами и стяжениями, которая, по нашему мнению, соответствует верхнему титону.

Вышеотмеченная глинистая пачка зафиксирована в трех разрезах: в "Большом овраге", у последнего поворота серпантинна Ткибульско-Амбролаурской шоссеиной дороги и на последнем отрезке серпантинна, у труб Ткибульской ГЭС. Во всех трех случаях она, в основном, несогласно перекрывается мощной толщей (от 2,5 до 5,0 м) желтоватых кварцевых песчаников, которая считается базальной формацией следующей за ней нижнемеловой карбонатной свиты. В двух разрезах, из упомянутых трех, в плотных карбонатных линзах и стяжениях были обнаружены сечения наилучшей сохранности фораминифер, а также кальпионеллид: *Alveosepta* (?) sp., *Tintinnopsella* ex gr. *carpathica* (Murg. et Fil.), *T.* (?) ex gr. *colomi* Boll., *T.* ex gr. *remanei* Borza, *Calpionellopsis* (?) ex gr. *oblonga* (Cad.) и др., сосуществование которых, скорее всего, указывает на позднетитонский возраст вмещающей глинистой пачки.

Кроме того, в одном случае, в разрезе, расположенном у последнего поворота серпантинна Ткибульско-Амбролаурской дороги, в обнажающихся между вышеотмеченной верхнетитонской глинистой пачкой и базальной формацией нижнего мела - пестроцветных кварцевых и карбонатных плотных песчаниках 10-13 м мощности - обнаружена небогатая фауна фораминифер плохой сохранности и относительно широкого вертикального распространения: *Feurtilia* sp., *Pseudocyclammia* cf. *lituus* (Yok.), *Nautiloculina* (?) sp. и др. Они не могут однозначно датировать вмещающие образования, но и не противоречат соображению об их возможном соответствии верхнетитонско-нижеберриасскому стратиграфическому

диапазону, так как, вероятно, после небольшого стратиграфического перерыва данная пачка трансгрессивно перекрывается

микробиостратиграфически датированными (*Pseudotextulariella* cf. *salevensis* Ch., Br. et Zan., *Hataouina caucasica* Arn.-Vann. et Gorb. и др.) верхнеберриаско-нижневаланжинскими карбонатными отложениями, представленными по всей Окрибе.

Таким образом, лагунно-континентальная пестроцветная о к р и б с к а я свита, по-видимому, соответствует почти всей верхней юре в традиционном, широком понимании объема этого отдела. По микробиостратиграфическим данным она, скорее всего, начала отлагаться в среднем келловее, или, по крайней мере, не позднее позднего келловея; хотя, на Верхнеокрибском (Ткибульском) участке бассейна трудно полностью исключить присутствие и нижнего келловея, принимая во внимание внушительную (20-50м) мощность отложений, представленных стратиграфически ниже образованных не позднее позднего келловея слоев. С другой стороны, уверенно датированная трансгрессивная позднеберриаско-ранневаланжинская карбонатная свита явно несогласно перекрывает преимущественно верхнетитонские пестроцветные глинистые отложения (6-6 м), реже же - также пестроцветные глинисто-песчаные образования (10-13 м), которые, наряду с верхним титоном, возможно, включают и низы нижнего берриаса.

Разработанную в Окрибе микробиостратиграфическую схему лагунно-континентальных образований о к р и б с к о й свиты, по всей вероятности, следует принять за основу для биостратиграфических построений аналогичных отложений всей Колхидской низменности и, соответственно, Грузинской глыбы вообще. Данная схема (табл.2) значительно отличается от подобной схемы аналогичных пестроцветных лагунно-эпиконтинентальных образований р а ч и н с к о й свиты, сложенной терригенно-карбонатными отложениями, а о к р и б с к а я свита практически лишена карбонатных образований, не считая редких линз и стяжений. В р а ч и н с к о й свите собрано несколько сотен экземпляров нескольких десятков видов до двух десятков родов фораминифер, а в о к р и б с к о й свите обнаружено лишь до 30 экземпляров фораминифер и единичные сечения кальпионеллид. Наконец, самое существенное отличие: если осадконакопление о к р и б с к о й свиты происходило на протяжении почти всей поздней юры (в традиционном понимании), то время образования р а ч и н с к о й свиты полностью определялось длительностью существования барьерного рифа - от среднего оксфорда по средний титон включительно.

Литература

- Бендукидзе Н.С. Верхняя юра Грузии //Геология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. Ч.1.Геологическое описание. М.:Недра. 1964. С.87-112.
- Бендукидзе Н.С. Позднеюрские кораллы рифогенных отложений Кавказа и Крыма //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1982. Вып.74. 202 с.
- Бендукидзе Н.С., Кокрашвили З.А., Пайчадзе Т.А., Тодриа В.А. Верхнеюрские отложения Закавказья (Схема IV) //Решение 2-го Межведомств. регион. стратиграф. совещ. по мезозою Кавказа (юра). 1977 г. с региональн. стратиграфич. схемами. Л.: МСК СССР. 1984.
- Бендукидзе Н.С., Чиковани А.А. Биотекты мальма Грузии //Тр.ГИН АН ГССР.Нов.сер.1975. Вып.47. С.26-37.
- Букия С.Г., Абамелик Е.М., Колосовская О.В. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР (Объяснительная записка). М.: Мин.геол.СССР. 1971.
- Вахания Е.К. Юрские отложения Грузии (в связи с нефтегазоносностью). Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1976. 413 с.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и Альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа.Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1984. Вып.86. С. 105-184.
- Гегучадзе Ш.Х. Геология и история развития Риони-Квирильского междуречья (на груз. яз.) //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1973. Вып.42. 159 с.
- Джанелидзе А.И.Геологические наблюдения в Окрибе. Тбилиси: Изд-во Груз.фил. АН СССР. 1940. 408 с.
- Какабадзе М.В., Келептришвили Ш.Г. Стратиграфия и белемниты валанжина-готерива Верхней Рачи (Грузия) //Изв. АН СССР. Сер.геол. 1991. №8. С.29-37.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время //Тр. ГИН АН ГССР. Сер.геол.1947. Т.III(УIII).371 с.

- Кузнецов И.Г. Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии //XVII Межд.геол.конгресс, экск. по Кавказу, Груз.ССР, зап. часть. Л.-М.: Гостоптехиздат. 1937. С.21-63.
- Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили В.Я. О возрасте верхнеюрской пестроцветной свиты Грузии//Тр.КИМС, 1971. Вып. IX (II). С.3-16.
- Пайчадзе Т.А. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений Юго-Осетии //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1973. Вып.41. 136 с.
- Папова Д.Ю. К палеогеографии Верхней Рачи и смежных с ней районов в батское время //Сб. тр.ГИН АН ГССР. 1959. С.305-309.
- Тодриа В.А.Фораминиферы верхнеюрской пестроцветной свиты Рачи и их палеогеографическое значение//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1975. Вып.333. С.204-209.
- Тодриа В.А. Стратиграфия верхнеюрских отложений Северо-Западной Абхазии по микрофауне (на груз.яз.). Тбилиси: ГИН АН ГССР. 1976. 168 с.
- Тодриа В.А. Предкарпатье, Крым, Кавказ, Средняя Азия //Практическое руководство по микрофауне СССР. Т.5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра. 1991. С. 77-82. Табл. 35-37.
- Химшиашвили Н.Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1957.313 с.
- Хишиашвили Н.Г. Связь верхнеюрской фауны моллюсков Грузии с таковой Северного Кавказа //Тр.Ин-та палеобиол. АН ГССР. 1961.Т.VI. С.123-212.
- Цабадзе Н.Г. Литология верхнеюрской пестроцветной свиты Кутаисского района //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 1970. 30 с.
- Чихрадзе Г.А. Литология пестроцветной свиты Ткибули-Дзмуисской полосы//Тр. ГИН АН ГССР. 1961. Т.У. С.179-207.
- Gabunia L., Mchedlidze G., Chkhikvadze V., Lucas S. Jurassic sauropod dinosaur from the Republic of Georgia //Journ. Of Vertebrate Paleontology. 1998. 18(1). P.233-236.

О ГРАНИЦАХ ВЕРХНЕБАРРЕМСКО–НИЖНЕАПТСКОГО СЕКВЕНСА (ЗАПАДНАЯ ГРУЗИЯ)

И. М. Какабадзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Исследован верхнебарремско–нижнеаптский секвенс и его границы на территории Рачи и Имерети (Западная Грузия). Он так же, как и вышеследующий нижнеаптско–верхнеаптский секвенс (последний в работе не рассматривается), представляет собой суперсеквенсы, границы которых в большинстве случаев фиксируются стратиграфическим несогласием и размывом в разрезах. Одной из основных причин, вызвавшей размыв и стратиграфическое несогласие на границе между отмеченными выше суперсеквенсами следует считать эвстатические колебания.

ON THE UPPER BARREMIAN-LOWER APTIAN SEQUENCE BOUNDARIES (WESTERN GEORGIA)

I. Kakabadze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The Upper Barremian-Lower Aptian sequence and its boundaries are investigated on the territory of Racha and Imereti (Western Georgia). This sequence, as well as its following Lower Aptian-Upper Aptian sequence (the latter is not considered here) are regarded to be supersequences, boundaries of which in most cases are clearly fixed in the studied sections by eroded surfaces and stratigraphic unconformities. One of the principal cause of such stratigraphic unconformities at the studied sequence boundary is supposed to be eustasy.

На территории Грузии раннемеловая трансгрессия (которая фактически начинается уже с позднего титона) и следовавшая за ней позднеальбская регрессия были установлены еще с 40-х годов XX столетия (Джанелидзе, 1940; Эристави, 1952, 1962). Что касается трансгрессивных и регрессивных проявлений более мелкого масштаба, то в Грузии внимание им было уделено значительно позже (Друщиц и др., 1959; Котетишвили, 1970, 1986; Кванталиани, 1971; Лобжанидзе, 1972; Какабадзе, 1972; Девдариани и др., 1975; Шарикадзе, 1975; Sharikadze, 1990; Кванталиани, Сахелашвили, 1998 и др.). В частности, на отрезке баррема-альба было отмечено несколько поверхностей размыва и стратиграфических несогласий. Однако корреляция указанных несогласий в целом на территории Грузии не проведена; это в свою очередь затрудняло установление реальных причин, вызвавших эти размывы и несогласия.

Предлагаемая работа посвящена специальному изучению отмеченных выше стратиграфических несогласий. На данном этапе нами изучены только две поверхности размыва: а) перед верхним барремом и б) перед средним аптом. Район исследования охватывает часть Имерети-Рачи (начинается с полосы Кутаиси-Цхалтубо и протягивается до полосы северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали включительно).

Отложения, расположенные между отмеченными поверхностями размыва, как выясняется, представляют собой один седиментационный цикл; в частности, выше нижней поверхности размыва следуют трансгрессивные отложения верхнего баррема, которые в восходящем разрезе (в отрезке верхи верхнего баррема-низы нижнего апта) постепенно замещаются регрессивными отложениями. Примечательно также, что на большей части исследуемой территории на эродированной поверхности известняков нижнего апта залегает слой брекчия-конгломерата, который представляет собой базальную часть последующего трансгрессивного цикла.

На исследуемой территории нами были изучены барремско-аптские разрезы (по направлению с юга на север): сс.Годогани, Кумистави, Твиши, Знаква и Квацхути-Химши (Хидикари), что и дало возможность провести стратиграфическую корреляцию и проследить изменчивость фаций как на нижней, так и на верхней границах верхнебарремско-нижнеаптского секвенса. (рис.)

Разрез с. Годогани (р. Каджигеле)

При описании данного разреза приведенная фауна и стратиграфическое расчленение в основном опирается на уже известные данные (Девдариани и др., 1975; Адамия и др., 1988). Нами дополнительно детально изучены выявленные поверхности несогласия и частично дополнен список ископаемой фауны некоторых пачек. Описание разреза мы начинаем вдоль проселочной дороги на левом склоне р.Каджигеле.

K ₁ br ₁	1. Серые среднеслоистые известняки	3м
	2. Слой известняка, содержащий крупные, толстостенные двустворки <i>Amphidonta</i> sp.	0,7м
K ₁ br ₂	3. На неровной, размытой поверхности слоя 2 залегает слой брекчия-конгломерата, состоящий из галечников и обломков известняка, сцементированного песчаником. В них содержится <i>Mesohibolites</i> sp., <i>Grammatodon</i> Leym., <i>Neithea atava</i> Roem., <i>Panope</i> sp. и обломки неопределимых аммонитов	0,5-0,7м
	4. Слой известняка	0,4м
	5. Чередование светло-серых, толсто- и среднеслоистых известняков - <i>Hemihoplites</i> aff. <i>khwamliensis</i> (Rouch.), <i>Spinocrioceras amadei</i> (Uhl.), <i>Lenticulina praegaultina</i> Bart., Bett et Bolli, <i>Discorbis barremicus</i> Mjatl., <i>Gavelinella barremiana</i> Bett	5м
	6. Среднеслоистые глинистые известняки. В верхней части найдены <i>Colchidites sarasini</i> Rouch., <i>C. ratshensis</i> Rouch.	2,5м
	7. Тонкий слой, состоящий из конгломерата окатанных известняков	0,25м
K ₁ a ₁	8. Серые тонкослоистые известняки с обильной ископаемой фауной- <i>Prochelonicer</i> sp., <i>Chelonicer</i> <i>seminodosum</i> Sinz., <i>Pseudocrioceras kuta-tiassense</i> (Rouch.), <i>P. dichotomum</i> (Rouch.), <i>Deshayesites deshayesi</i> (Leym.), " <i>Acrioceras</i> " <i>furcatum</i> (d'Orb.), <i>Tulipina koutaisiensis</i> (Lor.), <i>Mesohibolites uhligi</i> Schwetz	3м
	9. На размытой неровной поверхности (фактически представляющей эрозионные карманы) пачки 8 залегает слой брекчия-конгломерата. Отмеченные эрозионные карманы заполнены плохо окатанными валунами известняков и неориентированными обломками белемнитов, двустворок и аммонитов. Цемент представлен глауконитовым песчаником. Из этого слоя определены <i>Tulipina koutaisiensis</i> (Lor.), <i>Mesohibolites minareticus</i> Krimh	0,3м
K ₁ a ₂	10. Выше брекчия-конгломератового слоя согласно следует пачка среднеслоистых мергелей. В нижней части нами найден <i>Epicheloniceras</i> cf. <i>subnodosocostatum</i> Sinz	4,5м

Стратиграфически выше следует пачка, представленная чередованием глин и мергелей, содержащая аммониты среднеаптской зоны *Colombiceras toblei* (Девдариани и др., 1975).

Пачки 1,2 по стратиграфическому положению условно относятся к нижнему баррему. Слой брекчия-конгломерата (пачка 3) представляет базальное основание верхнего баррема (пачки 4-6). Слой известняка (пачка 4) согласно стратиграфическому положению, возможно, соответствует зоне *Heinzia sartousiana*, хотя фаунистически это невозможно доказать. Пачка 5 по аммонитам соответствует зоне *Hemihoplites soulieri*. Верхняя часть пачки 6 содержит аммониты зоны *Colchidites securiformis*. Возможно, низы данной пачки (и верхи пачки 5) соответствуют зоне *Imerites giraudi*. Пачки 7,8 соответствуют нижнему апту, хотя верхняя зона нижнего апта - *Dufrenoyia furcata*, и отложения, соответствующие зоне *D. deshayesi*, размыты и на отложения пачки 8 налегает слой брекчия-конгломерата, представляющий собой базальное основание среднеаптской зоны *Epicheloniceras subnodosocostatum*.

Разрез в окр. сс. Кумистави-Цхункури

Описание нижнемеловых отложений окр. сс. Кумистави-Цхункури (на склонах ущ. р.Семми) дано Е.И. Девдариани и др. (1975), а также М. А. Беридзе и др. (1993). Нами также был изучен барремско-аптский интервал разреза и более детально исследован характер стратиграфического несогласия на границе нижнего и среднего апта. Следовательно, нижеприведенное опи-

сание разреза в ущ. р. Семи дается по данным вышеотмеченных авторов и наших дополнительных наблюдений.

В ущ. р. Семи выше толстослоистых известняков ургонского типа залегают:

K ₁ b ₁	1. Средне- и толстослоистые известняки с остатками крупных устриц (<i>Amphidonta</i> sp.). Азимут падения слоев NW 230°, <10° 5м	5м
	2. Среднеслоистые пелитоморфные известняки со слабо окремненными стяжениями. В большом количестве содержат остатки крупных <i>Amphidonta</i> sp. 1,5м	1,5м
K ₁ b ₂	3. Брекчиевый слой, состоящий из обломков известняков, сцементированных глауконитовым песчаником 0,2м	0,2м
	4. Брекчиевые известняки. Из этого уровня указан (Девдариани и др., 1975) <i>Hemihoplites khwamliensis</i> (Rouch.) 0,5м	0,5м
	5. Толстослоистые известняки 2м	2м
K ₁ a ₁	6. Слой серого песчанистого известняка с остатками крупных раковин <i>Amphidonta</i> sp. 0,5м	0,5м
	7. Слой слабопесчанистого известняка с <i>Mesohibolites</i> sp., <i>Pseudocrioceras</i> sp. Найдены также единичные раковины крупных <i>Amphidonta</i> sp. 0,5м	0,5м
K ₁ a ₂	8. Толстослоистые пелитоморфные известняки, обильно содержащие аммониты – <i>Deshayesites</i> sp., <i>Pseudocrioceras</i> cf. <i>godoganense</i> (Rouch.), <i>P. abichi</i> (Vac. et Sim.), <i>Chelonicerias</i> sp. 2,3м Примечательно, что поверхность самого верхнего слоя данной пачки неровная и местами образованы эрозионные карманы. При этом хорошо видно, что верхняя часть данного слоя постепенно переходит в известняк ржавого цвета.	2,3м
	9. На неровную поверхность (с карманами) предыдущей пачки налегают песчанистые глауконитовые мергели, обильно содержащие обломки белемнитов, брахиопод, а также двустворок и аммонитов. Из этого слоя, по Е.И. Девдариани и др. (1975), а также по нашим сборам, известен следующий комплекс: <i>Aucellina caucasica</i> Buch, <i>Euphyllloceras velledae</i> Mich., <i>Colombiceras, tobleri</i> Jac. Et Tobl., <i>Mesohibolites fallauxi</i> Uhl., <i>Neohibolites optiensis</i> (Kil.), <i>N. inflexus inflexus</i> Stoll., <i>N. inflexus angelanica</i> Aliz 0,15-0,2м	0,15-0,2м
	10. Слой серого, местами комковатого известняка с обильной фауной аммонитов и белемнитов- <i>Colombiceras tobleri</i> Jac. et Tobl., <i>Mesohibolites</i> sp 0,1м	0,1м
	11. Перерыв в обнажении.	

Пачки 1,2 по стратиграфическому положению условно датируются нижним барремом. Брекчиевый слой (пачка 3) представляет собой основание пачки 4. Последний содержит позднебарремский аммонит *H. khwamliensis* (Rouch). Пачки 5-7 по стратиграфическому положению также относятся к верхнему баррему, а пачка 8 содержит аммониты, характерные для низов нижнего апта (зона *Deshayesites weissii*). Пачка 9 представляет собой трансгрессивное основание вышеследующего слоя известняка, который содержит среднеаптские аммониты и белемниты, указывающие на наличие зоны *Colombiceras tobleri*.

Разрез окр. с. Твиши

Разрез составлен севернее с. Твиши, вдоль шоссеной дороги Кутаиси-Они. Приведенный ниже список ископаемой фауны, а также стратиграфические выводы, в основном, опираются на опубликованные данные (Эристави, 1959; Котетишвили, 1970,1986; Какабадзе, 1971; Кванталиани, Назаришвили, 1975; Адамия и др., 1988; Kakabadze, Kotetishvili, 1995; Л.Сахелашвили, 1998), а нами лишь более детально изучены выявленные здесь уровни несогласия на отрезке баррема-среднего апта.

Описание разреза начинаем вблизи моста через р. Лахеписскали, где выше известняков ургонского типа выходят:

K ₁ b ₁	1. Светло-серые плотные известняки. Азимут падения слоёв NO10°, <45°-50° 0,5м	0,5м
	2. Серые оскольчатые трещиноватые известняки 1,35м	1,35м
	3. Плотные светло-серые известняки 0,8м	0,8м

	4. Трепценоватые, оскольчатые известняки	3,6м
	5. Брекчиевые известняки с остатками брахиопод. Из этого уровня указаны (<i>J. Сахелашвили, 1998</i>) – <i>Dzirulina znakvaensis</i> Kvakh. и <i>Phyllopachyceras</i> sp.	3м
	6. Сходные породы	2,1м
K _{1b2}	7. Плотные толстослоистые известняки	6м
	Затем разрез продолжается на правом и левом склонах в ущ. р. Лахеписцкали:	
	8. Слой известняка с обильной фауной аммонитов– <i>Ancyloceras vandenheckii</i> Ast., <i>Pseudocrioceras</i> ex gr. <i>waageni</i> (Anth.), <i>Eulytoceras phestum</i> (Math.)	0,4м
	9. Среднеслоистые известняки с <i>Spitidiscus</i> sp. ind., <i>Paracrioceras rondishiense</i> Kakab. и др.	0,8м
	10. Слой известняка с <i>Heinzia tenuicostata</i> Kotet., <i>H. sartousiana</i> (d’Orb.) и др.	0,6м
	11. Сходные известняки с <i>Hemihoplites</i> (<i>Hemihoplites</i>) sp.	0,4м
	12. Светло-серые известняки с <i>Imerites giraudi</i> (Kil.), <i>Eristavia tvishiensis</i> Kakab., <i>E. dichotoma</i> (Erist.), из фораминифер (опр. Л.Р.Цирекидзе) встречены – <i>Triplasia georgsdorfensis</i> (Bart.&Brand.), <i>Lenticulina praegaultina</i> Bart., Bett. et Boll., <i>Conorotalites intercedens</i> (Bett.) и др.	6м
	13. Среднеслоистые серые плотные известняки с <i>Colchidites securiformis</i> (Sim., Vac., Sor.), <i>C. ratshensis</i> Rouch., <i>Paraimerites</i> sp., <i>Dasmiopsis</i> sp.	6,3м
	14. Среднеслоистые светло-серые мергелистые известняки с <i>Colchidites securiformis</i> (Sim., Vac., Sor.), <i>C. Sp.</i>	13,7м
	15. Сходные породы с <i>Pseudocrioceras waagenoides</i> (Rouch.), <i>P. Sahoriense</i> (Rouch.), <i>Heteroceras</i> sp., <i>Opis rionensis</i> Rouch.	5м
	16. Сходные породы. В самом верхнем слое пачки указаны “ <i>Acrioceras</i> ” sp. ind.	4м
	17. Серые плотные среднеслоистые мергелистые известняки с “ <i>Acrioceras</i> ” cf. <i>furcatum</i> d’Orb., <i>A. sp. ind.</i> , <i>Costidiscus</i> cf. <i>recticostatus</i> d’Orb.	1м
K _{1a1}	18. Серые плотные тонкослоистые известняки с пропластками мергелей– <i>Deshayesites weissi</i> (Neum. et Uhl.), <i>Pseudocrioceras</i> sp., <i>Opis rionensis</i> Rouch.	7м
	19. Сходные породы с <i>Chelonicerias</i> sp., <i>Deshayesites</i> sp. и др.	7м
	Данная пачка заканчивается слоем известняка с размытой неровной поверхностью.	
K _{1a2}	20. На неровной поверхности пачки 19 залегает слой брекчия-конгломерата, состоящий из плохо окатанных галек плотных известняков, сцементированных карбонатными песчаниками. В этом слое содержатся фрагменты белемнитов, аммонитов, гастропод и двустворчатых	0,2-0,3м
	21. Слой мергелистого известняка с <i>E. Subnodosocostatum</i> Sinz., <i>C. tobleri</i> Jac. et Tobl.	0,35м
	22. Известняки мергелистые, обильно содержащие аммониты – <i>E. Subnodosocostatum</i> Sinz., <i>E. cf. tschernyschewi</i> Sinz., <i>E. martini orientalis</i> Jac., <i>E. martili caucasica</i> (Anth.) и др.	12,5м

Выше следуют тонкослоистые мергели и известняки, содержащие среднеаптские аммониты зоны *Colombiceras tobleri*.

Пачки 1-4 по стратиграфическому положению условно относятся к нижнему баррему. По Л.З. Сахелашвили (1998) эти породы условно датируются как верхний готерив, однако палеонтологические доказательства отсутствуют. Пачки 5,6 представляют собой брекчиевые, а местами брекчия-конгломератовые известняки с известковистым цементом; указанная брахиопода *Dzirulina znakvaensis* Kvakh. и аммонит *Phyllopachyceras* sp. из пачки 5 не дают возможности решить вопрос стратиграфического положения этой пачки, они указывают на барремский возраст брекчиевых известняков. Следующая выше пачка 6 не содержит руководящую фауну и не исключена возможность того, что она относится к верхней части нижнего баррема. Пачки 8 и 9 на основе *A. vandenheckii* Ast. и *P. rondishiense* Kakab. относятся к первой снизу верхнебарремской зоне *Ancyloceras vandenheckii* (к этой же зоне отнесена пачка 7), а в вышеследующих отложениях в основном на основе аммонитов хорошо выделяются все известные в Грузии верхнебарремские зоны: *Heinzia sartousiana* (пачка 10), *Hemihoplites soulieri* (пачка 11), *Imerites giraudi* (пачка 12), *Colchidites securiformis* (пачки 13,14) и “горизонт *Pseudocrioceras waagenoides* (пачки 15,16,17). Пачки 18,19 относятся к низам нижнего апта (зона *Deshayesites weissi*). Слой

брекчия-конгломерата (пачка 20) представляет собой базальное основание среднего апта, в котором (пачки 21,22) содержатся аммониты зоны *Epicheloniceras subnodosocostatum*.

Разрез с. Знаква (р. Цклистава)

В окр. с.Знаква, в ущ. р.Цклистава имеются хорошие обнажения нижнемеловых отложений Разрез (баррем-апт), который описывается впервые, составлен на правом берегу реки, где выше условно относимых к нижнему баррему известняков (с крупными *Amphidonta sp.*) залегают:

K ₁ b ₁	1.	Серые среднеслоистые известняки с <i>Amphidonta sp.</i>	2м
K ₁ b ₂	2.	На волнистой поверхности пачки 1 залегают брекчия-конгломерат, состоящий из окатанных галек (разных размеров) известняков. В нем местами содержатся конкреции пирита. Ископаемая фауна представлена обломками двустворок и реже аммонитов	1,1м
	3.	Слой серого известняка	0,3м
	4.	Брекчия-конгломерат	0,7м
	5.	Серые тонкослоистые известняки. Найдены <i>Crioceratites sp.</i> , <i>Mesohibolites gladiiformis</i> Uhl.	0,6м
	6.	Слой брекчиевидного известняка	0,2м
	7.	Серые мергелистые известняки с <i>Paracrioceras denkmanni</i> (Koen.), <i>Mesohibolites sp.</i>	2,8м
	8.	Серые мергели. В нижней части найдены <i>Hemihoplites</i> (H.) <i>khwamliensis</i> Rouch., <i>Mesohibolites sp.</i>	8,5м
	9.	Толстослоистые известняки – <i>Imerites favrei</i> Rouch., I. sp., <i>Heteroceras sp.</i>	2м
	10.	Средне- и толстослоистые плотные известняки с <i>Colchidites shaoriensis</i> Djan., <i>C. tenuicostatus</i> Kakab., <i>C. ratshensis</i> Rouch., <i>Phyllopachyceras infundibulum</i> d'Orb.	7м
	11.	Среднеслоистые мергелистые известняки с <i>Pseudocrioceras ex gr. waagenoides</i> Rouch., <i>P.sp.</i> , <i>Kutatissites sp.</i>	2м
K ₁ a ₁	12.	Среднеслоистые мергелистые известняки с <i>Pseudocrioceras sp.</i> , <i>Costidiscus recticostatus</i> d'Orb.	0,8м
	13.	Средне- и толстослоистые мергелистые известняки в нижней части пачки найдены – <i>Deshayesites ex gr. weissii</i> N. et Uhl., <i>Procheloniceras cf. albrechtiaustriae</i> (Hoh.)	2м
	14.	Сходные породы с <i>Cheloniceras cf. Seminodosum</i> Sinz., <i>Deshayesites sp.</i>	2,5м
	15.	Чередование среднеслоистых пелитоморфных известняков и мергелей. Найдены <i>Cheloniceras sp. ind.</i> , <i>Dufrenoya cf. dufrenoyi</i> Sow.	2,5м
K ₁ a ₂	16.	Сходные породы с <i>Colombiceras sp.</i>	1,5м
	17.	Сходные породы с обильной фауной двустворок (<i>Aucellina sp.</i>), а также найдены два фрагмента аммонита (<i>Epicheloniceras sp.</i>)	6м
	18.	Сходные породы с <i>Colombiceras sp.</i>	6,5м

Пачка 1 по стратиграфическому положению условно датируется нижним барремом. Пачки 2-4 нами рассматриваются как базальная часть вышеследующих отложений, в нижней части которых (пачка 5) найден *M. gladiiformis* Uhl., который в Грузии характерен для верхне-барремской зоны *Heinzia sartousiana*, *Paracrioceras denkmanni* (Koen.), найденный в пачке 7, также характерен только для нижнего уровня верхнего баррема. На основе найденных аммонитов пачка 8 соответствует зоне *Hemihoplites soulieri*, а пачка 10 содержит аммониты зоны *Imerites giraudi*. К зоне *Colchidites securiformis* относится пачка 10, обильно содержащая колхидиты, а пачка 11 по аналогии с разрезом с.Твиши все еще относится к верхнему баррему (к горизонту *Pseudocrioceras waagenoides*). Пачку 12 условно, по стратиграфическому положению, относим к самой нижней части нижнего апта. Пачка 13 на основе *Procheloniceras cf. albrechtiaustriae* (Hoh.) и *Deshayesites ex gr. weissii* N. et Uhl. соответствует зоне *Deshayesites weissii* – *Procheloniceras albrechtiaustriae*. Пачку 14 на основе *Ch. cf. seminodosum* Sinz., *Deshayesites sp.* и стратиграфического положения относим к зоне *Deshayesites deshayesi*. Пачка 15 на основе найденного *Dufrenoya cf. dufrenoyi* Sow. относится к верхней зоне нижнего апта *Dufrenoya furcata*. На основе находок *Colombiceras sp.* и *Epicheloniceras sp.* пачки 16-18 относятся к среднему апту.

Разрез теснины Хидикари (р. Риони)

В хидикарской теснине (р. Риони) южнее моста, соединяющего сс. Квацхути и Химши нами составлен разрез верхнебарремско-нижнеаптских отложений. Нижнемеловые отложения в ущ. Хидикари в разные годы изучались многими исследователями (Джанелидзе, 1940; Эристави, 1952, 1962, 1964; Гамкрелидзе, 1966; Кванталиани, Квахадзе, 1971, 1981; Квахадзе, 1972; Хучуа, 1972; Какабадзе, 1980, 1981; Котетишвили, 1986; Адамия и др., 1988; Кванталиани, 1989; Кванталиани, Л. Сахелашвили, 1995, 1998). Нами получены новые дополнительные данные по стратиграфии верхнего баррема. Ниже дается описание нижнемеловых отложений, начиная с верхней части нижнего баррема.

На правом берегу р. Риони, южнее автомобильного моста обнажается пачка (8,5 м) известняков с прослойками мергелей, содержащая аммониты средней зоны нижнего баррема (Кванталиани, Л. Сахелашвили, 1995), выше согласно следуют:

K ₁ br ₁	1.	Толстослоистые мергели с прослойками тонкослоистых известняков. В нижней части пачки найдены (по Кванталиани, Л. Сахелашвили, 1995) <i>Holcodiscus cf. caillaudianus</i> (d'Orb.), <i>Barremites psilotatus</i> (Uhl.), <i>B. sp.</i> , <i>Phyllopachyceras infundibulum</i> (d'Orb.) и др.	20м
K ₁ br ₂	2.	Чередование среднеслоистых мергелей и известняков, со стяжениями кремня. В средней части пачки нами найден <i>Paracrioceras aff. Barremense</i> Kil.	6м
	3.	Известняки и мергели с редкими прослойками глинистых известняков. В этой пачке найдены (Кванталиани, Л. Сахелашвили, 1995) <i>Subpulchellia plana</i> Kotet., <i>S. brevicostata</i> Kotet., <i>Barremites strettostoma</i> (Uhl.), <i>Phyllopachyceras sp.</i>	2м
	4.	Среднеслоистые известняки и мергели	2м
	5.	Средне- и тонкослоистые известняки и мергели	2,9м
	6.	Толсто- и тонкослоистые известняки с прослоями тонкослоистых мергелей ...	18,4м
	7.	Чередование средне- и тонкослоистых известняков и мергелей	20,2м
	8.	Среднеслоистые известняки	4,4м
	9.	Чередование среднеслоистых, пелитоморфных известняков и тонкослоистых мергелей. Найдены (Адамия и др., 1988) <i>Hemihoplites sp.</i> , <i>Costidiscus recticostatus</i> d'Orb.	12,45м
	10.	Среднеслоистые известняки	2м
	11.	Сходные породы, в которых нами найдены <i>Heteroceras (Argvethites) sp.</i> , <i>Colchidites shaoriensis</i> Djan., <i>C. sp.</i> , <i>Paraimerites katsharavai</i> (Rouch.). Данная пачка заканчивается слоем, имеющим волнистую поверхность	6м
K ₁ a ₁	12.	Среднеслоистые известняки. В нижней части пачки найдены (Адамия и др., 1988) <i>Pseudocrioceras cf. abichi</i> (Vas. et Sor.), а выше на 0,5 м – <i>Deshayesites sp.</i>	2м

Выше перерыв в обнажении ≈ 1 м.

Пачка 1 содержит аммониты, характерные для самой верхней зоны *Holcodiscus caillaudianus* нижнего баррема. В пачке 2 нами впервые найден *Paracrioceras aff. barremense* (Kil.). Примечательно, что представители группы *P. barremense* (Kil.) как на Кавказе, так и в Западной Европе характерны для нижней части верхнего баррема. К тому же следующая выше пачка 3 содержит руководящие аммониты для второй снизу зоны (зона *Heinzia sartousiana*) верхнего баррема и, следовательно, пачка 2 соответствует самой нижней зоне (зона *Ancyloceras vandenheskii*) верхнего баррема. В пачке 9 наличие *Hemihoplites sp.* и *Costidiscus recticostatus* d'Orb. и его стратиграфическое положение дает нам основание относить эту пачку, а также условно и пачки 4-8 к зоне *Hemihoplites soulieri*. Пачку 11 на основе колхидитов относим к зоне *Colchidites securiformis* и, следовательно, пачка 10 по стратиграфическому положению условно относится к зоне *Imerites giraudi*. Пачка 12 на основе указанных аммонитов датируется нижним аптом. Таким образом, в Хидикарском разрезе фаунистически впервые установлена граница между нижним и верхним барремом и значительно уточнена мощность верхнего баррема, а именно вместо ранее отмеченных (Адамия и др., 1988; Кванталиани, 1989) 15-20 м нами установлено, что в данном разрезе мощность верхнего баррема достигает 75 м.

Выводы

Таким образом, анализ ряда разрезов барремско-аптских отложений исследуемой территории показывает, что выявленный нами верхнебарремско-нижнеаптский секвенс так же, как и вышележащий среднеаптский секвенс, представляют собой суперсеквенсы, сходные с такими, выделенными в Западной Европе (Hoedemaeker, 1998), границы которых на исследуемой территории в большинстве случаев фиксируются стратиграфическим несогласием и размывом в разрезах и хорошо прослеживаются по латерали¹. В изученных разрезах в большинстве случаев верхний баррем начинается брекчиевым (или брекчия-конгломератовым) пластом (мошн. до 2 м), залегающим на неровной поверхности нижнего баррема (возможно и на более древние отложения) и лишь в редких случаях (полоса Цхалтубо-Кумистави) на этой границе прослеживаются четкие следы (эрозионные карманы) размыва. С юга на север (по направлению Годогани-Хидикари) эта граница прослеживается до с. Знаква (южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали). На северном крыле данной синклинали, где баррем представлен сравнительно глубоководными отложениями, на границе нижнего и верхнего баррема несогласие не имеется, однако толстослоистые мергели и тонкослоистые известняки нижнего баррема выше по разрезу сменяются мергелями и тонкослоистыми известняками (с линзами кремня) верхнебарремской зоны *Ancyloceras vandenheckii*. Появление конкреций кремня на этом уровне (т.е. в нижней части рассматриваемого суперсеквенса), по-видимому, указывает на сравнительное углубление моря на данном участке. В отличие от Хидикарского разреза, где на границе нижнего и верхнего баррема имеется согласный (последовательный) переход, изученные нами разрезы, расположенные южнее, характеризуются выпадением некоторых горизонтов.

Нет сомнения в том, что базальный пласт рассматриваемого суперсеквенса трансгрессивный и сложен в основном плохо сортированными брекчия-конгломератами (цемент-глауконитовый песчаник). Вышележащие слои сложены преимущественно тонкозернистыми и пелитоморфными известняками (микрит) и глауконитовыми мергелями, обильно содержащими макро- (преимущественно аммониты, белемниты, брахиоподы) и микрофауну (фораминиферы). Такая смена фаций указывает на сравнительное углубление данного участка бассейна. Примечательно, что еще выше по разрезу, т.е. в конце баррема в разрезах сс. Кумистави, Цхалтубо, Годогани замечается рост примеси терригенного материала и появление толстослоистых двустворок рода *Amphidonta*, указывающие в целом на омеление моря. Продолжающееся в начале раннего апта падение уровня моря на приподнятых участках исследуемой территории привело к частичному размыву нижнеаптских известняков, на что в первую очередь указывают эрозионные карманы и ожеженный цвет (субаэральный процесс) верхней части слоя эродированного известняка. Залегающий выше брекчия-конгломератовый слой с терригенным цементом (глауконитовый песчаник) фактически заполняет отмеченные выше эрозионные карманы, в которых накоплено большое количество обломков ростров белемнитов, а также обломков раковин аммонитов и двустворок и этот слой является базальным пластом (основанием) среднего апта. Ясно, что это типичный трансгрессивный системный тракт на поверхности данного эродированного стратиграфического несогласия.

Следующая выше пачка глинистых известняков (микрит) среднего апта, осадки которой на исследуемой территории формировались в относительно глубоководной обстановке, представляет собой системный тракт высокого стояния данного аптского суперсеквенса. Примечательно, что граница между этими двумя суперсеквенсами хорошо выражена размывом и стратиграфическим несогласием и прослеживается на большей части территории, за исключением северной полосы исследуемой площади (сс. Знаква-Никорцминда), где на границе между нижним и средним аптом нет стратиграфического несогласия. Что касается северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали, то здесь из-за отсутствия среднеаптских (и альбских) отложений изучить эту границу не представляется возможным.

Изучение барремско-аптских разрезов на исследуемой территории и анализ имеющейся литературы позволил нам рассуждать о возможных причинах, вызвавших стратиграфические несогласия на границах верхнебарремско-нижнеаптского секвенса.

¹ На данном этапе в изученных секвенсах из-за маломощности осадков выделить секвенсы третьего порядка не представляется возможным, хотя в единичных случаях (например, в разрезе с. Годогани) отмечен незначительный размыв на границе верхнего баррема – нижнего апта

По мнению прежних исследователей возникновение отмеченных выше стратиграфических несогласий и размывов на территории Грузии в отрезке баррема-апта было связано с колебательными движениями морского дна, обусловленными предшествовавшими толчками австрийской орогенетической фазы. Мы не исключаем роли тектонических движений в формировании некоторых стратиграфических несогласий, однако конкретно при рассмотрении стратиграфического несогласия перед средним аптом (примерно на уровне зоны *D. deshayesi*) с явными следами размыва решающую роль, по нашим данным, следует придавать влиянию эвстатических колебаний моря. В частности, изученный нами на территории Грузии уровень размыва в нижней части апта, как выясняется (Найдин и др., 1981; Naq et al., 1987, 1988; Brown et al., 1995; Hoedemaeker, 1998 и др.), имеет синхронные аналоги во многих регионах мира (Сев. Америка, Южная Африка, Австралия, Западная Европа, Восточная Европа, Кавказ и др.). Следовательно, в качестве основного фактора, контролирующего смену относительного уровня моря (в фазе *D. deshayesi*) в столь разных бассейнах мира, по всей вероятности, следует рассматривать эвстатические колебания. Что касается нижнего стратиграфического несогласия (b_1/b_2), выявленного в Грузии и в некоторых других регионах (Hoedemaeker, 1998), то оно соответствует нижней границе верхнебарремско-нижнеаптского секвенса, однако из-за отсутствия более достоверных данных из других регионов мира мы не склонны однозначно решить вопрос выяснения причин, вызвавших это несогласие. В данном случае мы не исключаем роль тектонических движений, хотя одновременно допускаем, что эвстатические движения имели влияние на формирование брекчия-конгломератового слоя и стратиграфического несогласия на границе раннего и позднего баррема.

Литература

- Адамия Ш.А., Гамбашидзе Р.А., М.В., Кванталиани И.В., Котетишвили Э.В., Шарикадзе М.З. Путеводитель геологических экскурсий по Грузинской ССР. Проект №262 МПРГК ЮНЕСКО. Тбилиси. 1988. 56с.
- Беридзе М.А., Какабадзе М.В., Хуцишвили О.Д., Кавелашвили А.И., Цирекидзе Л.Р., Инцкирвели Н.З. О геологических условиях формирования Цхалтубской карстовой пещеры и прилегающей территории (на груз. яз., рез. русс. и англ.). ГИН АН ГССР, препринт. Тбилиси. 1993. 30с.
- Девдариани Е.И., Какабадзе М.В., Квахадзе Н.Н., Котетишвили Э.В. О наличии перерывов в барремских отложениях обрамления Окрибы //Сообщ. АН ГССР. 1975. Т.79. №2. С.373-376.
- Гамкрелидзе И.П. Строение северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали (на груз. яз.) //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1966. Вып. 7. 102с.
- Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси: Изд-во Груз. филиала АН СССР. 1940. 408с.
- Друшиц В.В., Оленин В.Б., Соколов Б.А., Трохова А.А. Новые данные по стратиграфии нижнего мела Центральной Абхазии //Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. №8. С.37-42.
- Какабадзе М.В. Колхидиты и их стратиграфическое значение// Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1971. Вып. 26. 118с.
- Какабадзе М.В. Нижний мел. Полоса субплатформенных фаций //Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба. 1972. С.94-107.
- Какабадзе М.В. К биостратиграфии верхнеготеривских отложений Грузии //Сообщ. АН ГССР. 1980. Т.100. №3. С.609-612.
- Какабадзе М.В. Анцилоцератиды юга СССР и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1981. Вып. 71. 196с.
- Кванталиани И.В. Палеогеография аптского и раннеальбского времени Абхазии //Тр. Груз. отд. ВНИГНИ. Вып. 1971. 115. С.13-21.
- Кванталиани И. В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1989. Вып.98. 288с.
- Кванталиани И.В., Квахадзе Н.Н. О взаимоотношении нижне- и верхнемеловых отложений северного крыла Рачинской синклинали //Сообщ. АН ГССР. 1971. Т.61. №3. С.633-636.
- Кванталиани И.В., Квахадзе Н.Н. Готерив теснины Хидикари (Западная Грузия) //Сообщ. АН ГССР. 1981. Т.101. №3. С.617-620.

- Кванталиани И.В., Назаришвили Т.Ю. О неизвестных нижнемеловых белемнитидях Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1975. Вып. 47. С.132-153.
- Кванталиани И.В., Сахелашвили Л.З. “*Pulchellia compressissima*” первая находка в нижнебарремских отложениях Грузии //Сообщ. АН Грузии. 1995. 152. №1. С.126-130.
- Кванталиани И.В., Сахелашвили Л.З. Некоторые аспекты палеогеографии Грузии в раннебарремское время //Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. 1998. С.58 – 65.
- Квахадзе Н.Н. Раннемеловые брахиоподы бассейна среднего течения р.Риони (Западная Грузия) и их стратиграфическое значение //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 1972. 27с.
- Котетишвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1970. Вып. 25. 116с.
- Котетишвили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1986. Вып. 91. 160с.
- Лобжанидзе Г.П. Стратиграфия мезозойских отложений восточной периферии Дзирульского массива //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1972. Вып. 36. 88с.
- Найдин Д.П., Похиалаинен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период – палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука. 1981. 260с.
- Сахелашвили Л.З. Аммониты (*Desmosceratoidea*) нижнего баррема Грузии и Крыма и их биостратиграфическое значение //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1998. 22с.
- Шарикадзе М.З. Стратиграфия и аммониты нижнего мела южной периферии Дзирульского массива //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Изд-во ГПИ. 1975. 30с.
- Хучуа М.Ф. К литологии нижнемеловых образований Рача-Лечхумской синклинали. Тбилиси: Мецниереба. 1978. 130с.
- Эристави М.С. Грузинская глыба в нижнемеловое время //Тр.ГИН АН ГССР. Сер.геол. Т.УІ(XI). 1952. С.137-210.
- Эристави М.С. К геологической истории Кавказа и Крыма в нижнемеловое время //Сб. тр. АН ГССР. 1959. С.335-342.
- Эристави М.С. К вопросу о границе юрской и меловой систем //Стратиграфия юрской системы, советских геологов к I Междунар. коллокви. по юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1962. С.105-119с.
- Эристави М.С. Нижний мел// Геология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. Ч.I. Геологическое описание. М.: Недра. 1964. С.112-141.
- Brown L.F., Benson Jr.J.M., Brink G.J., Doherty S., Jollands A., Jungslager E.H.A., Keenan J.H.G., Muntingh A. and Van Wyk N.J.S. Sequence Stratigraphy in offshore South African Divergent Basins //An Atlas on Exploration for Cretaceous Lowstand Traps by Svekor (pty) Ltd. AAPG studies in Geology # 41. Published by the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa Oklahoma 74101 U.S.A. 1995.184p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.& Vail, P. Chronology of Fluctuating Sea-Levels Since the Triassic // Am. Assoc. Advancement of Science. 1987. Vol. 235. P.1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.& Vail, P. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of the sea-level change: in Wigus, C.K., Posamentier, H., Ross, C. A. and Kendall, C. G. S. C., Sea-level changes: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 1988. V. 42. P.71-108.
- Hoedemaeker Ph. J. Berriasian - Barremian sequences in the Rio Argos succession near Caravaca (Southeast Spain) and their correlation with some sections in Southeast France // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basin. SEMP special Publication, №60, ISBN, 1998. P.423-441.
- Kakabadze M.V. & Kotetishvili E.V. New data on the Upper Barremian biostratigraphy of the Georgian region (Caucasus) //Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LI, 1995. P.103–108.
- Kvantaliani I. & Sakhelashvili L. On the zonal subdivision of the lower Barremian sequences in Georgia, Caucasus //Geologica Carpathica. 1996. 47. 5. Bratislava. P.285–288.
- Sharikadze M.Z. On the interrelation of Barremian and Aptian deposits of the Dzirula Massif, Georgian SSR //Cretaceous Research. 1990. 11. P.243–246.

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ БАРРЕМСКИМ И АПТСКИМ ЯРУСАМИ

И.В. Кванталиани

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Анализ фактического материала приводит автора к распространенной точке зрения о проведении границы между барремским и аптским ярусами по кровле зоны *Turkmeniceras turkmenicum*. Особенности развития формы раковины, скульптуры и септальной линии в онтофилогенезе дает повод для рассмотрения рода *Turkmeniceras* в составе семейства *Heteroceratidae*.

ON THE BOUNDARY BETWEEN THE BARREMIAN AND APTIAN STAGES

I. Kvantaliani

Geological Institut of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Analysis of the factual material brings the author to the widely-accepted point of view to trace the boundary between the Barremian and Aptian stages on the top of zone *Turkmeniceras turkmenicum*. The specific features of the evolution of shell shape, sculpture and septal line in ontogeny gives the ground for attributing genus *Turkmeniceras* to the family of *Heteroceratidae*.

История изучения стратиграфии и аммонитовой фауны приграничных отложений баррема и апта насчитывает уже не одно десятилетие и довольно обстоятельно излагается в ряде статей, монографий и в Постановлениях МСК. Интерес к проблеме проведения границы между барремским и аптским ярусами проявляется и в настоящее время. Она неразрывно связана с вопросами филогенетического развития преимущественно представителей семейств *Ancyloceratidae*, *Heteroceratidae* и *Deshayesitidae*.

Проблема возникла несколько раньше установления зоны *Turkmeniceras turkmenicum*, еще тогда, когда Н.П.Луппов, Е.А. Сиротина и С.З. Товбина (1960, с. 159), а затем В.В. Друщиц (1963) высказались за барремский, а не аптский возраст слоев с колхидитами. Противоположной позиции придерживался В.Л. Егоян (1969), который слои с колхидитами, как это было принято и раньше, включал в состав нижней зоны нижнего апта. Таким образом, спор о границе между названными ярусами в то время сводился к стратиграфическому положению и проведению ее в кровле или подошве колхидитовых слоев (зоны).

Однако проблема все еще продолжала дискутироваться и в дальнейшем, несмотря на то что в Закаспии С.З. Товбиной (1963) стратиграфически выше, над зоной *Colchidites securiformis* была установлена новая зона *Turkmeniceras turkmenicum*, по кровле которой она провела границу между рассматриваемыми ярусами. Это мнение поддержала определенная часть исследователей, что и отразилось в ряде работ и некоторых решениях стратиграфических комиссий и др. (Товбина, 1963, 1965, 1979, 1982, 1983; Унифицированные стратигр. сх., 1969 (1970); Котетишвили, 1970, 1986, 1989; Богданова, 1971а,б, 1978, 1999; Какабадзе, 1971, 1981, 1982; Решения МСС (Запад Средней Азии), 1977; Богданова, Михайлова, 1999 и др.). Как следствие этого спорность стратиграфического положения зоны *Colchidites securiformis* как бы сама по себе отошла на второй план и ее автоматически стали относить к барремскому ярусу.

Казалось, на этом спор должен был завершиться, но появилась новая точка зрения, согласно которой дискутируемая граница стала проводиться по подошве зоны *Turkmeniceras turkmenicum* - по первому появлению рода *Turkmeniceras*, на том основании, что этот род является предком рода *Deshayesites* и наиболее древним членом семейства *Deshayesitidae* (Михайлова, 1970, 1979, 1983, 1999 - в статье в соавт. с Богдановой; Друщиц, Михайлова, 1979; Друщиц, Горбачик, 1979; Постановления МСК, 1981; Шарикадзе, 1992 и др.).

Таким образом, на сегодня сформировались две четко выраженные противоположные концепции. Стало очевидным, что "**камнем преткновения является положение зоны *Turkmeniceras turkmenicum***" (Богданова, Михайлова, 1999 - выделено И. К.).

Не согласиться с этим мнением нельзя.

Каждая из противоположных сторон в пользу своей точки зрения приводит некоторые аргументы:

- зона (слои, горизонт) *Turkmeniceras turkmenicum* первоначально (при установлении) была отнесена к барремскому ярусу и поэтому следует учесть правило приоритета (Товбина, 1965, 1979 и др.).

- спорную границу следует проводить по первому появлению рода *Deshayesites*, а не представителей семейства *Deshayesitidae*, самым древним членом которого является род *Turkmeniceras* (Товбина, 1963, 1965).

- аптский возраст слоев с *Turkmeniceras* следует определять с учетом нахождения в разрезе представителей этого рода выше слоев с *Colchidites* (Михайлова, 1970).

Последние две "точки зрения сами по себе не являются достаточно убедительными" (Михайлова, 1970, с. 110; 1983).

- совместно с туркменицерасами встречаются барремские аммониты - *Barremites* sp. (Богданова, 1971), *Matheronites ridzewskyi*. Хотя, по мнению С.З. Товбиной (1979, с. 64), ни *Matheronites ridzewskyi*, ни *Barremites* не определяют возраст зоны *Turkmeniceras turkmenicum*.

Однако сбрасывать со счетов факт наличия в зоне *Turkmeniceras turkmenicum* барремских аммонитов не совсем справедливо. Напротив, как полагает М.В. Какабадзе (1981, с. 145), для решения вопроса стратиграфической принадлежности упомянутой зоны значение имеет анализ всего аммонитового комплекса данной зоны.

В наших публикациях (Кванталиани, 1985, 1989) данная проблема детально не затрагивалась и, по существу, мы ограничивались лишь ссылками на работы видных специалистов в этой области и зону *Turkmeniceras turkmenicum* относили к аптскому ярусу, разделяя мнение, что род *Turkmeniceras* является наиболее древним членом семейства *Deshayesitidae* и непосредственным предком рода *Deshayesites* (Товбина, 1963, 1965; Михайлова, 1970, 1983; Луппов и др., 1972; Друщиц, Михайлова, 1979; Богданова, Михайлова, 1999 и др.), т.е. к решению этой проблемы мы подходили чисто ортодоксально, руководствуясь принципом появления новой группы аммонитов.

Такое неопределенное, неустойчивое положение границы между барремским и аптским ярусами и семейственная принадлежность рода *Turkmeniceras* нас постоянно смущали.

Наше отношение к данной проблеме несколько изменилось после участия в рабочей группе Проекта IGCP-262, собравшейся в г. Дине (Франция) в 1990 году (Hoedemaeker, Bullot, 1990), когда в предварительно принятой стратиграфической схеме нижнего мела для Средиземноморского региона граница между барремским и аптским ярусами проводилась по кровле горизонта *Turkmeniceras turkmenicum* (зона *Colchidites securiformis*). Ранг зоны *Turkmeniceras turkmenicum* тогда был понижен из-за ограниченного географического распространения представителей рода *Turkmeniceras*. Несколько позднее, в 1992 году, участниками того же проекта в указанную схему были внесены некоторые изменения (Hoedemaeker et al., 1993). Это в равной мере коснулось и названия верхней зоны верхнего баррема. Она была переименована в *Martelites sarasini*, так как в стратотипе окр. с. Англи не был обнаружен вид-индекс *Colchidites securiformis*. Что же касается горизонта *Turkmeniceras turkmenicum*, то его заменили названием *Hemihoplites ridzewskyi*, так как этот вид-индекс, по сравнению с *Turkmeniceras turkmenicum* имеет наиболее широкое географическое распространение. К настоящему моменту можно констатировать, что ареал распространения представителей рода *Turkmeniceras* значительно расширился. Они встречаются как в Туркмении, так и на Северном Кавказе, Юго-Восточной Франции (Богданова, Михайлова, 1999) и есть основания предполагать присутствие их на этом стратиграфическом уровне и в Грузии, так как отдельные фрагменты были обнаружены в некоторых разрезах Дзирульского массива, выше колхидитовых слоев (Шарикадзе, 1992).

Предлагаемая статья давно назревала и находилась "на кончике пера". Занимаясь вопросами стратиграфии и аммонитами нижнего мела Крыма и Кавказа довольно длительное время, заново переосмысливая фактические данные, мы не могли обойти молчанием дискуссионную проблему. К этому нас побудила появившаяся новая публикация Т.Н. Богдановой и И.А. Михайловой (1999).

Наиболее важным критерием, при определении стратиграфических границ, всякого рода рубежей и подразделений (зональных, подъярусных, ярусных), как полагают некоторые исследователи, необходимо исходить из этапности развития стенохронной фауны, в данном случае

аммонитид (Товбина, 1963; Какабадзе, 1971; 1981; Друщиц, Михайлова, 1978, с.51; Михайлова, 1983; Кванталиани, 1989 и др). Руководствуясь этим принципом мы стремимся проблему проведения границы между отмеченными ярусами рассмотреть под иным ракурсом - систематического положения рода *Turkmeniceras* на фоне общего филогенетического развития семейств *Ancyloceratidae*, *Deshayesitidae* и *Heteroceratidae*. Эта задача довольно сложна и трудно укладывается в рамки привычных представлений. Тем не менее осмеливаемся высказаться по этому поводу.

О происхождении рода *Turkmeniceras*, давшего, как принято считать, начало новому семейству *Deshayesitidae*, существуют две основные точки зрения - либо он произошел от *Colchidites* (*Heteroceratidae*) - с одноконечной дорсальной лопастью с безбугорчатыми геликоидальными оборотами (с постепенной их редукцией), либо от планоспирально свернутых *Hemihoplites* (*Ancyloceratidae*) - с двуветвистой дорсальной лопастью и бугорками (с постепенной их редукцией).

Первая точка зрения, как отмечалось, была высказана С.З. Товбиной (1963) и поддержана рядом исследователей (Друщиц, Михайлова, 1979; Михайлова, 1983; Богданова, Михайлова, 1999 и др.). Вскоре, сразу же после выхода в свет названной статьи С.З. Товбиной, Р. Кейси (Casey, 1964) впервые предложил идею о близости родов *Turkmeniceras* и *Hemihoplites*, которую несколько позднее поддержали Й. Видманн (Wiedmann, 1966, 1969) и М.В. Какабадзе (1982).

М.В. Какабадзе (1971, с.27), анализируя вопросы филогении колхидитов и туркменицеров, заострил внимание на развитии формы и септальной линии в онтогенезе. Учитывая все факты и стратиграфическое распространение аммонитов, он присоединяется к мнению, что предком рода *Turkmeniceras* является группа *Colchidites shaoriensis*, хотя и замечает, что такой вывод нельзя считать окончательным, поскольку он видит некоторые противоречия, выраженные в резком скачке развития с выпадением геликоидальной стадии, усложнении приумбиликальной части септальной линии и появлении объемности раковины. Эти сомнения он развил в своих дальнейших исследованиях (Какабадзе, 1981, 1982). Рассматривая обе точки зрения М.В. Какабадзе (1982) предпочтение отдает второй - происхождению туркменицеров от гемигоплитесов, а не от гетероцеров. Эту идею он пытается обосновать следующим образом.

Роды *Hemihoplites* и *Turkmeniceras* характеризуются плоскоспиральными оборотами на протяжении всего онтогенеза с умбиликальным зиянием раковины на первом обороте, слабой инволютностью, чуть сильнее проявляющейся у *Turkmeniceras*, и схожестью формы поперечного сечения оборотов в онтогенезе. Из элементов скульптуры наличие бугорков у *Hemihoplites* резко отличает их от *Turkmeniceras*. Однако при этом М.В. Какабадзе отмечает, что в составе рода *Hemihoplites* имеются виды и с постепенным исчезновением бугорков, особенно на взрослой стадии развития. В подтверждение идеи о близости рассматриваемых родов он пишет, что "тенденция исчезновения бугорчатой скульптуры зародилась уже в самом роде *Hemihoplites* и вполне допустимо, что в связи с приобретением большой инволютности раковины, представители *Turkmeniceras* не унаследовали и краевых бугорков" (Какабадзе, 1982, с.19). Помимо общей формы и скульптуры им детально были изучены и проанализированы как собственные (опубликованные и неопубликованные), так и данные других исследователей, о развитии септальных линий¹ в онтогенезе - *Hemihoplites (Matheronites) ridzewskyi* Renng. и *H. (M) brevicostata* Bogd. (Богданова, 1971б; Шарикадзе, Какабадзе, Кванталиани, 1989). Как показали результаты этих исследований септальная линия (очевидно после редукции боковой лопасти U) у первого вида развивается следующим образом: $(V_1V_1)L:ID \rightarrow (V_1V_1)L\Pi^1D \rightarrow (V_1V_1)L\Pi^1:(D_1D_1)$ или $(V_1V_1)L:ID \rightarrow (V_1V_1)LID \rightarrow (V_1V_1)L\Pi^1:D$. Появление новых лопастей происходит в пришовной части, где интернилатеральная лопасть I и ее производная I¹, образованная на седле I/D, смещается к наружной стороне. Что же касается дорсальной лопасти D, то у большинства изученных экземпляров она является двураздельной (Шарикадзе, Какабадзе, Кванталиани, 1989). Этот способ развития септальной линии представителей семейства *Ancyloceratidae* "...не имеет или почти не имеет систематического значения". Поэтому в будущем при изучении систематики отдельных групп как гетероморфных, так и некоторых мономорфных аммонитов следует проявлять осторожность при изучении деталей септальных линий.

¹ Здесь и далее нами используется индексация элементов септальной линии, принятая в нашей монографии (Кванталиани, 1989).

М.В. Какабадзе (1971, с.145) полагает, что род *Turkmeniceras* "...не истинный представитель дегезитид" и является "...переходным звеном от *Colchidites* к *Deshayesites* или *Hemihoplites* к *Deshayesites*". Он приходит к весьма важному, осторожно высказанному мнению о том, что "его отнесение к семейству *Deshayesitidae*, а не к *Ancyloceratidae*, нужно считать лишь условным" (Какабадзе, 1982, с.20).

Основным рациональным зерном во мнении М.В. Какабадзе является появившееся сомнение об отнесении этого рода к семейству *Deshayesitidae*. В этом мы солидарны с ним и другими исследователями (Casey, 1964; Wiedmann, 1966, 1969).

Однако такое решение для сторонников противоположной точки зрения не приемлемо. Изучая онтогенез септальной линии *Turkmeniceras* и *Matheronites*, Т.Н. Богданова (1971б) пытается дать однозначный ответ. По ее мнению, расхождение признаков и в то же время сходство и преемственность их у *Colchidites* и *Turkmeniceras* дает основание об исключении предположения происхождения рода *Turkmeniceras* от *Matheronites*. Эта точка зрения находит свое отражение и в последующей публикации (Богданова, Михайлова, 1999). Следовательно, предковым, как и предполагалось первоначально, признается род *Colchidites* (Товбина, 1963, 1965; Богданова, 1971а,б; Богданова, Михайлова, 1999). Это мнение в определенной степени разделяем и мы.

Ознакомившись с идеей о происхождении рода *Turkmeniceras* от анцилоцератидных аммонитов, можно перейти к рассмотрению другой гипотезы - о возможном родстве названного рода с гетероцератидным родом *Colchidites*, с одной стороны, и *Deshayesites* (*Deshayesitidae*) - с другой, образующих, на рубеже баррема и апта последовательную, возможную филогенетическую цепочку. Между этими родами, помимо сходства, наблюдаются и значительные различия как в скульптуре, так и в строении септальной линии.

Первоначально изучая онтогенез формы, скульптуры и септальной линии рода *Turkmeniceras*, С.З. Товбина (1963) с большой осторожностью высказала мнение об отнесении его к семейству *Deshayesitidae*. В дальнейшем к этой идее стали привыкать и более уверенно говорить о том, что указанный род бесспорно является неотъемлемым членом этого семейства (Друщиц, Михайлова, 1979, с.54; Михайлова, 1983). Хотя, как было отмечено, противоположное мнение, поддерживаемое и другими исследователями (Casey, 1964; Wiedmann, 1966, 1969; Какабадзе, 1971), существовало с самого начала, сразу после публикации статьи С.З. Товбиной (1963).

По поводу родства колхидитов и туркменицерасов И.А. Михайлова пишет: "Сходство скульптуры, поперечного сечения оборотов, единый способ изменения лопастной линии последних колхидитов и первых туркменицерасов не оставляет сомнений в их родстве... Более того, некоторые (более примитивные) туркменицерасы между первым и вторым оборотом имеют пупочную щель, свидетельствующую о гетероморфности их предков" (Михайлова, 1979, с. 4). В то же время род *Colchidites* от потомкового рода *Turkmeniceras* отличается "...отсутствием геликоидальной стадии в онтогенезе раковины, более рассеченными внутренним и пупковым седлами с расположением лопасти I на пупковом перегибе, а не около шва, как у *Colchidites*" (Богданова, Михайлова, 1999, с.51).

В свою очередь между родом *Deshayesites* и возможным предковым родом *Turkmeniceras* наблюдаются некоторые общие признаки. У *Turkmeniceras* с дорсальной стороны появляется углубление и, как результат этого, увеличивается степень объемлемости оборотов, появляется лопасть I¹, расположенная, как и у *Deshayesites*, на внутренней боковой стороне. Однако эти роды по целому ряду признаков значительно разнятся. Представители рода *Deshayesites* от представителей рода *Turkmeniceras* отличаются "...отсутствием перфорации ранних оборотов спирали (первый и второй обороты) и большей инволютностью последующих оборотов, наличием довольно сильного серпообразного изгиба ребер, неправильным чередованием главных и промежуточных ребер, развитием у некоторых видов припупковых гребней, большим числом внутренних лопастей (большей рассеченностью внутреннего седла I/D) и расположением лопастей I и I² на боковой стороне" (Богданова, Михайлова, 1999, с.52).

Особое значение для систематики придается образованию новых элементов септальной линии, главным образом, в пришовной части. На графическом изображении септальной линии *Colchidites* aff. *shaoriensis*, приводимой С.З. Товбиной (1965, с.42, рис. 2), положение шовной линии не отмечено и поэтому неясно местонахождение лопасти I¹ по отношению к ней. В тексте же говорится: "Перегородочные линии взрослых экземпляров различаются только в пришовной части, где у *Colchidites* aff. *schaoriensis* лопасть I¹ остается на умбональном шве, а у *Turkmeniceras turkmenicum* она сместилась на внутреннюю боковую сторону" (Товбина, 1965, с.44, 45).

Исходя из этого для *Colchidites* aff. *schaoriensis* формула должна выглядеть так - $(V_1V_1)LII^1D$, а для *Turkmeniceras* так - $(V_1V_1)LI:I^1D$.

Можно привести и другие немаловажные признаки отличия рассматриваемых родов, по сравнению с родом *Turkmeniceras*. У анцилоцератид (*Matheronites*) и гетероцератид (*Colchidites*) вентральная и боковая лопасти одинаковой или, редко, почти одинаковой глубины, а вершины наружных седел расположены на одном и том же уровне (Товбина, 1963, с.102, рис.3, 1965, с.42, рис.2, с.43, рис.4; Богданова, 1971б, с.63, рис.2). Только что сказанное в равной мере касается и рода *Turkmeniceras* (Товбина, 1965, с.43, рис.4; Михайлова, 1970, с.111, рис.1; Богданова, 1971б, с.67, рис.6).

Напротив, у настоящих *Deshayesitidae* (не принимая во внимание туркменицерасов) совершенно иное строение тех же элементов. Первая из них (V_1V_1) у *Deshayesites* и *Dufrenoya* необычно сильно укорочена по сравнению с боковой лопастью (L). Помимо этого внутренняя ветвь наружного седла по отношению к наружной расположена значительно ниже (Михайлова, 1957, с.177, рис.2, 3, 1958, с.111, рис.2, 3, 1976б, с.446, рис.2; Богданова, Кванталиани, Шарикадзе, 1979; Кванталиани, 1980; Kvantaliani, 1983, табл. I).

Принимая во внимание результаты некоторых исследований (Михайлова, 1976а,б; 1983; Богданова, Михайлова, 1999) на начальных (в основном примасура) оборотах как анцилоцератид и гетероцератид, так и планоспирально свернутых аммонитов, можно сказать, что септальная линия состоит из пяти лопастей - $(V_1V_1)LUID$. Затем происходит редукция умбиликальной лопасти (U) и линия становится четырехлопастной - $(V_1V_1)LID$. Шовная линия у *Turkmeniceras* располагается в пределах лопасти I, а у остальных - между латеральной и интернилатеральной лопастями. Позднее на шовной линии, на седле I/D зарождается новая лопасть I^1 , которая у *Turkmeniceras* и *Deshayesites* смещается на внутреннюю сторону, занимая место интернилатеральной лопасти I. Дальнейшее усложнение и увеличение числа лопастей в филогенезе происходит в пришовной части. Дорсальная лопасть у всех рассматриваемых родов на поздней стадии развития - трехветвистая - $D_2D_1D_2$, за исключением подрода *Hemihoplites* (*Matheronites*), у большинства представителей которого она на конце основной, центральной лопасти (D_1) двуветвистая - D_1D_1 . Интересная картина наблюдается в морфологическом строении септальной линии у *Deshayesites* и *Dufrenoya*. Она значительно более сложно и сильно рассечена по сравнению с колхидитами и туркменицерасами. Вместе с этим отличия наблюдаются и в строении вентральной и латеральной лопастей, о чем уже говорилось.

Учитывая изложенное, формулы септальных линий в онтогенезе можно выразить следующим образом:

для *Matheronites* $(V_1V_1)LUID \rightarrow (V_1V_1)L:ID \rightarrow (V_1V_1)LII^1D \rightarrow (V_1V_1)LII^1:D_1D_1$ (у большинства представителей подрода дорсальная лопасть с двуветвистым окончанием)

для *Colchidites* - $(V_1V_1)LUID \rightarrow (V_1V_1)L:ID \rightarrow (V_1V_1)LII^1D$,

для *Turkmeniceras* - $(V_1V_1)LUID \rightarrow (V_1V_1)LID \rightarrow (V_1V_1)LII^1D \rightarrow (V_1V_1)LII^2:I^1D$,

для *Deshayesites* - $(V_1V_1)LUID \rightarrow (V_1V_1)L:ID \rightarrow (V_1V_1)LII^1D \rightarrow (V_1V_1)LII^2:I^1D \rightarrow (V_1V_1)LII^2:I^3I^1D$.

В приводимых формулах особого внимания заслуживает пришовная часть линии, где происходят коренные ее преобразования - отчетливо прослеживается постепенное смещение вновь образованных лопастей на внешнюю или внутреннюю сторону. Вначале у возможных предковых форм *Matheronites* и *Colchidites* и потомковых *Turkmeniceras*, *Deshayesites* и *Dufrenoya* после редукции умбиликальной лопасти U лопасть I у *Matheronites*, *Colchidites*, *Deshayesites* находится на внутренней стороне, а у рода *Turkmeniceras* - сидит на шве - (I). Затем на седле I/D появляется лопасть I^1 , которая у *Matheronites* смещается к наружной стороне, у *Colchidites* сидит на шве, занимая место лопасти I. У *Turkmeniceras* лопасть I^1 перемещается на внутреннюю сторону - $I:I^1$. Между лопастями I и I^1 у *Deshayesites* и *Dufrenoya* последовательно появляются новые лопасти: сначала I^2 , расположенная на внешней стороне, а затем I^3 , которая, судя по рисункам, вместе с лопастью I^1 сдвигается на внутреннюю сторону - $II^2:I^3I^1D$ (Михайлова, 1957, 1958, 1970; Кванталиани, 1986, 1989). Как видим, шовная линия расположена между лопастями I^2 и I^3 , хотя в тексте некоторых публикаций в приводимых формулах (роды *Deshayesites* и *Paradeshayesites*) она указывается между I^3 и I^1 (Богданова, 1971, с.66; Богданова, Михайлова, 1999, с.53). Поэтому во избежание излишних недоразумений, мы опираемся преимущественно на положение шовной линии, обозначенной на приводимых графических изображениях ряда работ (Михайлова, 1957, с.175, рис.2; 1958; 1970, с.111, рис.2, 3; Кванталиани, 1986, с.58, рис.2, 1989, с.26, рис.15 и др). Обращает на себя внимание дорсальная лопасть, которая у *Col-*

chidites и других родов (*Turkmeniceras*, *Deshayesites* и др.) трехраздельная, в то время как только у *Matheronites* она может быть и двуветвистой - аналогичный случай пока не известен среди гетероцератидных аммонитов.

Таковы факты. Исходя из изложенного можно ли прийти к какому-либо приемлемому выводу?

Оценивая имеющиеся факты можно сделать следующее заключение. Морфологическими и скульптурными (особенно на последних, планоспирально свернутых частях оборотов) признаками род *Turkmeniceras* более тяготеет к гетероморфным аммонитам - к колхидитам, чем к анцилоцератидам и мономорфным дегезитидам. Судя по развитию септальной линии в онтогенезе, между представителями семейств *Ancyloceratidae*, *Heteroceratidae* и *Deshayesitidae* обнаруживаются как сходные, так и отличительные признаки. У анцилоцератид (*Hemihoplites* (*Matheronites*)) в отличие от остальных рассматриваемых родов (см. формулы) лопасть I и I¹ сдвинуты к наружной стороне, а дорсальная лопасть имеет двуветвистое окончание (Ренгартен, 1926, табл. IX, рис.5; Шарикадзе, Какабадзе, Кванталиани, 1989). Этими элементами анцилоцератиды значительно отличаются от рода *Turkmeniceras*, у которого дополнительные лопасти I² (эта лопасть отсутствует у *Matheronites*) и I¹ расположены по обе стороны от шовной линии (I²:I¹). Последний признак находит дальнейшее развитие у представителей семейства *Deshayesitidae*, хотя и отличается расположением и числом лопастей - у *Deshayesitidae* на внутренней боковой стороне располагается еще одна лопасть I³, отсутствующая у рода *Turkmeniceras*. У рода *Colchidites* на шовной линии возникает лопасть I¹ и далее появление новых дополнительных лопастей не наблюдается, чем отличается от других родов. Наибольшее сходство между элементами септальной линии и ее общей конфигурацией наблюдается при сравнении таковых у *Colchidites* и *Turkmeniceras*, чем между *Hemihoplites* (*Ancyloceratidae*) и *Turkmeniceras* и *Deshayesites* (*Deshayesitidae*). Значительное отличие мы усматриваем в конфигурации вентральной лопасти и наружного бокового седла между *Turkmeniceras* и *Deshayesites*, о чем уже говорилось.

Сравнивая элементы септальной линии в онтогенезе, можно констатировать, что у представителей рода *Turkmeniceras* еще много общих черт с гетероцератидами и поэтому мы не видим веских оснований для отнесения его к семейству *Deshayesitidae*. Он, по нашему мнению, благодаря наличию на ранней стадии онтогенеза зияния между оборотами и примитивного, упрощенного строения септальной линии, ее общей формой, более всего тяготеет к роду *Colchidites* (*Heteroceratidae*) и филогенетически должен быть увязан с ним, а не с *Hemihoplites* (*Ancyloceratidae*). Однако необходимо отметить и то, что конечные члены рода *Turkmeniceras* постепенно начинают приобретать и новые, характерные уже для семейства *Deshayesitidae* черты.

Вполне естественным представляется, что род *Turkmeniceras*, в процессе эволюции, в филогенетическом ряду - *Colchidites* → *Turkmeniceras* → *Deshayesites* постепенно утратил старые признаки (геликоидальную стадию), характерные для гетероморфных аммонитов, за исключением умбиликального зияния на ранней стадии онтогенеза; в то же время приобрел новые, закрепившиеся по наследству уже у потомков и ставшими характерными для семейства *Deshayesitidae* - расположение лопасти I на умбиликальном перегибе, а не около шва, как у *Colchidites* (*Heteroceratidae*); сдвигание лопасти I¹ на внутреннюю сторону и др. Поэтому род *Turkmeniceras* мы рассматриваем как доживающий барремский род семейства *Heteroceratidae*.

С наступлением аптского века начинается расцвет и широкая экспансия новых групп аммонитов, образующих семейство *Deshayesitidae* (роды *Deshayesites*, *Paradeshayesites*, *Obsoleticeras*, *Dufrenoya* и *Burckhardtites*) и значительно отличающихся от своих предков семейства *Heteroceratidae* (род *Turkmeniceras*) как в морфологическом и в скульптурном отношении, так и характером развития септальной линии в онтофилогенезе.

Отнесением рода *Turkmeniceras* к семейству *Heteroceratidae* легко снимается проблема проведения границы между барремским и аптским ярусами (то же самое в равной мере произошло бы и в случае отнесения рода *Turkmeniceras* к *Ancyloceratidae*). Совпадение нашей точки зрения с мнением ряда исследователей позволяет дискутируемую границу провести по кровле зоны *Turkmeniceras turkmenicum*. Она иллюстрируется предлагаемой схемой филогенетического развития, основанной на интерпретации и анализе существующего фактического материала, приводимого в работах цитируемых авторов (см. рис).

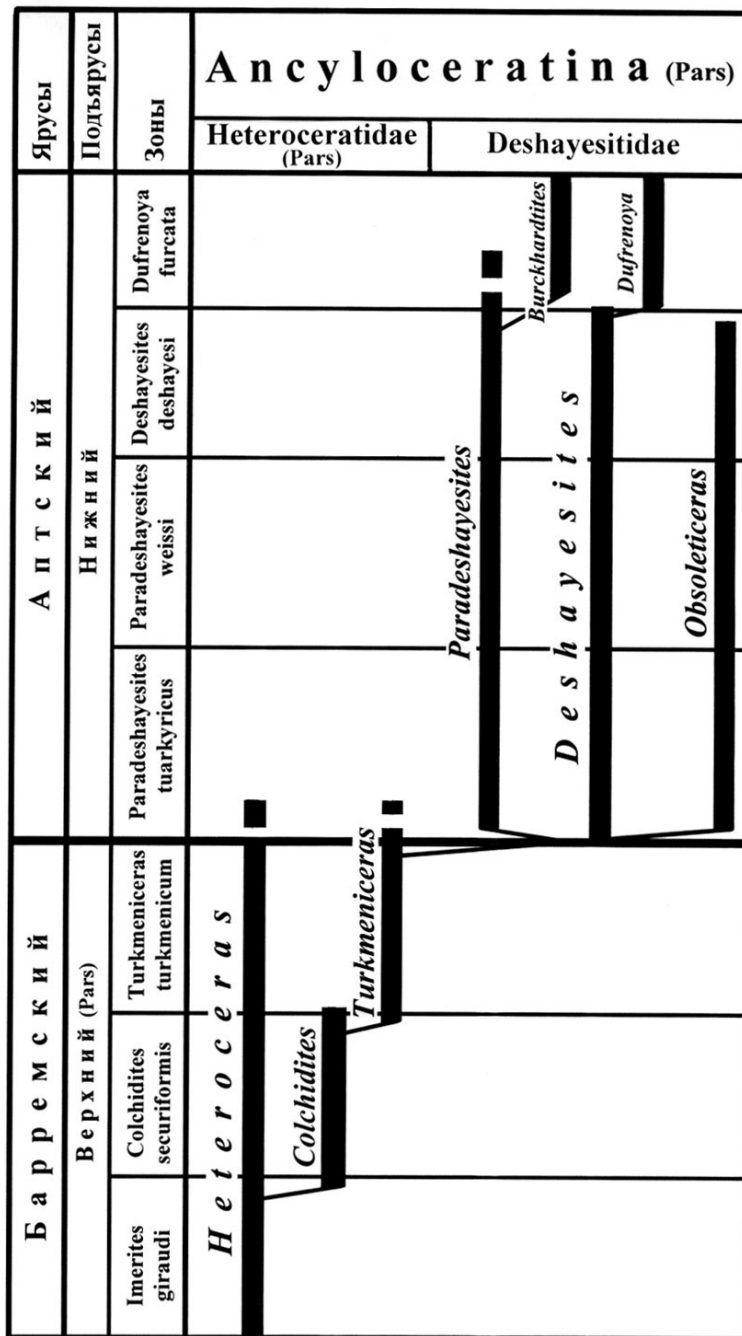


Рис. Схема филогенетического развития представителей надсемейств Ancyloceratoidea (семейство Heteroceratidae) и Deshayesitoidea (семейство Deshayesitidae).

Литература

- Богданова Т.Н. Нижний апт и пограничные с ним слои Западной и Южной Туркмении (стратиграфия, аммониты) // Автореф. кандид. дисс. М. 1971а. 30 с.
- Богданова Т.Н. Новые барремские аммониты Западной Туркмении // ПЖ. 1971б. № 3. С. 60-71.
- Богданова Т.Н. О расчленении нижнего апта Туркмении // Ежегодн. ВПО. АН СССР. 1978. Т. XXI. С. 70-81.
- Богданова Т.Н. Нижний апт горного Мангышлака (стратиграфия, корреляция, аммониты) // Страт. геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 4. С. 40-53.
- Богданова Т.Н., Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З. Некоторые раннеаптские дегезиты Центрального Дагестана // Geologica Balcanica. 1979. 9. № 3. Sofia. С. 3-12.

- Богданова Т.Н., Михайлова И.А. Происхождение и развитие семейства *Deshayesitidae* (Ammonoidea) //ПЖ. 1999. № 5. С. 48-56.
- Друщиц В.В. О стратиграфическом положении колхидитовых слоев - зоны *Colchidites securiformis* //ДАН СССР. 1963. 152, № 6. С. 1428-1431.
- Друщиц В.В., Горбачик Т.Н. Зональное расчленение нижнего мела Юга СССР по аммонитам и фораминиферам //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 95-105.
- Друщиц В.В., Михайлова И.А. Аптский ярус и его зональное деление //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 4. С. 47-62.
- Егоян В.Л. Аммониты из клансейских слоев Западного Кавказа //Тр. КФ ВНИИНефть. 1969. Вып. 19. С. 126-188.
- Какабадзе М.В. Колхидиты и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1971. Вып. 26. 165 с.
- Какабадзе М.В. Анцилоцератиды Юга СССР и их стратиграфическое значение //Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. 1981. Вып. 71. 220 с.
- Какабадзе М.В. Раннемеловые гетероморфные аммониты (анцилоцератиды и гетероцератиды) Юга СССР и их биостратиграфическое значение //Автореф. доктор. дисс. 1982. 45 с.
- Кванталитани И.В. Некоторые раннеаптские дегезиты Центрального Дагестана //Geologica Balcanica. 1979. № 9, 3. Sofia. С. 3-12.
- Кванталитани И.В. Систематика и филогения семейств *Deshayesitidae* и *Leymeriellidae* //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. № 9. С. 121-124.
- Кванталиани И.В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа //Автореф. доктор. дисс. 1985. 40 с.
- Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З., Харашвили О.Г., Ломинадзе Т.А. Особенности морфогенеза раннеаптского рода *Dufrenoya Burckhardt* (*Deshayesitidae*, *Ammonoidea*) //Изв. АН ГССР. Сер. биол. 1986. Т. 12. № 1. С. 57-61.
- Кванталиани И.В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1989. Вып. 98. 228 с.
- Котетишвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1970. Вып. 25. 138 с.
- Котетишвили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеозоогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморских областей // Тр. ГИН ГССР. Нов. сер. 1986. Вып. 91. 160 с.
- Котетишвили Э.В. Барремский ярус //Зоны меловой системы в СССР (Тр. АН Мингео и МСК СССР). 1989. Т. 20. С. 94-120.
- Луппов Н.П., Сиротина Е.А., Товбина С.З. К стратиграфии аптских и альбских отложений Копетдага //Тр. ВСЕГЕИ. Н.с. Т. 42. Вып. 1. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. 1960. С. 156-173.
- Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Прозоровский В.А. Проблема границы баррема и апта //Тез. докл. XVIII сесс. ВПО. Л. 1972. 62 с.
- Михайлова И.А. О систематике семейств *Parahoplitidae* Spath и *Deshayesitidae* Stoyanow //Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол. и геогр. 1957. № 3. С. 173-182.
- Михайлова И.А. Дегезитиды из нижнемеловых отложений Дагестана и Центрального Предкавказья //Мат. к "Основам палеонтологии". 1958. Вып. 2. С. 21-29.
- Михайлова И.А. О положении горизонта с *Turkmeniceras turkmenicum* (к границе баррема и апта) //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 107-113.
- Михайлова И.А. Новые данные об онтогенезе некоторых парагоплитид //ПЖ. 1976а. № 1. С. 57-66
- Михайлова И.А. О правильном понимании онтогенеза у представителей семейства *Deshayesitidae* Stoyanow //ДАН СССР. 1976б. 226. № 2. С. 444-447.
- Михайлова И.А. Эволюция аптских аммоноидей //ПЖ. 1979. № 3. С. 3-11.
- Михайлова И.А. Система и филогения меловых аммоноидей. М.: Наука. 1983. 280 с.
- Полевой атлас руководящих ископаемых юрских и неокомских отложений Западной Туркмении. Л.: Гостоптехиздат. 1962. 212 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1981. Вып. 19. С. 59-65.
- Реннгартен В.П. Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе //Тр. Геол. ком. Н. сер. 1926. Вып. 147. 132 с.

- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971). Л. 1977. 48 с.
- Товбина С.З. О верхнебарремских аммонитах Туркмении //Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. 109. 14. С. 98-119.
- Товбина С.З. Об онтогенезе аммонитов рода *Colchidites* //ПЖ. 1965. № 3. С. 40-48.
- Товбина С.З. О границе барремского и аптского ярусов Юга и Запада Туркмении //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 5. С. 61-67.
- Товбина С.З. Аптские отложения Туркмении //Сов. геол. 1982. № 8. С. 49-59.
- Товбина С.З. Зональное расчленение аптского и альбского ярусов Туркмении //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 62-71.
- Унифицированные стратиграфические схемы юрских и меловых отложений Средней Азии // Мат. к среднеазиат. стратигр. совещ. 1969. М. 1970. 115 с.
- Шарикадзе М.З., Какабадзе М.В., Кванталиани И.В. О некоторых особенностях строения лопастной линии гетероморфных аммонитов //ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 214-217.
- Шарикадзе М.З. Аптские аммоноидеи Кавказа //Автореф. доктор. дисс. 1992. 41 с.
- Casey R. A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand //Palaeontogr. Soc. London. 1964. Pt. 5. С. 289-398.
- Hoedemaeker P.J., Bulot L. Preliminary ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region //Geologie Alpine. 1990. Т. 66. С. 123-127.
- Hoedemaeker P.J. et al. Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; Basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262 //Rev. Espanola de Paleontologia, 8 (I). 1993. С. 117-120.
- Kvantaliani I.V. On the systematic position of the Early Cretaceous Mathoceratinae Casey (Ammonoidea) //Zitteliana. 1983. 10. С. 703-713.
- Wiedmann J. Stammesgeschichte und System der postriedlichen Ammonoideen //Neues Jahrb. Geol. Palaont. 1966. Abh. 125. С. 13-81.
- Wiedmann J. The heteromorphs and ammonoid extinction //Biol. Rev. 1969. V. 44. № 4. С. 563-602.

О БИОСТРАТИГРАФИИ РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОДИШСКОГО БЛОКА

Г.Н. Салуквадзе, Н.Ш. Салуквадзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В Одишском районе (Западная Грузия) в раннепалеогеновых отложениях устанавливаются биостратоны – слои с *Hercoglossa danica*, слои с *Arca montensis*, слои с *Discocyclusina seunesi* (?), *Nummulites fraasi* (палеоцен), зоны *Nummulites exilis*, *Nummulites planulatus*, *Nummulites nitidus*, *Globorotalia aragonensis*, *Acarinina bullbrookii*, *Acarinina rotundimarginata*, *hantkenina alabamensis* (нижний и средний эоцен), *Globigerina turcmenica* (верхний эоцен).

ON BIOSTRATIGRAPHY OF THE LOWER PALEOGENE DEPOSITS OF THE ODISHI AREA

G. Salukvadze, N. Salukvadze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The following stratons can be identified within the Lower Paleogene deposits in the Odishi area (Western Georgia) – layers with *Hercoglossa danica*, layers with *Arca montensis*, layers with *Discocyclusina seunesi* (?), zone *Nummulites fraasi* (Paleocene), zones *Nummulites exilis*, *Nummulites planulatus*, *Nummulites nitidus*, *Globorotalia aragonensis*, *Acarinina bullbrookii*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* (Lower and Middle Eocene), *Globigerina turcmenica* (Upper Eocene).

Ограниченный со всех сторон глубинными разломами Одишский блок находится в Западной (Колхидской) зоне погружения Грузинской глыбы Закавказской межгорной области (И. Гамкрелидзе, 1984). Он охватывает одишскую котловину и окружающие ее с трех сторон кулисообразно расположенные Цхемикарскую (Кваджарскую), Сатанджойскую, Уртинскую, Экскую, Накалакевскую и Абадатовскую антиклинальные структуры (“Южная известняковая полоса Мегрелии”). С севера и северо-востока исследованную территорию обрамляют меловые образования (“Северная известняковая полоса Мегрелии”, “Комплекс горы Асхи”).

Рассматриваемый блок расположен в пределах Закавказской (известково-терригенной) литофациальной области и включает Саберийско-Сенакский и Одишский литофациальные районы.

Раннепалеогеновые образования Саберийско-Сенакского района в виде узкой полосы прослеживаются в ущ. рр. Ингури, Олори, Тебена, Эрисцкали, Ртомисцкали, Окорани, Гальхумля. Они обнажены также в крыльях Цхемикарской, Сатанджойской, западной части Уртинской (сс. Утра, Хамискури) и Экской (сс. Сахарбедио, Саломии, р.Циви, с.Менджи, г.Сенаки, сс. Дзвели Сенаки, Сорта) антиклиналей. В палеоцен-раннеэоценовое время в данном седиментационном бассейне осаждались сравнительно мелководные известняки, нижние слои которых содержат, в основном, представителей морских ежей и литотамнии, а верхние - таксоны дискоциклин и нуммулитид. Присутствием отмеченных лито- и биофаций разрезы этого района отличаются от таковых остальной части Одишского блока. В среднем эоцене здесь формировались мергели.

В названной полосе обсуждаемые отложения наиболее хорошо обнажены и палеонтологически неплохо охарактеризованы в басс. рр. Окорани, Эрисцкали и Олори (правобережье р. Ингури). В ущ. р. Эрисцкали вдоль дороги Саберийско-Джвари над маастрихтскими известняками с *Inoceramus balticus*, *I. regularis*, *Belemnella novaki* (опр. А. Цагарели) развиты светло-серые, местами кремово-серые и белые (литографского типа) известняки с включениями черного, иногда кремного-серого и темно-серого кремня (8-10 м). Выше пластуется светло-серые, кремво-серые, кремво-белые известняки, верхняя часть которых (14-18 м) неслоистая или плохо слоистая (26-34 м). Встречаются: *Gryphaea similis*, *Gr. pitcheri*, *Echinocorys pyrenaicus*,

Ech. cf. sulcatus, *Ech. obliquus*, (морские ежи опр. Гонгадзе), *Lithothamnium*, *Hercoglossa danica* (по всей мощности). Отложения с перечисленными ископаемыми относятся к биостратону, выделяемому как слои с *Hercoglossa danica* (датский ярус).

Выше по разрезу обнажаются светло-серые и кремово-серые известняки с редкими включениями кремового и темно-серого кремня (80-85 м). Редко присутствуют *Lithothamnium*. В верхних слоях найдены *Arca montensis*, *Corbis montensis*, *Cucullaea volgensis*, *C. arcaeformis*, *Lima pireti* и др. (опр. В.Эпиташвили). Осадки с подобным фаунистическим комплексом обычно выделяются как слои с *Arca montensis* (верхняя часть нижнего палеоцена). В этом биостратоне и здесь и в разрезах рр. Гумиста, Кодори, с. Цебельда (Цебельдинский литофациальный район) содержатся моллюски, многие виды которых известны в инкерманском региоярuse Крыма и монском ярусе Бельгии. Обе последние входят в состав нижнего палеоцена (Салуквадзе, Эпиташвили, 1981).

Лежащие выше светло-серые и кремово-серые дискоциклиновые известняки с кремнями (мощн. 25-30 м) содержат *Discocyclus seunesi*, *Discocyclus sp.* (местами довольно много), *Isaster sp.* *Lithothamnium* (редко). В самых верхних слоях (1,2 м) определены: *Nummulites ct. deserti*, *N. ct. fraasi*, *Discocyclus seunesi*, *operculina sp.* Можно предположить, что нижняя, большая часть этих известняков (без нуммулитов) соответствует слоям с *Discocyclus seunesi*, выделяемым в верхнем палеоцене ряда разрезов Грузии. Осадки с редкими и плохо сохранившимися нуммулитами, по всей вероятности, принадлежат зоне *Nummulites fraasi* (верхняя часть палеоценового отдела). Описываемые известняки прослеживаются в обеих крыльях Цхемикарской антиклинали (видимая мощность несколько метров), по рр. Гальхумля (видимая мощн. 4,5 м), Окорани (25-28 м), Олори (видимая мощн. 6-7 м) в западной части северо-восточного крыла Уртинской антиклинали (южнее с. Урта). Восточнее они принимают участие в строении Эжской антиклинали (р. Циви, у развалин старых мельниц, г. Сенаки-карьер, близ с. Дзвели Сенаки и др.).

Выше располагаются нуммулитовые известняки, представленные кремво-серыми, светло-серыми и кремво-белыми известняками с кремнями (мощн. около 25 м). Кремни в нижней и верхней частях наблюдаются сравнительно редко. Более обильно они присутствуют в интервале 6-15 м, где наряду с включениями распространены их прослои и линзы. По всей мощности встречаются нуммулиты, дискоциклины, оперкулины, остатки морских ежей и лилии. Отмеченные известняки прослеживаются также в ущ. р. Окорани (мощн. 35-40 м). Здесь кремней особенно много в интервале 6-28 м, в восточном крыле Цхемикарской антиклинали (видимая мощн. 4,2), в южной части западного крыла Сатанджойской антиклинали (видимая мощн. 4,5), в северо-западной части Уртинской антиклинали, у западного периклинального окончания Эжской антиклинали (пойма р. Циви, близ развалин старых мельниц), а также в северном (сс. Сахарбедо, Саломио) и южном (сс. Менджи, Дзвели Сенаки) крыльях той же структуры.

Нуммулитовые породы, сменяя выше дискоциклоновые слои верхнего палеоцена, в разрезах района занимают один и тот же стратиграфический интервал. Их относят к среднему эоцену (лютецскому ярусу) или к нижнему эоцену и к нижней части среднего эоцена (Мефферт, 1931; И. Качарова, 1944, 1964; Е.К. Вахания, 1959; Гуджабидзе, 1967; И. Качарова и др. 1975 и др.).

В нижних слоях обсуждаемых известняков в разных разрезах нами обнаружены: *Nummulites globulus*, *N. ct. pernotus*, *Nummulites sp.*, *Operculina parva*, *Discocyclus sp.* и др. Перечисленные крупные фораминиферы указывают на принадлежность вмещающих пород к нижней части нижнего эоцена, вероятно, к зоне *Nummulites exilis* (верхняя часть илердского яруса Западной Европы).

В слое, залегающем в нижней половине нуммулитовых известняков (ближе к средней части), были найдены *Nummulites planulatus* (редко), *Nummulites sp.*, *Operculina ct. parva*, *Discocyclus douvillei* и др. (р. Окорани). Отмеченный нуммулит, являясь видом-индексом одноименной нижнеэоценовой зоны, принадлежит к руководящим видам и пользуется большим авторитетом и площадным распространением. К сожалению из-за скудности материала определить тейльхрону этого вида в данном литофациальном районе не удалось.

В верхней части рассматриваемых известняков содержатся *Nummulites murchisoni*, *N. irregularis*, *N. anomalus*, *N. ct. distans*, *N. nitidus*, *Discocyclus fortisi*, морские ежи и лилии, а также ракообразные и брахиоподы. Породы, содержащие ассоциацию со сходным набором нуммулитов в разрезах Грузинского межгорья и других регионов, выделяется в ранге зоны *Nummulites nitidus*, возраст которой определяется как верхняя часть нижнего эоцена (Н. Салуквадзе, 1998). Следует отметить, что непосредственно под кровлей этих известняков (р. Окорани и др.) наб-

людаются прослойки зеленовато-серых мергелей, в которых заключены микрофоссилии зоны *Globorotalia aragonensis*, несомненно относящейся к нижнему эоцену, точнее к верхам этого подотдела (Н. Салуквадзе, 1985).

Во всех изученных обнажениях над описанными известняками развита мерхеульская свита - зеленовато-серые, желтовато-серые и серые мергели с включениями пирита. Породы иногда песчанитые, местами встречаются прослойки глинистых известняков (преимущественно в нижней части). В некоторых разрезах (рр. Эрисцкали, Тебена и др.) присутствуют прослойки и линзы (0,2-0,3 м) туфов и туффитов. Мощность свиты в междуречье Эрисцкали-Олори 8-12 м, в окр. Сатанджойской антиклинали - 1,4-3,5 м (видимая), в антиклиналях Урта и Эки-1,8-2,7 м (видимая), по р. Окорани - 8-9 м. В мергелях обнаружены сообщества планктонных фораминифер, характерных для зон (снизу вверх) *Acarinina bullbrooki* (= *Acarinina crassaformis*), *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* (средний эоцен). Последние две зоны, вероятно, соответствуют одноименным зонам (куберлинский и керестинский комплексы) Северного Кавказа (Крашенинников, Музылев, 1975), Армении (Крашенинников, Птухян, 1986) и др. Примерно на уровне названных зон в разрезах Адлерской депрессии, Ачара-Триалети и некоторых регионов Средиземноморья выделяется зона *Truncorotaloides topilensis* (М. Качарава, 1980; Годердзишвили, 1979). Остается сказать, что нижнюю зону в южной части Кавказа примерно приравнивают к зоне *Nummulites laevigatus*, а верхние две зоны (\approx *Truncorotaloides topilensis*) – к зоне *Nummulites brongniarti*.

Основные выходы раннепалеогеновых образований Одишского литофациального района прослеживаются в междуречье Инцра-Абаша, в крыльях Абедатской и Накалакевской антиклиналей и на участке, расположенном между рр. Мунчия и Хобисцкали (восточная часть Уртинской антиклинали), а также, судя по данным бурения (Вахания, 1980), в окр. г. Зугдиди. В седиментационном бассейне, развитом на месте описываемого района, в раннем палеоцене осаждались известняки, а в интервале поздний палеоцен – поздний-средний эоцен - мергели, содержащие богатую фауну мелких фораминифер. Нуммулиты, орбитоиды и представители крупных организмов в раннепалеогеновое время здесь почти отсутствовали.

В междуречье Чанисцкали-Абаша, согласно Р. А. Гамбашидзе (1979), датский ярус (цебельдинская свита по автору) без видимого несогласия залегает на маастрихтских известняках (*Discoscaphites costrictus*, *Inoceramus georgicus*, *In. regularis* и др.) и представлен известняками и глинистыми известняками с прослоями мергелей (местами) и с включениями черных кремней (70-80 м). В разрезах рр. Чанисцкали, Хобисцкали, Техури в них присутствуют *Echinocoris depressus*, *Esh. sulcatus*, *Ech. pyrenalcus*, *Ech. cotteaus*, *Esh. Iamberti Gruphaea pitcheri*, *Pycnodonta vesicularis* и др.

В северном крыле Уртинской антиклинали по р. Мунчия (близ известнякового карьера) развиты белые слоистые известняки с маастрихтским комплексом фауны - *Inoceramus georgicus*, *In. regularis*, *Discoscaphites constrictus*, *Micraster aturicus* и др. (А. Цагарели, 1954). В самом верхнем слое найдены *Belemnella sp.*, *Pachydiscus sp.* Здесь же наблюдается примесь глауконита. Непосредственно на неровной и, вероятно, размытой поверхности этого слоя лежит слой известняка с датскими ежами. Все это, на наш взгляд, позволяет предположить существование кратковременного стратиграфического перерыва перед накоплением датских осадков. По сообщению Г. С. Гонгадзе (1977), в известняках, пластующихся выше маастрихта, вполне уверенно устанавливаются датские зоны *Cyclaster danicus* (внизу) и *Cyclaster gindreii*. В породах, отвечающих этим зонам, были найдены *Hercoglossa danica* и местами *Lithothamnium*.

Лежащие выше отложения представлены, в основном, зеленовато-серыми мергелями, выделяемыми иногда как “нижний горизонт фораминиферных мергелей”. В окр. с. Медани (р. Чанисцкали) в них прослеживаются следующие пачки: известковистые мергели, глинистые известняки и мергели (25-30 м), мергели (3-5 м), серые и коричневатые сапропеловые глины с чешуями рыб (1,5-2,0 м), мергели (20-25 м) с тонкими прослоями (0,1-0,15 м) сапропеловых глин (около 10 прослоев в верхней части). В нижних слоях данного литостратона заключены мелкие фораминиферы зоны *Acarinina acarinata* (верхний палеоцен), выше которой установлены зоны: *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia formosa*, *Globorotalia aragonensis* (нижний эоцен), *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* (средний эоцен).

Над зоной *Hantkenina alabamensis* во всех полных разрезах обеих литофациальных районов развиты коричневатые мергели эгрисской свиты, в которых установлен комплекс зоны *Globigerina turcmenica* (низы верхнего эоцена).

Литература

- Вахания Е. К. О стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Мегрелии //Сб. тр. ГИН АН СССР. 1959. С. 257- 262.
- Вахания Е. К. Зугдидская брахиантиклиналь //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. №9.С. 86-91.
- Гамбашидзе Р. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Тбилиси: Мецниереба. 1979. 226 с.
- Гамкрелидзе И. П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. 1984. Вып.86. С.105-184.
- Годердзишвили Г. С. Фораминиферы и стратиграфия эоценовых отложений Западной Абхазии //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 1979. 25 с.
- Гонгадзе Г. С. О наличии зон *Ceclaster danicus* и *Ceclaster gindreii* в датском ярусе //Тр. МГУ. 175. Сер. геогр.-геол. 1977. С. 87-96.
- Гуджабидзе Г. Е. Геологическое строение средней части междуречья Ингури-Цхенисцкали (Западная Грузия) //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 1967.24 с.
- Качарава И. В. Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время// Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер. Т. II (УП). 1944. 144 с.
- Качарава И. В. Палеоцен и эоцен. Геология СССР. Т. X. М.:Недра. 1964. С.182-212.
- Качарава И. В. и др. Рионская плита. Стратиграфия СССР, палеогеновая система. М.:Недра. 1975. С. 100-103.
- Качарава М. В. О параллелизации микрофораминиферовых зон //Сообщ. АН СССР.1980. 97. №2. С. 377-380.
- Крашенинников В. А. Музылев Н. Г. Соотношение зональных шкал //Вопр. микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 212-224.
- Крашенинников В. А., Птухян А. Е. Стратиграфическое расчленение палеогена Армении //Вопр. микропалеонтологии. 1986. Вып. 28. С. 60-90.
- Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Мингрелии //Тр. ГГРУ.1931.Вып.64.С.1-58.
- Салуквадзе Н. Ш. К биостратиграфии палеоцена и эоцена Грузии //Тр. ГИН АН СССР.-Нов.сер.1985. Вып.89. С.3-20.
- Салуквадзе Н. Ш. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений //Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. 1998. С. 84-89.
- Салуквадзе Н. Ш., Эпиташвили В. Д. К вопросу о сопоставлении палеоценовых отложений Грузии и Крыма //Сообщ. АН СССР. 1981.104. №3. С. 645-648.
- Цагарели А.Л. Верхний мел Грузии. Тбилиси: Изд-во АН СССР. 1954. 462 с.

ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА КАВКАЗА И КРЫМА

Н. Ш. Салуквадзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В Кавказско-Крымских регионах в состав среднего эоцена (лютеций и биарриц?) следует включить зоны *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* (планктонные фораминиферы) и соответствующие им зоны *Nummulites laevigatus*, *Nummulites brongniarti* (крупные фораминиферы).

ON THE STRATIGRAPHY OF THE MIDDLE EOCENE OF THE CAUCASUS

N. Salukvadze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

In the Caucasian-Crimean regions within the Middle Eocene (Litetien and Biarritzian? stages) the following zones should be identified: *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* (planktonic foraminifera), *Nummulites laevigatus*, *Nummulites brongniarti* (large foraminifera).

Для разработки общепринятой унифицированной стратиграфической шкалы среднего эоцена (и других отделов и подотделов палеогеновой системы), на мой взгляд, в первую очередь надо определить состав биостратиграфических подразделений этого подотдела всех или хотя бы подавляющего большинства "палеогеновых" регионов. Необходимо также выяснить возрастные соотношения биостратонов, выделенных в отдельных континентальных и океанических ("Гломар Челенджер") регионах с таковыми смежных и, по возможности, стратотипических регионов.

Автор предлагаемой вниманию читателя работы отдает себе отчет в том, что сопоставление фаунистических комплексов, содержащихся в разнофациальных разрезах среднего эоцена сопряжено с определенными трудностями. Особенно это ощущается при корреляции биостратонов разных палеобиофациальных (палеобиогеографических) подразделений высокого ранга, в нашем случае Крымско-Большекавказской провинции (Северное Причерноморье, Крым, Северный Кавказ, Закавказское межгорье), относящейся в эоценовое время к Среднеевропейской области и расположенной южнее Малокавказской провинции (Ачара-Триалети, Армения, Нахичевань и др.), входящей, судя по всему, в состав Средиземноморской области. Обстановка осложняется и тем, что нередко в определении принадлежности некоторых биостратонов к тому или другому подотделу эоцена наблюдаются расхождения.

В Крымско-Кавказских и смежных регионах не совсем удачно было определено положение зоны *Globorotalia aragonensis*. Комплекс этого биостратона и содержащие его слои часто относят к среднему эоцену (Шуцкая, 1970; Веселов и др., 1973; Шуцкая, Гроссгейм, 1975; Крашенинников, Музылев, 1975 и др.) Ассоциация этой зоны Крыма и Северного Кавказа весьма близко стоит с фауной одноименной зоны, установленной в регионах, расположенных южнее Большого Кавказа (небольшая разница в составе объясняется, по-видимому, местными условиями обитания организмов). В разрезах грузинской части Закавказья совместно с мелкими фораминиферами обсуждаемой зоны Н.И. Мревлишвили (1978), З.Д. Качарава (1975) и автором этих строк обнаружены нижнеэоценовые *Nummulites nitidus*, *N. cf. globulus*, *N. burdigalensis*, *N. aquitanicus* и др. Совместное присутствие нижнеэоценовых нуммулитов (*Nummulites aquitanicus*, *N. nitidus*, *N. distans*, *N. burdigalensis*) и микрофауны зоны *Globorotalia aragonensis* имеется также в разрезах Армении и Нахичевани (Птухьян, 1979; Шихлинский, 1985). В интервале последней в Крыму (нижняя часть симферопольского "яруса") присутствуют нуммулиты зоны *Nummulites distans*, (*Nummulites nitidus*, *N. irregularis*, *N. distans*, *N. murchisoni* и др.), по мнению многих геологов (Шауб, 1966; Голев, Совчик, 1971; Kappelos, Schaub, 1975; Голев,

1980; Зернецкий, 1980; Зернецкий, Люлева, 1990 и др.) принадлежащие нижнему эоцену. Я придерживаюсь того же мнения.

Приведенный фактический материал позволяет сделать вывод о принадлежности слоев с набором перечисленных нуммулитов и зоны *Globorotalia aragonensis* к нижнему эоцену. Границу между нижним и средним эоценом надо отбивать над этими биостратонами.

В отложениях Крыма, Северного Кавказа и ряда разрезов Закавказья над зоной *Globorotalia aragonensis* в вертикальной последовательности по планктонным фораминиферам устанавливаются зоны *Acarinina bullbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis* *Globigerina turcmenica*. Среднеэоценовый возраст первой зоны (=зона *Acarinina crassaeformis*) ни у кого не вызывает сомнения. Что же касается остальных трех зон, то они по постановлению палеогеологической комиссии МСК (1964) были включены в состав верхнего эоцена (бодракский "ярус"). Как видно из последующих устных и печатных сообщений с этим не все согласились.

В связи с решением поставленного вопроса, заслуживает особого внимания биостратиграфический материал, полученный в южной части Кавказа. В Армении, например, над зоной *Nummulites laevigatus* (нижняя часть среднего эоцена), примерно соответствующая зоне *Acarinina bullbrooki*, выделяются зоны *Acarinina rotundimarginata* и *Hantkenina alabamensis*, в диапазоне которых, согласно А. Е. Птухяну (1979), по крупным фораминиферам устанавливается зона *Nummulites brongniarti* (верхняя часть среднего эоцена).

Выше зоны *Acarinina bullbrooki* в Ачара-Триалети М. В. Качарава (1977, 1980) выделила зону *Truncorotaloides topilensis*. Сходство комплексов по составу в купе с положением зоны *Truncorotaloides topilensis* в разрезе дает основание предположить, что последняя, по-видимому, соответствует зонам *Acarinina rotundimarginata* (или ее верхней части) и *Hantkenina alabamensis*. На этом же уровне в Южной Грузии были найдены: *Numulites brongniarti*, *N. inerassatus*, *N. millecaput*, *N. cf. perforatus* (зона *Nummulites brongniarti*, верхи среднего эоцена).

Из изложенного видно, что зоны *Acarinina rotundimarginata* и *Hantkenina alabamensis* Крыма и Кавказа и зона *Truncorotaloides topilensis* Южной Грузии, а также зона *Nummulites brongniarti* относятся к верхам среднего эоцена.

В настоящее время остро стоит вопрос о границе между средним и верхним эоценом Крымско-Кавказских регионов. По решению МСК эту границу, как уже говорилось, проводили под зоной *Acarinina rotundimarginata*, т.е. под куберлинским горизонтом Северного Кавказа. В последующий период многие геологи пришли к мысли о проведении верхней границы среднего эоцена на более высоком уровне. Но при разрешении этого вопроса возникли разногласия. Одни авторы стали отбивать эту границу под зоной *Globigerina turcmenica* (установлена в основном в разрезах Крыма и Кавказа), а другие - над ней. Иначе говоря, эту зону стали относить либо к верхнему эоцену, либо - к среднему (веских данных в пользу отнесения зоны *Globigerina turcmenica* к среднему эоцену авторами не приводятся; их просто нет). В качестве примера последнего варианта можно сослаться на схему Б. Т. Голева (1980). Не утруждая себя аргументированными разъяснениями, отмеченный автор зону *Globigerina turcmenica* сопоставил с зоной *Nummulites brongniarti* среднего эоцена. Можно считать эту "концепцию" плодом воображения. Первая из названных зон всегда залегает над второй или же над ее возрастными эквивалентами.

В. А. Крашенинников и А. Е. Птухян (1986), нисколько не мотивируя свое решение, зону *Globigerina turcmenica* Армении приравнивали к зоне *Truncorotaloides rohri* (выделена в регионах Карибского бассейна, Средиземноморья и др.) и допустили возможность отнесения обеих к среднему эоцену. Трудно усмотреть логику в таком заключении. Различия в составе комплексов этих зон не дают основания для утверждения их полной синхронности. Это - во-первых. А во-вторых принадлежность зоны *Truncorotaloides rohri* требует уточнения. В ее интервале местами (Восточные Карпаты, Нахичевань и др.) содержатся нуммулиты (Samuel, Salay, 1968; Шихлинский, 1985 и др.) *Nummulites brongniarti*, *N. perforatus*, *N. striatus*, *N. gizehensis*, *N. millecaput*, *N. rotularius*, *N. incrassatus*, *N. gallensis* и др., ассоциация которых, в общем-то, характерна для верхней части среднего эоцена (все отмеченные нуммулиты переходят - кто чаще, кто реже - верхнюю границу среднего эоцена). Согласно первому из выше упомянутых авторов и Г.И. Немкову (Крашенинников, Немков, 1975) в разрезах Восточного Средиземноморья (Сирия) в диапазоне интересующей нас зоны обнаружена ассоциация нуммулитов (*Nummulites chavantsi*, *N. fabianii*, *N. striatus* и др.), верхнеэоценовый возраст которой не вызывает никаких сомнений. Вывод из моего вынужденного пояснения один: вопрос о возрасте зоны *Truncorotaloides rohri* остается открытым.

Что же касается разрезов Армении, то здесь, по сообщению второго из вышеназванных авторов (Птухян, 1979), “комплекс нуммулитов зоны *Nummulites brongiarti* **не переходит** (выделено мной - Н.С.) верхнюю границу зоны *Hantkenina alabamensis*”, выделяемой непосредственно под зоной *Globigerina turcmenica*. Почти аналогичная картина наблюдается и в южной части Грузии. Здесь в пределах среднеэоценовой зоны *Nummulites brongiarti* была установлена зона *Truncorotaloides topilensis*, залегающая также под зоной *Globigerina turcmenica* (М. Качарова 1977, 1980). Анализируя доступную мне научную печать можно утверждать, что ни среднеэоценовый комплекс нуммулитов, ни отдельные характерные виды среднего эоцена в породах зоны *Globigerina turcmenica* не обнаружены.

Большинство геологов зону *Globigerina turcmenica* (иногда выделяют как зону планктонных фораминифер или горизонт с *Lytoleris caucasica*) понимают в объеме кумской свиты Северного Кавказа, эгрисской свиты Грузинского междугорья, ильдоканской свиты южного склона Большого Кавказа, кваблианской свиты Ахалцихской котловины, среднекоунской подсвиты Азербайджана и др. В разрезах Закавказья в породах этих свит и мне и другим исследователям (Вассоевич, 1934; Варенцов, 1950; Бендукидзе, 1951; Халилов, 1962; И. Качарова, 1964) удалось обнаружить *Nummulites cf. orbigni*, *N. fabianii*, *N. budensis*, *N. incrassatus*, *N. cf. chavannesi* и др. Слои, содержащие перечисленные ископаемые организмы, относятся к верхнему эоцену, точнее к зоне (подзоне) *Nummulites praefabianii*, установленной в нижней части верхнего эоцена (Салуквадзе, 1998). Приведенные данные дают основание с достаточной уверенностью считать наиболее вероятным верхнеэоценовый возраст названных выше литостратонов, а следовательно и зоны *Globigerina turcmenica*.

Исходя из сказанного можно заключить, что в состав среднего подотдела эоцена Крыма и Кавказа следует включать зоны *Acarinina bulbrooki*, *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, а также соответствующие этому интервалу установленные в южных районах Кавказа зоны *Nummulites laevigatus* и *Nummulites brongiarti*. Помимо фораминифер для расчленения эоцена в последнее время широко используются и таксоны нанопланктона. Несмотря на некоторые расхождения (по-видимому, по причине недоработки) построенные по ним схемы, по крайней мере среднеэоценовые, внушают доверие. Н.Г. Музылев (1980), Т.Т. Гавтадзе (1985) А.С. Андреева-Григоревич (1991) в среднем эоцене (в моем понимании-Н.С.) Кавказа и Крыма выделяют зону *Discoaster subloadoensis*, зону *Nannotetrina fulgen* и подзону (зону) *Discoaster bifax*.

Что же касается верхней границы среднего эоцена в Крымско-Кавказских разрезах (и не только здесь), то ее, вероятно, надо отбивать по кровле зон *Nummulites brongiarti* (крупные фораминиферы), *Hantkenina alabamensis* (планктонные фораминиферы), *Discoaster bifax* (нанопланктон).

Одним из чрезвычайно важных, но до сих пор нерешенных вопросов стратиграфии эоцена Крыма и Кавказа является вопрос ярусного расчленения среднего эоцена и определения уровней его границ. Сказанное в равной степени касается и среднего эоцена западноевропейских регионов (английской, парижской, бельгийской и т. д.)

Трудность распространения западноевропейских схем на отдельные регионы вынудило палеогеновую комиссию МСК (1962 г.) на базе крымского (стратотип Бахчисарай) и северокавказского (парастратотип Черкесск на р. Кубань) разрезов выработать проект ярусного деления палеоэоцена и эоцена, который МСК утвердил (1964 г.), подчеркивая при этом **обязательность** (выделено мной - Н. С.) пользования новыми ярусами (т. е. крымскими) на всей территории Советского Союза (решения подобных вопросов находятся исключительно в компетенции этого комитета). Вокруг крымской схемы развернулись дискуссии. Она не сняла проблему ярусного деления ни среднего эоцена, ни других подразделений палеоэоцена и эоцена. Последующие исследования показали, что бахчисарайская схема является узлокальным (установленные здесь “ярусы” впоследствии стали выделять в ранге региональных, свит и даже слоев). Второй и пожалуй не менее значительный недостаток заключается в наличии здесь перерыва (перерывов) в осадконакоплении.

Геологи западноевропейских стран (здесь установлены все стратотипы палеогена) в среднем эоцене выделяют порядочное число ярусов с разными наименованиями и содержаниями – оверзский, лютецкий, бартонский, ледский, веммельский, биарицкий, брюссельский и т.д. Стратиграфический интервал отмеченного подотдела эоцена, по мнению одних исследователей (Blondeau et al., 1965; Мревлишвили, 1978; Kness, 1988 и др.) соответствует объему всего лишь

одного яруса (лютецкий s. l.). Ряд геологов (Hottinger, Schaub, 1960; Gavelier, Roger, 1980; Schaub, 1981; Крашенинников, 1982; Харленд и др., 1985; Gavelier, Pomerol, 1986; Зернецкий, Люлева, 1990; Андреева-Григорович, 1991 и др.) вводят в номенклатуру еще один из названных стратонов (над лютецким s. str.) и тем самым подразделяют средний эоцен на два яруса. Особенности развития основных групп животных и растений, населяющих среднеэоценовые бассейны (крупные и мелкие фораминиферы, нанопланктон, отчасти диноцисты) и их ареалов позволяет мне присоединиться к последним.

В нижней части среднего эоцена вполне четко определяется лютецкий ярус (s. str.), нижняя граница которого совпадает с таковыми зон *Nummulites laevigatus* и *Acarinina bullbrookii*. В качестве верхнего яруса, с моей точки зрения, лучше всего выбрать один из перечисленных стратонов Западной Европы. Остальные, а также выделенные (Голев, 1980; Багманов, 1980 и др.) новые "ярусы", придется упразднить.

В последнее время различные авторы (Hottinger, schaub, 1960; Schaub, 1981; Крашенинников, 1982; Харленд и др. 1985; Cavelier, Pomerol, 1986 и др.) в качестве верхнего яруса среднего эоцена общей стратиграфической шкалы чаще всего предлагают бартонский или биарицкий ярус. Тщательный анализ имеющегося научного материала о достоинствах и недостатках вышеуказанных и других, здесь не упомянутых, ярусных подразделений показал, что биарицкий ярус (установлен в разрезах юга Франции) со специфическим, только ему свойственным комплексом нуммулитид (*Nummulites brongniarti*, *N. perforatus*, *N. striatus*, *Assilina exponens* и др.) можно рассматривать как один из основных претендентов на оптимальный вариант верхнего яруса среднего подотдела эоцена. Нуммулитиды, о которых идет речь, характерны для зоны *Nummulites brongniarti*, пользующейся широким распространением в верхней части среднего эоцена многих регионов Средиземноморья, Кавказа и др.

Для окончательного решения валидности предлагаемых ярусов среднего эоцена и соотношения границ биостратонов, установленных в этом подотделе по разным группам фауны и флоры, необходимо сосредоточить внимание на новом фактическом материале. Пишущий эти строки не претендует на всестороннее обобщение данных по этим вопросам. Эта задача не одного исследователя и, как видно, не одного года. Отмечу лишь, что при разработке общей ярусной шкалы среднего эоцена и других подразделений палеогеновой системы предпочтительнее ориентироваться на западноевропейские стратоталоны. Я полностью согласен с некоторыми исследователями, что они являются носителями качественной характеристики яруса, но не мерилем его объема.

Литература

- Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону. Автореф. доктор. дисс. Киев. 1991. 47 с.
- Багманов М.А. Шкала стратиграфии нижнего палеогена. Баку: Элм. 1980. 193 с.
- Бендукидзе Н.С. К стратиграфии третичных отложений Цедиси-Фасраго //Сообщ. АН ГССР. Т. XII. №9. 1951. С.539-545.
- Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1950. 258 с.
- Вассоевич Н.Б. МГК. ХУП Сесс.ОНТИ.М.-Л.1937.С.5-45.
- Вассоевич Н.Б. О горизонте с *Lygolepis caucasica* //Тр. НГРИ. 1934.Сер.Б. Вып.47.С.1- 23.
- Гавтадзе Т.Т. Нанопланктон палеогеновых отложений Абхазии. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1986. С. 26.
- Голев Б.Т. Стандартная зональная шкала //Изв. АН СССР. Сер. геол.1980. №4. С. 51-56.
- Голев Б.Т., Совчик Я. В. БМОИП, отд. геол. т. ХУП, вып. 1, 1972, с. 126-135.
- Григорян С.М. Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР. 1986. 126 с.
- Зернецкий Б.Ф. Основные этапы развития нуммулитид палеогена Украины.Киев: Наукова думка.1980. 140 с.
- Зернецкий Б.Ф., Люлева С. А. Зональная биостратиграфия эоцена европейской части СССР.Киев: Наукова думка. 1990. 104 с.
- Качарава З.Д. Эоценовые нуммулиты Триалети. Автореф.кандид. дисс.Тбилиси.1973. 26с.
- Качарава И.В. Геология СССР. Т.Х. М.:Недра. 1964. С.182-212.

- Качарава М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Мецниереба. 1977. 357с.
- Качарава М.В. О параллелизации микрофаунистических зон //Сообщ. АН ГССР. 1980.97. №2. С.377-380
- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука. 1982. 139 с.
- Крашенинников В.А., Музылев Н. Г. Соотношение зональных шкал //Вопр. микропалеонтологии. 1975. Вып. 18.С. 220-224.
- Крашенинников В.А., Немков Г.И. Соотношение фаун планктонных фораминифер // Вопр. микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 179-210.
- Крашенинников В.А., Птухян А. Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений //Вопр. микропалеонтологии. 1986. Вып. 28. С. 60-98.
- Мрвлишвили Н.И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси:Изд-во ТГУ. 1978. 240 с.
- Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону. М.: Наука. 1980.95с
- Немков Г.И., Бархатова Н.Н. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1961. 124 с.
- Птухян А.Е. Распределение нуммулитов в палеогеновых отложениях //Изв. АН АрмССР. 3. 1979. С.11-19.
- Салуквадзе Н.Ш. К биостратиграфии палеоцена и эоцена Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1985. Вып.89. С.3-20.
- Халилов Д.М. О верхней границе среднего эоцена Азербайджана и других областей юга СССР. Изв. АН АЗССР. №3. 1962. С. 42- 54.
- Харленд У.Б. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир. 1985. 139 с.
- Шихлинский С.А. Зональная стратиграфия нижнепалеогеновых отложений. Автореф. кандидат. дисс. Баку. 1985. 17 с.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра. 1970. 25 с.
- Шуцкая Е.К., Гроссгейм В.А. Стратиграфия СССР, палеогеновая система. М.: Недра. 1975. С. 83-89.
- Blondeau Al. et al. Stratigraphie du Paleogen. BCGF, 7 ser. T. VII. №2. 1965. P. 200-221.
- Cavelier C., Pomerol Ch. Echelle de correlation. Geol. France, №3. 1983. P.261-262.
- Cavelier C., Roger J. Les etages Francais. BRGM. №109. 1980. 271 p.
- Hottihger L., Schaub H. Zur Stufeneitelung des Paleocaen. Eclog. geolog. Helvet. vol.53, №1. 1960. S.453-480.
- Kapellos Ch., Schaub H. Ilerdien dans les Alps. BSGF, 7 ser. T. XII. №2. 1975. P. 148-161.
- Kness M., Geologica Hungarica, Fasc. 52. Budapestini. 1988. 447 p.
- Samuel O., Salai J. Geol. ustav D. Stura, Bratislava. 1968. 239 p.
- Schaub H. Nummulites et Assilina de la Tethys paleogen. Schweiz. paleon. Abchan. V.104. 1981. 226 p.

ЭТАПНОСТЬ В РАЗВИТИИ РАННЕМЕЛОВЫХ АММОНИТОВ ГРУЗИИ

Э. В. Котетишвили, М. В. Какабадзе, И. М. Какабадзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

На основе анализа стратиграфического распространения раннемеловых родов аммонитов на территории Грузии выделены этапы в их развитии. Основную (но не единственную) причину, вызвавшую эту этапность, следует искать в изменении условий окружающей среды в раннемеловом бассейне данного региона. Принимается во внимание способность аммонитов мигрировать на большие расстояния и поэтому причины, вызвавшие этапность аммонитовой фауны на территории Грузии, следует искать также в изменении среды в соседних бассейнах. Учтены также данные секвенстратиграфии о проявлении глобальных трансгрессий и регрессий в раннемеловое время.

STEPS IN EVOLUTION OF THE EARLY CRETACEOUS AMMONITES OF GEORGIA

E. Kotetishvili, M. Kakabadze, I. Kakabadze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

On the basis of analysis of the stratigraphical ranges of the Early Cretaceous ammonite genera a number of diversification steps are revealed. Principal (but not the only) cause of ammonite diversity is considered to be the environmental changes of the investigated area. On the other hand, ability of distant migration of ammonites indicates that in such investigations the data of regional, as well as interregional and global transgressions and regressions should also be taken into account.

Современные стратиграфические исследования значительно, но не принципиально отличаются от прежних. Основой для них вновь остается стратиграфическая колонка, которая сначала подразделяется на лито- или биостратиграфические единицы, а затем участвует в корреляции подобных ей колонок. Отличие же состоит в том, что рядом с основной колонкой занимают место аналогичные колонки сравнительно недавно появившихся отраслей стратиграфии, соответствующие конкретной задаче исследований. Это магнитостратиграфическая, циклостратиграфическая, секвенстратиграфическая, ивентстратиграфическая и др. колонки. Некоторые исследователи умудряются в своих работах выстроить все колонки подряд, другие же довольствуются двумя-тремя из них. Использование всех этих методов совместно или в отдельности служит достижению возможно высокой степени корреляции. Мы обращаемся здесь к этим методам потому, что сегодня этапность развития той или иной группы фауны рассматривается в связи со средой обитания.

Ряд исследователей (Раузер-Черноусова, 1965; Кирсанов, 1970) используют метод одновременной оценки периодичности развития фауны и цикличности осадконакопления, основанной на закономерности взаимоотношений этих двух явлений, т.е. неравномерное этапное развитие органического мира зависит от изменений физико-географических условий, поскольку периодичность в развитии той или иной группы фауны и взаимоотношения с фациями и ритмическим осадконакоплением есть результат единого процесса непрерывно-прерывистого развития земной коры (Халымбаджа, 1962). Конкретный итог вопроса этапности таков: происхождение новых видов и родов и вообще их обилие наблюдается в начале цикла или его первой половине. Во второй же половине цикла видообразование значительно ослаблено или отсутствует вообще и общее число видов весьма сокращено (Раузер-Черноусова, Кулик, 1949). К такому же заключению пришли Маршан и Тьерри (Marchand and Thierry, 1997). Они отмечают, что: 1) появление новых таксонов происходит в основании секвенсы и, их акме имеется при максимальном погружении данного секвенсы; 2) основные морфологические модификации часто появляются во время трансгрессивных интервалов при быстрой адекватности с новой средой. Эти авторы считают, что всегда имеется возможность коррелировать “аммонитовое событие” с “точным моментом секвенсы”.

Известно, что различные группы органического мира характеризуются неодинаковыми темпами развития; причем следует отметить, что как в общей картине эволюции органического мира, так и в развитии отдельных филумов отмечаются две категории явлений - этапность и периодичность, которые в литературе часто употребляются в одном и том же смысле, что и вызывает недоразумение.

По мнению ряда авторов, под этапностью подразумевается качественно завершенная эволюционная ступень в филогенезе группы организмов. Она проявляется в разное время в разных группах и не зависит (или мало зависит) от происходивших в каком-либо конкретном регионе малых по масштабу палеогеографических изменений. Этапность – явление планетарное. Д.Л. Степанов и М.С. Месежников (1979) выделяют 4 основных признака этапности.

1. Этап представляет собой определенное звено эволюции таксонов, имеющих общее происхождение и присущие им направления и темпы развития.

2. Этапы обычно распадаются на три более или менее отчетливые эволюционные стадии: 1) становления или медленного и постепенного развития; 2) адаптивной радиации или расцвета; 3) вымирания и появления новых элементов, характерных для следующего нового этапа.

3. Рубежи этапов и подчиненных им стадий определяются обычно ароморфными преобразованиями различного масштаба, в то время как в пределах отдельных этапов и стадий эволюции протекает преимущественно инадаптивно.

4. Темпы эволюции по этапам и в пределах их неравномерны; они обычно нарастают в первую половину этапа и снижаются к концу его.

Как видим, под этапностью того или иного таксона подразумевается общая картина его филогенеза. По нашему мнению, ее можно рассматривать как филогенетическую этапность или этапность в филогенезе. В таком смысле это явление не может быть связано только с изменением окружающей среды какого-нибудь конкретного региона. Например, вымирание филума может быть связано как с глобальными катастрофическими явлениями, так и “старением” данной филогенетической ветви. Поэтому филогенетическая этапность изучается в планетарном масштабе, на основе онто-филогенетических, морфогенетических и палеобиогеографических исследований.

В отличие от филогенетической этапности в термине периодичность некоторые авторы подразумевают периодичную изменчивость в составе популяций тех или иных организмов в определенном регионе. Причины, вызвавшие периодичность, следует искать в периодическом же изменении окружающей среды. Мы попытались использовать такой подход к рассматриваемому в настоящей работе вопросу, опираясь на наши данные (Котетишвили, 1970, 1977, 1980; Какабадзе, 1971, 1972, 1981 и др.), а также данные других исследователей¹, хотя и считаем, что в дальнейшем необходимо провести более детальные специальные исследования.

С точки зрения истории изучения этапности в развитии раннемеловых аммонитов заслуживают быть отмеченными 3 работы. Это монография Л. Спэта (Spath, 1923-1941) о клансейских и альбских аммонитах Англии, работа М. Брейштроффера (Breistroffer, 1947), которая касается зональности клансейско-альбских отложений Франции и Англии и работа М.С. Эристави (1964), в которой выделены этапы развития раннемеловых аммонитов Альпийской зоны. В схеме, предложенной этим автором, аммонитовые этапы соответствуют ярусам или подъярусам меловой системы, а подэтапы (их всего 5) выражают не части этапов, а уровни, охарактеризованные местными аммонитовыми родами. После составления этой схемы прошло 40 лет и к настоящему моменту накоплен довольно богатый дополнительный материал, что и позволило составить несколько видоизмененную схему проявления этапности раннемеловых аммонитов на территории Грузии.

В предлагаемой работе в основном рассматривается отмеченная выше периодичность и особое внимание уделяется изучению особенностей изменчивости разных групп аммонитовой фауны, с одной стороны, и установлению взаимоотношений этих этапов с особенностями изменения среды - с другой. Кроме того, нами принимается во внимание способность аммонитов мигрировать на большие расстояния. Поэтому причины, вызвавшие этапность аммонитовой фауны на территории Грузии, следует искать также в изменении среды в соседних бассейнах и,

¹ I. М. Rouchadze, 1933; А. И. Джанелидзе, 1940; М. С. Эристави, 1955; Г. П. Лобжанидзе, 1972; И. В. Кванталиани, 1971, 1989; А. В. Квернадзе, 1972; М. З. Шарикадзе, 1982, 1992; Л. З. Сахелашвили, 1998 и др.

следовательно, нами также учтены данные секвенстратиграфии о проявлении глобальных трансгрессий и регрессий в нижнемеловое время в целом.

Наши соображения приведены в предлагаемой таблице². Предварительно следует отметить, что если берриаско-нижнеготеривский интервал не характеризуется обилием и разнообразием аммонитовых родов и видов, то начиная с позднего готерива до альба включительно аммонитовые комплексы представлены в Грузии довольно разнообразно как в родовом, так и видовом отношении и в данном интервале времени довольно четко наблюдается периодическое изменение их состава и количества. Ниже дается характеристика выделенных этапов, связанных с периодическим обновлением родового состава аммонитовых комплексов.

Берриас. Аммонитосодержащие берриасские отложения в Грузии развиты локально в Горной Картли и Абхазии в флишевой полосе и субплатформенных отложениях. В них выделены два этапа - раннеберриасский и позднеберриасский.

I. *Раннеберриасский этап* охарактеризован представителями Berriasellinae и Olcostephaninae; в основном это виды родов *Berriasella*, *Fauriella*, *Tirnovella*, *Pseudosubplanites*, *Dalmasiceras* – *B. subrichteri* Ret., *F. shipcovensis* (Nik. et Mand.), *F. incomposita* (Ret.), *T. retowskyi* (Sar. et Schönd.), *P. cf. ponticus* (Ret.), *D. cf. crassicosatum* Djan., *D. cf. dalmasi* (Ret.); в этом же этапе отмечены *Hymalayites* ex gr. *seideli* Opp., *Spiticeras* sp., *Neocosmoceras* sp., *Pomeliceras* sp., а также *Thysanolytoceras* sp. и *Protetragonites tauricus* Kulj.-Vor.

II. *Позднеберриасский этап* охарактеризован весьма скудно. Известны лишь *Negrelliceras negreli* Math., *Euthymiceras transfigurabilis* Bogosl. и *Berriasella* sp. ind.

Валанжин. Валанжинские отложения Грузии не характеризуются большим разнообразием и, следовательно, весь валанжинский век представляет собой один этап.

III. *Валанжинский этап.* Аммонитосодержащие валанжинские отложения локально развиты в Горной Картли; в субплатформенных осадках встречены единичные представители родов подсемейства Neocomitinae. Они обитали в Цханарском бассейне, где появляются не с началом века, когда в неглубоком море осаждались брекчиевые известняки, а позже, когда с углублением бассейна начинает осаждаться тонкий карбонатный ил. Южнее, в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали аммониты появляются позже, с раннего готерива. Валанжинский этап обоснован весьма скудной фауной. Он охарактеризован единичными представителями родов *Thurmanniceras*, *Neocomites* и *Kilianella* – *Th. thurmanni* Pict. et Camp., *Th. Campylotoxum* Uhl., *N. aff. trezanensis* Lory, *N. neocomiensis* d'Orb., *K. cf. pexyptycha* Uhl.

Готерив. Готеривские субплатформенные отложения Грузии, охарактеризованные аммонитами, представлены в Абхазии, Горной Картли и в Раче (Рача-Лечхумская и Цханарская синклинали). Единичные находки имеются и из флишевых отложений (пасанаурская свита) Восточной Грузии. С раннего готерива начинается расселение аммонитов, количество которых постепенно возрастает в позднем готериве. Выделены 3 этапа - раннеготеривский, среднеготеривский и позднеготеривский.

IV. *Раннеготеривский этап* охарактеризован представителями подсемейств Neocomitinae и Ancyloceratidae. Количество родов и видов все еще ограничено. Характерны: *Lyticoceras* cf. *amblygonium* Neum. et Uhl., *Criocetratites duvali* Lev., *C. nolani* Kil., *Leopoldia bargamensis bargamensis* Kil., *L. bargamensis dubisiensis* Kil., *Olcostephanus jeannoti* d'Orb. Известны также представители других семейств: *Haploceras* cf. *grasianum* (d'Orb.) и *Eulytoceras rotundum* Dr.

V. *Среднеготеривский этап* объемлет нижнюю часть верхнего готерива, что соответствует времени, когда повсюду в закавказском морском бассейне расселяются бореальные роды *Speetoniceras*, *Craspedodiscus* и *Simbirskites*. Похолодание, вызвавшее появление бореальных родов в пределах Средиземноморской области было, по-видимому, кратковременным и с восстановлением прежних условий бореальное влияние прекращается.

Этап охарактеризован видами – *Speetoniceras subinversum* M. Pavl., *S. inversum* M. Pavl., *S. versicolor versicolor* (Traut.), *S. vesicolor astarte* Glas., *S. auerbachii* Eich., *Craspedodiscus* sp., *Simbirskites* sp. Среди представителей других семейств известны *Criocetratites nolani* Kil., *C. duvali* Lev., *Biasaloceras sauclum* Dr., *Phyllopachyceras katschiense* (Dr.), *Euphyloceras* sp.

² Зональная схема нижнемеловых отложений Грузии составлена с учетом данных многих исследователей, в первую очередь М. С. Эристави (создателя первой схемы), 1951, а также Э. В. Котетишвили, 1986, М. В. Какабадзе, 1980, М. В. Kakabadze & E. V. Kotetishvili, 1995, А. И. Джанелидзе, 1940, Г. П. Лобжанидзе, 1972, М. З. Шарикадзе, 1982, I. V. Kvantaliani & L. Z. Sakhelashvili, 1996 и др.

VI. *Позднеготеривский этап* характеризуется в основном представителями семейства Ancyloceratidae, родами *Paseudothurmannia*, *Acrioceras*, и *Crioceratites*: *P. (P.) renevieri* Lor. et Schond., *P. (P.) mortilleti* Pict. et Lor., *P. (Balearites) cf. balearis* Nol., *Acrioceras (Hoplocrioceras) pulcherrimum* (d'Orb.), *Crioceratites nolani* Kil. Для рода *Paseudothurmannia* наступает акме. Появляются ранние представители семейства *Desmoceratidae* – род *Barremites*. Бореальные роды практически не встречаются, если не считать один экземпляр *Craspedodiscus ex gr. speetonensis angusta* Glas.

Баррем. В отличие от нижнеэокомских, барремские, в особенности верхнебарремские отложения, богато охарактеризованы разнообразной аммонитовой фауной и широко развиты на территории Грузии. Именно в этом интервале времени происходит их сильная родовая и видовая диверсификация. Что касается нижнебарремских отложений, охарактеризованных аммонитовой фауной, то они в основном все еще приурочены к полосе Рачинско-Лечхумской синклинали, а также частично к Абхазии. В барреме Грузии довольно четко выделяются 4 этапа – раннебарремский, среднебарремский, позднебарремский и позднейший барремский.

VII. *Раннебарремский этап* охарактеризован многочисленными представителями семейства Holcodiscidae: *Avramidiscus hugii* (Ooster), *Spitidiscus seunesi* (Kil.), *Holcodiscus caillaudianus* (d'Orb.), *H. perezianum* (d'Orb.), *H. diversicostatus* (Coq.), *H. ziczac* (Kar.), *H. gastaldinus* Uhl., *Astieridiscus elegans* (Kar.), *A. uhligi* (Kar.), *A. phasiensis* Rouch., *A. menglonensis* (Sayn). К данному этапу приурочено появление ранних представителей семейства Pulchelliidae: *Psilotis-sotia cf. chalmasi* (Nickles), *Pulchellia compressissima* (d'Orb.), а также расцвет рода *Barremites*: *B. difficilis* (d'Orb.), *B. subdifficilis* (Kar.), *B. tenuicostatus* Sar. et Schond., *B. cassidoides* (Uhl.).

VIII. *Среднебарремский этап* соответствует формированию нижней части верхнебарремских отложений (зоны *A. vandenheckii* и *H. sartousiana*) и характеризуется представителями семейства Ancyloceratidae: родами *Paracrioceras*, *Ancyloceras*, *Costidiscus* и появлением новых родов семейства Pulchelliidae: *Heinzia*, *Karstenia*, *Subpulchellia*. Начальный отрезок этапа (соответствующий зоне *A. vandenheckii*) характеризуется меньшим количеством видов – *Ancyloceras vandenheckii* Astier, *Pseudocrioceras ex gr. waageni* (Anth.), *Paracrioceras rondishiense* Kakab., *Eulytoceras phestum* (Math.).

Что касается последнего отрезка этапа (соответствующего зоне *Heinzia sartousiana*), то он характеризуется большим видовым разнообразием: *Subpulchellia plana* Kotet., *S. brevicostata* Kotet., *Heinzia sartousiana* (d'Orb.), *H. veleziensis* (Hyatt), *H. tenuicostata* Kotet., *H. ornata* (Burgl.), *Paracrioceras dolloi* (Sark.), *P. ex gr. barremense* (Kil.), *P. stadlaenderi* (Mull.), *P. denckmanni* (Mull.).

IX. *Позднебарремский этап* соответствует верхнебарремской зоне *Hemihoplites soulieri*. Расцвета достигает семейство Hemihoplitidae, что выражено не столько в диверсификации видов, сколько в повсеместности их распространения на территории Грузии. Этап характеризуется появлением родов *Hemihoplites*, *Torcapella*, *Spinocrioceras* – *H. (H.) soulieri* Math., *H. (H.) khwamliensis* (Rouch.), *H. (H.) feraudianus* Math., *Spinocrioceras amadei* Hol., *Torcapella falcatifor-mae* Kotet.

X. На *позднейший барремский этап* приходится пышный расцвет семейства Heteroceratidae. Роды (подроды) *Heteroceras*, *Imerites (Imerites)*, *Imerites (Eristavia)*, *Colchidites (Colchidites)*, *Colchidites*, *Paraimerites* представлены множеством видов. Многочисленность экземпляров усугубляет картину. Отметим основные из них: *I. (I.) giraudi* (Kil.), *I. (I.) favrei* Rouch., *I. (I.) sparcicostatus* Rouch., *I. (E.) tvishiensis* Rouch., *I. (E.) dichotoma* (Erist.), *C. securiformis* (Sim., Bac., Sor.) *C. shaoriensis* Djan., *C. colchicus* Djan., *C. tenuicostatus* Kakab., *C. ratschensis* (Rouch.), *P. Densecostatus* (Renng.), *P. katsharavai* (Rouch.), *P. planus* Rouch. и др. Среди других родов известны: *Costidiscus*, *Pseudocrioceras*, *Kutatissites*, *Audouliceras*, *Protetragonites*, *Barremites*, *Euphyloceras*.

К концу этапа (соответствует зоне *Pseudocrioceras waagenoides*) встречены единичные *Heteroceras* sp., *Ps. waagenoides* (Rouch.), *Ps. sahoriense* (Rouch.), *Hamulina cf. hamus nicortsmindensis* Erist., *Costidiscus* sp., *Euphyloceras* sp., *Protetragonites* sp.

Апт. Аммонитосодержащие аптские отложения на территории Грузии распространены широко – как на Грузинской глыбе (мелководные фации), так и в полосе Гагрско-Джавской зоны (сравнительно глубоководные фации). В аптском веке устанавливается 6 этапов в развитии аммонитов: раннебедульский, среднебедульский, позднебедульский, гаргазский, раннеклансейский и позднеклансейский.

Этапность в развитии раннемеловых аммонитов Грузии

ЯРПС	ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА НИЖНЕГО МЕЛА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ (Rawson et al., 1999)		ЗОНЫ И СЛОИ С ФАУНОЙ (ГРУЗИЯ)	ЭТАПЫ И ПОДЭТАПЫ	ХАРАКТЕРНЫЕ РОДЫ
	зоны	подзоны			
АЛБА	верхний	<i>S. (S.) dispar</i>	<i>S. dispar-M. rostratum</i>	Враконекский	<i>Stoliczkaia, Mortoniceras, Mariella, Ostlingoceras, Anisoceras, Scaphites, Puzosia, Hamites</i>
		<i>S. (F.) blancheti</i>	Слой с <i>A. gryphaeoides</i>		
	средний	<i>M. inflatum</i>	<i>H. orbigny-M. inflatum</i>	Позднеальбский	<i>Mortoniceras, Hysteroceras</i>
		<i>E. lautus</i> <i>E. lorincatus</i>	Слой с <i>Act. sulcatus</i>		
АПТ	верхний	<i>H. dentatus</i>	<i>O. roissyanum</i>	Поздний альбский	<i>Oxytropidoceras, Kossmatella, Hamites, Puzosia</i>
		<i>L. lyelli</i>	<i>H. dentatus</i>	Ранний альбский	<i>Hoplites, Kossmatella, Puzoceras, Puzosia</i>
	нижний	<i>D. mammillatum</i>	<i>D. mammillatum</i>	Раннеальбский	<i>Beudanticeras, Puzosia, Desmoceras, Uhligella, Jauberticeras, Tetraronites, Protetraronites</i>
		<i>L. tardefurcata</i>	<i>L. tardefurcata</i>		
АПТ	верхний	<i>H. jacobii</i>	<i>H. jacobii</i>	Позднекелленгейский	<i>Hurasanthoplites, Nodosohoplites</i>
		<i>A. nolani</i>	<i>A. nolani</i>		
	средний	<i>P. melchioris</i>	<i>C. tobleri</i>	Гаргазский	<i>Colombiceras, Epicheloniceras, Ammonitoceras, Pseudocaustraliceras, Hamiticeras, Tetraronites, Cicatrites</i>
		<i>E. subnodosocostatum</i>	<i>E. subnodosocostatum</i>		
нижний	средний	<i>D. furcata</i>	<i>D. furcata</i>	Позднебедульский	<i>Duffenoia, Deshayesites, Cheloniceras</i>
		<i>D. deshayesi</i>	<i>D. deshayesi</i>		
	<i>D. weissii</i>	<i>D. weissii-P. albrechtaustriae</i>	Раннебедульский	<i>Deshayesites (гр. weissii), Procheloniceras, Audouliceras, Pseudocrotoceras, Kutatissites, Megatyloceras, Costidiscus, Puzoceras, Pseudohoplaceras</i>	
	<i>D. tuarkyricus</i>				

Таблица (продолжение)

ВАРРЕМ		ПОТЕРИВ		ВАЛАН-ЖИН		БЕРРИАС	
верхний	<i>M. sarasini</i>		Слой с <i>P. waagenoides</i>	Позднейший барремский	Heteroceras, Imerites, Eristavia, Colchidites, Paraimerites, Aoudouliceras, Barremites, "Actioceras", Pseudocriocerases, Kutatisites, Hamulina, Macroscaphites, Proteragonites		
	<i>I. giraudi</i>		<i>C. securiformis</i>				
нижний	<i>H. feraudianus</i>		<i>I. giraudi</i>	Позднебарремский	Hemipolites, Paracriocerases, Crioceratites, Spinocriocerases, Costidiscus, Proteragonites, Phyllopachycerases, Euphyllocerases		
	<i>H. sartousiana</i>		<i>H. soulieri</i>				
	<i>A. vandenheckii</i>		<i>H. sartousiana</i>	Среднебарремский	Pulchella, Subpulchella, Heinzia, Carstenia, Paracriocerases, Ancyloceras, Pseudocriocerases, Costidiscus, Barremites, Eulytoceras		
	<i>H. caillaudianus</i>		<i>A. vandenheckii</i>				
	<i>S. nicklesi</i>		<i>H. caillaudianus</i>	Раннебарремский	Avramidiscus, Asteridiscus, Holcodiscus, Spiitidiscus, Pulchella, Barremites, Crioceratites		
	<i>S. hugii</i>		<i>P. compressissima</i>				
верхний	<i>P. angulicostata auct.</i>	<i>P. catuloi</i>	<i>P. morilleti</i>	Позднеготеривский	Pseudohurmannia, Crioceratites, Actioceras		
	<i>B. balearis</i>	<i>P. angulicostata auct.</i>					
нижний	" <i>P. ligatus</i> "		<i>S. inversum</i>	Среднеготеривский	Simbirskites, Speetoniceras, Craspedodiscus, Crioceratites, Biasaloceras, Euphyllocerases, Phyllopachycerases		
	<i>S. sayni</i>						
верх.	<i>N. (T.) pachydicanus</i>	<i>H. trinodosum</i>	Слой с <i>N. neocomiensis</i>	Валанжинский	Thurmanniceras, Neocomites, Kilianella		
	<i>S. verrucosum</i>						
ниж.	<i>B. campylotoxus</i>		Слой с <i>Th. thurmanni</i>	Позднеберриасский	Negrelliceras, Euthymiceras, Berriasella		
	<i>T. pertransiens</i>						
верх.	<i>F. boissieri</i>	<i>T. alpillensis</i>	Слой с <i>N. negreli-E. transfigurabilis</i>	Раннеберриасский	Berriasella, Timovella, Fauriella, Spiitcerases, Pseudosubplanites, Dalmasiceras, Neocosmoscerases, Thysanohyloceras, Proteragonites		
	<i>T. otopeta</i>	<i>B. picteti</i>					
нижний	<i>T. occitanica</i>	<i>M. paramimomium</i>		Раннеберриасский			
	<i>B. jacobii</i>	<i>D. dalmasi</i>					
		<i>B. privasensis</i>					
		<i>T. subalpina</i>	Слой с <i>B. subrichteri</i>				

XI. *Раннебедульский этап* характеризуется появлением ранних представителей рода *Deshayesites* и ранним родом подсемейства *Cheloniceratinae* – родом *Prochelonicerases*. Это груборебристые, в основном крупные дегезиты группы *D. weissii* – *D. weissii* Neum. et Uhl., *D. Cosobrinus* d'Orb., а также представители рода *Prochelonicerases* – *P. albrechtiaustriacae* Hoh. и *P. Pachystephanum* Uhl. Кроме отмеченных характерных форм на этом уровне встречены *Pseudocrioceras waageni* d'Orb., *Ps. sahoricensis* Rouch., *Ps. phasiensis* Rouch., *P. abichi* (Anth.), *Kutatissites helicoides* (Rouch.), *K. buifurcatus* Kakab., *K. chreithiensis* Kakab., а также *Megatyloceras coronatum* Rouch., *M. rouchadzei* Scharik., *Pseudohaploceras matheroni* (d'Orb.), *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *Ptychoceras meyrati* Oost.

XII. *Среднебедульский этап* характеризуется мелкими тонкоребристыми дегезитами: *D. deshayesi* Leym., *D. dechyi* Papp., *D. lavashensis* Kas., *D. involutus hythensis* Casey, *D. cf. vectensis* Spath и весьма обильно представленными видами рода *Chelonicerases* – *Ch. cornuelli* d'Orb., *Ch. cornuelli pygmaea* Niksch., *Ch. seminodosum* Sinz., встречается *Aconeceras trautscholdi* Sinz., а также *Macroscaphites uvani* Puz., *Dissimilites dissimilis* d'Orb., *Pseudocrioceras orbignianus* Math.

XIII. *Позднебедульский этап* охарактеризован представителями рода *Dufrenoyia* – *D. dufrenoyi* d'Orb., *D. praedufrenoyi* Casey, *D. furcata* Sow., *D. cf. subfurcata* Kasan., *D. cf. formosa* Casey. На этом уровне встречены также *Deshayesites bogdanovae* Scharik., *Chelonicerases cornuelli latispinosum* Niksch., *Ch. meyndorfi* d'Orb., *Ch. disparile* Casey, *Ch. asper* Scharik., *Ch. crassum* Spath, *Ch. seminodosum naltshikensis* Niksch.

XIV. *Гаргазский этап* охарактеризован представителями родов *Epicheloniceras* и *Colombiceras*, видовые ассоциации которых постоянны по составу и широко распространены на территории Грузии. Несмотря на то, что в Грузии в среднем апте выделены две биостратиграфические зоны, мы считаем, что этот отрезок времени можно рассматривать как единый фаунистический этап, в котором вначале преобладают представители рода *Epicheloniceras* – *E. subnodosocostatum* Sinz., *E. martini orientalis* Jac., *E. tschernyschewi* Sinz., хотя тут же появляется *Colombiceras caucasica* Lupp., а позже – представители последнего рода: *C. tobleri tobleri* Jac. et Tobl., *C. tobleri discoidalis* Sinz., *C. subtobleri* Kas., *C. subpeltoceroides* Sinz., *C. sinzowi* Kas.- на фоне наличия представителей рода *Epicheloniceras* – *E. subnodosocostatum* Sinz., *E. Tschernyschewi* Sinz., *E. intermedius* Kas. Кроме характерных форм в начале рассматриваемого этапа были распространены *Ammonitoceras transcaspium* Sinz., *Pseudoaustraliceras ramososeptatum* (Anth.), *Hamiticeras aliensis* Lobj., *Tetragonites duvali* d'Orb., а позже появились *Pseudoaustraliceras pavlovi* (Wass.), *Zuercherella zuercheri* Jac., *Tetragonites duvali* d'Orb.

XV. *Раннеклансейский этап* обильно охарактеризован в основном представителями рода *Acanthohoplites*: *A. nolani* Seun., *A. migneni* Seun., *A. subangulicostatus* Sinz., *A. aschiltaensis* Anth., *A. bergeroni* Seun. Кроме них встречены *Nodosohoplites multispinatus* Anth., *Epicheloniceras clansayense* Jac., *Diadochoceras nodosocostatum* d'Orb., *Eodouvilleiceras planum* Rouch.

XVI. *Позднеклансейский этап* в отличие от предыдущего представлен очень локально и охарактеризован сравнительно малочисленными представителями рода *Hypacanthoplites*: *H. jacobi* Coll., *H. anthulai* Kas., *H. nolaniformis* Glas., *H. sarasini* Coll., *H. tscharlokensis* Glas. Кроме них известны – *Nodosohoplites multispinatus* Anth., *N. expressus* Scharik., *Eodouvilleiceras subquadratum* Kvant. et Sharik. и др.

Альб. Аммонитосодержащие альбские отложения развиты на меньшей площади, нежели аптские; они встречены на перифериях Дзирульского выступа, в южной и северной Окрибе, в Рачинско-Лечхумской синклинали и Абхазии. В альбе выделяются 4 этапа и 4 подэтапа: *раннеальбский этап* с двумя подэтапами (ранним и поздним), *среднеальбский этап* с двумя подэтапами (ранним и поздним), *позднеальбский* и *враконский* этапы.

XVII. *Раннеальбский этап.* В соответствующих данному этапу отложениях аммониты известны только на периферии Дзирульского выступа и в южной Окрибе, где они представлены песчанистыми фациями. Однако нижнеальбские отложения пользуются всеобщим распространением не только на Грузинской глыбе, но и в Гагрско-Джавской зоне, в частности в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали и повсюду они представлены в мергелистой фации - голубыми толстослоистыми мергелями, в которых найдены только ауцеллины – *Aucellina caucasica* Buch., *A. aptiensis* (d'Orb.) Pomr. и белемниты – *Neohibolites minor* Stol.

В южной Окрибе, в окр. г. Кутаиси нижнеальбские аммониты редки. Представители родов *Leymeriella* и *Douvilleiceras* встречаются совместно. Распространены они и на восточной периферии Дзирульского выступа, где представлены обильно *Leymeriella* (*L.*) *tardefurcata*

Leym., *L. (L.) densicostata* Spath, *L. (Neoleymeriella) regularis* Brug., *L. (N.) intermedia* Spath, *L. (N.) crassa* Spath, *L. (N.) consueta magna* Casey, *L. (N.) rudus* Casey, *Douvilleiceras mammilatum mammilatum* Schloth., *D. mammilatum aequinodum* (Quenst.), *D. orbignyi* Hyatt, *D. leightonense* Casey и др. Вместе с ними найдены многочисленные представители родов *Beudanticeras*, *Desmoceras*, *Uhligella*, *Puzosia*. По нашему мнению эта фауна конденсирована.

Однако интересно отметить, что на южной периферии Дзирульского выступа имеются разрезы, в нижней части которых встречены представители леймериелл, а в верхней – дувилейцерасов. На этом основании мы в раннеальбском этапе различаем два подэтапа: а) *ранний раннеальбский*, охарактеризованный представителями рода *Leymeriella* – *L. (L.) rencurelensis* Jac., *L. (L.) tardefurcata* Leym., *L. (L.) densicostata* Spath, *L. (L.) regularis* Brug., *L. (N.) bogdanovitschi angustumbilicata* Glas. и б) *поздний раннеальбский* подэтап, охарактеризованный представителями рода *Douvilleiceras* – *D. mammillatum mammilatum* Schloth.

XVIII. *Среднеальбский этап*. Несмотря на широкое распространение среднеальбских отложений на территории Грузии, они отличаются редкостью аммонитов, скудные местонахождения которых все же дают возможность выделить два подэтапа – *ранний среднеальбский* и *поздний среднеальбский*.

Ранний среднеальбский подэтап характеризуется единичными представителями рода *Hoplites* – *H. dentatus* Sow., *H. danubiensis* Pauca et Ratr.

Встречены также представители родов *Kossmatella*, *Puzosia*, *Ptychoceras*.

Поздний среднеальбский подэтап также охарактеризован единичными представителями рода *Oxytropidoceras* – *O. roissyantum* d'Orb. Из других родов следует отметить – *Kossmatella*, *Hamites*, *Puzosia*.

XIX. *Позднеальбский этап* соответствует интервалу нижней, довраконской части верхнего альба. Эти отложения весьма широко распространены в Грузии и охарактеризованы ранними представителями родов *Hysterocheras* и *Mortoncheras* – *H. orbignyi* (Spath), *M. (M.) inflatum* Sow., *M. cf. pricei* Sow. Следует отметить, что представители первого рода появляются раньше, чем второго, но размежевать их во времени пока не представляется возможным и, следовательно, довраконская часть позднего альба нами рассматривается как один этап.

XX. *Враконский этап*. Соответствующие данному этапу отложения, охарактеризованные аммонитовой фауной, распространены на южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали, в северной Окрибе, Западной Абхазии и на южной периферии Дзирульского выступа. Этап охарактеризован представителями рода *Stoliczkaia* – *S. (S.) dispar* d'Orb., *S. (S.) cf. clavigera* Neum., *S. (S.) aff. flexicostata* Breistr., *S. (S.) ex gr. africana* Perv., а также поздними представителями рода *Mortoncheras* – *M. (M.) rostratum* Sow., *M. (Durnovarites) perinflatum* (Spath), *M. (D.) postinflatum* Spath. Среди других родов заслуживают быть отмеченными *Anisoceras*, *Mariella*, *Scaphites*, *Hamites*, *Puzosia*.

Как явствует из предлагаемой таблицы, выделение аммонитовых этапов обусловлено периодической сменой определенных родов или родовых комплексов аммонитов. На наш взгляд, они представляют одну из надежных основ для создания нижнемеловых геозон.

Коротко коснемся основных причин, вызвавших этапность в развитии раннемеловой аммонитовой фауны Грузии.

Ясно что каждый из выделенных этапов отличается от своего предыдущего этапа значительным обновлением родового и видового состава аммонитов. При выяснении причин, вызвавших такую этапность, мы полагаем, что кроме данных об изменении среды обитания в “грузинском” и прилегающих бассейнах, необходимо проанализировать и данные о проявлении глобальных трансгрессий и регрессий в раннемеловое время в целом. Выясняется, что выявленные в Грузии *раннеберриасский*, *позднеберриасский*, *валанжинский* и *раннеготеривский* этапы соответствуют установленным периодам эвстатического колебания уровня моря 2-го порядка (Наг et al., 1988; Hoedemaeker, 1998), которые проявились в середине раннего берриаса, в середине позднего берриаса, в середине валанжина и в середине раннего готерива. Последующие *среднеготеривский* и *позднеготеривский* этапы соответствуют одному периоду высокого стояния уровня мирового океана (2-го порядка). В начале же позднеготеривского этапа в Средиземноморской области довольно четко фиксируется колебание уровня моря 3-го порядка (Hoedemaeker, 1998, и др.), и отмеченная выше значительная аммонитовая диверсификация, по нашему мнению, должна быть связана с этой глобальной трансгрессией 3-го порядка. *Раннебарремский* этап охарактеризован аммонитами сравнительно бедно и соответствует низкому

стоянию уровня мирового океана (2-го порядка), который продолжался до хроны *Holcodiscus caillaudianus*. Последующий продолжительный (long-term) период (2-го порядка) длился в течение позднего баррема-раннейшего апта, однако, согласно Ф. Худемекеру (Hoedemaeker, 1998), этот интервал состоит из четырех более мелких (3-го порядка) эвстатических колебаний. Следовательно, выясняется, что они коррелируются со *среднебарремским, позднебарремским, позднейшим барремским и раннебедульским* этапами соответственно. Что касается средне- и позднеаптских этапов, то они соответствуют одному интервалу (2-го порядка) высокого стояния уровня мирового океана. К сожалению детальное секвенсстратиграфическое исследование среднеаптско-альбских отложений Грузии все еще не проведено и поэтому мы воздерживаемся от анализа выделенных нами этапов этого интервала с точки зрения выяснения причин их происхождения.

Литература

Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси: Изд-во Груз. фил. АН СССР. 1940. 408с.

Какабадзе М.В. Колхидиты и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1971. Вып. 26. 118с.

Какабадзе М.В. Нижний мел //Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси. 1972. С. 94-115.

Какабадзе М.В. К биостратиграфии верхнеготеривских отложений Грузии //Сообщ. АН ГССР. 1980. Т. 100. N 3. С. 609-612

Какабадзе М.В. Анцилоцератиды юга СССР и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1981. Вып.71. 196с.

Кванталиани И.В. Аптские аммониты Абхазии. Тбилиси: Изд-во ГПИ. 1971. 175с.

Кванталиани И.В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1989. Вып. 98. 228с.

Квернадзе А.В. Стратиграфия и фауна нижнемеловых отложений Абхазии //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1972. 19с.

Кирсанов А.И. Некоторые результаты, полученные при применении метода одновременной оценки периодичности в развитии фораминифер и цикличности осадконакопления // Биостратиграфические и палеонтологические исследования и их практическое значение. Тр. X и XI сесс. ВПО. М.: Недра. 1970. С. 83-86.

Котетишвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1970. Вып. 25, 115с.

Котетишвили Э.В. Альбская фауна Грузии (аммониты и двустворчатые) //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1977. Вып. 53. 99с.

Котетишвили Э.В. Семейство Pulchelliidae Н. Douville из нижнемеловых отложений Юга СССР // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1980. Вып. 67. 110с.

Котетишвили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1986. Вып. 91. Тбилиси, 160с.

Лобжанидзе Г.П. Стратиграфия мезозойских отложений восточной периферии Дзирульского массива //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1972. Вып. 36. 88с.

Раузер-Черноусова Д.М. Этапность и периодичность в историческом развитии фузулинид //ДАН СССР 1965.160, N 4.

Раузер-Черноусова Д.М., Кулик Е.Л. Особенности фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. N 6. С. 13-148.

Сахелашвили Л.З. Аммониты (*Desmoceratoidea*) нижнего баррема Грузии и Крыма и их биостратиграфическое значение //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1998. 22с.

Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра. 1979. 423с.

Шарикадзе М.З. О наличии нижнеаптской зоны *Dufrenoya furcata* на южной периферии Дзирульского массива //Сообщ. АН ГССР. 1982. Т. 106, N 3. С. 521-524.

Шарикадзе М. З. Аптские аммоноидеи Кавказа// Автореф. д-р. дисс. Тбилиси. 1992. 45с.

- Халимбаджа В.Г. Среднекаменноугольные отложения северных, центральных и западных районов Татарии //Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 1962. 137с.
- Эристави М.С. Нижнемеловые зоны Грузии //Сб. тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР. 1951. С. 309-322.
- Эристави М.С. Нижнемеловая фауна Грузии //Монографии. 1955. N 6, 224с.
- Эристави М.С. Некоторые вопросы биостратиграфии нижнемеловых отложений Альпийской провинции //МГК, XXII сесс. Докл. сов. геол. Проблема 16а. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. 1964. М.: Недра. С. 182-192.
- Наq, В.У., Hardenbol, J.& Vail, P. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of the sea-level change //Wigus, C.K., Posamentier, H., Ross, C. A. and Kendall, C. G. S. C., Sea-level changes: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 1988. V. 42. P. 71-108.
- Hoedemaeker Ph. J. Ammonite evidence for long-term sea-level fluctuations between the 2nd and 3rd order in the lowest Cretaceous // Cretaceous research, 1988. 16. P. 231-241.
- Kakabadze M.V. & Kotetishvili E.V. New data on the Upper Barremian biostratigraphy of the Georgian region (Caucasus) //Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LI, 1995. P. 103–108.
- Kvantaliani I. & Sahelachvili L. On the zonal subdivision of the lower Barremian sequences in Georgia, Caucasus //Geologica Carpathica. 1996. 47. 5. Bratislava, P. 285–288.
- Breistroffer M. Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angletere //Travaux du Laboratoire de Geologie. Tome XXVI, 1947. Grenoble. 88p.
- Marchand D. & Thierry J. Enregistrement des variation morphologique et de la composition des peuplements d'ammonites durant le cycle regressif/transgressif de 2^e orde Bathonien inferieur-Oxfordien inferieur en Europe occidentale //BSGF. 1997. T. 168. N 2. P. 121-132.
- Rouchadze I. Les ammonites aptiennes de la Georgie Occidentale //Bull. de l'Inst. Geo. de Georgie. 1933. T. 1. fasc. 3. P. 165-273.
- Rawson P.F., Hoedemaeker Ph.J., Aguerre-Urreta M.B., Avram E., Ettachfini M., Kelly S.R.A., Klein J., Kotetishvili E., Owem H.G., Ropolo P., Thomson M.R.A., Wippich M & Vasicek Z. Report on the 4th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (IGCP-Project 362) // Scripta Geol., Spec. Issue 3, 1999. P. 3-13.
- Spath L. F. A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Palaeontological Society, 1923/1941. 787p.

АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕЛОВЫХ ГЕТЕРОМОРФНЫХ АММОНОИДЕЙ

И.А. Михайлова

Московский государственный университет
Воробьевы Горы, 119899 Москва

Рассматривается современное состояние системы и филогении меловых гетероморфных аммоноидей. После недавнего выхода в свет американской сводки по меловым аммоноидеям (Treatise., 1996), в которой не приняты во внимание работы большого коллектива российских и грузинских коллег, появилась потребность вновь приводить доказательства необходимости отнесения гетероморфных аммоноидей мела к двум отрядам: *Lytocerotida* и *Ammonitida*. Кратко охарактеризована мускульная система, челюстной аппарат, строение эмбриональной раковины меловых гетероморф.

SOME ASPECTS OF THE STUDY OF CRETACEOUS HETEROMORPH AMMONOIDEA

I. Michailova

Moscow State University
Vorobyovy Gory, 119899 Moscow

Current state of systematics and phylogeny of the Cretaceous heteromorph *Ammonoidea* is considered. In the summarizing volume on Cretaceous Ammonoidea (Treatise., 1996), published recently in U.S.A, the results of great number of Russian and Georgian colleagues are ignored and, hence, that makes necessary to justify our assumption that Cretaceous heteromorph *Ammonoidea* belong to two orders: *Lytocerotida* and *Ammonitida*. Brief characteristics of muscular system, jaw apparatus and embrionic shell structure of the Cretaceous heteromorphs is given.

Новые взгляды нередко с большим трудом входят в сознание исследователей, особенно в тех случаях, когда затронуты те или иные казалось бы незыблемые положения. Процесс восприятия, а точнее неприятия нетрадиционных представлений может растягиваться на десятилетия. К таковым относятся вопросы системы и филогении гетероморфных аммоноидей и, в частности, меловых гетероморф.

С момента выхода в свет отечественных "Основ палеонтологии" (1958, 1962) и американских "Treatise..." (1957) прошло 40 лет. За эти годы изучение мезозойских аммоноидей несомненно поднялось на новую ступень. Первостепенное основополагающее значение имеют работы О.Шиндевольфа (Schindewolf, 1961-1968). В СССР инициатором всестороннего подхода к этой важнейшей архистратиграфической группе юрско-меловых ископаемых был профессор Московского университета В.В. Друщиц. Внедрение онтофилогенетического метода и использование возможностей электронной микроскопии - две составные части углубленного познания аммоноидей. Полученные данные позволили обосновать принципы выделения высших (отрядных и подотрядных) таксонов. Это в равной мере относится как к мономорфным, так и к гетероморфным аммоноидеям.

Однако новый том "Treatise..." (1996), в котором ревизованы меловые аммоноидеи, отразил полное игнорирование исследований, проведенных в Москве, Тбилиси, Санкт-Петербурге, Новосибирске и других регионах СНГ. На это обстоятельство совершенно справедливо указали мои грузинские коллеги в недавно вышедшей монографии "Систематика и филогения мезозойских аммонитид" (Кванталиани и др., 1999). В названной работе авторы ограничиваются рассмотрением системы только мономорфных *Ammonitida*, не затрагивая гетероморфных представителей этого отряда.

Ни в коей мере не умаляя тот большой вклад, который был внесен Й.Видманном (Wiedmann, 1969), посвятившим гетероморфным аммоноидеям специальную монографию, не могу согласиться с тем, что подотряд *Ancyloceratina* объемлет всех меловых гетероморф. Я продолжаю настаивать на том, что меловые гетероморфы образуют два основных ствола: подотряд *Ancyloceratina*, входящий в состав *Ammonitida*, и подотряд *Turgilitina* в составе отряда *Lytocerotida*.

Еще и еще раз анализируя упомянутую монографию Й.Видманна, всесторонне осветив-

шего разнообразие гетероморф, неоднократность возникновения различных групп, эволюцию, возможность повторного сворачивания раковины и многое другое, для меня оставался необъяснимым вопрос, почему он отказался от самостоятельности надсемейства Turrilitaceae и упразднил его, включив в надсемейство Ancylocerataceae. Напомню, что в ранге самостоятельных надсемейств Turrilitaceae и Ancylocerataceae (а также и Scaphitaceae) рассматривались как в "Treatise..." (1957), так и в "Основах палеонтологии" (1958, 1962). В первой из названных работ все три надсемейства трактовались как монофилетические производные мономорфных Lytocerataceae. Иначе показано положение этих надсемейств в "Основах палеонтологии" (1958): Turrilitaceae были включены в Lytoceratina, а Ancylocerataceae и Scaphitaceae - в Ammonitina. Й. Видманн изучал преимущественно Ancylocerataceae и не углублялся в рассмотрение Turrilitaceae. Этим можно объяснить воссоединение этих надсемейств в одно. Немаловажную роль сыграли представления о родстве и тех и других с Lytocerataceae (Treatise..., 1957).

Первое побуждение при знакомстве с аммонитами, имеющими уклоняющуюся форму раковины, - отделить их от "нормальных" спирально-плоскостных аммонитов. Этим объясняется и тот факт, что многие гетероморфные роды, например *Baculites* Lamarck, 1799 и *Turrilites* Lamarck, 1801, *Ancyloceras* d'Orbigny, 1842 и *Crioceratites* Léveillé, 1837 были установлены на несколько десятилетий раньше мономорфных родов, например, *Goniatites* Naan, 1825, *Clymenia* Münster, 1834, *Ceratites* Naan, 1825, *Phylloceras* Suess, 1865 и *Lytoceras* Suess, 1865. Специфика названных мономорфных родов в том, что они принципиально отличались между собой строением лопастной линии и положением сифона, поэтому обособленные от мономорфного рода *Ammonites* Bruguière, 1789, легли в дальнейшем в основу большинства отрядов подкласса Ammonoidea.

Меловые гетероморфные аммониты (не говоря об асимметричных раковинах), при резком различии формы чаще всего имеют сходное строение перегородки (как по очертаниям, так и по гофрированности): помимо брюшной (V) и спинной (D) лопастей, у них имеются пупковая (U) и внутренняя боковая (I) лопасти. Мономорфные аммониты, в противоположность гетероморфным, резко отличаются между собой и по форме перегородки и по ее строению. Сказанное выше при чисто морфологическом подходе действительно создает впечатление единства этой группы. А возрастание родового и семейственного разнообразия от раннего к позднему мелу и вымирание их в конце этого периода нередко связывают с деградацией, забывая при этом, что к концу мела вымирают и мономорфные аммониты. В действительности эволюция меловых гетероморф более сложна и многообразна, чем представляется первоначально.

Ниже постараемся показать самостоятельность надсемейств Ancylocerataceae, Turrilitaceae и Scaphitaceae, присущие им особенности, необходимость отнесения первого к отряду Ammonitida, а двух других - к отряду Lytocerataceae (таблица).

Надсемейство Ancylocerataceae Meek, 1876 появилось в конце юры, происходя скорее всего от Perisphinctaceae. Такая возможность исходит из наличия среди средне-позднеюрских Perisphinctaceae гетероморфных Spiroceratidae (*Spiroceras*, *Parapatoceras* и др.), которые не дали потомков. Поэтому представляется достаточно реальным повторное возникновение в титоне прямых Vochianitidae, а от них Crioceratidae и далее Ancyloceratidae и Heteroceratidae (рис.1). Появление и развитие Ancylocerataceae, несомненно связано с адаптивными тенденциями, что и привело в готериве - апте к большому родовому и видовому разнообразию.

Чрезвычайно любопытным явилось то, что гетероморфные Ancylocerataceae, являясь потомками мономорфных аммоноидей, не оказались тупиковой ветвью в развитии, а, напротив, произвели на свет мономорфных потомков: Deshayesitaceae, Parahoplitaceae и Douvilleicerataceae. И хотя взгляды авторов о составе этих надсемейств и их взаимоотношениях достаточно спорны (в данной статье я не хочу в очередной раз полемизировать по этому поводу), главное заключается в принципиальной согласии о возможности такого ("возвратного" хода развития). Об этом и говорилось и писалось неоднократно.

В раннем мелу существовали слабо скульптурированные Desmocerataceae, почти гладкие Phyllocerataceae, Lytocerataceae, появились Tetragonitaceae, в апте возникли и в короткий срок дивергировали разнообразно скульптурированные Deshayesitaceae и Parahoplitaceae. Любопытно, что дольше всего просуществовали наиболее груборебристые и украшенные различным числом рядов бугорков - Douvilleicerataceae. Это заставляет признать, что надсемейство Ancylocerataceae представляет собой прогрессивную ветвь в развитии аммоноидей и включать в подотряд Ancyloceratina как гетероморфных предков, так и мономорфных потомков.

Филогенетическая схема юрско-меловых аммоноидей (Безносов, Михайлова, 1983)

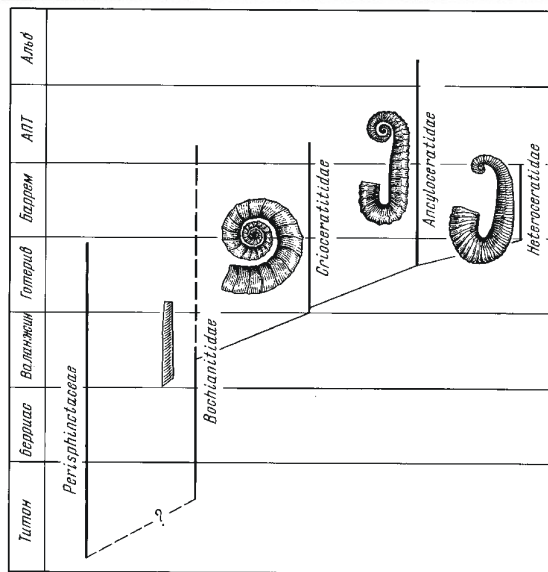
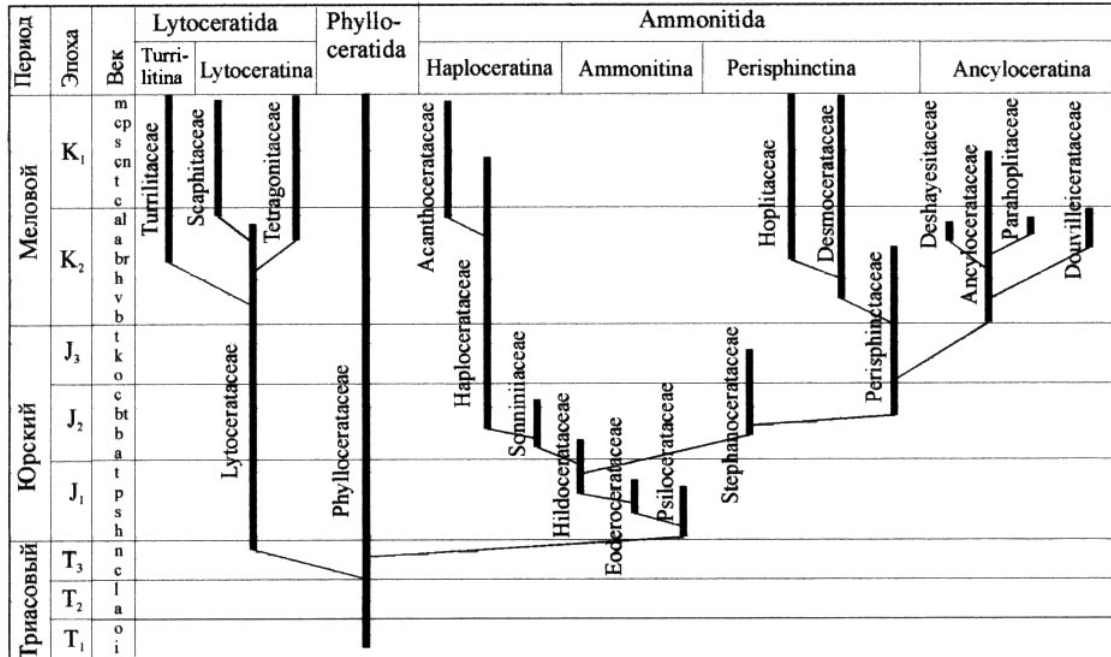


Рис.1. Филогенетическая схема надсемейства Ancylocerataceae (Treatise., 1957, с дополнениями)

Доказательства родства перечисленных надсемейств и единство подотряда Ancyloceratina следующие:

1. Примасура пятилопастная, неустойчивая (VUU¹ID); редукция пятой лопасти (U¹) у гетероморф обусловлена тем, что после завершения строительства аммонителлы у многих Ancylocerataceae изменяется форма поперечного сечения раковины (рис.2). Такой тип примасуры установлен у всех надсемейств подотряда Ancyloceratina. Редукцию пятой лопасти у монотипных Deshayesitaceae, Parahoplitaceae и Douvilleicerataceae можно объяснить только как унаследованную, ибо по мере нарастания оборотов у них не только появляется пятая, но и шестая, а иногда и последующие лопасти.

2. Преобразование формы раковины при переходе от монотипных предков к гетероморфным потомкам (или наоборот) сопровождается сохранением основных структур гофрировки перегородки, края которой примыкают к вентральной стороне оборота, и влечет коренную перестройку гофрированности перегородки (а как следствие - лопастной линии) на дорсальной стороне. Поэтому наличие трехраздельной пупковой лопасти у монотипных и гетероморфных

Ancyloceratina является признаком несомненного родства (хотя у *Douvilleicerataceae* пупковая лопасть и распадается в дальнейшем на две части, но у родоначальника этого надсемейства - *Paraspiticeras* - она трехраздельная). И в то же время, отличие прищовной части у *Parahoplitaceae* ($U/I \rightarrow U^1U^2$ и т.д.) и *Deshayesitaceae* ($I/D \rightarrow I^1I^2$) результат того кардинального преобразования, о котором говорилось выше.

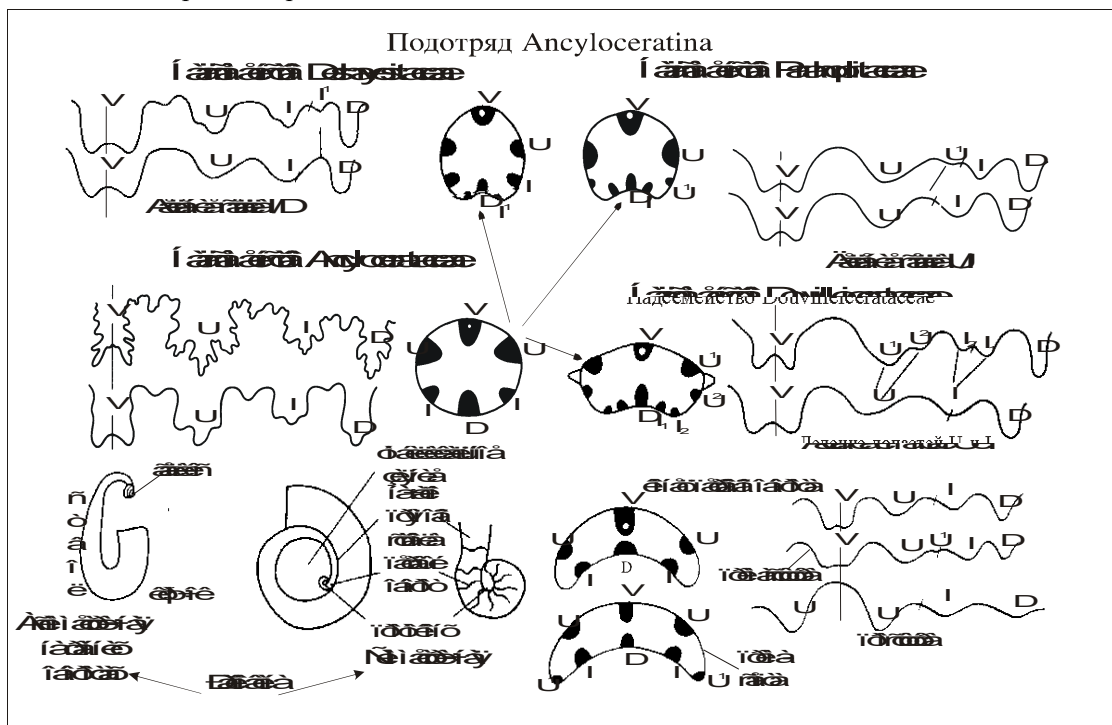


Рис. 2. Ранний онтогенез подотряда Ancyloceratina (Михайлова, 1983, с изменениями)

3. Изучение строения и положения сифона гетероморфных и мономорфных Ancyloceratina выявило несомненное сходство: в начале спирали сифон занимает центральное и субцентральное положение и достаточно постепенно (примерно на 3 обороте) приближается к вентрально-краевому. Кроме того, единый тип строения септальных трубок, изученный у некоторых мономорф и гетероморф является еще одним подтверждением родства.

4. Последовательное прослеживание филогенетических рядов (от гетероморф к мономорфам) всеобъемлюще показано Й.Видманном (Wiedmann, 1969), и хотя можно дискутировать об отдельных ветвях, но общая картина отражена достоверно.

Наконец, дополнительный аргумент в пользу последовательности гетероморфы \rightarrow мономорфы - находка в нижнеаптских отложениях Ульяновского Поволжья необычных деэзитов с асимметричным последним оборотом (Догужаева и др., 1990). Было высказано предположение, что вследствие патологии проявились черты гетероморфных предков.

Как общий заключительный итог: строение наружной части лопастной линии (трехраздельной пупковой лопасти), строение и положение сифона - достаточно весомые признаки в пользу отнесения подотряда Ancyloceratina к отряду Ammonitida.

Надсемейство Turrilitaceae Meek, 1876. В состав этого надсемейства входят разнообразнейшие гетероморфы, как симметричные, так и асимметричные, существовавшие на протяжении от баррема по маастрихт включительно (рис.3).

1. Примасура четырехлопастная, у наиболее древних форм, возможно, неустойчивая пятилопастная (Шарикадзе, 1986). В первом случае пятая лопасть (U^1) выпадает из филогенеза Turrilitaceae, а во втором - на самых ранних стадиях развития эта лопасть еще сохраняется.

2. Выше подчеркивалось, что при переходе от мономорфных предков наибольший консерватизм свойственен наружной стороне перегородки (и естественно лопастной линии), а радикально перестраивается внутренний край перегородки. Поэтому первостепенное значение приобретает строение умбиликальной лопасти U. Для предковых Lytocerataceae (Lytoceratidae) характерна крупная двураздельная пупковая лопасть, господствующая на наружном отрезке

лопастной линии; ранний разрыв вторичного седла брюшной лопасти; уникальное строение имеет крестообразная спинная лопасть с отходящими к предыдущей перегородке отростками - септалными крыльями.

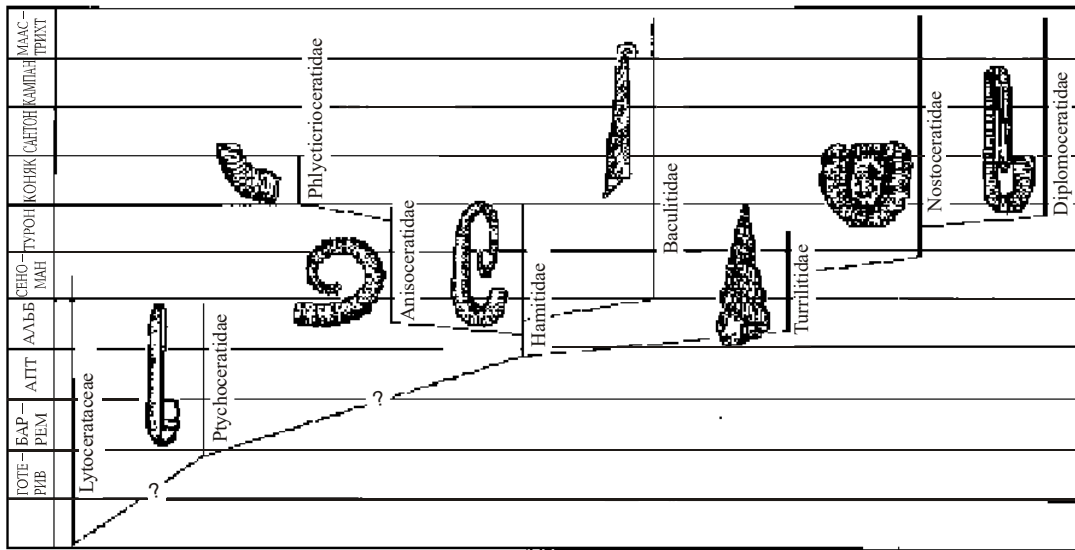


Рис. 3. Филогенетическая схема надсемейства Turrilitaceae (Treatise..., 1957, с дополнениями)

У гетероморфных Turrilitaceae сохраняется двураздельность умбиликальной лопасти, ранний разрыв вторичного седла брюшной лопасти, но отсутствуют, что естественно, септалные крылья (рис.4).

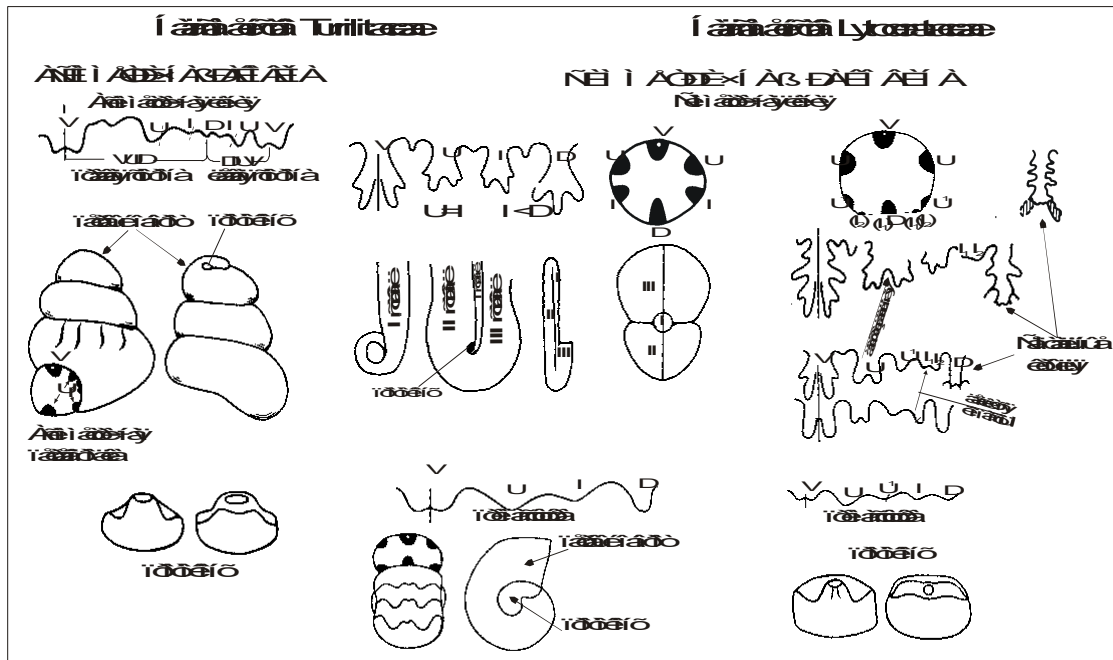


Рис. 4. Ранний онтогенез надсемейства Turrilitaceae и Lyocerataceae (Михайлова, 1983, с изменениями)

3. Строение и положение сифона у гетероморфных Turrilitaceae, изученное на примере рода *Ptychoceras*, выявило следующее: на первом обороте сифон располагается субцентрально, а затем приближается к брюшной стороне раковины (Doguzhaeva, Mutvei, 1989). Это смещение происходит у *Ptychoceras* медленнее, чем у мономорфных литоцератид, но значительно быстрее, чем у мономорфных аммонитид. Сохранение данного признака у гетероморф обуславливает возникновение разрыва вторичного седла брюшной лопасти, который у Turrilitaceae фиксируется несколько позднее, чем у Lyocerataceae.

Названные признаки позволяют уверенно относить *Turrilitaceae* к отряду *Lytoceratida*. Диапазон отличий гетероморфных *Turrilitaceae* от *Lytocerataceae* и *Tetragonitaceae* столь велик, что было предложено разделять отряд *Lytoceratida* на подотряды *Lytoceratina* и *Turrilitina* (Безносос, Михайлова, 1983, 1985).

Одновременно нельзя не сказать о том, что у мономорфных *Lytoceratida* и *Ammonitida* отличается не только положение сифона в онтогенезе раковины, но на первых пяти оборотах и строение септальных трубок. У входящих в эти отряды гетероморфных *Ancylocerataceae* и *Turrilitaceae* септальные трубки устроены одинаково, видимо, из развития выпадают ранние, а наследуются поздние стадии, однотипные у тех и других (Догужаева, Михайлова, 1982).

Надсемейство *Scaphitaceae* Meek, 1876. Скафиты представляют собой сравнительно небольшую, но длительно существующую группу (поздний альб - кампан). Их раковина состоит из нескольких оборотов плоской спирали, завершающихся конечным крючком. Положение надсемейства *Scaphitaceae* в системе аммоноидей не столь бесспорно по сравнению с таковым надсемейств *Ancylocerataceae* и *Turrilitaceae*.

Для скафитов характерна неустойчивая пятилопастная примасура, возможно обусловленная резким сужением раковины в конце первого и на втором обороте, поэтому протоконх резко выдается по бокам раковины.

На последующих оборотах пупковая лопасть становится двураздельной, а внутренняя боковая претерпевает деление и ее вентральная часть перемещается на наружную сторону. На последних стадиях в связи с тенденцией к некоторой инволютивности, помимо U^1 , может появиться U^2 (а иногда и U^3). Сифон уже на первом обороте очень быстро приближается к брюшной стороне (Birkelund, 1967; Догужаева, Михайлова, 1982).

Положение сифона - признак очень высокого ранга и в сочетании с двураздельностью пупковой лопасти и разделением внутренней боковой лопасти является несомненным доказательством в пользу отнесения надсемейства *Scaphitaceae* к отряду *Lytoceratida*. Полагаю, что скафитоидная ветвь аммоноидей происходит от семейства *Lytoceratidae*, также как и *Turrilitaceae*. Не исключена другая возможность, которую высказал Л.Спет (Spath, 1937), поддержал и развил Й.Видманн (Wiedmann, 1965, 1969). Названные авторы полагали, что предками *Scaphitaceae* были гетероморфные хамитиды. В пользу этой возможности может свидетельствовать наличие неустойчивой пятилопастной примасуры. Выше говорилось о унаследованности такого типа примасуры при переходе от гетероморфных *Ancylocerataceae* к мономорфным *Deshayesitaceae*, *Parahoplitaceae* и *Douvilleicerataceae*. Нельзя исключить подобный вариант и в отношении *Scaphitaceae*.

В свете эволюции меловых *Lytoceratida* для меня предпочтительнее первая возможность. К концу раннего мела вымирают мономорфные *Lytocerataceae* и почти одновременно с этим от собственно семейства *Lytoceratidae* обособляется надсемейство *Scaphitaceae*, вероятно, остающееся в пределах подотряда *Lytoceratina*, наряду с этим в самостоятельный подотряд отделяются гетероморфные *Turrilitina*. От *Lytoceratidae* ранее возникло и семейство *Macgoscaphitidae*, для которого характерна скафитоидная раковина с длинным стволем и крючком, но остальные признаки близки предковому семейству. Наконец, собственно мономорфная ветвь *Lytoceratina* представлена в позднем мелу разнообразными *Tetragonitaceae*; именно они постепенно сменили или вытеснили своих предков.

Не менее интересны и другие аспекты изучения меловых гетероморфных аммоноидей (мускульная система, челюстной аппарат, эмбриональная раковина).

Мускульная система. Если первоначально в работах различных авторов упоминалось о находке тех или иных отпечатков мускулов, то на современной стадии изучения можно говорить о воссоздании системы мускулов. В литературе имеется значительно больше сведений о мускульных отпечатках мономорфных аммоноидей, по сравнению с тем, что известно для гетероморф. Заслуживает упоминания изученная на образцах хорошей сохранности из Ульяновского Поволжья мускульная система раннеаптического гетероморфного рода *Audouliceras*, ранее включавшегося нами в состав рода *Ancyloceras* (Догужаева, Михайлова, 1991). Проведено сравнение строения мускульных отпечатков с таковыми *Baculites* (Crick, 1898), *Ptychoceras*, *Pictetia*, *Pseudocrioceratites* (Шарикадзе и др., 1988, 1989; Кванталиани и др., 1999) и выявлено, что их форма и размеры существенно различны. У *Baculites*, *Ptychoceras* и *Audouliceras* имеются непарные вентральные и парные дорсальные (латеральные, по терминологии грузинских коллег) мускульные отпечатки.

Резко отличается система мускулов гетероморфного *Audouliceras* от таковой у одновозрастных мономорфных *Aconeceras* и *Deshayesites* (Догужаева, Кабанов, 1987, 1988; Doguzhaeva, Mutvei, 1991). Если мономорфные роды, особенно *Aconeceras*, имели крупные латеральные отпечатки - отражение хорошо развитых ретракторов головы и воронки, обеспечивающих активное перемещение в толще воды, то у *Audouliceras* эти мускулы, видимо, были в зачаточном состоянии. Скорее всего для аммонитов с анцилоконовой формой раковины можно предполагать пассивный образ жизни.

Эмбриональная раковина гетероморфных аммоноидей. Достаточно долгое время на равных правах существовали два противоположных мнения: одни исследователи полагали, что аммониты, подобно современному наутилусу, развивались прямым путем, а другие, - что им свойственно личиночное развитие. Сторонники первой точки зрения считали, что на эмбриональной стадии формировался и протоконх и первый оборот до постройки первичного валика (или включая его). В соответствии с противоположной точкой зрения на эмбриональной стадии формировался только протоконх, на личиночной стадии (после выхода эмбриона из яйцевых оболочек) строился первый оборот, видоизменялась стенка раковины и появлялись новые структуры (Erben et al., 1969).

Дискуссия могла продолжаться длительное время, так как отсутствовал бесспорный аргумент в пользу той или иной точки зрения. Этим неопровержимым доказательством явилось изучение начальных частей раковины гетероморфных аммоноидей. Было установлено, что раковина юрских и меловых гетероморфных аммоноидей на этой стадии устроена одинаково. Первые сведения такого рода приведены в работе В.Бранко (Branco, 1879-1880), схематически изобразившего планоспиральный первый оборот раннемелового *Acrioceras*. Уникальной сохранности позднемеловой *Baculites* был детально описан и проиллюстрирован Дж.П.Смитом (Smith, 1901).

В 60-70-х годах на материале из разных регионов было установлено, что независимо от формы раковины, характерной для различных родов гетероморфных аммонитов, все они обладают однотипным первым планоспиральным оборотом (даже если раковина в дальнейшем становится асимметричной). Этот оборот плотно прилегает к протоконху, то есть не отличается от такового у мономорфных аммоноидей. Чрезвычайно показательно, что у асимметричных форм, например *Hypoturrilites*, эмбриональная раковина имеет такое же строение, как и у симметричных гетероморф. Такая строгая закономерность проистекает из того, что формирующаяся в яйцевых оболочках эмбриональная раковина состоит из протоконха и первого оборота. Надстраивание раковины в постэмбриональный период чаще всего начинается с прямого ствола, отходящего непосредственно после первичного пережима (рис.5).

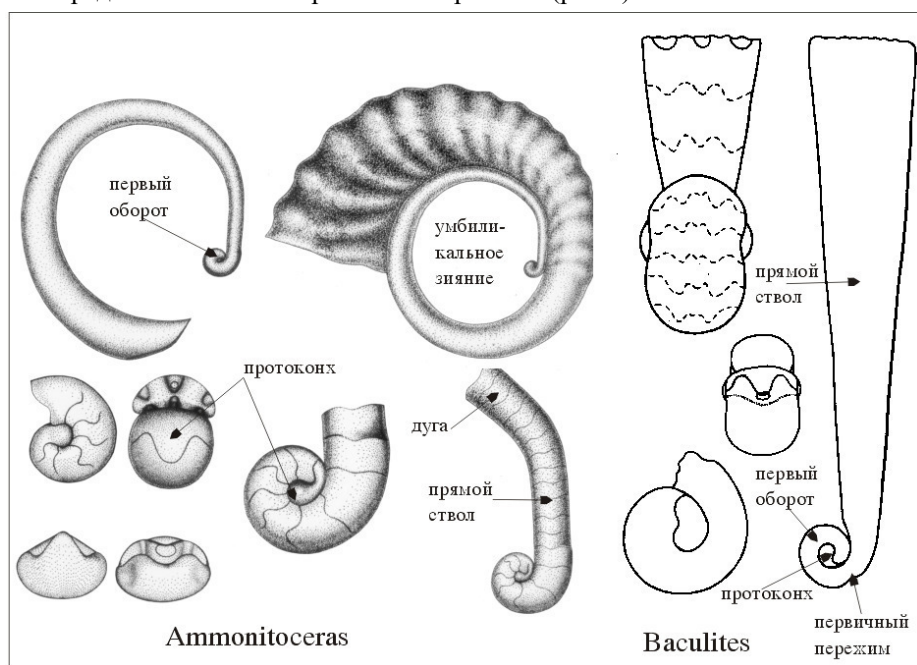


Рис. 5. Морфогенез раковины *Ammonitoceras* Dumas (ориг.) и *Baculites* Lamarck (Smith, 1901)

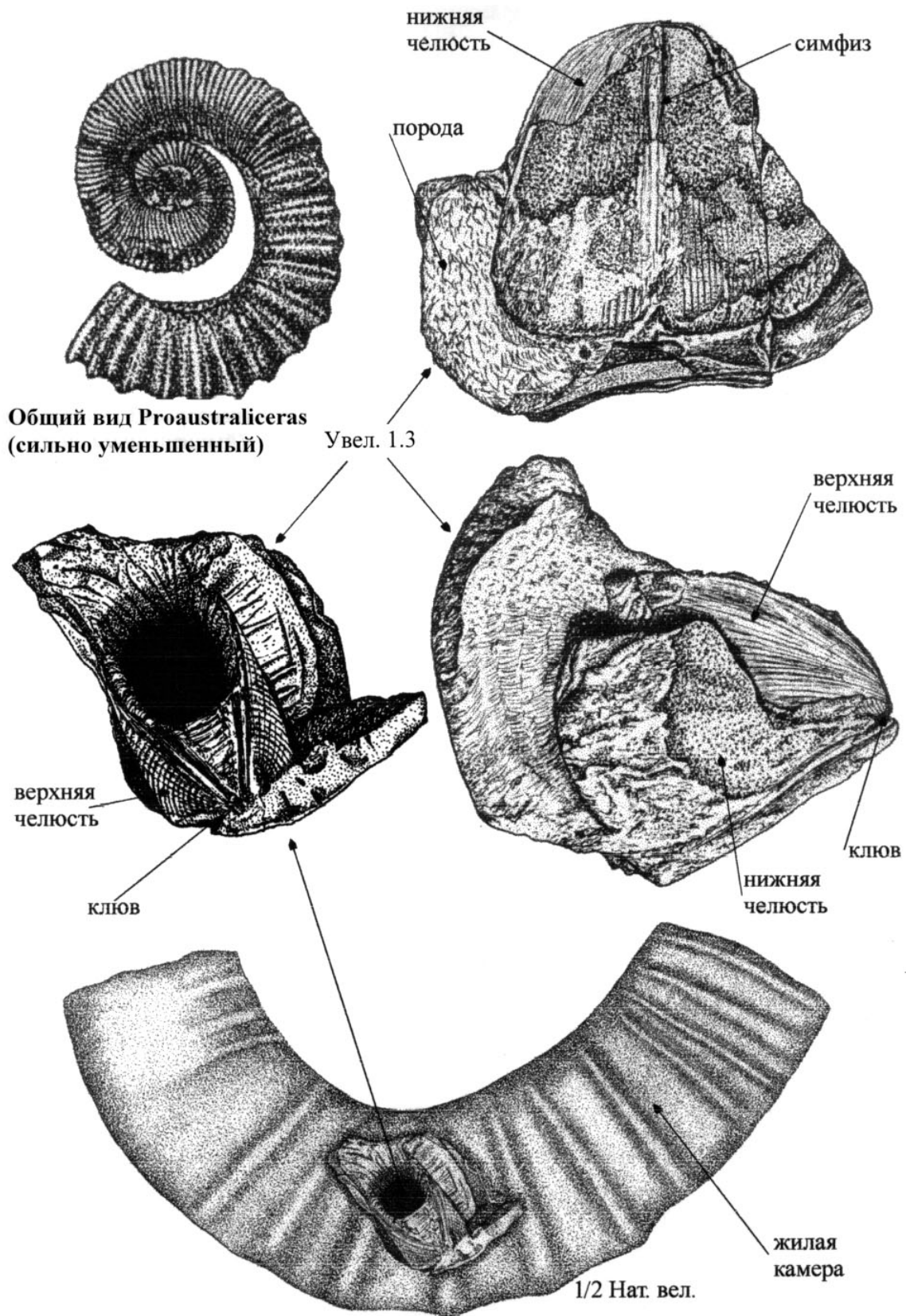


Рис. 6. Челюстной аппарат *Proaustraliceras* (Ульяновское Поволжье, сборы Г.Успенского и И. Шумилкина)

У таких форм, как *Ptychoceras*, *Polyptychoceras*, *Hamites*, *Diplomoceras*, дальнейшее надстраивание приводит к образованию двух, трех или нескольких стволов, а у *Baculites* строится

одна прямая трубка. Нередко очень короткий прямой ствол представляет начало перехода к пологой дуге, которая заканчивается образованием зияющего первого оборота. Новейшая работа Э.Аврама (Avram, 1999) о некоторых новых видах подсемейства "Leptoceratoidinae" из готерив-барремских отложений Румынии вновь подтверждает такой тип строения.

Наиболее пристальное внимание при изучении меловых гетероморф было обращено на аптский род *Ptychoceras* (Михайлова, 1974; Друщиц, Кнорина, 1982; Шарикадзе, 1986; Doguzhaeva, Mutvei, 1989; Какабадзе, Шарикадзе, 1991; Кванталиани и др., 1999). По строению лопастной линии и положению сифона это наиболее ранние туррилитины, о чем уже говорилось. Интересны реконструкции образа жизни, в частности последняя (Кванталиани и др., 1999), учитывающая трункацию эмбриональной раковины и первого ствола. Необычная структура стенки раковины и образование покрывающего перламутрового слоя (особенно хорошо развитого в приустьевой части третьего ствола), наблюдавшиеся Л.Догужаевой и Г.Мутвеем, свидетельствуют, по мнению авторов, о том, что раковина *Ptychoceras* хотя бы частично или полностью могла быть облечена мантией. На этом основании ими предложена гипотетическая реконструкция рода *Ptychoceras* с внутренним положением раковины.

Челюстной аппарат гетероморфных аммоноидей. Аптские отложения Ульяновского Поволжья почти ежегодно преподносят новые палеонтологические сюрпризы. К таковым, вне всякого сомнения, относится находка уникального челюстного аппарата, обнаруженного в жилой камере достаточно крупного развернутого аммонита (рис.6). Образец был передан на кафедру палеонтологии геологического факультета МГУ Г.Н.Успенским и И.А.Шумилкиным, сотрудниками экологического факультета Ульяновского университета. Скорее всего это жилая камера рода *Proaustraliceras*, но отсутствие фрагмента препятствует более точному определению.

Соотношение нижней (аптихи) и верхней (контраптихи) челюстей, видимо, близко прижизненному. На верхней челюсти сохранилась хорошо выраженная тонкая штриховка, сходящаяся к клюву. Нижняя челюсть в виде двух пластин, соединенных симфизой и изгибающихся по бокам вверх, частично охватывая по бокам верхнюю челюсть.

Для гетероморфных аммоноидей это первая находка такого крупного образца прекрасной сохранности. Ранее в литературе имелись сведения о челюстном аппарате *Scalarites mihoensis* из коньякских отложений Хоккайдо (Tanabe et al., 1980). Японский экземпляр отличается значительно меньшим размером, иной скульптурой нижней челюсти и хуже сохранившейся верхней челюстью. Детальное изучение и описание экземпляра, имеющегося в нашем распоряжении, задача ближайшего будущего.

Хочу искренне поблагодарить моих грузинских коллег за предложение принять участие в этом юбилейном сборнике, И.А.Шумилкина и Г.Н.Успенского (г.Ульяновск) за передачу уникального образца челюстного аппарата *Proaustraliceras*, М.В.Кнорину и Т.В.Соболеву, которые помогли мне в сжатые сроки завершить подготовку и оформление статьи. Хочу выразить признательность РФФИ (грант № 98-05-64195) за финансовую поддержку работ.

Литература

- Безносос Н.В., Михайлова И.А. Эволюция юрско-меловых аммоноидей //ДАН СССР. Т.269. 3.1983.С.733-737.
- Безносос Н.В., Михайлова И.А. Высшие таксоны юрских и меловых Lytoceratida // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1985.60.3. С.100-113
- Догужаева Л.А., Кабанов Г.К. Мускульные отпечатки и предполагаемый образ жизни аптского аммонита *Aconeceras* //Моллюски. Результаты и перспективы исследования. Л.: Наука. 1987. С.212-214.
- Догужаева Л.А., Кабанов Г.К. Мускульные отпечатки аммоноидей //ДАН СССР.Т.301.1. 1988.С.210-212.
- Догужаева Л.А., Михайлова И.А. Сифон меловых гетероморфных аммоноидей //ДАН СССР. 1982.264. 4. С.965-968.
- Догужаева Л.А., Михайлова И.А. Новые данные о мускульной системе гетероморфных аммоноидей //ДАН СССР. 1991. 318. 4. С.981-985.
- Догужаева Л.А., Михайлова И.А., Кабанов Г.К. Необычные деезиты (Ancyloceratina) Ульяновского Поволжья //Тр.ПИН. 1990. 243. С.120-127.
- Друщиц В.В., Кнорина М.В. Морфогенез родов *Kossmatella* Jacob, *Ptychoceras* d'Orbigny и

- общая характеристика литоцератид (Ammonitea) //Морфогенез и пути развития ископаемых беспозвоночных. М. 1982. С.80-101.
- Какабадзе М.В., Шарикадзе М.З. Об образе жизни *Ptychoceras* d'Orbigny (Ammonoidea) //Сообщ. АН Грузии. 1991.141.2. С.345-348.
- Кванталиани И.В., Ломинадзе Т.Д., Топчишвили М.В., Шарикадзе М.З. Систематика и филогения мезозойских аммонитид //Тр.Геол. ин-та АН Грузии. Нов.сер.1999. Вып.113. 160с.
- Михайлова И.А. О систематическом положении рода *Ptychoceras* Orbigny //ДАН СССР.1974. 212. I. С. 193-195.
- Михайлова И.А. Система и филогения меловых аммоноидей. М.: Наука. 1983.280с.
- Основы палеонтологии. Моллюски-головоногие.2 //М.: Госгеолтехиздат.1958.359с.
- Основы палеонтологии. Моллюски-головоногие.1 //М.: Изд-во АН СССР.1962. 424с.
- Шарикадзе М.З. Морфогенез рода *Ptychoceras* Orbigny (Lytoceratidae, Ammonoidea) //Палеонт.сб. Львовского ГУ.1986. 23. С.12-17.
- Шарикадзе М.З., Ломинадзе Т.А., Кванталиани И.В. Следы прикрепления мускулов на раковинах келловейских и аптских аммонитов //Сообщ. АН ГССР.1988.132.2. С.325-328.
- Шарикадзе М.З., Ломинадзе Т.А., Кванталиани И.В. Об отпечатках мускулов позднюрских и раннемеловых аммоноидей //Изв. АН ГССР. Сер.биол. 1989. 15. 1. С.58-62.
- Avram E. Some new species of the subfamily "Leptoceratoidinae" (Ancyloceratina, Ammonoidea) in uppermost Hauterivian and lower Barremian deposits from Rumania //Scripta Geologica. Spec. Issue 3. 1999. P.31-43.
- Birkelund T. Submicroscopic shell structures in early growthstage of Maastrichtian ammonites (*Saghalinites* and *Scaphites*) //Medd. Dan. geol.fore. 1968.18. 1. P. 71-78.
- Branco W. Beitrage zur Entwicklungsgeschichte der fossilen Cephalopoden //Palaeontographica. 1879-1880. 1.26.19-59; 2-27. 11-81.
- Crick G.G. On the muscular attachment of the animal to its shell in some fossil Cephalopoda (Ammonoidea) //Trans.Linn.Soc. London. 1898. 7. P.71-113.
- Doguzhaeva L., Mutvei H. Organization of the soft body in *Aconeceras* (Ammonitina), interpreted on the basis of shell morphology and muscle-scars //Palaeontographica A. 218. 1-3. 1991.P. 17-33.
- Doguzhaeva L., Mutvei H. *Ptychoceras* - a heteromorphic lytoceratid with truncated shell and modified ultrastructure (Mollusca: Ammonoidea) //Palaeontographica.A. 208. 4-6. 1989. P.91-121.
- Erben H.K., Flajs G., Siehl A. Die Pruhontogenetische Entwicklung der Schalenstruktur Ectocochleater Cephalopoden //Palaeontographica A. 1969.132. P.1-54.
- Schindewolf O.H. Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten //Abh.Akad.Wiss.und Lit.Mains. 1-7. 1961-1968. 901p.
- Spath L.F. A monograph of the Ammonoidea of the Gault //Paleontogr. Soc.London.12.1937. P.497-540.
- Tanabe K., Hirano H., Kanie Y. The jaw apparatus of *Scalarites mihoensis*, a Late Cretaceous ammonite //Prof. Saburo Kanno Memorial volume. 1980. P. 159-165.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. L, Mollusca, 4,4, Cretaceous Ammonoidea //Wright C.W., Callomon J.H., Hovarth M.K. 1996. 362p.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt.L.Mollusca.4. Cephalopoda. Ammonoidea //N.Y.: Geol.Soc.of Amer.and Univ.Kansas press. 1957. 490p.
- Wiedmann J. Origin, limits and systematic position of *Scaphites* //Paleontology. 8. 1965. P.397-453.

ВНУТРИВИДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ РАННЕМЕЛОВЫХ ГЕТЕРОМОРФНЫХ АММОНИТОВ

М.В. Какабадзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Рассмотрены вопросы внутривидовой изменчивости морфологических признаков некоторых представителей раннемеловых гетероморфных аммонитов. Показано, что различные размеры раковины, а также характер перегородочной линии и завивания оборотов на взрослой стадии онтогенеза во многих случаях не имеют значения для диагностики родов или более высоких таксонов, являясь на самом деле признаками проявления внутривидовой изменчивости или изменчивости в пределах рода. Рассмотрены некоторые вопросы систематики семейств *Ancyloceratidae* Gill, 1871 и *Heteroceratidae* Spath, 1922.

INTRASPECIFIC VARIATION AND SOME QUESTIONS OF SYSTEMATICS OF EARLY CRETACEOUS HETEROMORPH AMMONITES

M. Kakabadze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Problems of the intraspecific variations of some representatives of Early Cretaceous heteromorph ammonites are considered. It is shown that dimensional variations of the shell, as well as some changes in suture line and mode of coiling on the mature ontogenetic stages in many cases have no taxonomic significance for determination of genera or higher taxons. It is accepted that in many cases such phenomena are related to the intraspecific variation, or variation within the genus. Some questions of systematics of the families *Ancyloceratidae* Gill, 1871 and *Heteroceratidae* Spath, 1924 are considered.

Гетероморфные аммониты по сравнению с мономорфными характеризуются значительным морфологическим разнообразием строения раковины и, как правило, широким спектром внутривидовой изменчивости. Такое особенное свойство отмечено многими исследователями, однако при непосредственном рассмотрении вопросов систематики разных групп гетероморфов эти особенности не всегда учтены должным образом. В первую очередь этим следует, по-видимому, объяснить то, что в таком сводном труде, как недавно вышедшая “Cretaceous Ammonoidea” (Wright, Callomon & Howarth, 1996), вопросы систематики многих гетероморфных групп, в отличие от мономорфных, все еще разработаны неудовлетворительно.

Помимо богатого палеонтологического материала раннемеловых гетероморфных аммонитов, добытого мною в течение многих лет в основном на Кавказе и в Крыму, были изучены также коллекции гетероморфов из Средней Азии (Какабадзе, 1971а, 1981; Богданова, Какабадзе 1976; Какабадзе, Богданова, Михайлова, 1978), Южной Африки (Klinger, Kakabadze & Kennedy, 1984) и Колумбии (Kakabadze & Thieuloy, 1991; Kakabadze & Hoedemaeker, 1997 и др.). Кроме того, я имел возможность ознакомиться с музейными коллекциями из Франции, Испании, Болгарии, Словакии, Чехии, Англии, Антарктиды, Мадагаскара, Средней Азии, Поволжья и др. Все это, вместе с изучением литературных источников, позволило проследить внутривидовую и внутривидовую изменчивость и пересмотреть некоторые высказанные в литературе взгляды об основах систематики этой весьма многочисленной и многообразной группы раннемеловых аммонитов.

Рассмотрим явления внутривидовой вариации у некоторых представителей раннемеловых гетероморфов, выраженные изменчивостью элементов перегородочной линии и скульптуры, а также размеров и формы навивания оборотов раковин в онтогенезе.

Перегородочная линия. Решающее значение типа перегородочной линии при выделении надсемейственных таксонов аммоноидей отмечено многими исследователями. Однако нет единого мнения о значении перегородочной линии для установления семейств и более низких

таксонов, так как если некоторые семейства или роды (особенно среди мономорфов) имеют свойственный только им тип (форма, а также способ возникновения и размещения отдельных элементов в онтогенезе) перегородочной линии, то у других семейств и родов (особенно среди гетероморфов) свойственные только им морфологические признаки перегородочной линии на имеющемся на сей день фактическом материале в основном не обнаруживаются. Так, входящие в надсемейство Ancylocerataceae Gill, 1871 семейства Ancyloceratidae Gill, 1871 и Heteroceratidae Spath, 1922 по типу перегородочной линии не отличаются друг от друга и различить отдельные роды, входящие в эти семейства, на основе формы и способов возникновения отдельных элементов перегородочной линии фактически (за редчайшим исключением) не представляется возможным. Кроме того, при сравнительном межвидовом анализе (в пределах рода) элементов перегородочных линий выясняется, что среди основных элементов (ELU₁I)¹ например, семейств Ancyloceratidae Gill или Ptychoceratidae Gill нестабильными являются не только лопасть U₁, но в некоторых случаях и лопасть L, которые могут быть трехраздельными, двураздельными или асимметрично-неяснораздельными. Например, некоторые виды рода *Ptychoceras* d'Orbigny довольно сильно отличаются друг от друга наличием различной морфологической комбинации лопастей L и U₁ на взрослой стадии онтогенеза (рис.1). Имеется и такой фактический материал, который показывает резкое отличие в онтогенетическом развитии перегородочной линии в разных индивидах вида *Ptychoceras minimum* Rouch. (Шарикадзе, 1986; Wiedmann, Kakabadze, Sharikadze, 1990).

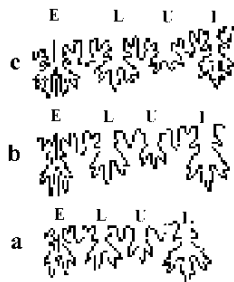


Рис. 1. Изменчивый характер перегородочной линии на взрослой стадии онтогенеза представителей рода *Ptychoceras* d'Orbigny: а - *P. cf. levigatum* Egoian, x 3, экз. 8-66/2; б - *P. cf. parvum* Egoian, x 4, экз. 8-66/4; с - *P. cf. renngarteni* Egoian, x 4, экз. 8-66/4 (по Wiedmann, Kakabadze & Sharikadze, 1990).

Сходная картина обнаруживается и при сравнении перегородочных линий двух видов рода *Lupprovia* Bogd., Kakab., & I. Mich. (семейство Ancyloceratidae). В частности, лопасть U₁ у *L. dostshanensis* Bogd., Kakab. & I.Mich. трехраздельная, а у *L. adjiderensis* Bogd., Kakab. & I.Mich. эта лопасть двураздельная (рис. 2). Интересная картина наблюдается в онтогенезе у пре-

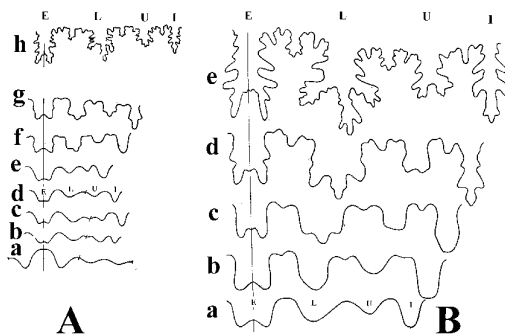


Рис. 2. Изменчивый характер перегородочной линии у рода *Lupprovia* Bogdanova, Kakabadze et I. Michailova: А - *L. Dostshanensis* Bogd., Kakab. et I. Mich. Экз. 1/97: а - е (x 18); f-h (x 6), Мангышлак, кладбище Дошан, средний апт, зона *E. subnodosocostatum*. Б - *L. Adjiderensis* Bogd., Kakab. Et I. Mich. Экз. 9/97: а - x 20, б - x 16,5, с - x 9, d - x 6,7, е - x 3,4. Туаркыр, колодец Мансу, средний апт, зона *E. subnodosocostatum* (Какабадзе, Богданова, Михайлова, 1978).

дставителей рода *Hemihoplites* Spath, 1924, а в частности, у большинства изученных нами экземпляров вида *H. ridzewskyi* Kar. (из верхнебарремских отложений Северного Кавказа) лопасть U₁ трехраздельная, а иногда – двураздельная (Шарикадзе, Какабадзе, Кванталиани, 1989). Бывают случаи, когда на одном и том же экземпляре на одной стороне оборота пупковая лопасть(U₁)

¹В работе использована терминология О. Шиндевольфа.

двураздельная, а на другой – трехраздельная (рис. 3). Примечательно также наличие на некоторых экземплярах вида *Hemihoplites ridzewskyi* Kar. одноконечной внутренней лопасти (I), тогда как у большинства экземпляров эта лопасть двураздельная (рис. 4).

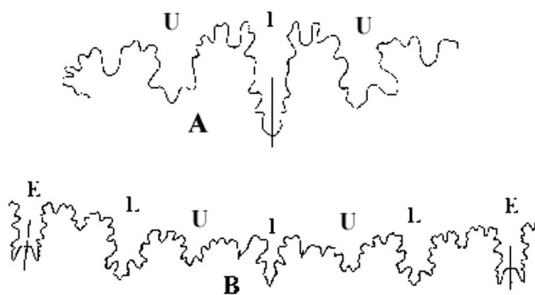


Рис. 3. Изменчивый характер перегородочной линии у *Hemihoplites* sp. на противоположных боковых сторонах одного и того же экземпляра: А - *Hemihoplites* cf. *ridzewskyi* Kar., экз. 253/90, х 7, Дагестан, слои со смешанной фауны верхнего баррема-нижнего апта. В - *Hemihoplites* sp., экз. 252/90, х 5, Северный Кавказ, южнее г. Нальчика, р. Белая речка, слои со смешанной фауны верхнего баррема-нижнего апта

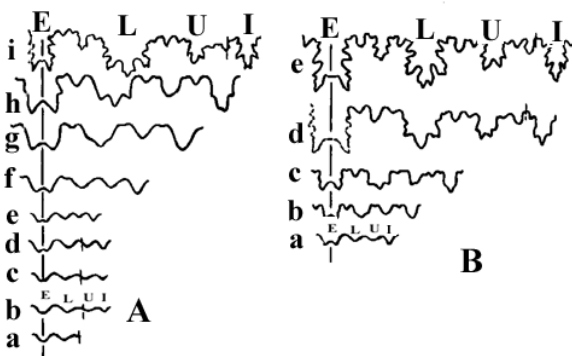


Рис. 4. Изменчивый характер перегородочной линии в *Hemihoplites ridzewskyi* Kar.: А - экз. 8 (108/4): а - г (х 12,5), h - х78, i - х 2. В - экз. 8 (108): а - х 16, b - d (х 58), e - х 3,2. Дагестан, с. Касумкент, верхний баррем (Шарикадзе, Какабадзе, Кванталиани 1989).

Изменчивые черты элементов перегородочной линии замечены и в Heteroceratidae Spath. Например, у *Colchidites longus* Rouch. (Rouchadze, 1933, 50, рис. 20) лопасть U в отличие от большинства других видов рода *Colchidites* Djan. имеет двураздельное, а не трехраздельное очертание.

Приведенные примеры являются показателем внутривидовой изменчивости и изменчивости в пределах рода у разных гетероморфных семейств, выраженных в основном различными морфологическими комбинациями элементов L и U, реже и I. В гетероморфах только на основе своеобразной формы элементов L и U выделение родов или семейств, как это предпринято некоторыми исследователями, неприемлемо. Например, для выделения рода *Pseudocrioceratites* Egojan, 1969, или семейства Eраcrioceratidae Egojan, 1974 (Егоян, 1969, 1974), по нашему мнению, нет веских оснований (см. Wiedmann, Kakabadze, 1993, Wright et al., 1996).

Скульптура. В гетероморфных аммонитах особенности онтогенетического развития скульптуры являются одним из важных основных признаков при выделении видовых и родовых категорий.

Внутривидовая изменчивость скульптуры у них может быть выражена в основном различной частотой ребристости, неперманентностью чередования (или расположения) главных и вспомогательных ребер, неодинаково сильными (или слабыми) ребрами и бугорками на разных стадиях онтогенеза. Именно эти положения были взяты за основу при пересмотре объема многих видов гетероморфных аммонитов (Casey, 1960-1961; Wiedmann, 1962; Какабадзе, 1971; Rawson, 1975 a,b; Klinger & Kennedy; 1977, Kakabadze & Thieuloy, 1991; Ropolo, 1995; Hoedemaeker, 1994; Kakabadze & Hoedemaeker, 1997 и др.), т.е. объединение в один вид таких форм, которые в литературе были описаны как отдельные виды. Первая попытка, с целью исследования внутривидовой изменчивости морфологических признаков гетероморфов, мною была предпринята на материале представителей *Colchidites* и *Paraimerites* из верхнебарремских отложений Кавказа (Какабадзе, 1971). Количество установленных к тому времени видов этих родов в сумме достигало сорока. На основе обработки дополнительного материала в некоторых случаях нами были установлены более широкие пределы внутривидовой изменчивости. В частности выяснилось, что индивидуумы одного и того же вида в некоторых случаях отличаются друг от

друга неодинаковым чередованием главных и вспомогательных ребер, их частотой (а иногда и параметрами и морфологией поперечного сечения оборотов раковины). Руководствуясь этими данными, нами были объединены: 1) *Colchidites ellipticus* Rouch. и *C. horeshaensis* Rouch., 2) *C. costatus* Rouch. и *C. aff. costatus* Rouch. (Egojan, 1965), 3) *C. ratshensis* Rouch. и *C. nicortsmindensis* Rouch., 4) *C. rionensis* Sim., Bac. & Sor. и *C. lachepaensis* Rouch., 5) *C. shaoriensis* Djan. и *C. aff. shaoriensis* Djan. (Tovbina, 1963), 6) *Paraimerites semituberculatus* (Rouch.) и *P. microcostatus* (Rouch.), 7) *P. tsholashensis* (Rouch.) и *P. aff. tsholashensis* (Rouchadze, 1933). Однако как ни парадоксально, в той же работе было установлено 11 новых видов в составе этих родов, что было продиктовано наличием у всех 11 видов свойственного только им комплекса морфологических признаков. В связи с этим следует заметить, что наличие все еще большого количества выделенных (Rouchadze, 1933, 1938; Какабадзе, 1971а, и др.) видов в составе рода *Colchidites* на Кавказе и в соседних с ним регионах Средиземноморской провинции безусловно настораживает и ставит под сомнение достоверность некоторых из них.

Что касается элементов скульптуры анцилоцератид и гетероцератид, имеющих значение для разграничения видов внутри рода, в первую очередь следует отметить характер развития ребер в онтогенезе; это - тип изогнутости ребер, наличие (или отсутствие) главных и вставных ребер или пережимов, а при наличии бугорчатой скульптуры значение приобретают расположение и форма бугорков (шипов), особенности их появления или исчезновения и т. д. Перечисленные признаки наряду с другими морфологическими элементами раковины (поперечное сечение оборота, инволнутость, эволютность, развернутость и др.) в основном и составляют определенный комплекс, являющийся ведущим при установлении видовых категорий.

Теперь рассмотрим те особенности изменения скульптуры, на основе которых устанавливаются (совместно с другими признаками) роды (или подроды). В этом аспекте решающее значение имеет тип скульптуры, определяемый своеобразием ребристости, а при наличии бугорчатой скульптуры - количеством, расположением и формой бугорков, а в некоторых случаях характером их появления или исчезновения и особенностью комбинаций бугорчатых и безбугорчатых (одиночных, ветвистых, промежуточных и т. д.) ребер на разных стадиях онтогенеза. Так, например, род *Kutatissites* Kakabadze имеет сходную с родом *Colchidites* Djanelidze форму раковины; у представителей обоих родов в начале обороты завернуты геликоидально, затем плоскоспирально и некоторые представители обоих родов на этой стадии заканчивают развитие. Некоторые же представители после плоскоспиральной стадии характеризуются и развернутой стадией (стебель-крюк). Однако тип скульптуры у *Colchidites* явно гетероцератидный, а у *Kutatissites* как тип скульптуры, так и морфология поперечного сечения оборотов явно анцилоцератидного типа. Именно эти данные были приняты во внимание изучившими этот род исследователями (Какабадзе, 1970, 1977, 1981; Avram, 1976; Thieuloy; 1976; Etayo Serna 1983; Stoykova, 1992; Delano & Ebbo, 1997 и др.) и ими род *Kutatissites* единогласно был помещен в семейство *Ancyloceratidae*. В этой связи вызывает удивление решение К. Райта и др. (Wright et al., 1996), которые без какого-либо замечания помещают род *Kutatissites* в семейство *Heteroceratidae*.

Тип скульптуры является одним из основных признаков при установлении родовых категорий не только в *Ancyloceratidae*, но и в *Heteroceratidae*. Например, основной характерной чертой рода *Imerites* Rouch. является наличие двух пар бугорков (сифональных и краевых) на отрезке плоскоспиральной стадии онтогенеза. Иным типом бугорчатой скульптуры характеризуется род *Eristavia* Kakab. на плоскоспиральной стадии онтогенеза; а именно у него так же, как и у *Imerites*, развиты две пары бугорков (сифональные и краевые), однако *Eristavia* на отмеченной плоскоспиральной стадии характеризуется наличием вставных и двуветвистых ребер иного типа: двуветвистые ребра исходят от краевых бугорков и так же, как вставные ребра (последние начинаются в верхней части оборота), переходят не на сифональную, а на внутреннюю (дорсальную) сторону (рис. 5). Филогенетически *Imerites* и *Eristavia* представляют собой параллельно развивающиеся ветви, с вероятным общим предком из представителей "бугорчатого" подрода *Heteroceras* (*Argvethites*) Rouch. (Какабадзе, 1967, 1982). Принимая во внимание все вышесказанное, мы считаем что эти две группы следует рассматривать в ранге подродов в составе рода *Imerites* (Rouchadze, 1933).

И.М. Рухадзе (Rouchadze, 1933) включил в род *Imerites* и группу "*Imerites*" *densecostatus* Renng. - колхидитов с одной парой сифональных бугорков. Исследования показали (Какабадзе, 1967, 1982), что данная группа филогенетически связана не с родом *Imerites*, а происходит от "небугорчатого" рода *Colchidites* Djan. Хронологические данные и наличие переходных форм

указывают на непосредственную филогенетическую связь между *Colchidites* и группой *densecostatus*, вследствие чего эта группа была выведена из состава рода *Imerites* и рассмотрена как

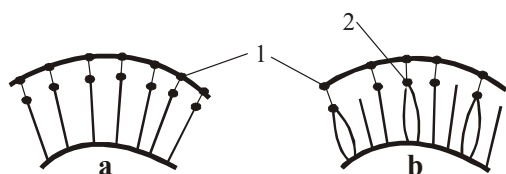


Рис. 5. Разные типы скульптуры: а - у *Imerites*; б - у *Eristavia*; 1 - сифональные бугорки; 2 - краевые бугорки

самостоятельный род - *Paraimerites* Kakabadze, 1967. Примечательно, что если отмеченные филогенетические выводы и, следовательно, исключение группы *densecostatus* из состава рода *Imerites* не вызывает возражений со стороны исследователей, то вопрос о валидности группы *densecostatus* как самостоятельного рода (также как и валидность подрода *Heteroceras* (*Argvethites*) Rouchadze, 1933) некоторыми авторами ставится под сомнение (Aguirre Urreta & Klinger, 1986, Delanoy, 1997), ссылаясь в основном на то, что в некоторых гетероморфных семействах присутствие или отсутствие бугорков не считается значительным родовым таксономическим признаком. Примечательно, что эти авторы все же оставляют имеющуюся таксономическую трактовку *Heteroceras* (*Argvethites*) Rouch. и *Paraimerites* Kakab., отмечая, что до появления дополнительного палеонтологического материала невозможно однозначно решить эту проблему.

Пересмотр имеющегося материала показал, что в систематике представителей надсемейства *Ancylocerataseae* одним из ведущих признаков является ход развития и формирования типа скульптуры. Многие роды установлены именно на основе своеобразности бугорчатой скульптуры (например, роды *Ancyloceras* d'Orbigny, *Audouliceras* Thomel, *Pseudocrioceras* Spath, *Australiceras* Whitehouse, *Ammonitoceras* Dumas, *Caspianites* Casey и др.) и поэтому мы считаем, что отмеченное выше замечание не является существенным. Более того, считаем, что тип скульптуры в систематике семейства *Heterocertatidae* является одним из ведущих признаков.

Размеры и форма навивания оборотов. Строение раковины на самой ранней стадии онтогенеза, как известно, у большинства раннемеловых гетероморфов, по всей вероятности, сходная. Эмбриональная раковина плоскоспиральная и фиксируется первичным пережимом в конце оборота. За ним оборот выпрямляется и загибается, описывая относительно широкую дугу (у симметричных гетероморфов в той же плоскости что у оборота эмбриональной раковины, а у большинства асимметричных - отклоняется от нее) и затем приближается или касается первого оборота с дорсальной стороны, вследствие чего внутри второго оборота образуется умбиликальное отверстие. Начиная в основном с третьего оборота (у асимметричных гетероморфов чуть раньше) проявляются различные варианты навивания и закладывается фундамент для формирования различных типов раковин - это криоконы, анцилоконы, колхиконы, птихоконы и др. (Kakabadze, 1988).

В систематике гетероморфных аммонитов тип и размер раковины в некоторых случаях являются значительным таксономическим признаком, однако нередко имеются примеры внутривидовой изменчивости, выраженные не только различными размерами раковин (напр., виды родов *Heteroceras*, *Colchidites*, *Crioceratites* и др.), но и формой навивания оборотов раковины. К тому же в некоторых филогенетических линиях обнаруживаются такие роды (*Karsteniceras*, *Tonohamites* и др.) и даже подсемейства (напр., *Leptoceratoidinae* Thieuloy, 1966), которые не проявляют значительной вариации размеров раковин. Следовательно, одним из основных диагностических признаков, например, у *Leptoceratoidinae*, помимо характерной для этой группы упрощенной перегородочной линии, считается и наличие маленьких размеров раковины. Однако такое заключение не подходит к *Helicanicylinae* Nyatt, 1894, валидность которого долгое время оставалась под вопросом. Дискуссия вновь разгорелась после того, как Р. Кейси (Casey, 1961) в семейство *Ancyloceratidae* включил и это подсемейство. По Р. Кейси *Helicanicylinae* характеризуется маленькими размерами раковины и упрощением скульптуры на геронтической стадии и этими признаками оно противопоставляется подсемейству *Ancyloceratinae*, представители которого характеризуются большими раковинами и грубой скульптурой на геронтической стадии. Многими авторами, в том числе и мною, такое решение не принято. Так, указывалось (Какабадзе, 1981, стр.74-76), что упрощение скульптуры на геронтической стадии замечается не только у представителей с маленькими раковинами, но и у родов с большими раковинами (например, *Tropaeum*, *Ammonitoceras*, *Australiceras* и др.). Как отмечалось, и в анцилоцера-

тидах и в гетероцератидах имеются роды, виды которых характеризуются как большими, так и маленькими размерами раковины.

Помимо размеров, изменчива и форма навивания оборотов, определяющая тип раковины, что во многих случаях является (вместе с некоторыми другими морфологическими признаками) одним из основных признаков для диагностики родовых категорий в различных семействах раннемеловых Heteromorpha. Однако выясняется, что в некоторых случаях форма навивания оборотов на взрослой (особенно на геронтической) стадии онтогенеза может быть неодинакова не только у разных видов одного и того же рода, но и в пределах одного и того же вида. Имеются наглядные примеры того, что роды, принадлежащие разным семействам, имеют сходный тип раковины.

Рассмотрим некоторые из этих вопросов на примере представителей семейств Ancyloceratidae Gill, 1871 и Heteroceratidae Spath, 1924. Так, например, основным диагностическим признаком рода *Acrioceras* Hyatt был отмечен анцилоконный тип раковины мелких размеров. Кроме того, скульптура характеризуется главными бугорчатыми (с 1-3 рядами бугорков) и промежуточными (в основном безбугорчатыми) ребрами. На выпрямленной части оборота, особенно в конце крючка бугорки в некоторых случаях частично или вовсе исчезают. Е. Саркар (Sarkar, 1954) в данном роде выделил подрод *Acrioceras (Protacrioceras)*, отметив, что представители *A. (Protacrioceras)* отличаются от *A. (Acrioceras)* в основном наличием гоплокриоконной формой развернутой части раковины. Мной (Какабадзе, 1981) было указано, что выделенные Е. Саркаром представители подрода *Protacrioceras* в основном характеризуются сходными с *Acrioceras* всеми остальными морфологическими признаками как на ранней, так и на взрослой стадии онтогенеза; различие, выраженное формой гоплокриоконного развертывания, не должно быть принято за основу выделения новой подродовой категории. На основе сходного сравнительного анализа и подрод *Acrioceras (Aspinoceras)* Anderson, 1938 был сочтен младшим синонимом подрода *Acrioceras (Hoplocrioceras)* Spath, 1924.

Внутривидовая изменчивость, выраженная морфологией развернутой части, прослеживается и среди представителей рода *Pseudocrioceras* Spath, 1924. Так на материале из нижнеаптских отложений Грузии, а также из нижнего конкреционного горизонта нижнего апта Колумбии мы изучили раковины представителей рода *Pseudocrioceras*, имеющие анцилоконную или гоплокриоконную формы развертывания на поздней стадии онтогенеза. На рис. 6 показана изменчивость формы развернутой части на поздней стадии онтогенеза у колумбийских индивидуумов, имеющих характерные для *P. anthulai* (Rouchadze, 1933) скульптуру, форму и параметры плоскоспиральной раковины, и скорее всего эти экземпляры относятся к данному виду. Явно изменчивый характер параметров, а также формы развернутой части раковины проявляется (Ropolo, 1999, 10, fig. 1,2) и в *Pseudocrioceras coquandi* (Math.) (рис. 7).

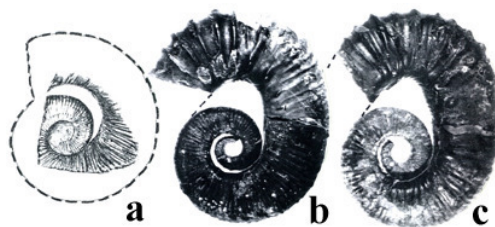


Рис. 6. Изменчивый характер формы развертывания у *Pseudocrioceras anthulai* (Rouch.): а - экз. 2003, х0,1, Колумбия, Гуане, ?низы нижнего апта, коллекция П. Кроицберга, Нац. Музей естественной истории, г. Лейден, Голландия. б - экз. ID 3013, х0,1 и с - экз. ID 3015, х0,1, Колумбия, Симити, ?верхний баррем. Коллекция М. Бреистроффера, Гренобльский университет, Франция.

Наглядным примером внутривидовой изменчивости формы и параметров раковины является род *Crioceratites* Léveillé, 1837, одним из основных родовых признаков которого до недавнего времени был указан криоконный тип раковины. Первое замечание по данному вопросу было сделано П. Раусоном (Rawson, 1975), высказавшим мысль о том, что гетероморфы с анцилоконным или аспиноконным типом раковины (мелких размеров), возможно, являются антидорморфами крупных криоконных аммонитов - рода *Crioceratites*. Позднее, Г. Клиндер и В. Кеннеди (Klinger, Kennedy, 1992) описали под наименованием *Crioceratites (C.) thiollieri* (Astier) один

экземпляр аммонита, который имеет анцилоконный тип раковины, но характеризуется типичной для вида *C. thiollieri* (Astier) скульптурой на криоконной части раковины.

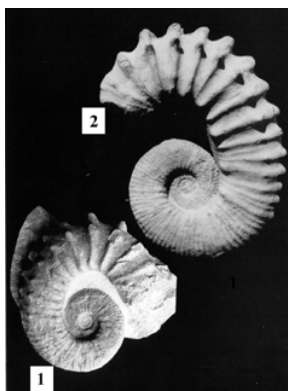


Рис. 7. Внутривидовая изменчивость морфологии у *Pseudocrioceras coquandi* (Math.):

1 - микроконх, х 0,1, Франция, окр. Бедуль, разрез Бригадон (слой 79), верхи верхнего баррема; 2 - макроконх, х 0,1, Франция, разрез Камерло (слой 75), верхи верхнего баррема (по Ropolo et al., 1999).

Наглядным примером внутривидовой изменчивости формы и параметров раковины является род *Crioceratites* Léveillé, 1837, одним из основных родовых признаков которого до недавнего времени был указан криоконный тип раковины. Первое замечание по данному вопросу было сделано П. Раусоном (Rawson, 1975), высказавшим мысль о том, что гетероморфы с анцилоконным или аспиноконным типом раковины (мелких размеров), возможно, являются антидиморфами крупных криоконных аммонитов - рода *Crioceratites*. Позднее, Г. Клингер и В. Кеннеди (Klinger, Kennedy, 1992) описали под наименованием *Crioceratites (C.) thiollieri* (Astier) один экземпляр аммонита, который имеет анцилоконный тип раковины, но характеризуется типичной для вида *C. thiollieri* (Astier) скульптурой на криоконной части раковины.

Именно в этой работе был поставлен под вопрос отмеченный выше диагноз рода *Crioceratites*. Кроме того, из барремских отложений Южной Африки авторы зафиксировали совместное нахождение и большое морфологическое сходство ранних оборотов у раковины представителей *Acrioceras (A.) zulu* Klinger & Kennedy и *Crioceratites (C.) yrigoyeni* (Leanza) и высказали мнение о возможности допущения того, что эти формы составляют диморфные пары. В этой же работе был поднят вопрос о правомерности объединения *Crioceratitinae* и *Ancyloceratitinae* в одно подсемейство, однако, за неимением дополнительного материала вопрос этот все же оставался открытым. Лишь недавно П.Рополо (Ropolo, 1995), изучивший богатую коллекцию аммонитов из готеривских отложений Франции, продемонстрировал, что вид *Crioceratites shibaniae* Sarkar, 1955 характеризуется весьма широким спектром внутривидовой изменчивости морфологии и параметров раковины. В частности, наличием как криоконного и гошлокриоконного, так и анцилоконного типов раковин разных размеров (рис. 8). Эти экземпляры характеризуются очень сходными остальными основными морфологическими признаками (скульптура, перегородочная линия). К тому же они были встречены совместно на одном и том же стратиграфическом уровне. Большая внутривидовая изменчивость выясняется и для видов *C. curnieri* Ropolo, *C. duvali* Léveillé, *C. majoricensis* Nolan, 1894 и *C. matsumotoi* Sarkar. Примечательно, что в этой же работе делается попытка выявления диморфных пар среди представителей отмеченных видов. Совместное нахождение отмеченных различных структурных типов раковин, по П.Рополо, следует рассматривать как проявления полового диморфизма. Следовательно, по данным этого автора, во всех перечисленных выше видах рода *Crioceratites* выявлены диморфные пары (см. Ropolo, 1995, pl. 2, fig. 1-3; pl.3, fig. 1-5; pl. 4, fig. 1-3; pl. 6, fig. 1-5).

Исследование П.Рополо безусловно имеет большое значение для изучения систематики гетероморфных аммонитов в целом. Однако выделение конкретных диморфных пар, по нашему мнению, все еще следует принимать с большой осторожностью. С другой стороны, эти данные довольно убедительно показывают, что объединение форм с довольно различными типами раковин некоторых родов семейства *Ancyloceratidae* Gill следует принимать как нормальное явление. Такое заключение подкрепляется также явлением изменчивости формы раковины, не связанным с диморфизмом. Кроме отмеченных выше собственных наблюдений об изменчивости формы навивания оборотов в родах *Acrioceras* Hyatt и *Pseudocrioceras* Spath, здесь имеются в виду как данные по изменению формы навивания оборотов раковины в филогенезе рода *Crioceratites* Léveillé в течение готерив-барремского времени (Wiedmann, 1962; Thieuloy, 1964;

Kakabadze, 1994), так и данные о филогенетическом развитии (в течение апта) родов *Tropaеum* Sowerby, *Australiceras* Whitehouse и *Ammonitoceras* Dumas, выраженные постепенным редуцированием развернутой стадии (Casey, 1961).

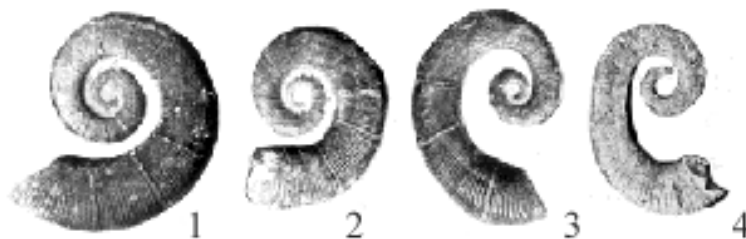


Рис. 8. Внутривидовая изменчивость морфологии и параметров раковины у *Crioceratites shibanae* (Sarkar): 1,2 - макроконхи, 3,4 - микроконхи, х 2,25, Франция, разрез Ravin du Cave de Diou (слой 92), верхний готерив, зона *S. sayni* (по Ropolo, 1995).

Таким образом, приведенные выше данные вполне отчетливо указывают на то, что некоторые роды анцилоцератид характеризуются довольно ощутимым внутривидовым полиморфизмом, объединяя в себе в некоторых случаях криоконные, аспиноконные и анцилоконные формы, нередко и различных размеров. По нашему мнению, все выше отмеченное дает основание: 1) объединить *Ancyloceratinae* Gill и *Crioceratitinae* Gill в одно подсемейство – *Ancyloceratinae* Gill, 1871 и 2) считать невалидным подсемейство *Helicancylinae* Hyatt, 1894 (emend. Casey, 1961) и включенные сюда роды поместить в *Ancyloceratinae*.

Наконец, детально рассмотрим представителей рода *Colchidites* Djanelidze, 1926 (сем. *Heteroceratidae* Spath), который неоднократно подвергался “нападению” с целью систематического дробления (Егоян, 1977; Delanoy, 1994, 1997). Примечательно, что А.И.Джанелидзе (1926) и И.В.Рухадзе (Rouchadze, 1933) с самого начала очень четко отметили основные диагностические признаки рода *Colchidites*: это, помимо небугорчатой гетероцератидной скульптуры, наличие геликоидальной и плоскоспиральной стадий в онтогенезе. Что касается развернутой стадии, т.е. развернутой части раковины (ствол, крюк), то она не является основным характерным признаком для данного рода. Следовательно, в роде *Colchidites* были выделены 3 группы: *C. intermedius* Djan., *C. colchicus* Djan. и *C. shaoriensis* Djan. Группа *C. intermedius* Djan., которая является переходной между родами *Heteroceras* и *Colchidites*, характеризуется хорошо развитым геликсом (количество оборотов 5-8, возможно и больше) и слабо развитой плоскоспиральной частью (не достигает одного оборота), плоскость симметрии которой совпадает с плоскостью симметрии стебля и крюка. Представители группы *C. colchicus* Djan. имеют довольно хорошо развитую геликоидальную (4-7, возможно и более оборотов) и плоскую спираль (состоит из 1-2, а в некоторых случаях и более), а также хорошо развитую развернутую (стебель, крюк) часть. Третья группа - *C. shaoriensis* Djan- характеризуется геликоидальной и плоскоспиральной стадиями, а развернутая стадия для нее не характерна. Количество геликоидальных оборотов 2-7 (возможно и больше), а плоскоспиральных оборотов - обычно более двух².

Во всех трех группах встречаются виды как с крупными, так и мелкими раковинами, а в некоторых случаях разница в размерах зафиксирована и внутри вида (см. например, Kakabadze & Thieuloy, 1991). У плоскоспиральной и развернутой частей раковины плоскость симметрии общая, а ось геликса обычно отклонена (угол наклона изменчив) от этой плоскости и лишь в редких случаях совпадает с ней. Примечательно, что в некоторых случаях в пределах одного и того же вида имеются формы с правым и левым навиванием геликоидальных оборотов, а также

² Если принять гипотезу М. Агирре-Уррета и Г. Клингера (Aguirre Urreta & Klinger, 1986) о проявлении диморфизма среди представителей этой группы (см. ниже), тогда придется отметить, что у одних антидиморфов (данной группы) количество плоскоспиральных оборотов 2 (и возможно более), а у других (того же вида) - не достигает одного оборота. К этому можно добавить и то, что если в будущем выяснится наличие диморфных пар и среди представителей групп *C. intermedius* и *C. colchicus*, то тогда отмеченная выше группировка и их характеристики безусловно претерпят соответствующие изменения. Однако на данном этапе наших знаний мы вынуждены все еще принять группировку, предложенную И. М. Рухадзе (Rouchadze, 1933), лишь с некоторыми отмеченными выше уточнениями.

формы с неодинаковым углом наклона оси геликса от плоскости симметрии раковины (Какабадзе, 1971а).

Предком рода *Colchidites*, как это впервые отметил А.И.Джанелидзе (1926), является род *Heteroceras* d'Orb. Он указал на большое морфологическое сходство видов *Heteroceras astieri* d'Orb. и *Colchidites intermedius* Djan. и при этом заметил, что в будущем, возможно, найдутся и промежуточные между ними формы. Впоследствии эти предположения подтвердились, и сегодня несомненным показателем филогенетической связи между этими родами является наличие переходных форм, имеющих столько общих для обоих родов признаками, что среди исследователей нет единства при определении их принадлежности к *Heteroceras* или *Colchidites* (Какабадзе, 1971, стр. 24-25; Kakabadze & Thieuloy, 1991, стр.96). В основном эти данные послужили Г. Делануа (Delanoy, 1994, 1997) поводом для включения групп *Colchidites intermedius* Djan. и *Colchidites colchicus* Djan. в состав рода *Heteroceras*, а группы *Colchidites shaoriensis* Djan.³ – в *Martelites* Conte, 1992 и, таким образом, по мнению этого автора, род *Colchidites* Djanelidze, 1926 является невалидным. Несмотря на то, что это мнение вполне справедливо не нашло своего отражения в “новом третисе” (Wright, Callomon & Howarth, 1996), а также в некоторых новых публикациях (Bogdanova, Prosovsky, 1999; Ropolo et al., 1999; Богданова, Михайлова, 1999 и др.), считаю необходимым дать этому некоторые пояснения.

А.И.Джанелидзе (1926), соблюдая все номенклатурные нормы кодекса при выделении рода *Colchidites*, отметил, что в отличие от *Heteroceras*, у рода *Colchidites* в онтогении после геликоидальной стадии появляется плоскоспиральная стадия, которая в переходной группе - *C. intermedius* Djan. хотя и очень слабо, но развита, однако качественное изменение уже налично - это образование плоскоспиральной стадии, плоскость симметрии которой совпадает с плоскостью симметрии развернутой стадии раковины. Именно в этом проявилось прогрессивное развитие основного звена в гетероцератидах. По всей вероятности, именно на этом основано утверждение А.И.Джанелидзе (1926) и И.М.Рухадзе (Rouchadze, 1933), что основным диагностическим признаком рода *Colchidites* является наличие геликоидальной и плоскоспиральной стадий, а не развернутая стадия (ствол-крюк).

Группа *C. intermedius* Djan. действительно является переходной, и входящие в нее некоторые виды лишь условно отнесены к *Colchidites*, а не к *Heteroceras*. Такую картину можно увидеть нечасто. Это тот благоприятный случай, когда налично почти непрерывная линия филогенетического ответвления *Colchidites* от *Heteroceras*. Как отмечает Э. Майр (1974), определение границ высшего таксона и присвоение ему определенного ранга в иерархии в значительной мере условно. В данном случае важно уловить момент появления эволюционного новшества, которое может выполнять новую функцию и ранее существовавшая структура может видоизменяться вследствие интенсификации этой функции. Именно такой новой структурой был рассмотрен А.И.Джанелидзе (1926) признак появления новой, плоскоспиральной стадии. Возникновение плоской спирали, по всей вероятности, выполняло новую функцию, а именно, развития способности индивида к переходу на сравнительно активноплавающий образ жизни (Какабадзе 1967а, 1971а). Как показали последующие исследования (Товбина, 1963; Какабадзе, 1967б, 1971а,б; Богданова, 1971; Михайлова, 1983), именно развитие плоскоспиральной стадии стало основным звеном в филогенетическом развитии рода *Colchidites*. Таким образом, предложение Г.Делануа (Delanoy, 1994) считать род *Colchidites* Djan. невалидным, лишено какой-либо веской аргументации и, следовательно, не приемлемо.

Теперь рассмотрим более детально явление изменчивости формы разворачивания в роде *Colchidites*. На основе анализа дополнительного материала (из верхнего баррема Грузии и Колумбии) выясняется, что среди представителей рода *Colchidites* имеются виды с чрезвычайно изменчивыми формами разворачивания и заворачивания оборотов на взрослой или геронтической стадиях онтогенеза. Например, *C. breistrofferi* Kakabadze et Thieuloy, 1991 в онтогенезе характеризуется неоднократным (очень коротким) разворачиванием плоскоспирального оборота, а вид *C. djanelidzei* Rouch., 1933 на геронтической стадии не разворачивается, однако, как это видно из рис. 9d, у голотипа данного вида скульптура и форма жилой камеры последнего едва соприкасающегося оборота сходные с таковой у некоторых развернутых видов данного

³ Указание этого автора о том, что группа *C. shaoriensis* занимает более высокий стратиграфический уровень в разрезах, нежели группа *C. colchicus*, не соответствует действительности, так как представители группы *C. shaoriensis* появляются с началом зоны *Colchidites securiformis* и встречаются вместе с представителями группы *C. colchicus* во многих разрезах Грузии (Котетишвили, 1970, 1986; Какабадзе, 1971а).

рода. Кроме того, среди колхидитов имеются представители, имеющие как анцилоконный, так и явно выраженный гоплокриоконный типы разворачивания (рис. 9). Примечательно также, что среди развернутых и неразвернутых колхидитов, найденных на одном и том же стратиграфическом уровне, имеются и такие пары, у которых на геликоидальной и плоскоспиральной стадиях (до начала геронтической стадии) все основные морфологические признаки (скульптура, поперечное сечение оборота и др.) настолько сходны, что если отломать у них жилые камеры, то отличить их друг от друга практически не представляется возможным. Следовательно, в данном случае можно допустить, что эти формы являются представителями близкородственных видов одного и того же рода.



Рис. 9. Изменчивый характер формы завивания оборота на геронтической стадии в роде *Colchidites Djanelidze*: a - *C. aplinari* Royo у Gomez, экз. 3013/3, х 0,5, Колумбия, Гуане, верхний баррем; b - *C. riosuarensiensis* sp. nov., экз. 2178/1, х 0,25, Колумбия, Галан, верхний баррем; c - *C. cf. breistrofferi* Kakab. & Thieuloy, экз. 3016, х 0,3, Колумбия, Гуане, верхний баррем; d - *C. djanelidzei* Rouch., голотип; х 0,25, Западная Грузия, окр. г. Кутаиси, верхний баррем.

В связи с этим возникает вопрос, не имеется ли здесь явление внутривидовой изменчивости, выраженное половым диморфизмом. Сегодня на него ответить однозначно невозможно за неимением достаточного материала хорошей сохранности. Недавно в литературе появились весьма интересные высказывания. Первая попытка была предпринята М. Агирре Уррета и Г.Клингером (Aguerre Urreta & Klinger, 1986), которые, изучив гетероцератида Южной Африки и Патагонии, высказали мнение о том, что выделенные И. М. Рухадзе (Rouchadze, 1933) группы – 1) *Heteroceras emerici* d'Orb. (с крупными раковинами) и 2) *Heteroceras helicoceroides* Rouch. (с мелкими раковинами) отличаются друг от друга лишь размерами раковин и, вероятно, среди них следует искать диморфные пары. Кроме того, эти исследователи на основе анализа богатого материала колхидитов из верхнего баррема Южной Африки и Патагонии пришли к выводу, что в *Colchidites voulanensis australis* Klinger, Kakabadze & Kennedy можно выделить микро- и макроконхи, у которых скульптура (а также морфология раковины) на геликсе и первом обороте плоской спирали сходная и которые в разрезах встречаются вместе. При этом на некоторых микроконхах сохранились следы своеобразного очертания апертуры, и этот морфологический признак вместе с появлением в конце плоскоспирального оборота широко расставленных ребер в основном и послужил поводом интерпретировать их как микроконхи данного вида.

Интерес представляет также недавно вышедшая статья коллектива авторов (Delanoy et al., 1995) о диморфизме в гетероцератидах. Касаясь возможного проявления полового диморфизма в семействе Heteroceratidae, ими выдвигается гипотеза о том, что представители группы *Heteroceras baylei* с мелкими лонгигетероконными раковинами, возможно, составляют диморфные пары или с представителями *Heteroceras couletti/emerici*, имеющими крупные раковины (геликс стебель и крюк) или же - с представителями *Colchidites sarasini* Rouch. (= "Martelites" sarasini Rouch.), также имеющими крупные раковины, с ранними - геликоидальными и поздними – плоскоспиральными оборотами (рис. 10), а развернутая (выпрямленная) часть у них не развита.

Данная гипотеза если в первом случае (*H. baylei* - *H. couletti/emerici*) все еще может быть рассмотрена на уровне условности, то во втором случае (*H. baylei* - *C. sarasini*) она не может быть принята даже на уровне предположения, т. к. у этих двух групп (*Heteroceras baylei* и *Colchidites sarasini*) морфологические признаки раковины (параметры и характер навивания оборотов, скульптура, и др.) довольно отличны и, что главное, диапазон стратиграфического распространения значительно отличается: *H. baylei* появляется значительно раньше – в зоне *Hemihoplites ferraudianus* и поднимается в последующие зоны – *Imerites giraudi* и *C. securiformis*-*C. Sarasini*, тогда как *C. sarasini* Rouch. распространен лишь в зоне *C. securiformis*-*C. sarasini*. Отмеченный факт исключает возможность допущения рассматривать *H. baylei* и *C. sarasini* как диморфные пары.

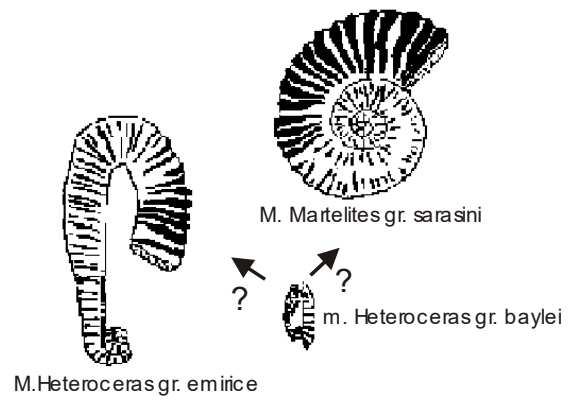


Рис. 10. Возможные диморфные пары некоторых представителей семейства Heteroceratidae

Следовательно, предпочтение отдается гипотезе о наличии антидиморфов (микро- и макроконхов) в подвиде *C. voulanensis australis*. Хотя для полной уверенности о наличии здесь полового диморфизма следует изучить (если материал позволяет) и характер расположения септ как у микро-, так и у макроконхов. Считаю, что данная гипотеза должна стимулировать исследователей искать диморфные пары и среди других представителей рода *Colchidites*. Однако, думаю, что из-за неимения хорошо сохранившихся полных экземпляров, по которым можно было бы изучить особенности геронтической стадии, выявление диморфных пар в *Heteroceratidae* все еще остается большой проблемой.

Учитывая приведенные выше данные о внутривидовой изменчивости гетероцератид, мы никак не можем согласиться с мнением В.Л.Егояна, который в своей докторской диссертации (1976) на основе изменения ориентации оси геликса и развития плоскоспирального оборота на базе группы *C. intermedius* Djan. предложил выделить два новых рода (*Epiheteroceras* и *Eocolchidites*), объем рода *Colchidites* ограничить только группой *Colchidites colchicus* Djan., а группу *C. shaoriensis* Djan. также выделить в ранге нового рода - *Epicolchidites*. Неприемлемо также выделение рода *Martelites* Conte, 1989 (emend. Delanoy, 1994), который фактически объединяет виды группы *C. shaoriensis* Djan. (Delanoy, 1994) и, следовательно, является младшим синонимом *Epicolchidites*. Имеющийся по сей день материал показывает, что изменчивость ориентации оси геликса так же, как и характера завивания оборотов на средней и поздней стадиях онтогенеза проявляется во всех группах и их следует рассматривать как внутривидовую изменчивость в роде *Colchidites*, как это и отмечали А.И.Джанелидзе (1926) и И.М.Рухадзе (Rouchadze, 1933).

Тенденция дробления “Линеевских родов”, как известно, сыграла прогрессивную роль в изучении органического мира в целом. Однако временами появлялись (и появляются) сторонники чрезмерного дробления старых родов и создания слишком большого числа новых родовых или семейственных категорий. Исключение в этом отношении не составило и семейство *Heteroceratidae* Spath, 1922, разделенное нами (Какабадзе, 1967в) на два подсемейства – *Heteroceratinae* Spath. и *Colchiditinae* Kakabadze, которые, как уже говорилось, отличаются друг от друга отсутствием у *Heteroceratinae* и наличием у *Colchiditinae* плоскоспиральной стадии в онтогенезе. Чуть позднее, помимо этих двух подсемейств было предложено (Егоян, 1977) выделение и третьего подсемейства - *Epicolchiditinae* Egojan, 1977, в котором были объединены все те роды семейства *Heteroceratidae*, которые характеризуются только геликоидальной и плоскоспиральной стадиями в онтогенезе. С накоплением дополнительного материала и пересмотрев вопросы филогении гетероцератид, я пришел к выводу (Какабадзе, 1982), что для выделения "подсемейства *Colchiditinae* Kakab." Нет веских доказательств и, следовательно, оно невалидно. На этом же основании выяснилось, что по родовому составу "подсемейство *Epicolchiditinae* Egojan" явно является искусственным и сборным. Следовательно, как было отмечено (Какабадзе, 1982), дробление семейства *Heteroceratidae* Spath на вышеотмеченные подсемейства лишено почвы и поэтому неприемлемо.

Таким образом, приведенные выше данные позволяют заключить, что степень значения отдельных морфологических признаков, таких как перегородочная линия, форма раковины, характер онтогенетического изменения скульптуры и формы поперечного сечения оборотов при диагностике разных таксономических единиц гетероморфов неодинакова и лишь комплексное их исследование вместе с данными морфогенетического прослеживания их эволюционных изменений во времени и пространстве дают основу для построения системы и выделения отдельных таксономических единиц (видов, родов, и т. д.). При этом особое внимание следует придавать данным, полученным по внутривидовым изменениям морфологических признаков раковины. Большое значение результатов таких исследований, как это было показано на примере представителей гетероцератид и анцилоцератид, особенно явно обнаруживается при установлении не только видовых, но и надвидовых таксонов раннемеловых гетероморфных аммонитов надсемейства *Ancylocerataceae* Gill, 1871 (*Ancyloceratina*, *Ammonoidea*).

Литература

- Богданова Т.Н. Новые барремские аммониты Западной Туркмении //Палеонт. журн. 1971. 3. С.60-71.
- Богданова Т.Н., Какабадзе М.В. К систематике рода *Ammonitoceras* Dumas, 1876 //Сообщ. АН ГССР. 1976. Вып. 82. 1. С.125-128
- Богданова Т.Н., Михайлова И.А. Происхождение и развитие семейства *Deshayesitidae* (*Ammonoidea*) //Палеонтол. журнал. 1999. 5. С.48-56.
- Джанелидзе А.И. Геологическая и палеонтологическая смесь (на груз. яз., рез. франц.) // Вест. ТГУ. 1926. Т. VI. С.220-226.
- Егоян В.Л. Аммониты из клансейских слоев Западного Кавказа //Тр. Краснодар. фил. Всесоюз. нефтегазового НИИ. 1969. 19. С.126-188.
- Егоян В.Л. О новом семействе развернутых аммонитов из апта Западного Кавказа //ДАН СССР 1974. 217 (4). С.939-942.
- Егоян В.Л. Ярусная шкала нижнего мела и нижнемеловые отложения западной части Северного Кавказа //Автореф. доктор. дисс. Л. 1977. 36с.
- Егоян В.Л. Ярусная шкала нижнего мела и нижнемеловые отложения западной части Северного Кавказа //Дисс. на соиск. доктор. геол.-мин. наук (рукопись). Л. 1976. 604с.
- Какабадзе М.В. К вопросу об экологии представителей рода *Colchidites* Djanelidze //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1967а. Т. V. Вып. 1. С.80-88.
- Какабадзе М.В. К вопросу о филиации колхидитов (на груз. яз., рез. русс.) //Тр. ТГУ, 1967б. Т. 122, 4. С.189-197.
- Какабадзе М.В. К вопросу о систематическом положении и классификации колхидитов // Сообщ. АН ГССР. 1967в. Т. 48. 2. С. 437-442.
- Какабадзе М.В. Новый род *Kutatissites* gen. nov. из нижнемеловых отложений Западной Грузии //Сообщ. АН ГССР. 1970. Т. 58. 3. С.733-736.
- Какабадзе М.В. Колхидиты и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1971 а. Вып. 26. 118с.
- Какабадзе М.В. К вопросу о филогении семейства *Heteroceratidae* //Сообщ. АН ГССР. 1971б. Т. 64. 1. С.109-112.
- Какабадзе М.В. Новые и малоизвестные виды Грузии и некоторых соседних областей // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1977. Вып. 58. С. 128-147.
- Какабадзе М.В. Анцилоцератиды юга СССР и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1981. Вып. 71, 196с.
- Какабадзе М.В. Раннемеловые гетероморфные аммониты (анцилоцератиды и гетероцератиды) юга СССР и их биостратиграфическое значение//Автореф.доктор.дисс. Тбилиси.1982. 45с
- Какабадзе М.В., Богданова- Михайлова И.А. К стратиграфии среднего апта юга СССР и некоторые гетероморфные аммониты //Бюлл. МОИП. Отд. геол.1978. Т. 53. Вып. 6. С.75-90.
- Котетишвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1970. Вып. 25. 116с.
- Котетишвили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палео-зоогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1986. Вып. 91. 160с.
- Майр Э. Популяции, виды и эволюция. М.: Мир. 1974. 460с.
- Михайлова И.А. Система и филогения меловых аммоноидей. М. 1983. 280с.
- Рухадзе И.М. Некоторые новые и малоизвестные аптские цефалоподы Грузии (на груз. яз., рез. русс. и франц.) //Сообщ. ГИН Грузии. 1938. Т. III. Вып. 2. С.129-189.
- Товбина С.З. О верхнебарремских аммонитах Туркмении //Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 109. Вып. 14. С.89-119.
- Шарикадзе М.З. Морфогенетическое развитие рода *Ptychoceras* d'Orbigny (*Lytocera*tida, *Ammonoidea*) //Пал. сб: Львов. гос. ун-та. 1986. 23. С.12-17.
- Шарикадзе М.З., Какабадзе М.В., Кванталиани И.В. О некоторых особенностях строения лопастной линии гетероморфных аммонитов //ДАН АН СССР. 1989. Т. 307. 1. С.214-217.
- Aguirre Urreta M.B. & Klinger H.C. Upper Barremian *Heteroceratinae* (Cephalopoda, *Ammonoidea*) from Patagonia and Zululand, with comments on the systematics of the subfamily // Annals of the South African Museum 96 (8). 1986. P.315-358.
- Avram E. Nouvelles Ammonites Heteromorpes Beduliennes du Couloir de la Dimbovicioara // Inst. Geol. et Geoph. Mem. 1976. V. XXI. P.75-80.

- Bogdanova T.N. & Prozorovsky. Substantion of the Barremian/Aptian boundary //Scripta Geol., Spec. Issue 3, 1999. P.45-81.
- Casey R.C. The Ammonoidea of the Lower Greensand //Part II. Monographs. Palaeontological Society, 1961. P.45-118.
- Conte G. Fossiles du plateau d'Albion //Les Alpes de Lumière 99, 1989. 72p.
- Delanoy G. Nouvelles conceptions generiques au sein de la famille barremienne des *Heteroceratidae* Spath, 1922 (Ammonoidea, Ancyloceratina) //C. R. Acad. Sci. Paris, 318, serie II, 1994. P.543-548.
- Delanoy G. Biostratigraphie des faunes d'Ammonites a la limite Barremien-Aptien dans la region d'Angles-Barreme-Castellane. Etude particuliere de la famille des *Heteroceratidae* Spath, 1922 (Ancyloceratina, Ammonoidea) //Annales du Museum d'Histoire Naturelle de Nice. 1997. t. XII. 270p.
- Delanoy G. & Ebbo L. Revision de l'holotype d'*Ancyloceras urbani* var. *paquieri* Kilian & Rebol, 1915 et reflexions sur le genre *Kutatissites* Kakabadze, 1970 (Ammonoidea, Ancyloceratina) // Geologie Alpine. 1997. T. 73. P.3-21.
- Delanoy G., Ropolo P., Magnin A., Autran G., Poupon A. & Gonnet R. Sur le dimorphisme chez les *Ancyloceratina* (Ammonoidea) du Cretace inferieur //C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, serie II a, 1995. P.537-543.
- Etayo Serna F. The Georgian heteromorph ammonite genera *Kutatissites* and *Pseudoaustralicer* in Northwest Southamerica //Geol. Norandina. 1983. 7. P.3-13.
- Hoedemaeker Ph.J. Ammonite distribution around the Hauterivian-Barremian boundary along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain) //Geol. Alpine, Mem. H. S. 1994. 20. P.219-277.
- Kakabadze M.V. On the systematics and stratigraphical significance of the genera *Pseudocrioceras* Spath, *Audouliceras* Thomel and *Kutatissites* Kakabadze //Annals du Musee d'histoire naturelle de Nice, 4, 1978. P.XXXIV.1-XXXIV.5.
- Kakabadze M.V. On the morphological classification of heteromorph ammonites //In: 2nd Ceph. Symp. Tuebingen 1985, E. Schweizerbart'sche Verlags buchhandlung, 1988. P.447-452.
- Kakabadze M.V. On biogeography of some Lower Cretaceous ammonites// Palaeopelagos special publications 1. Proceedings of the 3rd Pergola International Symposium, 1994. P. 203-208.
- Kakabadze M.V. & Hoedemaeker Ph.J. New and less known Barremian-Albian ammonites from Colombia //Scripta Geol. 1997. 114. P.57-117.
- Kakabadze M.V. & Thieuloy J.P. Ammonites Heteromorphes du Barremien et de l'Aptien de Colombie (Amerique du Sud) //Geologie Alpine. 1991. 67. P.81-113.
- Klinger H.C. & Kennedy W.J. Cretaceous faunas from Zululand, South Africa, and southern Mozambique. The Aptian *Ancyloceratidae* (Ammonoidea) //Annals of the South African Museum, 73 (9), 1977. P.215-359.
- Klinger H.C. & Kennedy W.J. Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. Barremian representatives of the ammonite family *Ancyloceratidae* Gill, 1871 //Annals of the South African Museum, 101, (5), 1992. P.71-138.
- Klinger H.C., Kakabadze M.V. & Kennedy W.J. Upper Barremian (Cretaceous) heteromorph ammonites from South Africa and the Caucasus and their palaeobiogeographic significance //Journal of Molluscan Studies 50 (1), 1984. P.43-60.
- Rawson P.F. The interpretation of the Lower Cretaceous heteromorph ammonite genera *Paracrioceras* and *Hoplocrioceras* Spath, 1924 //Palaeontology. 1975a. 18 (2). P.275-283.
- Rawson P.F. Lower Cretaceous Ammonites from North-East England: the Hauterivian Heteromorph *Aegocrioceras* //Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. 1975b. 26. P.139-159.
- Ropolo P. Implications of variation in coiling in some Hauterivian (Lower Cretaceous) heteromorph ammonites from the Vocontian basin, France //Cecca F. (ed.) "Proceeding of 3rd Workshop on Early Cretaceous Cephalopods" Mem. Descr. Carta Geol. Italia, 51, 1995. P.137-165.
- Ropolo P., Gonnet R., Conte G. The "*Pseudocrioceras* interval" and adjacent beds at La Bedoule (SE France): implications to highest Barremian/Lower Aptian biostratigraphy //Scripta Geol., Spec. Issue 3. 1999. P.159-213.
- Rouchadze I. Les ammonites aptiennes de la Georgie occidentale //Bull. Inst. geol. Georgie. 1933. 1 (3). P.166-273.
- Sarkar S.S. Some new genera of uncoiled ammonites from Lower Cretaceous //Science and Culture 1954. 19. P.618-620.

Stoykova K. Genus *Kutatissites* (*Ammonoidea*, Lower Cretaceous) from Northeast Bulgaria // *Geobios*. 1992. 25. 2. P.251-261.

Thieuloy J.P. Un Céphalopode remarquable de l'Hauterivien Basal de la Drome: *Huimantoceras* nov. gen // *Bull. Soc. France*. 1964. 7 e serie. T. VI. 205-213.

Thieuloy J.P. Le genre georgien *Kutatissites* (*Ammonoidea*) dans le Sud-Est Français // *Geologie Alpine*, 1976. 52, P.99-103.

Vasicek Z. & Wiedmann J. The *Leptoceratoidinae*: small heteromorph ammonites from the Barremian // *Palaeontology*. 1994. V. 37. Part 1. P.203-239.

Wiedmann J. Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. I. Lieferung: *Lytoceratina*, *Aptychi* // *Amhandlungen der Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. Akademie der Wissenschaften und der Literatur*, 1, 1962. 48p.

Wiedmann J., Kakabadze M.V. & Sharikadze M.Z. The suture ontogeny in *Ptychoceras* d'Orbigny and its implications for systematics of Cretaceous heteromorphs // *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* 1990. 6. P.267-284.

Wiedmann J. & Kakabadze M.V. Suture investigations and the classification of Cretaceous heteromorph ammonites // *GEOBIOS*, M. S. n 15, 1993. P.393-399.

Wright C.W., Callomon J.H. & Howarth M.K. *Treatise on Invertebrate Palaeontology*, Part L, Mollusca 4, Revised, Cretaceous Ammonoidea // *The Geol. Soc. of America, the University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas*, 1996. 362p.

ЗНАЧЕНИЕ НАНОКОНУСОВ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

З.В. Дограшвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Барремско-аптский комплекс нанофоссилий в Грузии состоит из 18 родов, принадлежащих 17 семействам. Среди них наиболее значительный род *Nannoconus*. Он характеризуется обилием, разнообразием видов и создает основной фон в комплексе. Первые находки наноконусов установлены в Грузии в ущ. рр.Ладжанури и Бзыбь. В настоящее время наноконусы изучены только из барремских и аптских отложений. Эти известковые отложения датированы по аммонитам. Основываясь на предварительных данных, в Грузии установлены три наноконусные зоны - *Nannoconus colomii* (баррем), *Nannoconus bucheri* (нижний апт), *Nannoconus boletus* (средний - верхний апт). Таким образом, уточнен ареал наноконусов в Тетическом поясе.

IMPORTANCE OF *NANNOCONUS* FOR THE BIOSTRATIGRAPHY OF THE LOWER CRETACEOUS SEDIMENTS OF GEORGIA

Z. Dograshvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The Barremian - Aptian nanofossil assemblage in Georgia consists of 18 genera – representatives of 17 family. Among this genera, *Nannoconus* is rather important. It is distinguished by abundance, diversity of species and forms the basic background in the assemblage. The first occurrences of *Nannoconus* have been established - the Lajanuri and Bzibi river gorges. Nannoconids has been studied only in the Barremian-Aptian deposits as yet. These calcareous sediments are dated by ammonites. According to the preliminary data, 3 Nannoconid Zones have been established in Georgia: *Nannoconus colomii* (Barremian), *Nannoconus bucheri* (Lower Aptian), *Nannoconus boletus* (Middle - Upper Aptian). Thus, Georgia enters the *Nannoconus* distribution area in the Tethyan Realm.

В течение последних двух десятилетий уже не вызывает сомнения значение известковых нанофоссилий для детальной стратиграфии позднемезозойских и кайнозойских отложений. Анализ образцов глубоководных буровых скважин большей частью зависит от определения возраста пород с помощью известкового нанопланктона и поэтому нефтяная индустрия правильно оценила роль этих ископаемых организмов в получении биостратиграфических данных из образцов небольших размеров.

Ниже мы остановим наше внимание на одной из групп известкового нанопланктона - на наноконидах, которые доминируют в ископаемых комплексах изученных нами разрезов, а коколитофориды встречаются в незначительном количестве и не представляют интереса для стратиграфии.

Наноконусы - это нанолиты размером 3-30 мк, толстые стенки которых построены перпендикулярно ориентированными кальцитовыми клинами или пластинками, которые спирально окружают осевой канал или осевую полость наноконусов (рис.1). Они объединяются под родовым названием *Nannoconus*, однако их систематическое положение, как и происхождение, пока еще точно не установлено. Тем не менее, существует мнение, что наноконусы так же, как и коколитофориды, представители древних водорослей.

В 1925 году Дж.Лапаран (Lapparant, 1925) впервые заметил крохотные известковые организмы бутылковидной формы в известковой формации Прованса, на границе юры-мела. Он считал, что это эмбрион, миниатюрная разновидность фораминиферы *Lagena*. В течение многих лет исследователи описывали эти микроорганизмы под разными названиями, пока в 1938

году Е. Камптнер (Kamptner, 1938) не выделил род *Nannoconus* и вид *Nannoconus steinmannii*. На сегодняшний день уже известно более 50 видов этого рода.

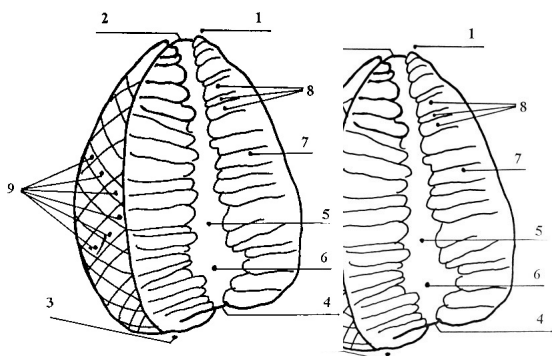


Рис.1. Схематическое строение наноконусов (по Brönnimann, 1955)
1-апекс раковины; 2-апикальная апертура; 3-базальная часть раковины; 4- базальная апертура; 5-аксиальный (осевой) канал; 8- ряд клинов; 9-спираль клинов

Наноконидаы одни из первых известковых нанофоссилий, которые успешно применяются в стратиграфических исследованиях. В 1955 году П.Брөнниман (Brönnimann, 1955) впервые выделил наноконусные комплексы в верхнеюрско-нижнемеловых известняках Кубы. Впоследствии многие авторы выделяли похожие комплексы в разных странах мира: в Мексике, Южных Альпах, Венгрии, Испании, Франции, Израиле, Италии, Швейцарии. В 1977 году Х.Маниви и др. (Manivit et al., 1977) попытались провести корреляцию между зональностью по наноконидам (Deres & Acheritegy, 1972) и зональностью по коколитофоридам (Sissingh, 1977). Это оказалось нелегко из-за того, что обычно в отложениях, богатых наноконусами, почти отсутствуют коколитофориды и наоборот. К.Перк-Нильсен (Perch-Nielsen, 1979) сделала обзор распространения наноконидов в стратотипах меловых ярусов. В 1980 году французские ученые Ф.Дере и Дж.Ашеритеги (Deres & Acheritegy, 1980) опубликовали сводный труд о наноконидах, в котором определено до 50 видов наноконусов, составлена схема стратиграфического распространения и эволюционного развития этого рода. Наконец, выделено 11 зон по наноконусам, начиная с титона до кампана (включительно). Наноконидаы впервые появляются в самом конце поздней юры, близ границы нижнего мела, и максимальной многочисленности и разнообразия достигают в раннемеловых отложениях Средиземноморской области. Периодом расцвета наноконусов считается барремско-аптское время, когда и появляется большая часть новых видов. В альбе и туроне также отмечается обновление видов, в сеномане уже не появляется ни один новый вид, а в маастрихте - уже не встречается ни один наноконус. Надо отметить, что начиная с альба новые виды сравнительно угнетеннее, чем неокомские.

Наноконидаы носят определенную палеогеографическую нагрузку. По Х.Тирштайну (Thierstein, 1976) наноконусы характерны для эпиконтинентальных морей и обширных шельфовых площадей, а также этот таксон ограничивается тропическими и субтропическими палеоширотами.

Наноконусы традиционно изучаются вместе с коколитофоридами. Несмотря на различную морфологию, для определения наноконусов употребляют препараты, приготовленные тем же методом, что и для коколитов. Однако в отличие от последних, изучение наноконусов возможно и в тончайших шлифах, где имеется возможность наблюдения на т.н. "розетах" наноконусов (рис.2)

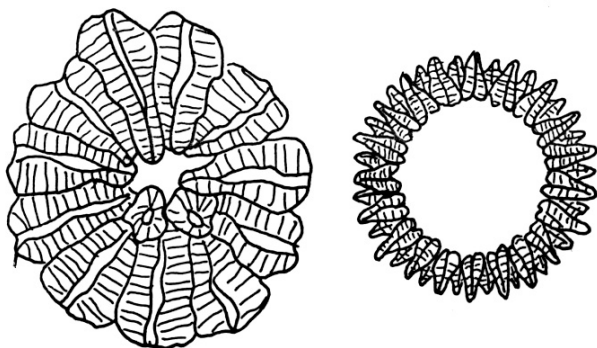


Рис. 2. "Розеты" наноконусов или "наносфероиды" (по Trejo, 1960)

Как коколитофориды строят коко-

сферы и кокоцилиндры, так наноконусы строят наносфероидины. Это и позволило ученым говорить о сходном происхождении этих организмов.

Во время определения и описания наноконусов внимание обращается на форму и размеры нанолитов, а также на форму и высоту осевого канала и центральной полости, на толщину стенок (см. рис.1). Для определения наноконусов предпочтение отдается световому микроскопу, хотя для изучения детальной морфологии необходимы сканирующий и электронный микроскопы.

Местонахождения раннемеловых наноконусов в Грузии впервые обнаружены в разрезах ущ. рр.Ладжанури и Бзыбь (рис.3). Эти разрезы детально изучены рядом ученых и стратифицированы макро- и микрофауной. Оба разреза представлены в основном известковыми отложениями. Разрез ущ. р.Ладжанури представлен в нижней части - доломитизированными известняками (нижний баррем), пелитоморфными и органогенными известняками (баррем-апт), выше - мергелистыми известняками (нижний-средний апт), а в самом верху - мергелями (верхний апт). Изученный участок Бзыбского разреза представлен светло-серыми известняками (баррем). Во время собирания образцов для нанопланктона, по возможности не оставляли без внимания и макрофауну. Из собранной нами различной фауны (аммониты, белемниты, брахиоподы, двусторчатые и др.(рис.3), аммониты-представители родов *Crioceratites*, *Holcodiscus*, *Heinzia*, *Phylloplacyhceras*, *Hemihoplites* и др.(определены Э.Котетишвили, М.Какабадзе и И.Кванталиани).

разрез р. Ладжанури

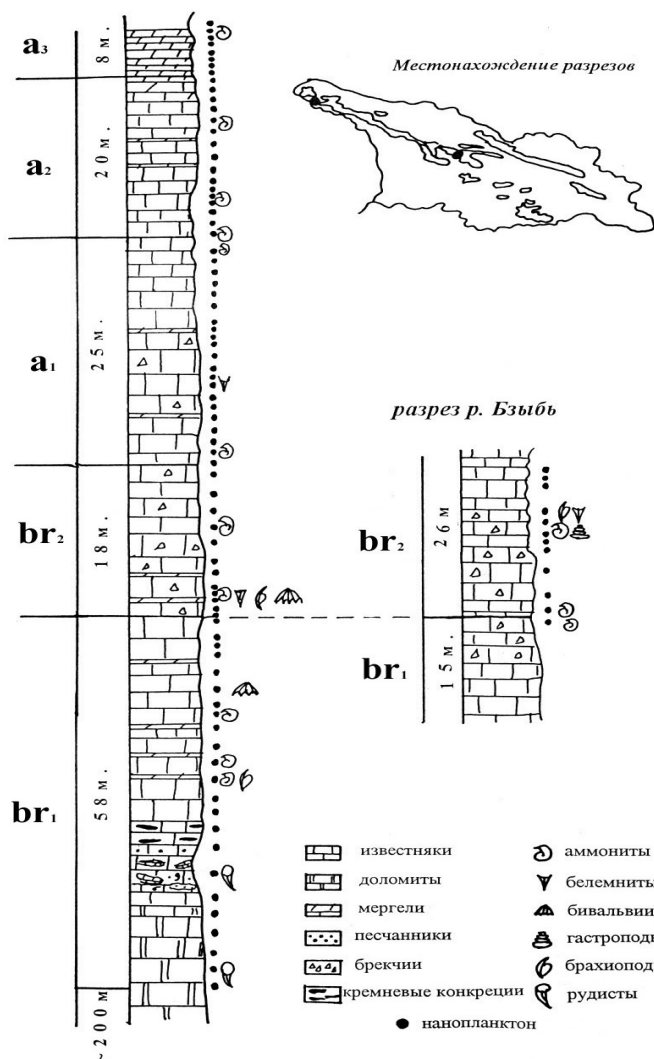


Рис.3. Схема строения разрезов в ущ. рр.Ладжанури и Бзыбь

Всего обработано свыше 100 образцов, откуда отмытый комплекс наноконусов представлен 21 видом (рис.4.). Другие группы нанопланктона (*Micrantholithus*, *Braarudosphaera*, *Assipetra*, *Conusphaera*, *Litrphidites*,

Rucinolithus, Eproolithus, Rhagodiscus, Cyclagelosphaera, Haquis, Ellipsagelosphaera, Stradneria, Placozygus, Gartnerago, Thoracosphaera, Vagalapilla, Stoverius) представлены единичными формами и неинтересны для стратиграфии. Мы смогли выделить несколько наноконусных комплексов, которые соответствуют наноконусным комплексам, выделенным в Средиземноморской области. Самым богатым является барремский комплекс - 14 видов (рис.4). Следует отметить нахождение зонального вида *N.colomii*, который поднимается из нижнего баррема и прекращает существование на границе баррема-апта.

ВОЗРАСТ		ЗОНАЛЬНОСТЬ ПО НАНОКОНУСАМ по Deres & Asheriteguy, 1980	НАНОКОНУСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГРУЗИИ	
АПТСКИЙ	СРЕДНИЙ - ВЕРХНИЙ	<i>NANNOCONUS BOLETUS</i>		<i>N.truitti rectangularis, N.elongatus, N.truitti truitti, N.truitti frequens, N.minutus, N.quadriangulus quadriangulus, N.oviformis, N. quadriangulus apertus</i>
	НИЖНИЙ	<i>NANNOCONUS BUCHERI</i>		<i>N.bucheri, N.wassallii, N.elongatus, N.circularis, N.minutus, N.truitti truitti, N.truitti frequens, N.oviformis</i>
БАРРЕМСКИЙ		<i>NANNOCONUS COLOMI</i>		<i>N.colomii, N.steinmannii, N.bucheri, N.circularis, N.boneti, N.bermudezii, N.wassallii, N.globulus, N.grandis, N.kamptneri, N.minutus, N.steinmannii minor, N.compressus, N.sp.</i>

Рис.4. Схема наноконусных комплексов Грузии

В апт не переходят и другие виды, представленные в барремском комплексе: *N.steinmannii steinmannii, N.steinmannii minor, N.boneti, N.bermudezii, N.globulus, N.grandis, N.kamptneri, N.compressus*. Всего 4 вида переходят из баррема в апт- *N. bucheri, N.circularis, N.wassallii, N.minutus*. Из них *N.minutus* поднимается до альба, а три остальных встречаются только в нижнем апте. Здесь же отметим, что барремский комплекс обоих изученных нами разрезов почти одинаковый. Лишь два вида - *N.steinmannii minor* Deres & Asheriteguy и *N.globulus minor* Deres & Asheriteguy - отсутствуют в разрезе ущ.р.Бзыбь, а 1 вид - *N.boneti* Deflandre & Deflandre отсутствует в разрезе р.Ладжанури (рис.5).

Аптский комплекс характеризуется меньшей разновидностью. В нижнем апте происходит обновление видов. Рядом с видами, которые переходят из баррема (*N.wassallii, N.bucheri, N.circularis*), встречаются и новые - *N.truitti truitti, N.truitti frequens* (появление которых указывает на аптский возраст отложений), *N.elongatus* и *N. oviformis*. На границе нижнего-среднего апта прекращает существование зональный вид *N. bucheri* и еще 2 вида, вместе с ним перешедшие из баррема - *N.wassalli, N.circularis*. Это дает возможность говорить о границах зоны *N.bucheri*.

В среднем апте также отмечается обновление видов. Здесь появляются виды, характерные для среднего - верхнего апта: *N.quadriangulus quadriangulus, N.quadriangulus apertus*. Они поднимаются до границы альба, но выше не переходят. В этом комплексе нами не обнаружен зональный вид среднего и верхнего апта - *N.boletus*, но аналогичный диапазон стратиграфического распространения отмечается у другого вида - *N.quadriangulus*.

Из верхнего апта в альб переходят лишь единичные виды: *N.elongatus, N.minutus, N.truitti truitti, N.truitti frequens*. В самом конце верхнего апта, ниже границы альба появляется новый подвид *N.truitti rectangularis*, который указывает на альбский возраст отложений. Начиная с верхнего апта наноконусы теряют свое значение и их место занимают коколиты.

№	ВИДЫ	Разрез р.Ладжанури	Разрез р.Бзыбь
1	<i>Nannoconus colomii</i>		
2	<i>N.steinmannii</i>		
3	<i>N.steinmannii minor</i>		
4	<i>N.kamptneri</i>		
5	<i>N.bermudezii</i>		
6	<i>N.globulus</i>		
7	<i>N.globulus minor</i>		
8	<i>N.grandis</i>		
9	<i>N.boneti</i>		
10	<i>N.compressus</i>		
11	<i>N.wassallii</i>		
12	<i>N.minutus</i>		
13	<i>N.circularis</i>		
14	<i>N.bucheri</i>		
15	<i>N.truitti truitti</i>		
16	<i>N.truitti frequens</i>		
17	<i>N.truitti rectangularis</i>		
18	<i>N.oviformis</i>		
19	<i>N.quadriangulus quadriangulus</i>		
20	<i>N.quadriangulus apertus</i>		
21	<i>N.elongatus</i>		

барремские виды
 аптские виды

Рис.5. Распространение барремско-аптских наноконусов Грузии

Как явствует из предварительных данных, предполагаем, что в Грузии можно выделить аналоги Средиземноморских зон по наноконусам: в барреме - *Nannosconus colomii*, в нижнем апте - *N. bucheri*, а что касается среднего и верхнего апта, нами не обнаружен руководящий вид *N.boletus*, но аналогичный диапазон стратиграфического распространения отмечается у вида *N. quadriangulus*. Дальнейшие исследования покажут, будет ли возможно применение наноко-

нусов в биостратиграфии на более верхних уровнях или же предпочтение отдадим коколитам, тенденцию господствования которых легко заметить, начиная уже с альба.

В Грузии впервые установлены местонахождения нижнемеловых наноконусов. Стало возможным выделение наноконусных комплексов и, таким образом, уточнился ареал наноконусов в Средиземноморской области (рис.6).



Рис.6. Географическое распространение наноконусов (по Dere & Asheritegy,1980)

Литература

Brönnimann P. Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba // *Micropaleontology*. 1955.1. P.28-51.

Deres F.& Acheritegy J. Contribution a l'étude des Nannoconidés dans le Crétacé inférieur du Bassin d'Aquitain // *Mem. Bur. Rech. geol. Minières*. 1972. 77,155-63.

Deres F.& Acheritegy J. Biostratigraphie des Nannoconidés // *Bull.Cent. Rech. S.N.E.A.* 1980. P.41-53.

Kamptner E. Einige Bemerkungen über Nannoconus // *Paläontologische Zeitschrift*.1938. 20. P.249-257.

Lapparant J. Dur une Variete de Calcaire a Grain Fin // *Compte Rendus Sommaire des Seances Societe de Geologie de France*. 1925.7. P.104-106/.

Manivit H.et al. Mid Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy // *Kon. Netherl. Acad. Wet.*1977. B 80.(3). P.169-81.

Perch-Nielsen K. Calcareous nannofossils between the North Sea and the Mediterranean // *IUGS. Ser. A*. 1979.6.P. 223-72.

Sissingh W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geol. Minsnbouw*.1977. 56(1). P.37-65.

Thierstein H. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments // *Marine Micropaleontol.*1976.1.P.325-62.

Trejo M. La familia Nannoconidae y su alcare stratigraphico en America (Protozoa, incertae sedis). *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* 1960.12. P.259-314.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ ГРУЗИИ

Г.Д. Ананиашвили, Л.Г. Ананиашвили, И.Н. Джапаридзе,
Ц.Д. Минашвили, З.В. Сахелашвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В статье дается биостратиграфическая характеристика отложений майкопской серии, широко развитых на территории Грузии. На основании новых палеонтологических (моллюски, нанопланктон) и палеоботанических (лиственные остатки) данных обосновывается наличие в разрезах хатского (=верхний олигоцен; корбулевые слои; зона NP 24-25), уплисцхского (=аквитан; зона NN 1), сакараульского и коцахурского ярусов. Уточнены стратиграфические объемы, границы и мощности вышеотмеченных стратонов.

Рассмотрены также вопросы развития и изменения моллюсковых комплексов в раннемиоценовых морях и взаимоотношение последних с таковыми открытыми морей.

BIOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER PART OF THE MAIKOPIAN SERIES OF GEORGIA

G. Ananiashvili, L. Ananiashvili, I. Japaridze, Ts. Minashvili, Z. Sakhelashvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The paper deals with biostratigraphic characteristics of Maikop series-sediments widespread on the territory of Georgia.

Presence of Chattian (=Upper Oligocene; layers with Corbulae; zone Np 24-25), Uplistsikhe (=Aquitania; zone NN 1), Sakaraulo and Kotsakhuri stages are well grounded by new paleontological (mollusks, nannoplankton) and paleobotanic (deciduous remains) data.

Here, stratigraphic volumes, boundaries and magnitude of the above strata are defined more precisely.

This paper also applies to problems of development and changes of mollusks complexes in Early Miocene seas and the relation of the latter with open seas.

В Грузии терригенные отложения майкопской серии приурочены к седиментационным депрессиям, расположенным между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа. Они участвуют в геологическом строении всех тектонических структур, развитых в пределах Грузинской глыбы (Джанелидзе, 1940). Большая фациальная изменчивость и скудность органических остатков как в глубоководных, так и в мелководных фациях затрудняют стратификацию довольно мощной (до 3000 м) майкопской серии на более мелкие стратиграфические единицы (ярусы, подъярусы, слои).

В статье особое внимание уделено верхней, миоценовой части майкопской серии, хотя вкратце охарактеризованы и сопредельные слои. В редких случаях предпринимается попытка стратифицировать и весь олигоцен.

Рассмотрение отложений майкопской серии целесообразно начать с **Одишской подзоны**¹, где имеются их полные (от верхнего эоцена до тархана) и весьма интересные с биостратиграфической точки зрения разрезы. В северном борте упомянутой структуры (сс. Сачино, Джгали, Мухури; ущ. рр. Хуру и Техури) олигоценовая часть упомянутой серии представлена глубоководными типичными майкопскими глинами, с пропластками мелкозернистых песчаников, слабокарбонатных песчаных глин и глинистых песчаников (Мефферт, 1931; Дзвелая, 1940; Качарава, 1944; Вахания, 1959; Лалиев, 1964; О. Джанелидзе, 1970).

В сплошных обнажениях нам впервые в Закавказье удалось по нанофоссилиям расчленивать нижнюю часть майкопской серии на более мелкие стратоны (Минашвили, 1986, 1990).

¹ Тектоническое районирование Грузии дается по П.Д. Гамкрелидзе (1964).

В низах серии, в карбонатных глинистых песчаниках и глинах (мощностью 90-100 м) обнаружен довольно богатый комплекс альгофлоры (18 видов), в которой особое значение имеет *Coccolithus subdistichus*, являющийся видом-индексом подзоны CP-16а, соответствующей нижнему олигоцену-низам зоны Np-21 международной стандартной шкалы Е. Мартини (Martini, 1970).

В вышележащей толще (15-20 м) комплекс нанопланктона (8 форм) аналогичен таковому из полбинских слоев Предкавказья (Андреева-Григорович, 1980). В ассоциации кокколитов наиболее важен *Zigodiscus vialovi* Andr.-Grig., считавшийся видом-индексом для полбинских слоев Северного Кавказа. Отложения с последним видом коррелируются со стандартной зоной Np-23, относящейся к среднему олигоцену и соответствующей объему рюпельского яруса Бельгии и Северной Германии.

Стратиграфически выше в слабокарбонатных песчаных глинах (мощн. 75 м) встречаются следующие виды нанопланктона: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *C. eopelagicus* (Bram. et Ried.) Bram. et Sullivan, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Haj) Bukry, *Pontosphaera multipora* Kamptner, *Helicosphaera bramlettei* Müller, *H. recta* (Haq) Jafar et Martini, *Reticulofenestra bisecta* (Haq, Mohler et Wade) Roth., *R. lockeri* Müller, *Sphenolithus moriformis* Brohn. et Str., *Discoaster adamanthus* Bram. et Wil. Несмотря на то, что среди них нет вида-индекса, наличие в комплексе таких характерных форм как *Helicosphaera bramlettei* Müller, *H. recta* (Haq) Jafar et Martini, довольно убедительно определяют позднеолигоценный (хаттский) возраст вмещающих их слоев.

Вся залегающая выше толща (150-200 м) представлена типичными майкопскими глинами, совершенно лишенными органических остатков, кроме рыбьих чешуй. Она согласно перекрывается литологически резко отличающимися от последних отложениями (мощн. 175 м), состоящих из чередования мелко- и крупнозернистых карбонатных песчаников, глинистых песчаников и песчаных глин с редкими пропластками майкопских глин в нижней части толщи. Кверху роль последних заметно увеличивается, образуя мощные пласты (3-5 м). Моллюсковая фауна сосредоточена в подошвенной части толщи и состоит из следующих сакараульских видов: *Glycymeris deshayesi* Mayer, *G. cor* Lam., *Nucula burdigalica* Cossm. et Peyrot, *Anadara turo-nica* Duj., *Panope menardi* Desh., *Polinices burdigalensis* Mayer., *Turritella turris* Bast., *Nassa* sp. В нижней половине толщи из карбонатных песчаных глин О.И. Джанелидзе (1970) определила довольно богатый комплекс фораминифер, подтверждающий сакараульский возраст слоев.

Вышеуказанная толща, согласно залегающая между верхнеолигоценовыми отложениями и сакараульскими слоями, по стратиграфическому положению занимает место уплисцхского (= аквитан) яруса.

Коцахурский ярус (80-120 м), как и в большей части Грузии, состоит главным образом из крупнозернистых, толстослоистых, иногда массивных (3-5 м) песчаников, по всей мощности переполненных руководящими видами этого стратона - *Rzehakia socialis* (Rz.), *Eoprosodacna* (*Eoprosodacna*) *cartlica* (David.) (Дзвеляя, 1936; Квалиашвили, 1962; Г. Ананиашвили, 1984).

В восточной и южной частях упомянутой подзоны олигоцен-нижнемиоценовые отложения фациально полностью замещаются глубоководными немymi майкопскими глинами.

В **Рачинско-Лечхумской** подзоне майкопская серия представлена в основном такими же типами пород, как в вышеотмеченном регионе. В южной полосе Ларчвали-Агви-Усахело разграничить олигоценовую часть майкопской серии от миоценовой стало возможным лишь по цистам динофлагеллат. Внезапное исчезновение олигоценовых цист в вышележащих майкопских глинах (по аналогии с предкавказскими разрезами), по заключению Ц.Д. Минашвили, должно рассматриваться как начало миоценового времени.

В верхней части майкопских глин (90-100 м) появляются (окр. с. Чкуми) прослой карбонатных глин и песчаников. В последних нами найдены: *Arca biangula* Orb., *Chlamys incomparabilis* Risso., *Ostrea digitalina* Dub., *Polimesoda convexa* (Bron.), *Corbula gibba* Ol., *Natica beirichi* Nyst., *Turritella* (*Hanstator*) *pseudogradata* Cossm. et Peyr., *Cerithium upliscichensis* Kurts. Большинство форм ранее отмечены Т.А. Курцхалия и др. (1972) и нами (Г. Ананиашвили и др., 1998) из уплисцхского яруса Восточной Грузии. Следовательно наличие в Лечхумских разрезах последнего стратона подтверждается палеонтологически.

Уплисцхские отложения вверх по вертикали постепенно замещаются толстослоистыми, крупнозернистыми песчаниками, глинистыми песчаниками и глинами майкопского типа (150-180 м). В основании толщи в песчаниках нами обнаружен довольно богатый комплекс сакара-

ульских моллюсков: *Nucula burdigalica* Cossm. et Peyr., *Nuculana fragilis* Chemn., *Glycimeris deshayesi* Mayer, *G. cor* Lam., *Anadara turonica* Duj., *A. diluvii* Lam., *Modiolus katscharavai* Charat., *Lentipecten corneus denudatus* (Reuss), *Mytilus* aff. *fuscus* M. Horn., *Europocardium multicoatum* (Brocchi), *Polinices beirichi* Nyst., *Turritella turris* Bast., *Nassa* sp. indet. и др.

Стратиграфически выше развиты в основном массивные крупнозернистые песчаники (100-120 м), которые почти целиком переполнены рзгаками коцахурского яруса.

Разрезы майкопской серии в этой геотектонической структуре, как и в большей части Грузии, заканчиваются тарханскими отложениями с богатым комплексом моллюсков (Ананишвили, 1984) и фораминифер (О. Джанелидзе, 1970).

Особенно интересным регионом для рассматриваемого нами вопроса является **Восточная (молласовая) зона погружения**. В крайне западной части упомянутой зоны, в **Тирифонско-Мухранской подзоне** (окр. сс. Набахтеви, Вака, Адзвиси) майкопская серия представлена полностью (Варенцов, 1950; Булейшвили, 1960; Лалиев, 1964; Лобжанидзе, 1969; Попов и др., 1993), за исключением коцахурских слоев, перемытых чокракской трансгрессией. Здесь нижнемиоценовые отложения расположены над толстослоистыми, крупнозернистыми, ожелезненными песчаниками, глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами (видимая мощн. до 16м), в которых нами собран типичный верхнеолигоценый моллюсковый комплекс, характерный для Восточной и Южной Грузии: *Corbula* (*Lenticorbula*) *sokolovi* (Korob.), *Janschinella garetzkii* Merkl., *Lentidium georgianum* (Zot.) Korob., *Polimesoda brogniarti* (Brogn.), *Cerastoderma serogosicum* Merkl., *Congerina basteroti* Desh., *Melanopsis* sp.

Стратиграфически выше на 5 м в глинистых песчаниках Ц.Д. Минашвили определила нанофоссилии: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *C. eopelagicus* (Bram. et Ried.) Bram. et Sullivan, в большом количестве: *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *C. abisetus* (Müll.), *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade) Roth., *R. lockeri* Müller, *R. ornata* Müller, *Pontosphaera multipora* Kamptner, *Discolithina latelliptica* Baldi-Beke, *Transversopontis zigzag* Roth et Hay, *Zygrhablithus bijugatus* Defl., *Helicosphaera recta* (Hay) Jafar et Martini, *Sphenolithus moriformis* Brohn. et Str., *S. ciperoensis* Bram. et Wilc., *Braarudosphaera bigelovi* (Gran. et Braarud.). Состав комплекса и присутствие в нем зонального вида *Sphenolithus ciperoensis* несомненно указывают на позднеолигоценый возраст содержащих слоев, соответствующих самой верхней CP 19 зоне олигоцена по Д. Бакри (1981), а также сопоставляется с зоной NP 24 и низам зоны NP-25 по Э. Мартини (Martini, 1971).

Выше по разрезу в литологически совершенно сходных отложениях (50 м) определен более обедненный комплекс нанопланктона, в котором появление зонального вида *Triquetrorhabdulus carinatus* Mart., при неполном исчезновении *Sphenolithus ciperoensis* Bram. et Wilc., позволяет выделить переходные верхнеолигоцен-нижнемиоценовые слои, соответствующие нерасчлененной NP 25-NN 1 зоне по Э. Мартини (Martini, 1971).

Над последними слоями залегает толща, представленная желтовато-серыми некарбонатными неяснослоистыми песчанистыми глинами, глинистыми песчаниками и крупнозернистыми толстослоистыми песчаниками с прослоями майкопских и карбонатных глин (мощн. 515 м).

Из песчаников и глинистых песчаников нами определены следующие формы моллюсков: *Nucula nucleus* L., *N. aff. mayeri* Horn., *Arca biangula* Orb., *Modiolus katscharavai* Charat., *Mytilus* sp., *Jsognomon* sp., *Chlamys* cf. *incomparabilis* Risso, *Ostrea digitalina* Dub., *Anomia ephippium* L., *Pycnodonta* sp., *Codalucina tenuistriata* Hebert., *Erycinella clara* Koen., *Lucinoma borealis* L., *Diplodonta trigonula* Bronn., *Parvicardium neglectum* (Holzl.), *Cerastoderma karaschokense* Merkl., *Polimesoda convexa* (Bron.), *Corbula gibba* Ol., *C. (Lenticorbula) sokolovi* Karb., *Panope intermedia* (Sow.), *Natica beirichi* Nyst., *Turritella (Haustator) pseudogradata* Cossm. et Peyr., *Cerithium upliscichensis* Kurts., *Melanopsis* sp., *Aporrhais* sp. Совместно с моллюсками нам удалось обнаружить несколько видов альгофлоры и, что очень важно, среди них вид-индекс зоны NN 1 - *Triquetrorhabdulus carinatus*, соответствующий аквитанскому (=уплиссихскому) ярусу. На этом же уровне полностью исчезают олигоценые виды и в том числе зональный вид *Sphenolithus ciperoensis*. Следовательно, как по малакофауне (почти все виды отмечены из стратотипического разреза уплиссихского яруса), так и по нанопланктону упомянутая выше толща несомненно является синхронной уплиссихскому ярусу.

Сакараульский ярус представлен в основном такого же типа отложениями (400-450 м), как уплиссихский и содержит довольно богатый комплекс фораминифер (Арчвадзе, 1958). В

глинистых песчаниках нами найдены *Nuculana fragilis* Chem., *Anadara turonica* Duj., *Maetra miocenica* Dollf. et Dautz., *Discors discrepans* (Bast.), *Abra bosqueti* (Semper), *Polinices* sp.

На этом уровне полностью исчезает руководящий вид зоны NN 1 - *Triquetrorhabdulus carinatus* и встречаются лишь транзитные виды альгофлоры с широким стратиграфическим диапазоном.

Сакараульские слои трансгрессивно перекрываются чокракскими рыхлыми, некарбонатными песками, чередующимися с пестроцветными глинами и глинистыми песчаниками (Лобжанидзе, 1969; Ананиашвили и др., 1998).

В восточном направлении (ущ.р.Проне, сс.Урбниси, Тинисхиди) отложения майкопской серии непрерывно прослеживаются вдоль бортов Тирифонско-Мухранской депрессии. Однако за неимением палеонтологических данных их стратификация не представляется возможной.

Наиболее важным регионом в Тирифонско-Мухранской подзоне является северное крыло Горийско-Каспийской антиклинали. Именно здесь, в непрерывных разрезах майкопской серии впервые были установлены Л.Ш.Давиташвили (1933) сакараульский и коцахурский ярусы, содержащие богатейшие комплексы моллюсковой фауны (свыше 100 форм) и получившие в последствии всемирное признание. В этом же районе (окр. с. Уплисцихе) на основе довольно убедительных палеонтологических данных (более 40 видов) Т.А.Курцхалия, Д.А.Булейшвили и Д.Ю.Папава (1972) впервые в пределах Восточного Паратетиса установили стратиграфические аналоги аквитанского яруса. Исходя из этого, уплисцихский разрез следует рассматривать как стратотипический для древнейшего члена миоцена и стратиграфический эквивалент аквитанских отложений в Восточном Паратетисе, по праву приоритета, должен называться "уплисцихским ярусом", о чем мы писали и ранее (Г.Ананиашвили и др., 1998).

В стратотипическом разрезе уплисцихские отложения, по нашим данным, подстилаются толстослоистыми, рыхлыми, крупнозернистыми песчаниками с прослоями глин, песчаных глин и глинистых песчаников с типичной фауной для верхнеолигоценых корбулевых слоев. Видимая мощность этой толщи колеблется от 50 до 70 м. В них нами найдены *Corbula (Lenticorbula) sokolovi* Karl., *C.(L.) katherinae* Pop., *Parvicardium michelottii* (Desh.), *Congerina* sp., *Cerithium* sp.

Собственно уплисцихский ярус представлен толщей желтовато-серых, толстослоистых (иногда массивных), крупнозернистых песчаников с линзами гравелитов и тонкими прослоями голубоватых некарбонатных песчаных глин. Переход от олигоцена в миоцен происходит литологически совершенно постепенно. В основании толщи (непосредственно в пойме левого берега р.Куры) в массивных песчаниках нами впервые найдены *Arca biangula* Orb., *Chlamys incomparabilis* Risso, *Ostrea digitalina* Dub., *Codalucina tenuistriata* Hebers., *Lucinoma borealis* L., *Parvicardium neglectum* (Holzl.), *Polymesoda convexa* Brogn., *Corbula (Varicorbula) gibba* Ol., *Lentidium georgianum* (Kor.), *Panopea aff. intermedia* (Sow.), *Natica beirichi* Nyst., *Cerithium upliscichensis* Kurtz., *Aporrhais* sp. Большинство из перечисленных видов известны из нижней части уплисцихских отложений, чем подтверждается их аквитанский возраст.

Стратиграфически выше на 30 м следует чередование песчаников майкопских глин и гравелитов, в которых Д.А. Булейшвили, Д.Ю. Папава и Т.А. Курцхалия (1972) впервые в этом разрезе обнаружили довольно богатый комплекс (37 видов) моллюсковой фауны. По их данным это т.н. "нижний фаунистический слой" (пачка 2). "Верхний фаунистический слой" (пачка 3) залегает на 350-360 м выше от первого и содержит не менее богатый набор видов (35). В начале (1972) Т.А. Курцхалия допускала, что "слои 2 и 3, по содержащейся в них фауне, а также по их стратиграфическому положению относятся к аквитанскому ярусу" (с. 371). Позже упомянутый исследователь "нижний фаунистический слой" отнес к хаттскому ярусу, а "верхний" - к аквитану, т.е. уплисцихскому ярусу (Курцхалия, 1980). Наши исследования последующих лет (1995-1999), как и данные ряда других геологов (Попов, Воронина, Гончарова, 1993) подтверждают уплисцихский возраст обоих "фаунистических слоев". Каждые новые фаунистические сборы все больше и больше стирают разницу между моллюсковыми комплексами упомянутых слоев, залегающих на разных стратиграфических уровнях (Г.Ананиашвили и др., 1998).

В рассматриваемом разрезе И.Н. Джапаридзе (1982) обнаружил богатейший (по количеству видов на сегодняшний день единственный в Паратетисе) комплекс листовенных остатков, в частности: *Osmunda heeri* Gaud., *Cyclosorus stiriacus* (Ung.) Ching et Takht., *Pinus taedaeformis* (Ung.) Heer, *Pinus* sp., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Hellia salicornioides* Ung., *Comptonia acutiloba* Brongn., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *M.longifolia*

Ung., *Engelhardtia brongniartii* Sap., *E.gorensis* Jap., *Quercus neriifolia* A.Br., *Banksia* sp., *Magnolia* sp., *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) Heer, *Litsea primigenia* (Ung.) Takht., *Ocotea heeri* (Gaud.) Takht., *O.kolakovskyi* Harut., *Persea braunii* Heer, *Rosa* sp., *Sorbus* sp., *Dalbergia bella* Heer, *Leguminosites* sp., *Cotinus* sp., *Cupania japonica* Tanai, *Sapindus bilinicus* Ett., *Eugenia haeringiana* Ung., *Clethra iberica* Jap., *Apocynophyllum* sp., *Bumelia oblongifolia* Ett., *Periploca* sp., *Smilax minuta* Jap.

Вышеперечисленные формы были найдены как под "верхним фаунистическим слоем", так и над ним, на высоте 35 м. В 1999 году, стратиграфически еще выше на 80 м, непосредственно под сакараульскими отложениями, было обнаружено новое местонахождение ископаемой флоры. По предварительным данным определены следующие ископаемые формы, относящиеся к двудольным древесным и кустарниковым растениям: *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Comptonia acutiloba* Brongn., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *M.longifolia* Ung., *Quercus neriifolia* A.Br., *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) Heer, *Litsea primigenia* (Ung.) Takht., *Ocotea heeri* (Gaud.) Takht., *Dalbergia bella* Heer, *Sapindus bilinicus* Ett., *Eugenia haeringiana* Ung., *Bumelia oblongifolia* Ett.

Общий характер флоры - узколинейная или ланцетная форма листьев, толстая, кожистая текстура, мощная главная жилка и тонкая нервация указывают на то, что она относится к вечнозеленым, термофильным растениям, произрастающим в условиях теплого, субтропического климата.

Поскольку флороносные слои, залегающие на разных стратиграфических уровнях, чередуются со слоями, содержащими моллюски аквитанского яруса и очень схожи между собой как в родовом, так и видовом отношении, то их естественно следует отнести к одному и тому же стратону - уплисцхскому ярусу.

Что касается сакараульского и коцахурского ярусов, то они в описанном выше разрезе представлены массивными, крупнозернистыми песчаниками с маломощными пластами майкопских глин, песчаных глин и глинистых песчаников. Они богато охарактеризованы (Давиташвили, 1933; Харатишвили, 1952; Квалиашвили, 1962; З.Сахелашвили, 1968) свойственными им комплексами моллюсковой фауны (свыше 100 видов).

В сакараульских слоях (мощн. до 400 м) уплисцхского разреза (как и во всех предыдущих) довольно четко прослеживается снизу вверх постепенное обеднение комплекса малакофауны, вплоть до их полного исчезновения. В крайне верхней части упомянутых отложений нами были найдены лишь две карликовые формы - *Panope menardi* Desh. и *Discors discrepans* (Bast.).

Над коцахурскими песчаниками (около 250 м) согласно следуют т.н."устричные слои", тарханский возраст которых окончательно был установлен исследованиями Д.Ю.Папова (1965) и З.В.Сахелашвили (1968).

Один из полных разрезов майкопской серии обнажается в ущ. р.Куры, недалеко от г.Мцхета, в районе ЗАГЕСа. Здесь в северном крыле Армазской антиклинали интересующие нас верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения выражены в типичной мелководной фации (Булейшвили, 1960; Лалиев, 1964; Курцхалия, 1980). Наличие верхнеолигоценных слоев подтверждается присутствием в крупнозернистых песчаниках таких форм, как *Corbula (Lenticorbula) sokolovi* (Karl.), *Parvicardium michelottii* (Desh.), *Polimesoda brogniarti* (Brogn.), *Melanopsis* sp., *Cerithium* sp. В этих же слоях Т.А.Курцхалия были найдены *Tympanotonus margaritaceus* Broc. и *Turritella sandbergeri* Mayer-Eymar, а С.В.Поповым и соавторами (1993) - *Nucula compta* Goldf., *Ostrea* sp., *Callista* sp., *Aporrhais* sp. Нижняя граница стратона проводится условно, поскольку вся остальная часть олигоцена до верхнего эоцена лишена органических остатков. Мощность верхнеолигоценных слоев не должна превышать 200 м.

После небольшого перерыва (18 м) в обнажении продолжается толща массивных, крупнозернистых песчаников с прослоями гравелитов, песчаных глин и карбонатных глинистых песчаников, в основании и средней части которых нами обнаружены *Arca cf. biangula* Lam., *Lucina cf. borealis* (Linne), *Ostrea digitalina* Dub., *Parvicardium neglectum* (Horlzl.), *Polymesoda convexa* (Bron.), *Corbula gibba* Ol., *Chlamys incomparabilis* Risso, *Polinices* sp., *Aporrais* sp. Все упомянутые виды нами отмечены в слоях уплисцхского яруса в западной части Тирифонско-Мухранской депрессии.

Аналогичный литологический характер сохраняют вышележащие отложения, обнажающиеся вниз по р.Куре до железнодорожного моста, где толстослойные песчаники чередуются

с мощными пластами типичных майкопских глин. В песчаниках Д.Ю.Папова (1965) была обнаружена микрофауна сакараульского яруса.

Последние согласно перекрываются массивными крупнозернистыми некарбонатными песчаниками, которые по стратиграфическому положению всеми геологами относятся к коцахурскому ярусу.

По нашим данным, в описанном выше разрезе мощность уплисцихского яруса равняется 390 м, сакараульского - 120 м, а коцахурского - 70 м (видимая мощность).

Наиболее широкое развитие приобретают отложения майкопской серии к востоку от г.Мцхета, во **Внешнекахетинской подзоне**, в обоих крыльях Ормянской синклинали и Нор-ио-Хашминской антиклинали (Пахомов, 1934; Кебадзе, 1940; Булейшвили, 1960; Папова, 1965; Арчвадзе, 1958). Один из полных разрезов описываемых слоев обнажен в окр. с.Норио (уш. р. Лочини), где в нижней части выделяется толща (видимая мощн. 515 м), состоящая из чередования желтовато-серых крупнозернистых толстослоистых некарбонатных песчаников с пропластками тонкослоистых глинистых песчаников, микроконгломератов, майкопоподобных песчаных глин и карбонатных глинистых песчаников (общей мощн. 825 м). В крайне верхних слоях толщи нами обнаружены *Coccolithus eopelagicus* Br. et Sul., *C. pelagicus* (Wallich) Schill., *Cyclicargolithus floridanus* (Roth. et Hay.), *Sphenolithus moriformis* (Bronn. et Str.), *S. Distentus* Buckry et Perc., *Reticulofenestra placomorpha* (Kamptner), *R. bisectra* (Hay et Al.), *R. lockeri* Müller.

Стратиграфически выше роль крупнозернистых, толстослоистых песчаников уменьшается и превалирует чередование тонкослоистых песчаников, песчаных глин, глинистых песчаников и типичных майкопских глин. Мощные пласты (3-5 м) последних впервые появляются именно на этом уровне. В разрезе исчезают пропластки микроконгломератов и гравелитов. Общая мощность толщи равняется 770 м.

Вышезалегающая толща (мощн. 540 м) представлена в основном типичными майкопскими глинами с редкими прослоями мелкозернистых плотных некарбонатных песчаников и песчаных глин. Для этой части разреза весьма характерны большое количество сферосидеритовых конкреций, некоторые из которых достигают гигантских размеров (до 4-5 м).

Майкопские глины согласно перекрываются тарханскими сильнокорбонатными тонкослоистыми песчано-глинистыми отложениями с богатой моллюсковой фауной (Булейшвили, 1960; З.Сахелашвили, 1968; Г.Ананишвили, 1985).

Из вышеописанной литологической характеристики явствует, что в нижней части майкопской серии превалирует грубый терригенный материал; в средней части развито равномерное чередование мелко- и среднезернистых песчаников и майкопских глин, а в верхней – господство типичных майкопских глин. Эти закономерности в общих чертах были замечены и прежними исследователями (Вассоевич, 1932; Пахомов, 1934; Булейшвили, 1960; Лалиев, 1964). Особенно детально лито-фациальные изменения майкопской серии изучил Н.И.Кебадзе (1936), выделивший в Нор-ио-Марткопской полосе три свиты (снизу вверх) - III, II, I. К сожалению, эти свиты прослеживаются на крайне ограниченных участках, затрудняя тем самым их корреляцию. К этому нужно добавить и скудность органических остатков, препятствующих стратификации слоев. Отсюда и разногласия среди исследователей в отношении возраста, границ и объема отдельных частей майкопской серии. Так, например, часть геологов (Вассоевич, 1932; Пахомов, 1934; Булейшвили, 1960) III свиту - ахалсепельские слои - целиком относят к нижнему олигоцену, тогда как другие (Варенцов, 1950; Лалиев, 1964) - нижнюю половину упомянутой свиты считают аналогами верхнего эоцена, а верхнюю ее часть сопоставляют с олигоценом. Не менее дискуссионным является возраст II свиты (= марткопские слои). По заключению В.Е. Пахомова (1934) марткопские слои имеют большой стратиграфический диапазон - от среднего олигоцену до нижнего миоцена включительно. Некоторые геологи (Вассоевич, 1932; Качарава, 1955) отмеченную выше свиту относят к олигоцену, а другие (М. Качарава, 1938; Арчвадзе, 1958) ее целиком приравнивают к нижнему миоцену. Последний вывод авторов основывается на микрофаунистических данных. В южном крыле Ормянской синклинали (разрезы по рр. Пашатрисхеви, Тетрахеви), в верхней части II свиты К.М. Арчвадзе (1958) была найдена характерная для сакараульского яруса микрофауна *Nonion polimorphus* Bog., *N. ex gr. sakaraulensis* Djan., *Cibicides ex gr. lobatulus* (W. et I.), *Lagena vulgaris* Will., *Entosolenia ovulum* Subb. et Chutz., *Uvigerinella californica* Cushm., *Disorbis conicus* Djan., *Bolivina ex gr. floridana* Cushm., *Bolivina caprolithoides* Andr., *Cythereis aff. alexandri* Sehn. Слои нижней части II свиты (до 400 м) фауну не содержат и согласно перекрывают отложения III свиты, в которых нами обнару-

жена довольно богатая ассоциация нанофлоры и среди них вид-индекс верхнеолигоценовых отложений - *Sphenolithus distentus*. Следовательно, в Норио-Марткопской полосе отложения верхней части III свиты, вопреки мнению некоторых исследователей, не могут быть древнее верхнего олигоцена. Что касается нижней половины II свиты, согласно залегающей между сакараульскими и верхнеолигоценовыми слоями, то их, по нашему мнению, следует отнести к уплисцихскому ярусу.

В рассматриваемом районе, как и в сопредельных участках, верхи майкопской серии (I свита), представленные в основном типичными майкопскими глинами, по данным почти всех геологов относятся к коцахурскому ярусу нижнего миоцена.

Восточнее, в пределах южного склона Кахетинского хребта, майкопская серия обнажена в районе с.Гомбори, по ущ. р.Русианисхеви. Здесь эти отложения известны под названием свиты "кента" (Карстенс, 1932), стратотип которой был установлен по ущ. р.Лакбе. В настоящее время весь разрез покрыт оползнями и мощным слоем растительности.

В отличие от рассмотренных западных районов Кахети, в разрезе по ущ. р. Русианисхеви, майкопская серия литологически делится на две части: в нижней наблюдается чередование желтовато-серых, тонко- и толстослоистых, крупнозернистых песчаников, темно-серых, неяснослоистых, карбонатных глин и глинистых песчаников (видимая мощн. 170 м). Следует подчеркнуть, что на этом стратиграфическом уровне, как и в разрезе окр. с.Норио, нет типичных майкопских глин. В основании толщи из карбонатных глинистых песчаников нами определены *Cyclicargolithus abisectus* (Müller), *C. floridanus* (Roth. et Hay), *C. gammation* (Bram et Sull.), *Reticulofenestra callida* Perch., *R. bisecta* (H., M. W.) Roth., *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schil., *C. eopelagicus* Bram. et Sull., *C. subdistichus* (Roth. et Hay), *Zygrhablithus bijagatus* Defl., *Istmothus recurvus* Defl., *Sphenolithus moriformis* (Bronn. et Str.), *Lanternithus minutus* Sttad.

Весь комплекс и вид-индекс *Coccolithus subdistichus* несомненно указывают на нижнеолигоценовый (NP - 21 и CP-16) возраст содержащих их слоев. Факт значителен тем, что до этого в упомянутом районе олигоценовые отложения не были доказаны палеонтологически.

В верхней части толщи появляются типичные майкопские глины с характерными желваками гипса, присыпанные ярозитом, чешуями рыб и сферосидеритовыми конкрециями. Они равномерно чередуются с толстослоистыми (иногда массивными), крупнозернистыми, слабо карбонатными песчаниками. Кроме последних в разрезе встречаются тонкослоистые, мелкозернистые плотные песчаники, голубоватые мергели, карбонатные полосчатые глинистые песчаники и песчаные глины. Общая мощность толщи достигает 1135 м. Верхи свиты "кента" с явными следами размыва, трансгрессивно покрываются сарматскими глинистыми песчаниками и мергелями с базальным конгломератом в основании.

Следовательно, на основе всего вышеизложенного, с учетом данных предшествующих исследователей предполагаем, что в период образования майкопской серии в Грузии (как и в Паратетисе в целом), несомненно происходило интенсивное разнонаправленное движение земной коры, обусловившее резкое изменение фаций и мощностей как во времени, так и в пространстве, а также чередование нормальноморских и солоноватоводных (иногда континентально-лагунных) отложений. Последнее явление в свою очередь непосредственно зависело от восстановления или прекращения связи с открытыми морями. Связь, по-видимому, то расширялась, то сильно суживалась (редко и полностью прекращалась), вследствие чего акватория Паратетиса превращалась в область сероводородного заражения, что и способствовало образованию типичных майкопских глин. Последние для майкопской серии имеют определяющее значение, присутствуя на протяжении всей толщи не только в виде отдельных прослоев, но и мощных пластов в несколько десятков метров.

Как было отмечено выше, наше внимание в основном было обращено к нижнему миоцену и непосредственно подстилающим его отложениям верхнего олигоцена.

Регрессия, начавшаяся в среднем олигоцене (соленовский горизонт), продолжается и в позднеолигоценовое (хаттское) время. В периферийных частях седиментационных депрессий, обращенных в сторону горных сооружений, отлагаются крупнозернистые толстослоистые, иногда массивные песчаники и гравелиты с пропластками микроконгломератов, глинистых песчаников, мелкозернистых песчаников и майкопских глин (сс.Набахтеви, Уплисцихе, ЗАГЭС, Норио, Русиани). В глубоководных частях депрессии вся толща майкопской серии от олигоцена до тархана представлена типичными майкопскими глинами, практически лишенными какой-

либо фауны (южное крыло Одишской синклинали, полоса Агви-Сурмуши, окр.сс. Патардзеули, Малхазовка, Байда-Чатма).

Содержащаяся в мелководных отложениях верхнеолигоценовая малакофауна носит явно солоноватоводный характер.

Особо следует обратить внимание, на наш взгляд, на присутствие в вышеотмеченном комплексе представителей семейства *Corbulidae* (род *Lentidium*; подроды *Lenticorbula* и *Variocorbula*). Последние отмечаются как в подстилающих (соленовский горизонт), так и перекрывающих (уплисихских) отложениях. Однако люмашели мощностью в несколько метров, состоящие практически из одних корбулид, по сей день известны лишь из верхнеолигоценовых отложений. В слоях, где корбулиды найдены вместе с другими моллюсками, процентное соотношение видов равняется 20:1. Именно поэтому верхнеолигоценовые песчаники Восточной и Южной Грузии (и во многих других местах Восточного Паратетиса) именуется "корбулевыми слоями".

В корбулевых слоях Грузии нам удалось установить нанопланктонный комплекс (15 видов) среди них зональный вид *Sphenolithus ciperoensis* Bram. et Wilc., соответствующий самой верхней CP 19 зоне олигоцена по Д. Бакри (Bakry, 1981), или же зонам NP 24-25 по Э. Мартини (Martini, 1971).

Таким образом, верхнеолигоценовый (хаттский) возраст корбулевых слоев Грузии подтверждается и нашими нанопланктонными данными. На всей рассматриваемой нами территории упомянутые слои занимают строго определенное стратиграфическое положение между средним олигоценом (соленовский горизонт) и уплисихским ярусом. Следовательно, корбулевые слои являются маркирующим горизонтом при стратификации мелководных отложений майкопской серии. Не менее важно отметить, что в Тирифонско-Мухранской подзоне (разрез с. Набахтеви) слои, залегающие непосредственно над корбулевыми слоями и по моллюскам относящиеся к уплисихскому ярусу, содержат нанопланктонный комплекс (среди них вид-индекс зоны NN 1 по Э. Мартини, подтверждающий их аквитанский возраст. Поэтому мы не разделяем мнение тех геологов, которые над корбулевыми слоями Восточной Грузии предполагают аналогии хаттского яруса.

С наступлением уплисихского времени устанавливается широкая связь с океаном и на территорию Грузии проникает довольно богатая (свыше 60 видов) полигалинная моллюсковая фауна (Курцхалия и др., 1980; Г.Ананишвили и др., 1984, 1998; Попов и др., 1993). В комплексе малакофауны имеются несколько эврибиотных аборигенных видов, населявших предшествующий хаттский век и не претерпевших никаких морфологических изменений. Однако основная масса фауны это иммигранты, попавшие в уплисихский бассейн путем прохореза из Средиземноморья.

В стратотипическом уплисихском разрезе, кроме найденных нами фаунистических слоев в крайне нижней части, известны еще два уровня ("нижние и верхние фаунистические слои" - Т.А. Курцхалия) с полигалинной малакофауной. По нашим данным на всех трех уровнях найденная фауна качественно однотипна и большинство из них характерно для аквитанского яруса Аквитанского бассейна. Другие представители моллюсков имеют более широкий стратиграфический диапазон и встречаются как в олигоценовых, так и в сакараульских отложениях и не могут иметь решающего значения при определении возраста слоев.

Кроме моллюсков в уплисихском разрезе на разных уровнях широко представлены листовенные остатки (Джапаридзе, 1982), характерные для раннемиоценовой эпохи и указывающие на теплый субтропический климат.

Таким образом, в стратотипическом уплисихском разрезе, также как в чератхевском, отложения (мощн. до 450 м), согласно залегающие между верхнеолигоценовыми (хаттскими) корбулевыми слоями и сакараульскими песчаниками, целиком относим к уплисихскому ярусу.

В глубоководных частях майкопского бассейна (южные крылья Одишской и Рачинско-Лечхумской синклиналей, Южная Кахетия) к уплисихскому ярусу по стратиграфическому положению приравниваются типичные майкопские глины (мощн.120-150 м), занимающие интервал между слоями зоны NP 24-25 (CP-19) и сакараулом, установленным главным образом по фораминиферам.

Сакараульское время знаменуется появлением богатой (свыше 120 видов) крупной нормальноморской малакофауны, сформировавшейся благодаря расширению связи Восточного Паратетиса с бассейнами Тетиса. Сакараульские моллюски более разнообразны в видовом и

родовом отношении, чем уплисских. Значительная часть форм относится к иммигрантам из сопредельных акваторий, однако в комплексы фауны входит и ряд реликтовых форм, перешедших из уплисского бассейна. Богатые комплексы моллюсков сосредоточены в основном в нижней и средней частях сакараула (полный расцвет), тогда как в позднесакараульское время благодаря затрудненной связи Восточного Паратетиса с нормальноморскими акваториями и, возможно, понижению солености вод, многообразная фауна почти вымирает за исключением нескольких угнетенных и карликовых видов (*Panope menardi* Desh., *Discors discrepans* (Bast.)).

Полигалинные элементы фауны полностью отсутствуют в коцахурском бассейне, претерпевшем полную изоляцию от открытых морских водоемов. В обособленном, почти полностью опресненном бассейне сформировалась своеобразная фауна моллюсков, состоящая в основном из *Rzehakia socialis* (Rz.), а также из *Eoprosodacna* (*Eoprosodacna*) *kartlica* (David.) и *Congerina transcaucasica* David.

Отложения майкопской серии как в мелководных, так и в глубоководных фациях согласно перекрываются сильно карбонатными (в отличие от некарбонатных майкопских глин) глинами, глинистыми песчаниками, песчанистыми глинами, мергелями и мелкозернистыми песчаниками тарханского возраста.

Тарханские образования, благодаря своему широкому развитию, четкой литологической и палеонтологической самостоятельности в пределах всего Паратетиса имеют маркирующее значение, особенно в тех регионах, где весь олигоцен и нижний миоцен представлены мощными (2500-3000 м) глубоководными майкопскими глинами.

Литература

- Ананишвили Г.Д., Сахелашвили З.В. Корреляция миоценовых отложений Чехословакии и Грузии по данным моллюсковой фауны // Geol. Prace. Spravy. 1984. S.79-80.
- Андреева-Григорович А.С. Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по нанопланктону // Mat. XI Конгресса КБГА. Киев: Наукова думка. 1977. 3-8 С.
- Андреева-Григорович А.С. Распределение цист динофлагеллат в майкопской толще Северного Ставрополя // Палеонтол. сб. 1980. №17. С. 74-79.
- Арчвадзе К.М. Микрофаунистическое изучение миоценовых отложений Восточной Грузии. Фонды Грузнефти. 1958. 130 с.
- Булейшвили Д.А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Л.: Гостоптехиздат. 1960. 238 с.
- Вахания Е.К. Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии // Изв. Геол. об-ва Грузии. 1959. Т.1. №1. С. 17-66.
- Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.: Изд-во АН СССР. 1950. 256 с.
- Вассоевич Н.Г. Нефтепроявления в окрестностях селений Уджарма, Мухровани, Сацхениси, Марткоби и Норио // Тр. НГРИ. Сер. Б. 1932. Вып.34. 63 с.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы // АН ГССР. Моногр. 1949. №2. Тбилиси. 508 с.
- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника // Геология СССР. Т.Х. ГССР. М.: Недра. 1964. С. 453-491.
- Давиташвили Л.Ш. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции // М.: Госнефтеиздат. 1933. 211 с.
- Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси: Изд-во Груз. филиала АН СССР. 1940. 408 с.
- Джанелидзе О.И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии // Тр. Ин-та палеобиологии АН ГССР. 1970. Тбилиси: Мецниереба. 172 с.
- Джапаридзе И.Н. Раннемиоценовая флора Восточной Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1982. Вып.77. 117 с.
- Дзвеляя М.Ф. Геологическое исследование в Мегрелии летом 1936 года // Тр. ГПК Грузнефти. 1940. № 2. С. 114-122.
- Карстенс И.Э. Геологические исследования, произведенные в юго-восточной части Кахетинского хребта // Тр. НГРИ. Сер. Б. 1932. Вып.20. 135 с.

- Качаравა И.В. Рача-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время //Тр. ГИН АГ ГССР. Сер. геол. 1944. Т.II (VII). 144 с.
- Качаравა М.В. Микрофауна олигоцена и нижнего миоцена района Норйо.Фонды Грузнефти. 1938. 65 с.
- Квалиашвили Г.А. Онкофоровый (рзгакиевый) горизонт Евразии //Тр. Ин-та палеобиологии АН СССР. Тбилиси. 1962. 231 с.
- Кебадзе Н.И. Результаты крелиуской разведки в районе селений Норйо-Марткоби, Сацхениси //Тр. ГПК Грузнефти. 1940. №2. С.20-26.
- Коробков И.А. Результаты изучения фауны моллюсков палеогеновых и нижнемиоценовых отложений Закавказья. Фонды Грузнефти. 1939. 33 с.
- Коробков И.А. О возрасте сакараульского горизонта //ДАН. 1939. Т.XXII. 2. С.674-676.
- Курцхалия Т.А., Булейшвили Д.А., Папава Д.Ю. О наличии аквитанского яруса в Грузии //Сообщ. АН ГССР. 1972.68. №2. С. 369-371.
- Курцхалия Т.А. Об аналогах хатского и аквитанского ярусов в Восточной Грузии //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. №9. С. 50-55.
- Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра. 1964. 308 с.
- Мефферт Б.Ф. Геологические исследования в Мингрелии //Тр. ГГРУ. 1931. Вып. 64. 122 с.
- Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский региоярус нижнего миоцена Восточного Паратетиса //Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск. ДГУ. 1976. С. 3-8.
- Папава Д.Ю. О взаимоотношении средне- и нижнемиоценовых отложений на южном борту Картлийской депрессии //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1965. Т. IV. Вып.1. С. 43-54.
- Папава Д.Ю., Агеев В.П. Геологическое строение нефтеносного района Мцхета-Норйо. Фонды ГПК треста "Грузнефть". 1960. 112 с.
- Папава Д.Ю., Гвенетадзе В. Геологическое строение нефтегазоносной полосы Марткопи-Сацхениси-Патардзеули. Фонды ГПК треста "Грузнефть". 1959. 98 с.
- Пахомов В.Е. Стратиграфия палеогена Тифлиско-Навтлугского района //Аз. нефт. х-во. №3. 1934. С.17-29.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена-нижнего миоцена Восточного Паратетиса //Тр. Палеонт. ин-та РАН. Т.256. М.: Наука. 1993. 206 с.
- Сакелашвили З.В. Стратиграфия и фауна ниже- и среднемиоценовых отложений долины Куры между Хашури и Рустави //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 1968. 18 с.
- Харатишвили Г.Д. Фауна Сакараульского горизонта и ее возраст //Тр. Ин-та геол.-минер. АН ГССР. 1952. 277 с.
- fyfybfidbkb u87 fyfybfidbkb k87 vbyfidbkb w87 cftkfidbkb p87 jfafhb't b8 fffkb vjyfwvt,b cfmfhsdtkjc fmdbnfyehb yfktmt,bc ,bjcnhfnbuhfabbc itcf[t, //cfm8 vtwy8 frfl8 utjk8 by2nbc ihjvfsf rht,ekb8 s,bkbc8 !))(8 ud8 !_!2!_(8 rfzfhfdf b8 mfhskbcb lghtcbbcf lf vbcv vjcfpqdht hfbjyt,bc gfkjtutyb //cfm8 cch vtwy8 frfl8 utjkjubehb by2nbc ihjvt,b8 !)%%8 utjk8 cth8 n8 (~!D`7 ud8!!D2!*)8 kj,;fyb't uh8 yf,f[ntdbc mdbifmdt,bc fcfrcb cfrbs[bcfcsdbc8 cfmfhsdtkjc cch vtwy8 frfltvbbc vjfv,t7 !)^)8 %D7 1D7 ud8
- Bukry D. Cenozoic coccoliths from the DSDPSEPM //Spec. Publ. 1981. № 32. P.335-353.
- Martini E. Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation //Proc. II Plankt. Conf. Roma. 1971. P. 739-785.
- Mayer-Eymar Ch. Versuch einer neuen Klassifikation der tertiar Gebilde Europas. Zurich. 1857. 211 p.
- Minashvili T. Calcareous nannofossil biostratigraphy and correlation of oligocene and miocene deposits of Georgia. Memorie disienze Geologiche. Padova, maggio 1992. Allegato al vol. XLIII. P. 277-282.

ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

И.Г. Тактакишвили

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниаварская, 4а, 380008 Тбилиси

В Западной Грузии (Рионский залив Черного или Эвксинского моря) плиоцен развит полностью и представлен всеми своими ярусами и горизонтами (в традиционном объеме: понт-чауда), что само по себе явление уникальное. Рассматриваются характерные особенности всех этих отложений и подчеркивается особая роль Рионского залива в истории плиоценовой фауны всего Черного моря. Дана схема стратиграфического деления плиоцена Западной Грузии.

PECULIARITIES OF PLIOCENE DEPOSITS OF WESTERN GEORGIA

I. Taktakishvili

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

In Western Georgia (Riony-bay of the Black sea or the Euxinic sea) the Pliocene is completely developed and with all its stages and horizons presented (in traditional volume: Pontian-Tchaudian) and this is an exceptional phenomenon for the Euxinic region. Characteristic peculiarities of all these deposits are considered and the particular role of Riony-bay in the history of the Pliocene fauna of the Black sea is underlined. The scheme of the stratigraphic subdivision of Pliocene of Western Georgia is given.

В Западной Грузии (Рионский залив Черного или Эвксинского моря) плиоцен развит очень хорошо и представлен всеми своими ярусами и горизонтами (в традиционном объеме: понт-чауда), что само по себе явление уникальное для этого бассейна. Обнажаются они в причерноморских областях Абхазии, Мегрелии, Гурии и Аджарии, занимая сравнительно узкую полосу, шириной в несколько десятков километров. Как правило, они слагают равнинные или холмистые участки рельефа, причем основная их масса приходится на предгорные окраины южных отрогов западной части Большого Кавказского хребта, Колхидскую низменность и северные отроги западной части Аджаро-Триалетского хребта. Представлены они конгломератами, песчаниками - порой сильно ожелезненными, песками, песчано-глинистыми породами, местами битуминизированными, глинами, мергелями и ракушечниками; мощность их редко превышает несколько сотен метров. Отлагались эти слои в небольшом мелководном и солоноватоводном Рионском заливе Черного моря.

В предлагаемой работе мы остановимся на отличительных особенностях плиоценовых отложений этой области, которые присущи только ей и нигде более в Эвксине не встречаются. К тому же заметим, что Рионский залив, по-видимому, играл немаловажную роль в истории плиоценовой фауны всего Черного моря, о чем речь пойдет далее.

В понтических отложениях Западной Грузии встречаются две необычные для Эвксина фации: т.н. ромбоидные слои (с *Congeria rhomboidea* М. Ноем.) и т.н. флексуозовые слои (с *Congeria flexuosa* Takt.). Первая широко развита в Паннонском и Дакийском бассейнах, вторая же представляет собой местное образование. Это – песчано-глинистые отложения, содержащие массовые скопления *Congeria flexuosa*. Наряду с нею в моллюсковом сообществе доминируют дрейссены и пресноводные гастроподы, кардииды же сравнительно немногочисленны и образуют наименее выразительную часть комплекса. Замечательна почти полная идентичность моллюсковых сообществ флексуозовых и т.н. субромбоидных слоев (с *Congeria subromboidea* Andrus.): вся разница между ними заключается в отсутствии в первом самой *Cong. Subromboidea* и в ином количественном соотношении одних и тех же форм кардиид и дрейссенид - в субромбоидных слоях на первый план выступают кардииды, а дрейссениды занимают подчиненное положение, тогда как в флексуозных слоях, как отмечалось, картина обратная: дрейссениды преобладают над кардиидами. Как видим, различия между ними носят, в основном, фаціаль-

ный характер (см. подробнее: Тактакишвили, 1984, с.19-26). Встречаются и разновидности флексуозных слоев (см. ниже).

Наличие этих необычных для эвксинского понта фаций (ромбовидной и флексуозовой) обусловило три типа последовательности понтических слоев Западной Грузии:

1) Классический для Черноморского бассейна тип, когда нижнепонтические слои сменяются субромбовидными, а последние – верхнепонтическими (северная часть Абхазии и вся Гурия):

Верхний понт
Субромбовидные слои
Нижний понт
Меотис

2) Бийский тип – раннепонтические слои переходят в субромбовидные, последние – в ромбовидные, и, наконец, идут верхнепонтические отложения (Мегрелия, Хобский р-он, окрестности с. Бия):

Верхний понт
Ромбовидные слои
Субромбовидные слои
Нижний понт
Меотис

3) Джумский тип – близ меотиса залегают флексуозовые слои, выше – субромбовидные, затем опять флексуозовые и, наконец, – типично верхнепонтические (Мегрелия, Зугдидский р-он, окрестности сс. Джуми и Ахалсопели; возможно, юг Абхазии, Очамчирский р-он басс. р. Галидзги):

Верхний понт
Флексуозовые слои
Субромбовидные слои
Флексуозовые слои
Меотис

Правда, флексуозовые слои развиты и в южной Абхазии (Очамчирский р-он, сс. Верхнее Поквешы, Аджампазра и по левому берегу р. Кодори), но относить эти разрезы к джумскому типу последовательности можно лишь условно, поскольку изолированность выходов не позволяет утверждать наличие двух уровней этих слоев. (То же самое, между прочим, касается и понтического разреза по р. Умпия – с. Чаквинджи Зугдидского р-на Мегрелии). Не исключено, что здесь изначально же отлагался лишь один из двух флексуозовых слоев – либо нижний, либо верхний. Кроме того, в некоторых обнажениях (по р.Атап между сс. Тхина и Члоу, по р.Галидзге у с.Гупи-Очамчирский р-он) развиты не типичные флексуозовые слои, а их аналоги или фациальные разновидности: здесь *Cong. flexuosa* встречается реже, а сообщество кардид богаче. При этом в первом обнажении *Cong. flexuosa* была найдена под субромбовидными слоями, а во втором – над ними.

Таким образом, джумский тип последовательности, строго говоря, развит лишь в окрестностях сс. Джуми и Ахалсопели. В перечисленных же выше местонахождениях мы имеем дело с различными отклонениями от него.

Можно подметить некоторую закономерность в пространственном распространении ромбовидных и флексуозовых слоев: они развиты только в центральной части Рионского залива (Хобский и Зугдидский р-ны Мегрелии и Очамчирский р-он Абхазии) и полностью отсутствуют в его периферийных частях: на юге – в Гурии и на севере – в северной Абхазии. В самой же центральной части отсутствует классический тип последовательности понтических образований, так сказать, в своем чистом виде: н. понт – субромбовидный горизонт – в. понт, осложняясь либо ромбовидной, либо флексуозовой фацией (или аналогом последней). Но, и это надо особо подчеркнуть, субромбовидный горизонт присутствует всегда.

Такое пространственное распределение понтических фаций в Рионском заливе говорит, естественно, о том, что условия осадконакопления в его центральной и периферийной частях заметно отличались друг от друга, во всяком случае, в период образования ромбоидных и флексуозовых слоев: в первой накопление осадков шло, по-видимому, в беспокойной полосе мелководья, а во второй, видимо, в более спокойной среде и, возможно, на большей глубине (фация глин с *Paradacna abichi*). Не исключаются и различия в солености вод.

Так или иначе, но подобная пестрота понтических фаций в Рионском заливе осложняет построение единой стратиграфической схемы этого яруса даже для такого ограниченного пространства, как Западная Грузия, не говоря уже о всем Черноморском бассейне.

Замечательным своеобразием характеризуются и *киммерийские* отложения Западной Грузии, в которых так же, как и в понтических слоях, развиты фации (или типы), не известные в других частях Черноморского водоема. Таких фаций или типов мы насчитываем три: 1) дуабский, 2) поквешский и 3) смешанный (Тактакишвили, 1984). Заметим, что все они относятся к верхнему киммерию (при двучленном делении последнего).

Дуабский тип развит по левому берегу р. Дуаби (правого притока р. Мокви) в окрестностях с. Мокви, и восточнее, недалеко от первого обнажения, по левому берегу р. Мокви у с. Джали (Очамчирский р-он). Эти слои являются предметом специального изучения многих поколений геологов и состоят из песчаников, конгломератов, глин и т.д. с огромным количеством раковин двустворок и гастропод великолепной сохранности (сохранилась даже прижизненная окраска раковин), среди которых, наряду с обычными киммерийскими формами, попадает множество эндемиков, особенно среди конгерий, дрейссен, прозодакн, пресноводных гастропод (меланописов, неритин, вивипарусов) и т.д. Накопление этих отложений происходило в хорошо аэрируемой, сильно опресненной и беспокойной воде, скорее всего, в условиях дельты (или маленькой бухты). Степень ожелезнения дуабских слоев невелика по сравнению с другими участками Черноморского бассейна, где часто попадают ожелезненные осадки (и даже осадочная руда – Керченский полуостров). Любопытно, что в последнее время некоторые фаунистические элементы дуабского типа стали находить не только на отдельных участках Эвксинского, но даже и Дакийского водоемов.

Второй тип киммерийских слоев, поквешский, обнажается в одном единственном месте – на левом берегу р. Галидзги, в окрестностях с. Поквеша (точнее – Охуре) Очамчирского р-на. Представлен он сильно ожелезненными песками и песч. глинами, конгломератами и т.д. и отличается от дуабского типа не только гораздо большей степенью ожелезнения, но и менее ощутимым опреснением прибрежных и относительно более спокойных вод; эндемиков здесь сравнительно меньше, да и состав моллюскового комплекса – также очень богатого и в отличном состоянии – несколько иной и сближает эти слои с керченским типом. На этом месте была другая небольшая бухта, располагавшаяся буквально рядом с Дуабской дельтой.

Что касается третьего типа, смешанного, то он носит промежуточный характер между вышеописанными, обладая как фаунистическими элементами одного, так и другого типов. В отличие от них, он развит по всей территории прибрежной Грузии, начиная от северной Абхазии и кончая Гурией и Аджарией.

Обращает на себя внимание то, что центральная часть Рионского залива, где именно и происходило осадконакопление дуабского и поквешского типов, опять, как и в понте, выступает в качестве особой зоны Рионского залива, отличаясь от остальных частей условиями внешней среды, будучи более беспокойной областью побережья, чем периферийные части залива.

В общем и целом, киммерийские слои Рионского залива отличаются от таковых Керченского п-ова, области классического развития этих отложений, наличием более опресненного комплекса моллюсков и так же, как в понтическое время, господством беспокойных участков морского мелководья, окруженного высокогорной сушей с сетью бурных и многочисленных рек, несущих огромный терригенный материал. На Керченском же полуострове продолжали преобладать широкие и открытые пространства достаточно пологого морского дна, не подвергавшиеся сколько-нибудь заметному опреснению; скорее всего, эта область не испытывала столь мощного давления окружающего море рельефа, неизмеримо более спокойного, чем на Кавказе.

Фаунистические различия между последующими, *куяльницкими*, отложениями Северного и Восточного Причерноморья возрастают: в первом они представлены сильно опресненной фацией и содержат небогатый комплекс моллюсков, в котором преобладают пресноводные гас-

троподы, сами же отложения развиты явно фрагментарно, не давая полного представления о всем ярусе в целом; во втором же куяльник развит в солоноватоводной фации, содержит гораздо более богатую фауну моллюсков, в которой на первое место выступают солоноватоводные двустворки, среди которых мы находим много киммерийских форм. Но самое главное различие заключается в том, что куяльник Западной Грузии – и в первую очередь Гурии – развит гораздо полнее, поскольку здесь имеются переходные от киммерия в куяльник отложения, полностью отсутствующие на севере, да и средняя часть яруса здесь представлена лучше. Словом, куяльник Западной Грузии имеет больший стратиграфический объем по сравнению с северными провинциями Эвксинского бассейна и содержит фауну иного характера, среди которой встречается много киммерийских форм и их потомков. Все это побудило нас в свое время выделить куяльник Западной Грузии в особый ярус – эгрисский (Тактакишвили, 1978), стратиграфическое соотношение которого с куяльником Северного Причерноморья мы представляем себе следующим образом:



Любопытно, что в киммерийское время Рионский залив испытывал более сильное опреснение, чем воды северного Эвксина, в эгрисское же время картина изменилась и юго-восточные участки Черноморского бассейна стали опресняться слабее северных.

Следующая стратиграфическая единица – *гурийские* слои; они развиты только на территории Западной Грузии, в частности Гурии, где обнажаются в бассейнах двух рек – Натанеби и Супсы – и содержат богатую моллюсковую фауну. Их нет нигде ни в Эвксине, ни в других водоемах Паратетиса. Следовательно, уже сами по себе они представляют собой уникальное явление. Правда, отдельные образцы самой характерной гурийской формы – *Digressodacna digressa* (Liv.) попадаются на некоторых (единичных) участках северного Эвксина, но сопутствующий ей комплекс, видимо, имеет иной характер, чем в Рионском заливе. Являются ли образования с этим видом северным продолжением геологического тела собственно гурийских слоев или же мы имеем дело с возрастным коррелятом этой стратиграфической единицы, покажут будущие исследования.

Что же касается *чаудинских* отложений, следующих непосредственно за гурийскими, то в Западной Грузии, единственной области Черноморского бассейна, наблюдается совершенно постепенный фаунистический переход одних в другие. Рионский комплекс древнее и богаче крымского, он имеет иной характер и в нем, как отмечалось, хорошо прослеживается преемственная связь чаудинской фауны с гурийской.

Подытоживая все выше приведенное, можем сказать, что плиоценовая фауна моллюсков Рионского залива сохраняла свою самобытность в течение всего своего существования. Более того, можно смело утверждать, что с течением времени эта самобытность резко возрастает и данный участок Черноморского водоема становится колыбелью моллюсковых фаун нескольких ярусов плио-плейстоцена – куяльницкой (эгрисской), гурийской и чаудинской. Найти другой такой пример, когда более чем скромный по своим размерам участок морского дна имел бы такое важное значение для органического мира всего достаточно крупного водоема – не так-то просто.

Ниже мы предлагаем схему стратиграфического деления плиоценовых отложений Западной Грузии.

СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ДЕЛЕНИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ
(по И.Г. ТАКТАКИШВИЛИ)

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ГОРИЗОНТ	СЛОИ
ЧАУДА	?	?	?
ГУРИЙ	Верхний	Надарбазетский	Дигрессодакновые
	Нижний	Хварбетский	Пиргулево-микромеланиевые
ЭГРИС	Верхний	Цихиспердский	Дрейссеновые
	Средний	Эцерский	Основные
	Нижний	Скурдумский	Переходные
КИММЕРИЙ	Верхний	Камышбурунский	Дуабские ; Смешанные ; Поквешские
	Нижний	Азовский	Переходные
ПОНТ	Верхний	Босфорский	Ромбоидные ; Верх. флексуозовые
			Субромбоидные
	Средний	Портаферский	Нижние флексуозовые
	Нижний	Новороссийский	Одесские
			Евпаторийские

Литература

Тактакишвили И.Г. Эгрисский ярус – новая стратиграфическая единица плиоцена Западной Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1978. 90. 3. С. 737-740.

Тактакишвили И.Г. Биостратиграфия плиоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1984. 136 с.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ДЮВАЛИИДЫ ГРУЗИИ

Ш.Г. Келептришвили

Грузинский технический университет
ул. М. Костава, 77, 380075 Тбилиси

Богатый палеонтологический материал, собранный из нижнемеловых отложений Грузии, позволил произвести филогенетическую реконструкцию семейства *Duvaliidae* Pavlow, 1913. Уточнено стратиграфическое значение отдельных таксонов раннемеловых дювалиид Грузии.

THE EARLY CRETACEOUS DUVALIIDAE OF GEORGIA

Sh. Keleptrishvili

Georgian Technical University
M. Kostava str. 77, 380075 Tbilisi

The rich paleontological material, collected from the Lower Cretaceous sediments of Georgia, allowed us to carry out the phylogenetic reconstruction of the family of *Duvaliidae* Pavlow, 1913. The stratigraphical meaning of separate taxons of Early Cretaceous *Duvaliidae* of Georgia is specified.

Нижнемеловые отложения Грузии содержат многочисленные ростры белемнитов, которые принадлежат, в основном, двум семействам: *Belemnopseidae* Naef и *Duvaliidae* Pavlow, однако белемнопсиды распространены гораздо шире дювалиид.

Описания и изображения отдельных видов семейства *Duvaliidae* можно встретить в работах М.С.Швецова (1913), Г.Я. Крымгольца (1939), И.Д.Хечинашвили (1952), М.С.Эристави (1955), Э.В.Котетишвили (1970), Т.Ю.Назаришвили (1973), но единичные находки дювалиид не давали возможности судить об их стратиграфической ценности и о генетических связях между отдельными родами.

Семейство *Duvaliidae* является обособленной группой белемнитид, возникшей в среднеюрскую эпоху (батский век) и просуществовавшей до аптского века. Собранный нами за последние годы материал в отложениях валанжина, готерива и, в основном, баррема и апта, дает возможность уточнить вопросы систематики, стратиграфического значения и генетических связей семейства *Duvaliidae*.

Родовое название *Duvalia* впервые было предложено в работе Е.Бейля и Р.Цейлера (Bayle et Zeiller, 1878). Впоследствии диагноз этого рода был уточнен рядом исследователей. Характерным признаком для дювалиид являются спинное расположение борозды, которое начинается от переднего края ростра и форма поперечного сечения от сильно сдавленной с боков до субцилиндрической. Эти признаки являются основными для систематики дювалиид.

Рассмотрим вкратце филогенетические схемы последних лет, касающиеся семейства *Duvaliidae* Pavlow.

Г.Я.Крымголец (1948), анализируя развитие юрских и меловых белемнитид, предложил схему генетических связей между родами, а затем между подсемействами (1958). В этой схеме в состав семейства *Belemnitidae* d'Orbigny, 1845 автор включил установленное А.П.Павловым (1913) подсемейство *Duvaliinae* Pavlow, 1913 со следующими родами: *Conobelus* Stolley, 1919; *Duvalia* Bayle et Zeiller, 1878; *Pseudobelus* Blainville, 1827.

Впоследствии разработкой систематики белемнитид занимались Ю.А.Елецкий (Jeletzky, 1966), В.Н.Сакс, Т.И.Нальняева (1967), В.А.Густомесов (1977), В.М.Нероденко (1986). Ю.А.Елецкий (Jeletzky, 1966) возвел эту группу в ранг семейства *Duvaliidae* Pavlow, 1914, В.А.Густомесов в своей филогенетической схеме в составе семейства *Duvaliidae* выделяет два подсемейства - *Duvaliinae* и *Rhopaloteuthinae*, причем для первого подсемейства характерным признаком является сильная боковая сдавленность ростров, а для второго - почти одинаковый

размер поперечных диаметров. В.А.Густомесов особое внимание уделяет боковым бороздам. Что же касается филогенетической схемы В.М.Нероденко (1983), то в ней дювалии возведены в ранг подотряда *Duvaliina* Nerodenko, 1981, который включает три надсемейства: *Duvalioidea* Nerodenko, 1981; *Pseudoduvalioidea* Nerodenko, 1983; *Conobeloidea* Nerodenko, 1981.

По данным В.А.Густомесова и Е.А.Успенской (1968), семейство *Duvaliidae* появляется в конце поздней юры и его, предположительно, посредством рода *Rhopaloteuthis* (верхний келловей-нижний оксфорд), можно связать с белемнопсидами (древние виды рода *Hibolites*). По данным же М.П.Стояновой-Вергиловой (1972) типичные дювалииды с сильно сдавленными с боков рострами встречаются гораздо раньше - в оксфордских отложениях Болгарии (*Duvalia erdenensis* St.-Verg.; *Pseudobelus coquandi* d'Orb.), а на Мадагаскаре, по данным Р.Комбемореля (Combemorel, 1988), первые дювалииды (*D. sp. A* и *D. rhopaliformis* Combemorel) встречаются в батских отложениях. Вероятно, эти виды являются наиболее древними представителями родов *Duvalia* и *Pseudobelus*. По данным Ак.А.Али-Заде (1972), который изучил филогению семейства *Duvalidae*, в конце позднеюрской эпохи данная группа разделилась на четыре самостоятельные ветви, характеризующие собой два пути развития семейства в целом. Один путь - это возникновение ростров, в различной степени сжатых с боков с овальными и полигональными поперечными сечениями, другой - появление ростров с округлым поперечным сечением (род *Conobelus*).

В филогенетической схеме дювалиид, составленной Ак.А.Али-Заде (1972), переходным звеном от белемнопсид к дювалиидам рассматриваются представители рода *Rhopaloteuthis* Lissajous, 1915. При выделении рода *Rhopaloteuthis* М.Лисажу (Lissajous, 1915) в его состав включил формы, которые, по мнению автора, имели дорсальную борозду и видом-индексом выбрал *Belemnites sauvanaui* d'Orbigny, 1842, однако, как показали последующие исследования (Густомесов, 1977; Riegraf, 1981), у этого вида борозда расположена на вентральной стороне. Это обстоятельство вызвало противоречия в понимании ранга данного рода. Таксономический ранг рода *Rhopaloteuthis* в последующие годы претерпел существенные изменения. Ряд исследователей (Стоянова-Вергилова, 1972; Malecki, 1985; Pugaczewska, 1961) объединял их с дювалиидами. По мнению И.Малецкого (Malecki, 1985) некоторые представители ропалотеутисов имеют вентрально расположенную борозду, а другие - дорсально расположенную. Как известно, главным диагностическим признаком для дювалиид является дорсальное расположение борозды, поэтому вентральнобороздчатые ропалотеутисы не могли быть в составе дювалиид. В.Ригграф (Riegraf, 1981) включает их в состав рода *Hibolites* Montfort в ранге подрода, а верхнеюрские формы, имеющие дорсальную борозду, - в состав нового рода *Produvalia* Riegraf.

Мы разделяем мнение тех исследователей (Крымгольц, 1958; Riegraf, 1981; Вейс, 1991), которые считают, что представители рода *Dicoelites* Boehm, 1906 могут быть переходным звеном от белемнопсид к дювалиидам, так как средне-позднеюрские дицелитиды вместе с длинной вентральной бороздой также имеют короткую дорсальную. Как отмечает В.А.Густомесов (1977), дорсально расположенная борозда отмечается и у древних видов белемнопсид (напр. *Hibolites wurtembergicus* Opp.). У дювалиид и белемнопсид идентичны также двойные латеральные линии.

По нашему мнению, от дицелитид в средней юре (батский век) произошло отделение дювалиид (ранние представители рода *Duvalia*, которые незначительно сдавлены латерально). От них в средней юре (на границе бат-келловей) отделились продювалии (рис. 1), которые в титонском веке дают начало представителям рода *Conobelus*. Для вышеуказанной эволюционной ветви *Duvalia-Produvalia-Conobelus* характерно постепенное ослабление латерального сжатия. Род *Duvalia*, представители которого имеют довольно сильное латеральное сжатие в конце юрского периода, дают начало псевдодювалиям, отличающимся от дювалий специфичной формой поперечного сечения.

Рассмотрение предполагаемых филогенетических связей внутри семейства *Duvaliidae* на родовом и видовом уровнях начнем с рода *Duvalia* (рис. 2). Его первый представитель встречается в батских отложениях (*D. rhopaliformis* Combemorel и *D. sp. A*), а последний (*D. iberica* Keletr.) - в среднем апте. Р.Комбеморель (Combemorel, 1988) указывает, что последний представитель рода *Duvalia* на Мадагаскаре (*D. rafarae* Combemorel) найден в нижнем туроне. Однако эти данные вызывают сомнения, так как единственный молодой экземпляр, который

лишь незначительно сдавлен с боков и его трудно определить даже до рода, не может стать основанием для таких важных выводов.

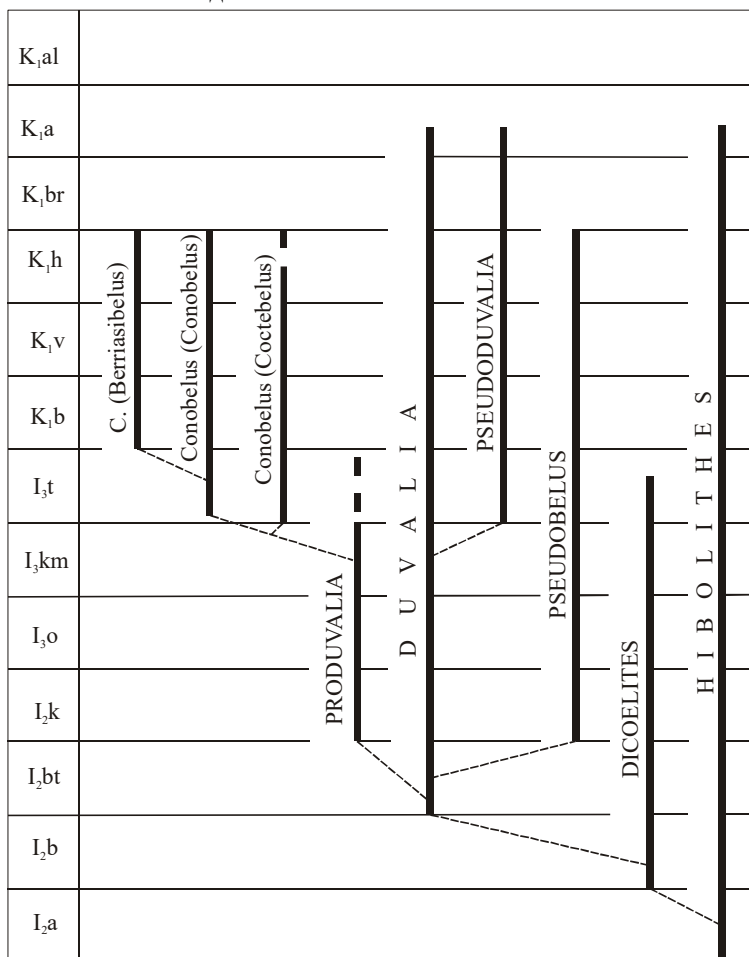


Рис.1. Филогенетическая схема семейства Duvaliidae Pavlow, 1913 на уровне родов

По нашему мнению, начало раннемеловым двоуалиям дает титонский вид *D. ensifer* (Opp.). Такие признаки, как длинная спинная борозда, расширение задней части в спинно-брюшном направлении и др. характерны и для валанжинского *D. lata lata* (Bl.), который имеет широкое географическое распространение (Грузия, Крым, Северный Кавказ, Азербайджан, Болгария, Венгрия, Франция, Австрия, Германия, Англия, Турция, Италия, Испания, Северная Африка). В некоторых регионах этот вид отмечается и из готерива. Появившийся в барреме *D. grasiana* (Duval-Jouve) является, по-видимому, потомком *D. lata*. Для этих форм характерно также наличие массивного ростра, глубокой альвеолы и длинной спинной борозды. В аптское время намечается тенденция к уменьшению размеров отдельных элементов, что хорошо наблюдается у среднеаптского *D. iberica*. В аптском веке встречаются лишь *D. grasiana* и *D. iberica*, и с исчезновением этих видов в конце среднего апта род *Duvalia* прекращает существование. Кроме вышеуказанных видов в нижнем мелу широко распространены также *D. binervia* (Rasp.), *D. dilatata* (Rasp.), *D. emerici* (Rasp.). Эти виды тесно связаны друг с другом наличием более резко сдавленных с боков ростров.

Что касается полигональных форм, то еще А.Нэф (Naeff, 1922) допускал возможность выделения их в самостоятельный род *Pseudoduvalia*, а Ак.А.Али-Заде (1972) дал диагноз этого рода и отметил, что в онтогенезе полигональных белемнитов первый видимый ростр имеет такое же угловатое очертание, как и у взрослых особей. Следовательно, начиная уже с ранних стадий развития их ростры не были похожи на ростры двоуалиид. Однако до последнего времени нет единого мнения о реальности существования и объема рода *Pseudoduvalia*. М.Стоянова-Вергилова (1965) отрицала существование самостоятельного рода *Pseudoduvalia*,

считая что форма поперечного сечения ростра не может стать основанием для выделения нового рода. Однако в следующей работе (1972) автор уже включает некоторые, имеющиеся в ее распоряжении виды с полигональным очертанием, в состав рода *Pseudodувалия*. Нет единого мнения и об объеме данного рода. Так, вид, установленный И.Каракашем (1907) как *Dуvalia crimica*, М.Стоянова-Вергилова (1970) отнесла к роду *Pseudodувалия*, а Ак.А.Али-Заде (1972) к *Dуvalia*.

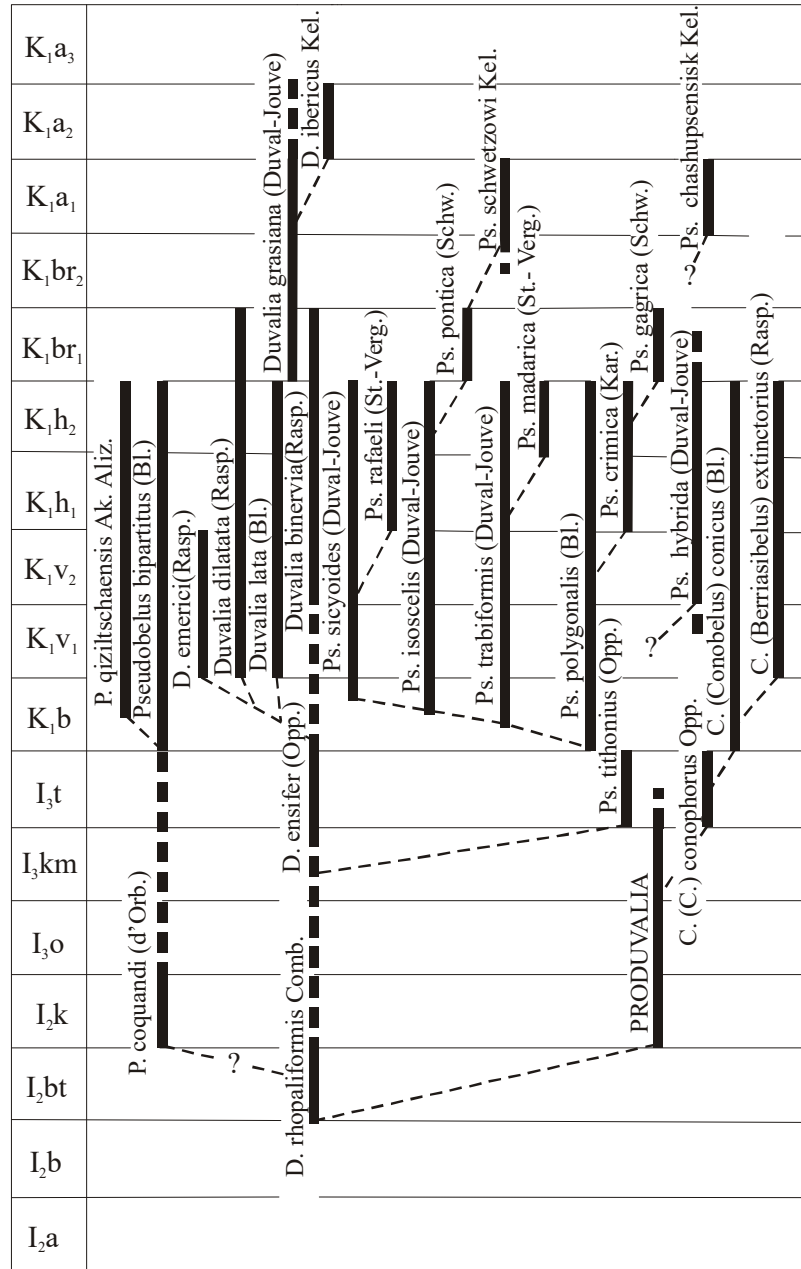


Рис.2. Филогенетическая схема семейства Duvaliidae Pavlov, 1913 на уровне видов

На основании имеющегося в нашем распоряжении материала и анализа литературных данных к роду *Pseudodувалия* мы относим: *P. polygonalis* (Bl.), *P. sicyoides* (Duval-Jouve), *P. isoscelis* (Duval-Jouve), *P. trabyformis* (Duval-Jouve), *P. rafaели* (St.-Verg.), *P. madarica* (St.-Verg.), *P. crimica* (Kar.), *P. hybrida* (Duval-Jouve), *P. pontica* (Schw.), *P. gagrica* (Schw.), *P. schwetzovi* Keleptr., *Ps. Chashupsensis* Keleptr.

Pseudodувалия tithonius (Opp.) можно считать исходной формой для всех псевдодувалий. По всей вероятности, в начале раннемеловой эпохи от него берет начало вид *P. polygonalis* (Bl.)

с полигональным поперечным сечением и веретеновидным ростром. Надо отметить, что с наступлением раннемеловой эпохи род начинает дивергировать: намечаются отдельные филогенетические ряды, которые развивались параллельно. Эти ряды: *P. polygonalis* - *P. crimica* - *P. gagrica*; *P. sicyoides* - *P. rafaели* (расширенные в спинно-брюшной плоскости в нижней части роста); *P. isoscelis* - *P. pontica* - *P. schwetzovi* (высоко расположенным наиболее расширенным местом); *P. trabyformis* - *P. madarica* (стройные, постепенно заостряющиеся ростры). Неясным остается положение *P. hybrida* и *Ps. chashupsensis*.

Таким образом, прослеживается закономерность постепенного утрачивания полигонального очертания ростра, которое хорошо выражено на барремско-аптских видах. Отделившись от *Duvalia* в титоне, псевдодювалии продолжают существовать до апта, последний их представитель - *P. schwetzovi* встречается в нижнем апте.

Следующей генетической ветвью в схеме филогенетического развития дювалиид является род *Pseudobelus*, представители которого характеризуются небольшими и тонкими рострами, длинными и глубоко вдавленными боковыми бороздками. Эта группа появляется в начале верхней юры (*Ps. coquandi* d'Orb. - келловей-оксфорд Германии, Франции, Швейцарии, Алжира, Польши, Болгарии). В раннем мелу встречаются лишь два вида - *Ps. bipartitus* Bl. и *Ps. Giziltschaensis* Ali-Zade. Некоторые авторы (Combemorel, 1973; Janssen, 1997 и др.) описывают еще один вид *Ps. brevis* Raquier из готеривских отложений, который, по нашему мнению, очень похож на *Ps. giziltschaensis*. В более молодых отложениях представители этого рода не встречаются.

В.Нероденко (1986) провел ревизию рода *Pseudobelus* и не только вывел его из состава дювалиид, но и возвел в ранг семейства и вместе с двумя новыми семействами (Akifibelidae и Frameabelidae) объединил в новый подотряд Pseudobelina. По нашему мнению, для решения этого вопроса нужны дополнительные исследования, в частности, хорошо было бы использовать онтогенетические данные псевдобелюсов. Поэтому мы род *Pseudobelus* оставляем в составе дювалиид, так как для него характерен главный диагностический признак дювалиид, существование дорсальной борозды.

Отдельную филогенетическую ветвь семейства Duvaliidae составляют представители рода *Conobelus*, которые характеризуются рострами субцилиндрических очертаний, в большой степени округлым или почти округлым поперечным сечением и длинной, часто достигающей до острия спинной бороздой. По нашему мнению, от титонского вида *Conobelus conophorus* (Opp), характеризующегося субцилиндрическим ростром, берут начало в берриасском веке в средиземноморской палеозоогеографической области и на Мадагаскаре широко распространенные представители вида *Conobelus conicus* (Bl.), которые очень похожи на *Conobelus conophorus* (Opp.).

М.Делаттр (Delattre, 1952) выделил новый род *Berriasibelus*, который морфологически очень близко стоит к конобелюсам. По нашему мнению, более приемлемы выводы И.Барскова, А.Вейс (1992), которые монотипичные *Berriasibelus* рассматривают как синоним рода *Conobelus* и включают в его состав в качестве подрода. А.Вейс (1991) произвела ревизию рода *Conobelus* и из него выделила новый подрод - *C. (Coctebelus)*. В настоящее время в конобелюсах объединены три подрода: *Conobelus (Conobelus)*, *C. (Coctebelus)* и *C. (Berriasibelus)*.

Анализируя представленную нами схему филогенетического развития семейства Duvaliidae, можно заключить, что появившиеся в средней юре дювалииды расцвета достигают в валанжинском, особенно в готеривском веках, когда они были представлены разнообразными и многочисленными видами, в основном принадлежащими родам *Duvalia* и *Pseudoduvalia*. С начала барремского века происходит резкое сокращение видового состава, а последний представитель дювалиид - *D. iberica* встречается в среднем апте, после чего дювалииды прекращают существование. Судя по материалам Р.Комбемореля (Combemorel, 1988), подобная картина наблюдается на Мадагаскаре, а по данным М. Стояновой-Вергиловой (Stoyanova-Vergilova, 1965) - в Болгарии.

На территории Грузии раннемеловые дювалииды представлены четырьмя родами: *Duvalia*, *Pseudoduvalia*, *Pseudobelus* и *Conobelus* (табл.). Они, в основном, встречаются в карбонатных отложениях от валанжина по средний апт включительно. Из валанжина известны следующие виды: *Duvalia lata lata* (Blainville), *Pseudoduvalia polygonalis* (Blainville), *Conobelus (Conobelus) conicus* (Blainville), *C. (Berriasibelus) extinctorius* (Raspail). Они найдены в разрезе горы

Велуанта (Онский район). Стратиграфический диапазон последних двух видов за пределами Грузии большой от берриаса по готеривский век включительно. В Грузии они найдены в валанджинских отложениях. В готериве распространены: *Duvalia lata lata* (Blainville) и *Duvalia binervia* (Raspail). Второй из них найден в ущ. р.Рицеули в верхнем готериве (зона *Pseudothurmannia mortilleti*). В большом количестве дювалииды встречаются в барремских отложениях: *Duvalia lata constricta* (Uhlig), *Duvalia grasiana* (Duval-Jouve), *Pseudoduvalia rafaели* (Stoyanova-Vergilova), *Pseudoduvalia pontica* (Schwetzoff) и *Pseudoduvalia gagrica* (Schwetzoff). Они найдены в следующих разрезах: Псоу, Арква, Хашупсе, Ингури, Алпана, Джампал. Из аптских отложений был известен лишь один вид дювалиид - *Duvalia grasiana* (Duval-Jouve). Нами при изучении аптских отложений Грузии собран богатый материал дювалиид и были установлены новые виды (Келептришвили, 1999). В частности, в нижнем апте встречаются *Duvalia achmardica* Keleptr., *Pseudoduvalia schwetzovi* Keleptr. и *Ps. Chashupsensis* Keleptr., а в низах среднего апта *Duvalia iberica* Keleptr. Новые виды дювалиид найдены в разрезах Ачмарда, Хашупсе, Баклановка (Аапста) и Галидзга.

Таблица

Стратиграфическое и географическое распространение раннемеловых дювалиид

В И Д Ы	Грузия	Сев.Кавказ	Азербайджан	Крым	Болгария	Турция	Франция	Швейцария	Англия	Испания	Сев.Африка	Мадагаскар
<i>Duvalia lata lata</i> (Bl.)	v-h	h	v	v	v	b-v	v	v	h	b-v	v	
<i>Duvalia lata constricta</i> (Uhlig)	br	v-h		v-h	v		v				v	
<i>Duvalia binervia</i> (Raspail)	h		h-br	h	h-br	v	v-h	v-h				
<i>Duvalia grasiana</i> (Duval-Jouve)	br-a	a	br-a	a	br-a		br-a		a	br-a	br-a	
<i>Duvalia achmardica</i> Keleptr.	a											
<i>Duvalia iberica</i> Keleptr.	a											
<i>Rseudoduvalia polygonalis</i> (Bl.)	v-h	b-h	b-h	b-h	b-h		b-h	b-h			b-h	b-h
<i>Rseudoduvalia rafaели</i> (St.-Verg.)	br				br							
<i>Rseudoduvalia pontica</i> (Schw.)	br											
<i>Rseudoduvalia gagrica</i> (Schw.)	br				br							
<i>Rseudoduvalia schwetzovi</i> Keleptr.	a											
<i>Rseudoduvalia chashupsensis</i> Keleptr.	a											
<i>C.(Conobelus) conicus</i> (Bl.)	v	v-h	b-h	v-h			b-h	b-h				b-h
<i>C.(Berriasibelus) extincorius</i> (Rasp.)	v		h				b-h	b-h				
<i>Pseudobelus bipartitus</i> Bl.	v	b-h	b-h	b-h	h		b-h	b-h		b-v		

Таким образом, на основании детального изучения нижнемеловых отложений Грузии и добытого богатого палеонтологического материала нами уточнен стратиграфический диапазон отдельных видов и родов дювалиид.

Литература

- Али-Заде Ак.А. Меловые белемниты Азербайджана. М: Недра. 1972. 280 с.
- Барсков И.С., Вейс А.Ф. Об онтогенезе некоторых раннемеловых белемнойд //Палеонтол. журн. 1992. № 2. С. 58-70.
- Вейс А.Ф. К ревизии белемнитов рода *Conobelus* Stolley //Палеонтол. журн. 1991.№2. С.18-33

- Густомесов В.А. Основные направления развития и систематики юрских и меловых белемнитов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т.52. № 5. С.138-153.
- Густомесов В.А., Успенская Е.А. О роде *Rhopaloteuthis* (Belemnitidae) и его крымских представителях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43. № 5. С. 65-78.
- Какабадзе М.В., Келептришвили Ш.Г. Стратиграфия и белемниты валанжина-готерива Верхней Рачи (Грузия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 29-37.
- Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна // Тр. Петербург. об-ва естествознания. 1907. Т. XXXII. Вып. 5. 482 с.
- Келептришвили Ш.Г. Стратиграфическое значение и условия существования раннемеловых белемнитид Грузии // Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. ГИН. 1990. 19 с.
- Келептришвили Ш.Г. Новые представители белемнитид из нижнемеловых отложений Грузии // Палеонтол. журн. 1999. № 1. С. 20-25.
- Котетишвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1970. Вып. 25. 116 с.
- Крымголец Г.Я. Нижнемеловые белемниты Кавказа // Монографии по палеонтологии СССР. М.- Л.: ГОНТИ. 1939. Т. 47. Вып. 1. 51 с.
- Крымголец Г.Я. Генетические связи родов в семействе Belemnoidae d'Orbigny // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер. 1948. Вып. 8. С. 93-101.
- Крымголец Г.Я. Подкласс Endosochlia. Внутреннераковинные // Основы палеонтологии. Моллюски-головоногие. 2. М.: Госгеолтехиздат. 1958. С. 145-175.
- Назаришвили Т.Ю. Нижнемеловые белемниты Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1973. Вып. 40. 120 с.
- Нероденко В.М. Раннемеловые белемниты юга СССР // Сист. и экол. головоногих моллюсков. Л. 1983. С.42-43.
- Нероденко В.М. О систематических признаках *Pseudobelina* (Belemnitida). Киев. 1986. 32 с. Деп. в УкрНИИНТИ, 02.04.86. № 943.
- Павлов А.П. Юрские и нижнемеловые Cephalopoda Северной Сибири // Зап. Акад. наук. Сер.8. 1913. Т.21. № 4. 68 с.
- Сакс В.Н., Нальняева Т.И. К систематике юрских и меловых белемнитов // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л.: Наука. 1967. С. 6-27.
- Стойнова-Вергилова М.П. Няколко горноюрских Duvaliinae Pavlow // Годишн. Висш. минно.-геол. ин-та, София, 1969-1970 (1972). Т.16. Вып. 2. С. 141-150.
- Стойнова-Вергилова М.П. Фоссилите на България. IV а. Долна креда. Belemnitida. София: Изд-во Българ. АН. 1970. 66 с.
- Хечинашвили И.Д. Меловые белемниты Грузии (на груз.яз.) // Вестн. Гос. Музея Грузии. Тбилиси. 1952. Т XV-А. С. 63-118.
- Швецов М.С. Нижнемеловые белемниты Абхазии (Гагры-Сухуми) // Ежегодн. по геол. и минер. России. Юрьев. 1913. Т. XV. Вып. 2-3. С. 43-74.
- Эристави М.С. Нижнемеловая фауна Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. Монографии 1955. № 6. 224 с.
- Bayle E., Zeiller R. Explication de la carte geologique de France. Vol. 4. Partie 1. Fossiles principaux des terrains. Atlas. - Jmpr. Nat., 1878. Paris: 176 pls.
- Combemorel R. Les Duvaliidae Pavlow (Belemnitida) du Cretace inferieuz Francais // Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon. 1973. № 57. P. 131-185.
- Combemorel R. Les Belemnites de Madagascar // Doc. Lab. Geol. Lyon. 1988. № 104. 239 p.
- Delattre M. Caracteres et position systematique de *Berriasibelus extincorius* (Rasp.) nov. gen. // Bull. Museum nat. histoire nat. Paris. 1952. Ser. 2. V. 24. № 3. P. 321-327.
- Doyle P., Mariotti N. Jurassic and Lower Cretaceous belemnites from Northwestern Anatolia (Turkey). Geol. Rom., Roma, 1991, 27. P. 347-379.
- Janssen N. Mediterranean Neocomian belemnites, part 1: Rio Argos sequence (province of Murcia, Spain): the Berriasian-Valanginian and the Hauterivian-Barremian boundaries. Scripta Geol., Leiden, 1997. 114. P. 1-55.
- Jeletzky J.A. Comparative morphology, phylogeny and classification of fossil Coleoidea. Univ. Kansas Paleontol. Contrib., 1966, art. 7. 162 p.

- Lissajous M. Quelques remarques sur les Belemnites jurassiques.//Bull. Soc.Hist.nat.. Macon. 1915. 32 p.
- Malecki J. Belemnity z utworow dolnego I srodkowego oksfordu okolic Krakowa // Geologia. 1985. V. 2. t. 1. P. 25-48.
- Naeff A. Die fossilen Tintenfossilische; eine palaeozoologische Monographie. Ed.:Fischer. Jena.-1922.322 p.
- Pugaczewska H. Belemnoids from the Jurassic of Poland // Acta palaentol. polonica. 1961. V. 6. №2. 236 p.
- Riegraf W. Revision der Belemniten des Schwäbischen Jura. Teil 8 // Palaeontographica. 1981. Abt. A.B. 173. Lg. 1-4. S. 64-139.
- Stolley E. Die Systematic der Belemniten // Jahresfer. Niedersächs. geol.Ver. Hannover.1919. B.11. 59 S.
- Stoyanova-Vergilova M. Representans de la sous-famille Duvaliinae Pavlow (Belemnitida) du Cretace inferieur en Bulgarie //Trav. sur la geol. Du Bulgarie. Ser.paleont.1965. V.VII. P.179-223.

ЭТАПНОСТЬ В РАЗВИТИИ НИЖНЕМЕЛОВОЙ МИКРОФАУНЫ

Л.Р. Цирекидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В настоящей работе впервые рассматривается периодичность в развитии раннемеловой микрофауны Грузии в связи с цикличностью осадконакопления. Развитие фораминифер от берриаса до альба включительно связано с карбонатной седиментацией единого цикла, в пределах которого комплекс фораминифер менялся от мелководных и теплолюбивых к более глубоководным и холодолюбивым. На этом основании выделены два раннемеловых биоподцикла - берриаско-раннебарремский и позднебарремско-альбский. Определенное соотношение семейств, родов и видов бентосных и планктонных фораминифер дает возможность выделить в пределах биоподциклов отдельные этапы их развития – биоциклиты. Эти последние состоят из более мелких единиц - подэтапов - подбиоциклов, соответствующих зонам или слоям с фауной.

Развитие разных групп фораминифер, совпадающих с цикличностью осадконакопления, выражает отдельные моменты поднятия или опускания дна бассейна.

STEPS IN DEVELOPMENT OF THE EARLY CRETACEOUS MICROFAUNA OF GEORGIA

L. Tsirekidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Periodicity in development of the Early Cretaceous microfauna of Georgia in relation to sedimentation cyclicity is considered for the first time. Development of the foraminifers during the Berriasian-Albian was connected with the unified carbonate sedimentation cycle, foraminiferal complex of which changed from shallow-marine and heat-loving up to deep-marine cold-loving ones. On this ground there are 2 Early Cretaceous bio-subcycles established: Berriasian-Early Barremian and Late Barremian-Albian. Certain ratio of the families, genera and species of the bentic and planctonic foraminifers allows to distinguish within the bio-subcyclites the separate stages of their development – biocyclites. The latter consists of smaller units (substages of the subcyclites), corresponding to the zone or layers with fauna.

Development of certain groups of the foraminifers, which coincide with the cyclicity of the sedimentation expresses the separate moments of subsidence or uplift of the bottom of the basin.

Современные исследователи уделяют большое внимание закономерности взаимоотношения седиментационных циклов и этапности в эволюции организмов. В настоящей работе впервые рассматривается периодичность в развитии меловых фораминифер Грузии в связи с цикличностью осадконакопления.

Изучение развития фораминифер в течение раннемелового периода показало, что на разных стратиграфических уровнях меняется литологический состав отложений и содержащиеся в них ископаемые биоценозы.

В пределах Грузинской глыбы раннемеловой седиментационный цикл начинается трансгрессивным берриасом и завершается регрессивным верхним альбом. Этот отрезок времени характеризуется ассоциацией фораминифер, связанных с карбонатным осадконакоплением всего цикла. Здесь отмечается развитие отдельных групп фораминифер, совпадающих с цикличностью осадконакопления. Изменчивость микрофауны наблюдается в пределах более малых единиц - в подциклах, в которых выражены моменты поднятия и опускания дна бассейна или еще более мелких единиц с отдельными толчками на фоне общего поднятия или опускания.

При рассмотрении всего раннемелового цикла в целом, а также отдельных его частей, приходим к выводу, что в основном появление новых родов и видов, а также их значительное количество отмечается в начале цикла или в его первой половине, а во второй половине цикла отмечается уменьшение родо- или видообразования и обеднение состава микрофауны.

Таким образом, в раннемеловом биоседиментационном цикле отражены основные моменты развития фораминифер, связанные со сложным процессом их вымирания или обновления.

В нижнемеловых отложениях Грузинской глыбы (Рачинско-Лечхумская синклиналь, Окриба, Дзирульский выступ) определена многочисленная и разнообразная по родовому и видовому составу ассоциация фораминифер, в которой определены 320 видов, принадлежащих 90 родам и 30 семействам. Выделены комплексы фораминифер, а также виды-индексы, характеризующие определенные стратиграфические подразделения - зоны и слои с фауной. Составлены биостратиграфические схемы расчленения нижнемеловых отложений Грузии по бентосным и планктонным фораминиферам (Цирекидзе, 1999).

В разрезе нижнего мела фораминиферы распределены неравномерно. Они немногочисленны в отложениях берриаса-баррема, но в апте и альбе встречается богатый комплекс микрофауны. Наиболее многочисленны представители фораминифер в карбонатных глинах и глинистых мергелях (более 100 раковин в образцах), но в песчаниках, песчаных известняках и алевролитах их число уменьшается до единичных экземпляров.

Берриаско-готеривские отложения на изученной территории представлены базальной формацией кварцево-аркозовых песчаников (мощн. 10-25 м), трансгрессивно залегающих на образованиях средней и верхней юры и доломитизированными известняками с прослоями песчаников, глин и мергелей (мощн. 40-125 м) по брахиоподам и кораллам, относимые к валанжину - нижнему готериву (Котетишвили, 1958; Квахадзе, 1972; Сихарулидзе, 1978).

В этих отложениях фораминиферы малочисленны, встречаются лишь в доломитизированных известняках и определены в шлифах в основном до рода. Однако из нескольких образцов удалось отмыть микрофауну и определить видовой состав комплекса, среди которого наиболее значительны *Lenticulina turgidula* (Reuss), *Astacolus strombecki* (Reuss), *Saracenaria valanjiniana* Bart. et Brand, *Conorboides hofkeri* (Bart. et Brand), *Conorboides valendisensis* (Bart. et Brand), *Gavelinella sigmoicosta* (ten Dam), *Discorbis agalarovae* Ant. (Рача-Лечхуми, разрез окр. с.Зуби). По этим видам вмещающие отложения можно датировать валанжином.

Из родового состава, который встречается по всей изученной территории определены *Ammobaculites*, *Textularia*, *Nautiloculina*, *Gaudryina*, *Bigenerina*, *Quinqueloculina*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Gavelinella*, *Discorbis*, *Conorboides*, *Triloculina*, *Spirillina*. По этим родам датировать отложения весьма затруднительно. Кроме них в шлифах, в низах доломитизированных известняков, на Накеральском хребте определены *Pseudotextulariella saleveusis* Char., Bron., Zann., *Hamaouina caucasica* Arn.-Vann. et Gorb., указывающие на валанжинский возраст отложений. В разрезе теснины Хидикари массивные толсто- и среднеслоистые известняки с *Pseudotextulariella saleveusis* Char., Bron., Zann., *Trocholina alpina* (Leup.), *Neotrocholina sp.* также отнесены к валанжину (Какабадзе, Келептришвили, 1991).

По систематическому составу микрофауны, а также по литологическому содержанию пород можно предположить, что в валанжинском веке на изученной территории отлагались осадки, характерные для мелководных бассейнов, где преобладали теплолюбивые роды фораминифер, к числу которых относятся *Textularia*, *Pseudotextulariella*, *Nautiloculina*, *Bigenerina*, *Quinqueloculina*, *Conorboides*, *Discorbis*, *Trocholina*. Данные роды также характерны для тепловодных бассейнов западной части Тетического пояса.

Надо отметить, что данные, касающиеся экологических факторов, определяющих условия жизни фораминифер в современных морях и океанах, использованы нами для изучения условий жизни и среды обитания ископаемых биоценозов, учитывая те изменения, которые могли возникнуть в ходе эволюции этих организмов (Саидова, 1969, 1976; Беляева, 1988).

Особого внимания заслуживает нахождение кальпионеллид в северной части Грузинской глыбы; они отмечены в доломитизированных известняках, расположенных над базальной формацией, наряду с теплолюбивыми родами фораминифер (разрезы окр. сс. Шкмери, Твиши, Гелатского монастыря). Имея узкий стратиграфический диапазон, по ним четко установлен берриаско-нижнеготеривский возраст отложений. Кальпионеллиды, в основном, встречаются в пелагических карбонатных фациях, однако они отмечены также в Средиземноморской области, в рифовых образованиях мелководных бассейнов Швейцарии с теплолюбивыми родами фораминифер, какими являются *Nautiloculina*, *Pseudocyclamina*, *Dictioconus*, *Trocholina* (Басов и др., 1980; Bartenstein et Burri, 1954).

В готериве, в некоторых районах Грузинской глыбы, палеоэкологические условия почти те же, что и в валанжине. Отлагаются слоистые слабонергелистые известняки местами доломитизированные с обедненной микрофауной представленной родами *Textularia*, *Spirolectamina*, *Quinqueloculina*, *Discorbis*, *Trocholina*. Появляются редкие экземпляры *Globuligerina hauerivica* (Subb.), датирующие вмещающие отложения готеривом.

Литологический состав отложений и наличие теплолюбивых фораминифер указывает на то, что море было мелководным, с нормальной соленостью и достаточно теплым. Об этом свидетельствует также и наличие раннемеловых кораллов (Сихарулидзе, 1978).

С раннего готерива на Грузинской глыбе также начинается интенсивное осадконакопление платформенных карбонатов. Массивные органогенно-обломочные пелитоморфные известняки ургонской фации (мощн. до 300 м) широко распространены в пределах южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали, в Окрибе и на Дзирульском выступе и своими морфологическими особенностями хорошо заметны в рельефе.

Ургонские известняки богаты ископаемыми остатками, среди которых встречаются кораллы, хететиды, рудисты, двустворчатые, водоросли и др. Фораминиферы изучены в основном в шлифах, где часто образуют массивное скопление отдельных родов. Все разрезы ургонских известняков охарактеризованы сходной ассоциацией фораминифер, среди которой доминируют представители семейств Textulariidae, Ataxophragmiidae, Miliolidae, Verneulinidae представленные родами *Textularia*, *Novalesia*, *Bigenerina*, *Spirolectamina*, *Eggerella*, *Dorothia*, *Pseudotextulariella*, *Verneulina*, *Gaudryina*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Pyrgo*, *Massilina*, а также *Ammoboculites*, *Nautiloculina*, *Pseudocyclamina*, *Spirillina*, *Trocholina* и др. Особенно многочисленны представители милиолид, которые создают в шлифах основной фон микрофауны.

Также часто встречаются представители родов *Macroporella*, *Salpingoporella*, *Pianella*, *Pseudoactinoporella*, *Likanella*, *Actinoporella* из семейства Dasycladaceae (дазикладиевые водоросли), а орбитолиниды, характерные для всего Средиземноморья формы, здесь единичны.

Ургонская ассоциация фораминифер и водорослей состоит преимущественно из теплолюбивых и мелководных форм, характерных также для западной части Средиземноморской области (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1978).

По распределению микрофауны в разрезах ургонских известняков стало возможным установить разные батиметрические уровни моря, в частности, инфралитораль (от 8 до 50 м) и циркулитораль (до 200 м) (Masse, 1976; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1978). Установлена также приуроченность микрофауны к фаціальным изменениям осадков (Котетишвили, Цирекидзе, 1993). Платформенные карбонаты представлены многообразными вариациями микритов и спаритов. Преобладание микритов указывает на спокойную среду осадконакопления во внутренней части платформы.

Такая картина наблюдается в пределах изученной территории, где в основном распространена инфралиторальная зона моря. Наличие в известняках ургона мощных массивов биогерм, биотурбаций, bird's eyes и частых hard grounds указывает также на то, что данные осадки отлагались в мелководном теплом бассейне и относились к литоральной зоне моря, где периодически происходило прекращение осадконакопления (Котетишвили, 1986).

Ургонское осадконакопление происходило с начала готерива, не достигая границы баррема-апта (Котетишвили, 1979).

Таким образом, можно сказать, что берриаско-нижнебарремское море было неглубоким и теплым, где обитали теплолюбивые формы фораминифер и отлагались мелководные осадки. Данный отрезок времени, как видно, соответствовал отдельному биоподциклу в составе единого цикла развития микрофауны.

В барреме Грузии наряду с ургонскими известняками отлагались осадки более глубоководного бассейна, представленные слабонергелистыми, пелитоморфными, иногда слабодолмитизированными известняками, в нижней части (мощн. 50-55 м) и мергелистыми известняками и мергелями в верхней (мощн. от 10 до 25 м) с богатой фауной головоногих и брахиопод. В раннебарремское время фораминиферы встречаются в малом количестве, но в течение позднебарремского времени их число заметно возрастает. В основном развиты представители родов *Triplasia*, *Gaudryna*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Marginulinopsis*,

Conorotalites, Discorbis, Gavelinella, Hedbergella, Clavihedbergella, Spirillina, которые являются холодолюбивыми и характерны для более глубоководных бассейнов, чем инфралитораль.

Можно сказать, что с позднего баррема происходило постепенное углубление моря в пределах циркулиторальной зоны, а наличие планктонных форм указывает на существование более открытого бассейна с нормальной соленостью, где они обитали вдали от берега.

В апте изученной территории отлагались осадки, характерные для глубоководных бассейнов: в нижней и средней частях слабопесчанистые слоистые известняки, глинистые известняки и мергели, а в верхней - известковистые и глинистые мергели (мощн. 15-40 м). Здесь встречается характерная для апта богатая и разнообразная ассоциация фораминифер. Широко представлены формы с секреторной раковиной семейств *Nodosariidae, Vaginulinidae, Gavelinellidae*. В верхней части разреза также развиты представители планктонных форм семейств *Rotaliporidae, Schackoinidae, Planomalinidae*.

В комплексе аптских фораминифер преобладают представители нодозариид и аномалиид, которые являются глубоководными и холодолюбивыми формами. На углубление моря указывает также наличие большого числа планктонных фораминифер. Из вышеуказанных семейств в нижней и средней частях апта широко развиты представители родов *Gaudryina, Lenticulina, Marginulina, Nodosaria, Gavelinella, Globuligerina, Clavihedbergella, Hedbergella, Globigerinelloides*, а в верхней части кроме них в большом количестве встречаются *Glomospira, Tritaxia, Nodosaria, Tristix, Planomalina, Ticinella, Patellina*.

По составу микрофауны можно предположить, что в апте море было умеренно тепловодным, глубоким и открытым в пределах неритовой и эпипелагической зон. Как видно бентосные фораминиферы в основном населяли внешнюю зону шельфа, а может быть и часть батиали.

В начале альба очертания моря на изученной территории почти не меняются, но замечается разнообразие условий осадконакопления в раннем альбе (мощн. от 10 до 40 м); карбонатное осадконакопление сменилось терригенно-карбонатным. Отмечаются глинистые мергели (Рачинско-Лечхумская синклинали, северная часть Окрибы), туфогенные песчаники (южная часть Окрибы, восточная периферия Дзирульского выступа) и вулканогенные отложения (южная периферия Дзирульского выступа). Многочисленная микрофауна определена лишь в глинисто-мергелистых породах, где встречаются преимущественно представители родов *Eggerella, Gaudryina, Gaudryinella, Lenticulina, Lingulina, Darbyella, Gavelinella, Orithostella, Ticinella*. Особенно развиты формы с секреторной раковиной, среди которых преобладают холодолюбивые гавелинеллы, с крупными хорошо развитыми раковинами. Агглютинирующие формы сравнительно малочисленны, а представители планктона встречаются в небольшом количестве. Как видно, раннеальбское море было сравнительно неглубоким и низкотемпературным.

В течение среднеальбского времени на Грузинской глыбе везде отлагаются голубовато-серые мергели, местами глинистые, с прослоями глауконитовых песчаников (мощн. до 40 м), содержащие богатый комплекс фораминифер. Большого развития достигают представители родов *Glomospirella, Gaudryina, Spiroplectinata, Dentalina, Lenticulina, Planularia, Saracenaria, Gavelinella, Osangularia, Hedbergella, Bifarina, Pleurostomella*. Особенно многочисленны формы с секреторной раковиной. Заметно возрастает в течение среднего альба количество планктонных форм. Весь родовой состав фораминифер характерен для глубоководных бассейнов с низкой температурой воды. Такое соотношение родového состава, а также увеличение планктонных фораминифер свидетельствует о постоянном углублении моря от неритовой зоны раннего альба до эпипелагической.

Фораминиферы в начале позднеальбского времени так же обильны и многообразны, как и в среднем альбе. Там, где отлагались мергелистые глинистые осадки (мощн. верхнеальбских отложений от 10 до 90 м), фораминиферы представлены хорошо развитыми крупными раковинами, свидетельствующими о благоприятных условиях обитания. Особо развиты представители родов *Glavulina, Dentalina, Lenticulina, Gyroidinoides, Gyroidina, Gavelinella, Orithostella, Hedbergella, Planomalina, Clavihedbergella, Ticinella, Globigerinelloides, Pleurostomella*, а в самой верхней части верхнего альба представители рода *Thalmaninella*. В этом отрезке времени особенно широко представлены планктонные фораминиферы, которые в количественном отношении сравнялись или превзошли бентосные секреторные формы. Особенно многочисленны представители хедбергелл и тицинелл.

Такое обилие планктонных фораминифер и их совместное нахождение с многочисленными представителями глубоководных и холодолюбивых нодозариид и аномалиноид указывает на то, что в начале позднего альба так же, как и в конце среднего альба на изученной территории существовал открытый и глубокий бассейн, возможно относимый к пелагической зоне моря в пределах материкового склона с более низкой температурой воды, чем в предыдущих веках.

В конце позднего альба количество фораминифер заметно уменьшается. Известняки с *Aucellina gryphaeoides* Sow., сменившие мергелистые породы, содержат микрофауну в малом количестве, а зеленовато-серые алевролиты, переполненные аммонитами, фораминифер не содержат. Как видно, преобладание песчанистого материала ухудшило условия жизни фораминифер и привело к их резкому уменьшению или даже исчезновению.

Изучение систематического состава фораминифер во взаимосвязи с литофациями показало, что начиная с позднего баррема до конца позднего альба развитие фораминифер можно рассмотреть как единое целое. В данном отрезке времени литологический состав отложений указывает на углубление моря и выделен как подцикл с характерным комплексом глубоководных и холодолюбивых форм микрофауны.

По особенностям развития фораминифер стало очевидным, что комплекс фораминифер менялся от мелководных и теплолюбивых форм, которые были в основном развиты в берриасе-барреме, к более глубоководным и холодолюбивым формам, которые встречались с позднего баррема до конца альба.

Таким образом, развитие фораминифер с берриаса до конца альба в основном связано с карбонатным осадконакоплением и представляет собой единый биоцикл, в пределах которого можно выделить два раннемеловых биоподцикла - берриасско-раннебарремский и позднебарремско-альбский.

В развитии микрофауны отмечается преобразование их систематического состава в связи с литологической изменчивостью пород, при которой отдельные стратиграфические подразделения охарактеризованы определенным соотношением семейств, родов и видов бентосных и планктонных фораминифер. Это позволяет выделить в пределах подциклов более малые единицы, отдельные этапы развития фораминифер - биоциклиты.

Первый этап - биоциклит охватывает берриас-ранний готерив, в течение которого в мелководных бассейнах развивались инволютиниды, атаксофрагмииды, цератобулиминиды и кальпионеллиды.

Второй этап - биоциклит можно рассмотреть в пределах готерива-раннего баррема, когда большого развития достигали милиолиды, текстулярииды, аммодисцииды, вернеулиниды атаксофрагмииды, орбитолиниды и водоросли, которые обитали в мелководных бассейнах с высокой температурой. Вместе с ними отмечены единичные представители планктонных форм.

Третий этап - биоциклит соответствует позднему баррему-среднему апту, в течение которого происходит изменение систематического состава фораминифер. Большого развития достигают холодолюбивые формы, населяющие более глубоководные пространства. К ним относятся нодозарииды, валингулиниды, дискорбиды, гавелинеллиды. Заметное возрастание планктонных форм, представленных новыми родами и видами, особенно в аптском веке, агглютинирующие фораминиферы весьма малочисленны.

Четвертый этап - биоциклит, который охватывает поздний апт, ранний и средний альб, характеризуется новой ассоциацией фораминифер. Здесь развиты отложения, характерные для глубоководных бассейнов, в которых обитали преимущественно холодолюбивые бентосные фораминиферы, представленные в основном нодозариидами, вагинулинидами и гавелинеллидами. Планктонные формы весьма многочисленны с позднего апта до середины альба, а агглютинирующие фораминиферы имеют подчиненное значение.

Пятый этап - биоциклит развития фораминифер соответствует позднему альбу и характеризуется расцветом планктонных фораминифер. Особенно многочисленны хедбергеллы, впервые появляются талманинеллы. Помимо них широко развиты гавелинеллиды, нодозарииды, вагинулиниды, плеуростомеллиды. Многочисленны представители агглютинирующих форм.

Этапность в развитии нижнемеловой микрофауны и ее связь с литофациальными изменениями

Биоцикл	Ярус	Биоцикли	Этап (биоцикл)	Литология нижнемеловых отложений (сводный разрез)	Семейства, характерные для этапов	Подъярус	Подэтап (биоцикл)	Зоны и слои с фауной, характерные для подэтапов		Роды, характерные для подэтапов																
								Бентосные фораминиферы и кальционеллиды	Планктонные фораминиферы																	
Валажники	Горев	Барем	Раннегоревский I	Известняк доломитизированный с прослоями песчаников, глин и мергелей (115-120м)	Ataxophragmiidae, Ceratobulimidae, Involutinidae, Spirillinidae,	h ₁ v ₂ v ₁		Слой с Calpionellidae	Слой с Globuligerina hauterivica	Ammobaculites, Nautiloculina, Pseudocyclammina, Textularia, Spiroplectamina, Bigenerina, Novalesia, Eggerella, Pseudolituonella, Patellina, Trocholima, Sabaudia, Quinqueloculina, Triloculina, Pyrgo, Orbitolinopsis, Globuligerina, Salpingoporella, Actinoporella																
											Раннебаремский II этап	Известняк массивный, органогенно-обломочный, пелитоморфный, ургонской фации (до 350м)	Fischerinidae, Ataxophragmiidae, Vermeulinidae, Textulariidae, Trocholimidae, Orbitolinidae, Favusellidae, Dasycladaceae	b ₁ h ₂		Слой с Miliolidae	Слой с Clavihedbergella tuschepsensis	Triplasia, Dorothis, Gaudryina, Nodosaria, Dentalina, Lenticulina, Astacolus, Planularia, Marginulinopsis, Discorbis, Conrotalites, Gavelinella, Globuligerina, Clavihedbergella, Spirillina								
																			Позднегоревский-раннебаремский III этап	Известняк мергелистый, слоистый, серый (10-25м)	Planomaliniidae, Alabaminidae	b ₂	Поздн.	Слой с Gavelinella barremiana	Слой с Clavihedbergella	Gaudryina, Lenticulina, Tristix, Marginulina, Nodosaria, Pseudonodosaria, Discorbis, Gavelinella, Globuligerina, Hedbergella, Globigerinelloides, Clavihedbergella
											Позднебаремско-среднебаремский IV этап	Мергель известковистый, глинистый, серый (20-23м)	Lingulogavelinellidae, Ticinellidae, Rotaliporidae	a ₃	Поздн.	Слой с Gavelinella suturalis	Слой с Cl.globuliferana-trocoidea	Glossospira, Tritaxia, Lenticulina, Gavelinella, Hedbergella, Clavihedbergella, Planomalina, Ticinella, Patellina								
																			Позднебаремско-среднебаремский IV этап	Мергель глинистый, темно-серый, местами прослой песчаников (30-40м)	Vermeulinidae, Vaginulidae, Gavelinellidae, Lingulogavelinellidae, Ticinellidae, Rotaliporidae	a ₁	Ранн.	Слой с Orithostella iberica	Eggerella, Gaudryina, Gaudryinella, Lenticulina, Lingulina, Darbyella, Gavelinella, Orithostella, Ticinella	
											Позднебаремско-среднебаремский V этап	Мергель голубовато-серый, мергель сланцеватый, мергель известковистый, плотный, в верхней части алевролит зеленовато-серый (10-90м)	Vaginulinidae, Gavelinellidae, Pleurotomellidae, Rotaliporidae, Ticinellidae	a ₁ 3	Поздн.	Слой с Gavelinella mirabilis	Clavulina, Dentalina, Lenticulina, Gyroidinoides, Gyroidina, Gavelinella, Orithostella, Hedbergella, Planomalina, Clavihedbergella, Ticinella, Thalmaminella, Globigerinelloides, Pleurostomella									

			Кварцево-аркозовые песчаники (10-25м)	Calpionellidae, Remaniellidae, Calpionellopsidae	b					Calpionella, Calpionellopsis Tintinopsella, Remaniella.
--	--	--	--	--	---	--	--	--	--	--

Данные биоциклиты более полно выражены на южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали и в Окрибе, а на Дзирульском выступе выражены только последние три из них, т.к. осадконакопление здесь происходило с барремского века.

Таким образом, каждый этап (биоциклит) характеризуется изменчивостью систематического состава фораминифер в связи с литофациальной цикличностью.

Этапы развития фораминифер, которые соответствуют одному или двум ярусам, иногда двум или трем подъярусам, состоят из более мелких единиц - подэтапов (подбиоциклитов). Последние имеют более узкий стратиграфический диапазон - зоны или слои с фауной с характерным комплексом фораминифер. Подэтапы соответствуют в основном подъярусам и установить их стало возможным от баррема до альба включительно. Всего установлено семь подэтапов, соответствующих определенным малым ритмам, которые отличаются от предыдущих и последующих, и в целом эти мелкие изменения выражают тенденцию территории к поднятию или опусканию.

Как видно, в развитии раннемеловой микрофауны можно выделить единую ассоциацию фораминифер, характерную для всего цикла мелового карбонатного осадконакопления. В свою очередь в данной ассоциации фораминифер можно выделить характерные комплексы, соответствующие отдельным частям всего цикла - подциклам, циклитам и подциклитам.

Этапность в развитии фораминифер и ее связь с литофациальными изменениями приведены в таблице.

Литература

Басов В.А., Патрунов Д.К., Кабаньков В.Я. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеообстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики //Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л. 1980. С.8-28.

Беляева Н.В. Особенности распределения планктонных фораминифер в осадках юго-восточной периферии Атлантического океана //Морская стратиграфия и микропалеонтология. М.: Наука. 1988. С.74-87.

Какабадзе М.В., Келептришвили Ш.Г. Стратиграфия и белемниты валанжин-готерива Верхней Рачи (Грузия) //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. N8. С.29-37.

Квахадзе Н.Н. Раннемеловые брахиоподы бассейна среднего течения р.Риони (Западная Грузия) и их стратиграфическое значение//Автореф. канд.дисс.Тбилиси: Мецниереба.1972. 27с.

Котетишвили Э.В. Стратиграфия меловых отложений Шкмерской синклинали. Тбилиси. Изд-во АН ГССР. 1958. 40 с. (На груз. яз., рез. русс.).

Котетишвили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер.1986. Вып. 91. 160с.

Котетишвили Э.В., Цирекидзе Л.Р. Платформенные карбонаты активного края Тетиса: ургонская биоседиментационная система Грузии //Фонды ГИН АН Грузии. 1993. 93с.

Саидова Х.М. Распространение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане //Тихий океан. М.: Наука. 1969. С.120-191.

Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука. 1976. 160с.

Сихарулидзе Г.Я. Условия обитания раннемеловых кораллов Грузинской глыбы и некоторые палеогеографические выводы //Проблемы геологии Грузии. Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1978. Вып. 59. С. 221-227.

Цирекидзе Л.Р. Биостратиграфия нижнемеловых отложений Грузии по микрофауне //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып. 109. 222с.

Araud-Vanneau A., Arnaud N. La plate-forme urgonienne et son passage au bassin Vocontien (Vercors et regions voisines-chaines Subalpines septentrionales) //1-Stratigraphie & Paleomilieux et Microfaune & Elf Aculitaine. Institute Dolomieu. Grenoble. 1978. 167p.

Bartenstein H., Burri F. Die Jura-Kreide Grenzschichten im Schweizerischen Faltenjura im mitteleuropaischen Raum //Ecl. geol.Helv.1954. Bd.47. N2.p P.426-443.

Kotetishvili E.V. Les calcaires urgoniens de Georgie. Geobios //Mem. Spec. N3. Lyon. 1979. P.193-200

Masse J.P. Les calcaires urginiens de Provence. Valanginian-Aptian inferieur. Stratigraphie. Paleontologie. Les paleoenvironnements et leur evolution //These (inedit). Marseille. 1976. 445p.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭХИНОИДЕЙ

Г.С. Гонгадзе

Тбилисский государственный университет
пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси

В палеобиогеографических исследованиях ведущая роль принадлежит бентосным организмам. В этом аспекте несомненный интерес вызывают эхиноидеи, с помощью которых выделяются биохории разного ранга, в том числе палеобиогеографические царства (пояса) и составляющие их области и провинции. Палеобиогеографический анализ поздне меловых – датских эхиноидей Кавказа и сопредельных с ним регионов является ярким доказательством вышесказанного.

PALEOBIOGEOGRAPHICAL SIGNIFICANCE OF THE ECHINOIDS

G. Gongadze

Tbilisi State University
I. Chavchavadze aven. 1, 380028, Tbilisi

In the palaeobiogeographical investigations the leading role belongs to the bentic organisms. In this respect the echinoids undoubtedly are very perspective, by means of which it is possible to establish different rank biochories, such as palaeobiogeographical realms and their components - regions and provinces. This point of view is clearly proved by the paleobiogeographical analysis of the late Cretaceous and Danian echinoids of the Caucasus and its adjacent regions.

Как известно, не все группы организмов одинаково пригодны для палеобиогеографических исследований. В палеобиогеографии морских бассейнов, в частности, ведущая роль отводится бентосным организмам, поскольку бентос лучше и наиболее реально отражает экологическую ситуацию палеобассейна (моря).

Эхиноидеи являются одной из ведущих групп морского бентоса. Вместе с тем поздне меловая-датская эпоха совпадает со временем подъема их эволюционного развития, когда этими организмами были охвачены большие пространства морской акватории. Эхинофауна широко представлена также в современных морях, давая тем самым превосходную возможность использовать актуалистический метод в палеобиологических исследованиях. Все это однозначно высоко оценивает палеобиогеографическую значимость эхинофауны.

В поздне меловую-датскую эпоху в морских акваториях Земли существовало три палеобиогеографических царства (пояса): Северное умеренное (Бореальное), Южное умеренное (Антибореальное) и разместившийся между ними - Тетис (Kauffman, 1973). Одной из составных частей Северного умеренного (Бореального) царства являлась Европейская палеобиогеографическая область, к которой с юга непосредственно примыкала тетическая Средиземноморская палеобиогеографическая область. Европейская палеобиогеографическая область распространялась от нынешних территорий Англии и Франции до Туркмении. В нее входят следующие страны и регионы: Англия, Германия, Бельгия, Голландия, Дания, Швеция, Польша, Франция (кроме её южной части), Чехия, Словакия, Западная Украина, Донецкий бассейн, Крым, Кавказ, Запад Средней Азии. В Средиземноморскую область входят: Португалия, Испания, Южная Франция, Швейцария, Австрия, Венгрия, Италия, Югославия, Болгария, Румыния, Турция, Иран, Северная Африка, Израиль, Восток Средней Азии.

Эти области, естественно, отличались друг от друга фаунистическими комплексами. Для Европейской палеобиогеографической области характерны разнообразные группы белемнитов, иноцерамов, брахиопод бриозой. Вместе с тем, аммониты и гастроподы здесь представлены довольно однообразными комплексами, а рудистов, склерактиний и орбитоидов очень мало или вовсе нет. Средиземноморскую палеобиогеографическую область определяют в первую очередь рифостроящие организмы (рудисты, склерактинии), строящие биогермы остреи, разнообразные орбитоиды, аммониты, гастроподы; мало брахиопод; нет белемнитов (Макридин, Кац, 1966; Пергамент, 1978).

По эхиноидеям хорошо выделяются вышеназванные царства и области, за исключением лишь Антибореального пояса. Бореальный пояс представляют следующие семейства эхинофауны: *Cidaridae*, *Echinothuriidae*, *Temnopleuridae*, *Echinidae*, *Anorthopygidae*, *Pygasteridae*, *Conulidae*, *Neoglobatoridae*. Тетический пояс определяют: *Globatoridae*, *Echinolampadidae*, *Archiaciidae*, *Pliolampadidae*, *Stegasteridae*, *Hemiasteridae*, *Palaeostomatidae* и др.

Европейскую палеобиогеографическую область определяют роды: *Stereocidaris*, *Cidaris*, *Temnocidaris*, *Prionocidaris*, *Balanocidaris*, *Tylocidaris*, *Echinothuria*, *Hemipedinia*, *Hyposalenia*, *Pseudodiadema*, *Anorthopygus*, *Pygaster*, *Dixonia*, *Conulus*, *Neoglobator*, *Galerites*, *Pygaulus*, *Hardouinia*, *Faujasia*, *Catopygus*, *Oolopygus*, *Sternotaxis*, *Cardiaster*, *Cardiotaxis*, *Echinocorys*, *Galeola*, *Offaster*, *Galeaster*, *Infulaster*, *Micraster*, *Hagenowia*, *Turanglaster* и др. Более многочисленны роды, характеризующие Средиземноморскую область - *Miocidaris*, *Tetragramma*, *Tiaromma*, *Codiopsis*, *Magnosia*, *Fauraster*, *Gentilia*, *Vologesia*, *Zuffardia*, *Astropygaulus*, *Hemipneustes*, *Jeronia*, *Entomaster*, *Messaoudia*, *Scagliaster*, *Paronaster*, *Stegaster*, *Seunaster*, *Guettaria*, *Pseudoffaster*, *Ismidaster*, *Lampadocorys*, *Rispolia*, *Garumnaster*, *Basseaster*, *Stenonaster*, *Somaliaster*, *Iraniaster*, *Douvillaster*, *Ovulaster*, *Isopneustes*, *Hemiaster*, *Palhemiaster*, *Coraster*, *Orthaster*, *Homoeaster* и др.

Не так уж редко отдельные представители вышеназванных семейств или родов встречаются в других царствах или областях, но в основном, они все же определяют указанную для них биохорию (например, хемиастеры очень характерны для Средиземноморской области, т.е. для тетического пояса. Между тем, отдельные представители этого рода встречаются и в Европейской палеобиогеографической области). Особенно часто происходит "смещение" фаун соседних биогеографических областей или царств в пограничных регионах (можно сказать – в переходных зонах) этих областей и царств, в таких, как, например, Кавказ.

В течение всей поздне меловой-датской эпохи Кавказ находился на стыке Средиземноморской и Европейской палеобиогеографических областей, соответственно на стыке двух поясов – Бореального и Тетис. Это очень хорошо доказывается фаунистически, в частности – эхиноидеями.

В сеноманских морях Кавказа обитали представители десяти родов, среди которых подавляющее большинство являлось космополитным. Это: *Coenholectypus*, *Discoides*, *Camerogalerus*, *Globator*, *Nucleolites*, *Holaster*, *Epiaster*. Заметим, однако, что в их составе преобладали европейские виды. Три остальных рода (*Dixonia*, *Conulus*, *Catopygus*) также являются европейскими таксонами. Нет сугубо средиземноморских (тетических) родов.

В туронских морях Кавказа продолжали свое существование диксонии, глобаторы, конулюсы, причем последние заметно прибавили в видовом отношении. Вымерли камерогалерусы, нуклеолиты и, по всей вероятности, дискоидесы. Впервые появились в кавказских морях эхинобриссусы, стернотаксисы, кардиотаксисы, эхинокорисы, инфулястеры, микроастеры, причем не в начале, а во второй половине туронского века. Важно подчеркнуть то обстоятельство, что на Западе в сеномане уже существовали эхинокорисы (Крым) и микроастеры (Западная Европа). Первое появление этих родов на Кавказе в позднем туроне явно указывает на прохождение этих родов в европейском морском бассейне с запада на восток. Анализ родового и видового состава эхинофауны указывает на тесную связь кавказского моря с европейскими морями (роды: *Dixonia*, *Conulus*, *Sternotaxis*, *Cardiotaxis*, *Echinocorys*, *Infulaster*, *Micraster*).

Фактически только одним-двумя видами хемиастеров и глобаторов доказывается связь кавказского моря с Тетисом. Заметим также, что европейские формы эхиноидей встречаются в туронских отложениях всех районов Кавказа от севера (Северный Кавказ) до юга (Азербайджан, Нахичеванская АР, Армения), часто вместе с иноцерамами.

Коньякский комплекс эхинофауны Кавказа самый немногочисленный - насчитывается всего шесть родов, с десятью видами. Нет диксоний, которые вымерли к этому времени. Появились кардиастеры. Продолжали существование конулюсы, эхинокорисы, инфулястеры, микроастеры.

Эхиноидеи этого возраста большей частью встречаются на Малом Кавказе (Армения, Азербайджан), в меньшей степени - на Северном Кавказе и Грузии. Весь комплекс эхинофауны европейский.

В сантонском веке эхиноидеи начали приумножаться в кавказских морях. Правда, в родовом отношении это было не очень заметно. Вновь появились глобаторы, вместе с паронастерами, изомикрастерами и хемиастерами. Продолжали существовать конулюсы, кардиотаксисы, эхинокорисы, микроастеры. Вымерли инфулястеры.

Сантонская эхинофауна распространена в основном на Северном Кавказе, Азербайджане, в Нахичеванской АР, Южной Армении, незначительно - в Западной Грузии и Северной Армении. Она имеет в общем европейский облик, включая в свой комплекс характерные для этой палеобиогеографической области роды (напр. *Cardiotaxis*) и виды. Однако наряду с ними появились типичные “южные” (средиземноморские) роды (*Paronaster*) и виды (*Conulus oblongus*, *Micraster heberti*, *M. coribericum* и др.), указывая тем самым на довольно тесную связь кавказского моря с “южными” морями.

Кампанский век во многом интересен в развитии кавказской эхинофауны. Уже с раннего кампана началось бурное развитие этой группы организмов, в результате чего возникли не только новые виды, но и новые роды. Мы полагаем, что именно в кавказских морях начали историю своего существования сеунастеры, псевдофастеры, корастеры, ортастеры и, возможно, гветарии и туранглястеры. Возникло множество новых видов.

Все существовавшие в сантонском веке роды, за исключением глобаторов и кардиотаксисов, перешли рубеж сантон-кампана. В кампанском веке к ним добавились: галеолы, офастеры, стегастеры, сеунастеры, гветарии, псевдофастеры, циклястеры, овулястеры, корастеры, ортастеры, туранглястеры.

Можно заключить, что в кампанском веке в морях Кавказа резко возросло количество родов и видов эхинофауны. Вместе с тем, наряду с европейскими видами, на которые приходится 63,4%, значительно увеличилось количество средиземноморских видов (36,6%). Появилось довольно большое количество средиземноморских родов - *Stegaster*, *Seunaster*, *Guetaria*, *Pseudoffaster*, *Paronaster*, *Ovulaster*, *Hemiasaster*, *Coraster*, *Orthaster* (сеунастеров, псевдофастеров, гветарий, корастеров и ортастеров мы считаем средиземноморскими родами потому, что возникнув на Кавказе, впоследствии они распространились в основном только по Средиземноморской области - в Турцию, Болгарию, Югославию, Северную Африку, Южную Францию, Испанию, на Мадагаскар; проникли также на Запад Средней Азии и только корастеры - в Крым). Вышеизложенное явно указывает на все более усиливающуюся связь средиземноморского и кавказского морей и большое влияние Тетиса, что проявляется в возникновении в кавказских морях более теплолюбивых групп в основном из семейств стегастерид и палеостоматид. Одновременно резкое возрастание эндемизма эхинофауны дает нам повод выделить Кавказскую провинцию в пределах Европейской палеобиогеографической области.

Маастрихтский век – время расцвета кавказской (и не только кавказской) эхинофауны, когда начатое в кампана быстрое развитие этой группы организмов достигло своего апогея. Маастрихтские эхиноидеи характеризуются большим многообразием и максимальной численностью (19 родов, 54 вида, в том числе 13 эндемичных).

К началу маастрихта в кавказских морях вымерли туранглястеры, предположительно – паронастеры; продолжали существовать конулюсы, эхинокорисы, офастеры, стегастеры, сеунастеры, гветарии, псевдофастеры, микроастеры, изомикроастеры, циклястеры, корастеры, ортастеры. Вновь появились катопигусы и кардиастеры. Впервые встречаются галеритесы, оолопигусы, хемипневстесы, галеастеры, гомеастеры. Привлекает внимание обилие эхинокорисов. Зато почти нет микроастеров, которых было так много в предыдущих веках. В раннем маастрихте вымирает последний представитель этого популярного позднемелового рода.

Среди маастрихтского комплекса эхинофауны есть роды и виды, характеризующие либо Европейскую, либо Средиземноморскую палеобиогеографические области; есть также космополитные таксоны и эндемичные виды.

Судя по эхинофауне, в маастрихтском веке еще более усилилась связь кавказских морей с океаном Тетис. “Южных” представителей стало значительно больше, по сравнению с предыдущими веками. По количеству видов они почти сравнялись с европейскими формами.

Опираясь на вышеизложенный материал, можно заключить, что в маастрихте Кавказская фаунистическая провинция все еще оставалась в пределах Европейской палеобиогеографической области, однако с очень тесными контактами с Тетисом, с которым находилась в непосредственном соседстве.

Начало датского века кавказские эхиноидеи встретили большими потерями. К концу маастрихта вымерло очень большое количество родов (11 из 18). Это: конулюсы, галеритесы, оолопигусы, кардиастеры, офастеры, хемипневстесы, стегастеры, сеунастеры, гветарии, псевдофастеры, изомикроастеры. Маастрихт-датский рубеж пересекли лишь эхинокорисы,

галеастеры, циклястеры, корастеры, ортастеры, гомеастеры. В начале дания к ним присоединились неоглобаторы, жеронии, бассеастеры, гарумнастеры, псевдогибастеры, изопневстесы, хемиастеры (Gongadze, 1996).

Подавляющее большинство датской эхинофауны Кавказа принадлежит средиземноморскому типу (59,1%), значительно меньше европейских форм (31,8%). Большинство из родов также указывает на Средиземноморскую область (*Jeronia*, *Basseaster*, *Garumnaster*, *Iso-pneustes*, *Hemiaster*, *Coraster*, *Orthaster*, *Homoeaster*). Почти не осталось европейских родов. Их всего три - *Neoglobator*, *Galeaster*, *Echinocorys*, причем первые два фактически представлены двумя-тремя эндемичными видами, а среди эхинокорисов (которых много), соотношение европейских, средиземноморских и эндемичных видов равное. Очень высок эндемизм эхинофауны.

Из вышесказанного следует, что в датском веке Кавказ в ранге самостоятельной провинции входил уже не в Европейскую, а в Средиземноморскую палеобиогеографическую область. По всей вероятности, северная граница последней в это время переместилась к северу и тем самым охватила всю кавказскую акваторию.

Палеобиогеографический анализ эхинофауны Кавказа показывает, что данный регион в течение всей позднемеловой-датской эпохи находился в пограничной полосе двух крупных палеобиогеографических царств (поясов) – Бореального и Тетиса. В позднемеловое время (сеноман-маастрихт) кавказский морской бассейн был составной частью обширного европейского морского бассейна, простиравшегося от современных Пиренеев до Амударьинской депрессии и именуемого Европейской палеобиогеографической областью. Он имел контакты со Средиземноморской областью океана Тетис, более тесные во второй половине позднемеловой эпохи, в частности начиная с сантонского века. Усиливаясь постепенно, влияние Тетиса возрастало в кампанском и маастрихтском веках, достигнув апогея и став доминантом в датском веке. Комплекс датской эхинофауны Кавказа явно средиземноморский. Чувствуется, что “южные“, более теплые моря проникли на север и охватили всю кавказскую акваторию. Поэтому делается соответствующий вывод о вхождении в датском веке кавказской фаунистической провинции в состав Средиземноморской палеобиогеографической области, т.е. в царство Тетис.

В плане предложенной темы не менее интересен другой регион - Средняя Азия. В этом регионе широко развиты верхнемеловые-датские отложения, в распределении которых замечена определенная закономерность - в западной части региона в основном распространены морские отложения, тогда как на востоке большей частью развиты континентальные фации. Вместе с тем с запада на восток уменьшается роль карбонатных пород с одновременным возрастанием роли терригенных фаций. Фациальная неоднородность и к тому же резкое различие в фаунистических комплексах обусловило деление региона на две части - западную и восточную (Луппов и др.1986; Алиев и др.1986). Условная граница между ними проводится по Амударьинской синеклизе. Западу Средней Азии принадлежат Мангышлак, Туаркыр, Кубадаг, Большой и Малый Балханы, Копетдаг, Бадхыз, Устюрт и др. Восток Средней Азии представляют Таджикская депрессия, Зеравшано-Гиссарская горная область, Ферганская депрессия, Дарваз, Памир и др.

С самого же начала должны заметить, что фаунистические комплексы (в том числе комплексы эхинофауны) верхнего мела и дания Запада Средней Азии имеют европейский облик, тогда как Восток Средней Азии - тетический.

На Западе Средней Азии эхиноидеями богато и разнообразно охарактеризованы кампан-датские отложения, а в более древних породах (сеноман-сантон) их значительно меньше (Атабекий, 1986; Джабаров, 1964, 1972). В сеномане присутствуют всего три вида двух родов – *Hemiaster* и *Holaster*. Значительно богаче эхиноидеями туронский ярус. Здесь отмечаются диксонии, конулюсы, кардиастеры, стернотаксисы, катопигусы, эхинокорисы, инфулястеры, микроастеры. Коньякский ярус представлен конулюсами, эхинокорисами и микроастерами. Этими же родами охарактеризован и сантонский ярус. Очень богаты эхиноидеями кампанские отложения, в которых найдены конулюсы, эхинокорисы, галеолы, офастеры, стегастеры, псевдофастеры, паронастеры, микроастеры, изомикроастеры, туранглястеры. Более тридцати видов, много эхинокорисов и микроастеров. В маастрихтском ярусе, в самом богатом по содержанию эхинофауны, найдены салении, готиерии, фимосомы, конулюсы, галеритесы, катопигусы, оолопигусы, эхинокорисы, хемипневстесы, стегастеры, сеунастеры, гветарии,

псевдофастеры, микроастеры, циклястеры, ортастеры. Довольно богатый комплекс эхинофауны имеется в датском ярусе. По количеству родов он, правда, уступает маастрихтскому комплексу, но выглядит весьма внушительно. Здесь представлены тилоцидарисы, салении, гипсопигастеры, глобаторы, неоглобаторы, эхинокорисы, галеастеры, псевдогигастеры, циклястеры, хемиастеры, корастеры.

В заключение заметим, что поздне меловая-датская эхинофауна Запада Средней Азии в общем европейского типа (за исключением сеноманского комплекса, о котором трудно судить в силу малочисленности видов и датского, имеющего “переходный” характер). Она имеет много общих форм с кавказским комплексом, что свидетельствует о большой и, можно сказать, непрерывной связи морей этих регионов от сеноманского до датского веков.

На Востоке Средней Азии эхиноидеями охарактеризованы все ярусы верхнего мела, в особенности турон и коньяк. Что касается дания, то он не только эхинофауну, но и вообще макрофауну не содержит. В сеноман-сантонских отложениях господствующее положение занимают представители рода *Hemiaster*, который является одним из основных “индикаторов” южных морей. Кампан-маастрихтская же эхинофауна, где в отсутствие хемиастеров ведущее положение занимают конулюсы, катопигусы, офастеры и эхинокорисы, указывает на связь с европейскими морями.

Таким образом, поздне меловая эхинофауна Востока Средней Азии свидетельствует, что в течение сеноман-сантонского веков названный регион в ранге самостоятельной провинции входил в Средиземноморскую палеобиогеографическую область. Довольно слабыми были контакты с Европейской областью (в частности с Западом Средней Азии и Кавказом). Вместе с тем была активная связь с другими провинциями Средиземноморья, которая, возможно, осуществлялась через Северный Афганистан и Иран (Шмидт, 1962). В кампане и маастрихте эта связь уже не замечается, наоборот, есть контакты, правда незначительные, с Европейской областью.

Наконец, надо указать на то весьма важное обстоятельство, что эхиноидеями хорошо подтверждается мнение о нахождении восточной границы Европейской палеобиогеографической области между Западом и Востоком Средней Азии.

Эхиноидеи довольно часты в верхнемеловых-датских отложениях Крыма (Шмидт, 1949; Пославская, Москвин, 1959; 1960; Маслакова, 1986). В палеобиогеографическом плане весь комплекс сеноман-маастрихтской эхинофауны европейского типа (*Conulus*, *Galerites*, *Sternotaxis*, *Infulaster* и др.), где ведущими являются микроастеры и эхинокорисы. Датский комплекс содержит почти поровну европейские и тетические формы, среди которых последние представлены хемиастерами, изопневстесами, корастерами и гомеастерами. По данным эхинофауны крымский регион рассматривается нами как часть Европейской палеобиогеографической области в течение всей поздне меловой-датской эпохи.

Поздне меловая-датская эхинофауна широко распространена в южной части Восточно-Европейской платформы (Польско-Литовская синеклиза, Причерноморская впадина, Донецкий бассейн, Рязанско-Саратовский прогиб, Прикаспийская синеклиза), в особенности в Донбассе и Львовской мульде. Эхиноидеи встречаются во всех ярусах от сеномана до дания (Гинда, 1968; Савчинская, 1974). Они более многочисленны в отложениях туронского, кампанского и маастрихтского ярусов. Примечательно обилие “правильных” эхиноидей – баляноцидарисов, цидарисов, стереоцидарисов, тилоцидарисов, фимосом и др., которые являются типично европейскими родами. Европейский тип эхинофауны подтверждается также наличием конулюсов, стернотаксисов, кардиотаксисов, инфулястеров, эхинокорисов, микроастеров и др. Весьма редки “южные” формы.

Нетрудно доказать, что комплекс поздне меловой-датской эхинофауны южной части Восточно-Европейской платформы европейского типа. Поэтому можно говорить о принадлежности этого региона к Европейской палеобиогеографической области. Совсем незначительными были контакты с океаном Тетис.

Известно, что южная часть Восточно-Европейской платформы, Крым, Кавказ, Запад Средней Азии в поздне меловую-датскую эпоху входили в состав Европейской палеобиогеографической области. Это подтверждается данными многих групп организмов (иноцерамы, белемниты, брахиоподы и т.д.). По данным эхиноидей все эти регионы в течение всей поздне меловой-датской эпохи имели определенные связи с океаном Тетис. Но если такие связи для Кавказа (в первую очередь) и Запада Средней Азии (в меньшей степени) были фактически

непрерывными, то для Крыма и южной части Восточно – Европейской платформы имели, можно сказать, спорадический характер и были заметны в основном в маастрихт-датское время.

Эхиноидеи указывают еще на одну интересную закономерность. В начале поздне меловой эпохи в вышеназванных регионах были распространены эхиноидеи фактически только европейского типа. На Кавказе они доходили до самых южных районов (Южная Армения, Нахичеванская АР). Есть все основания предполагать, что эхинофауна распространилась из Северо – Западной Европы (из т.н. Северо – Европейского центра по А. Смит – Smith, 1984) на восток – юго-восток вплоть до Востока Средней Азии и южных районов Кавказа. Такому широкому распространению эхинофауны скорее всего способствовала глобальная туронская трансгрессия. Вторая такая трансгрессия, начавшаяся в кампане, была направлена с юга на север (“Экваториальная трансгрессия” – Кац, 1986). Она принесла из Тетиса (в основном на Кавказ и Запад Средней Азии) более теплые воды, способствуя тем самым расселению в этих регионах “южных” таксонов (стегастеров, паронастеров, овулястеров, гомеастеров, сеунастеров и др.).

В палеобиогеографическом плане типично средиземноморскими являются Северная Африка (Алжир, Тунис, отчасти Египет) и Испания. В сенман-датских отложениях этих регионов сохранилось большое количество эхинофауны, среди которой есть европейские и космополитные таксоны; ведущими, однако, являются “южные” роды, такие как *Hemiaster*, *Stegaster*, *Seunaster*, *Guettaria*, *Ovulaster*, *Coraster*, *Homoeaster* и др. В Южных Пиренеях много эхинокорисов и микрастеров, представленных также исключительно “южными” видами. Чувствуется связь с регионами Европейской палеобиогеографической области, в первую очередь с Кавказом, особенно значительная в кампан – датское время.

Палеобиогеографическое исследование эхиноидей имеет множество положительных сторон, одна из которых касается проблемы грандиозного вымирания биоты на рубеже маастрихтского и датского веков. Э. Кауффман отмечает: – “Объяснение того, что случилось в тропическом море Тетис и на его тепловодных окраинах, может оказаться ключом к тайне вымирания, происшедшего в самом конце мела” (Кауффман, 1986, с.159). В этой работе подчеркнута то обстоятельство, что охарактеризованные микро- и макрофауной полные разрезы маастрихтско-датских отложений с постепенным (без перерыва) переходом одного яруса в другой, анализ которых мог стать ключом к выяснению этой сложной и одновременно очень интересной проблемы, надо искать в тетической области или в ее периферических (по нашему пониманию – переходных) зонах. По палеобиогеографическим данным эхинофауны к таким зонам должны относиться Кавказ, Запад Средней Азии, Испания и, вероятно, ряд других регионов.

Литература

Алиев М.М., Павлова М.М., Нехрикова Н.И., Джалилов М.Р., Ташлиев Т.Ш., Курилова А.М., Никишова В.М. Средняя Азия // Верхний мел Юга СССР. М.:Наука. 1986. С. 105 – 186.

Атабекян А.А. Верхний мел Запада Средней Азии //Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом I. 1986. С. 277 – 286.

Гинда В.А. Морские ежи //Стратиграфия и фауна меловых отложений Западной Украины (без Карпат). Киев:Наукова думка. 1968. С. 192 – 223.

Джабаров Г.Н. Верхнемеловые морские ежи Центрального Копетдага и их стратиграфическое значение // Ашхабад. Туркмениздат. 1964. 71с.

Джабаров Г.Н. Морские ежи и биостратиграфический анализ верхнемеловых отложений Туркмении // Автореф. доктор. дисс. 1972.

Кауффман Э.Дж. Структура вымираний морских биот в меловом периоде //Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. М.: Мир.1986. С.156 – 254.

Кац Ю.И. Меловой талассократический максимум и планетарные движения гидросферы //Меловой период. Палеогеография и палеоокеанография М.:Наука. 1986. С.191 – 260.

Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Мирзоев Г.Г., Прозоровский В.А. Запад Средней Азии. Нижний отдел //Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом I. 1986.С.251-277.

- Макридин В.П., Кац Ю.И. Некоторые вопросы методики палеобиогеографических исследований // *Организм и среда в геологическом прошлом*. М.: Наука. 1966. С.98 – 114.
- Маслакова Н.И. Крым // *Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом I*. 1986. С.136-144.
- Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела северного полушария. М.: Наука. 1978. 215 с.
- Пославская Н.А., Москвин М.М. Иголки // *Тр. ВНИИГаз*. 1959. С. 237 – 304.
- Пославская Н.А., Москвин М.М. Морские ежи отряда *Spatangoida* в датских и пограничных с ними отложениях Крыма, Кавказа и Закаспийской области // *МГК, докл. сов. геол., XXI сесс. Проблема 5*. 1959. С.47 – 82.
- Савчинская О.В. Иголки // *Атлас верхнемеловой фауны Донбасса*. М.: Недра. 1974 С.303 –333.
- Шмидт О.И. Морские ежи // *Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР*. Т.ХI. Верхний мел. 1949. С. 98 – 130.
- Шмидт О.И. Позднемеловые морские ежи Таджикской депрессии // *Палеонтолог. сб.3*. Тр. ВНИГРИ. 1962. С. 276 – 309.
- Gongadze G. Caucasian echinoids on the Maastrichtian and Danian Boundary // *Bull. Georg. Acad. Sci.* 154. 3. 1996. P.388 – 390.
- Kauffman E.G. Cretaceous bivalvia // *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier Sc. Publ. Comp. Amsterdam. 1973. P.353 – 383.
- Smith A. Echinoid Palaeobiology // *George Allen et Unwin*. London. 1984. 190p.

ОБЗОР МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ТРЕТИЧНЫХ ПОЗВОНОЧНЫХ ГРУЗИИ

**В.М. ЧХИКВАДЗЕ, Г.А. МЧЕДЛИДЗЕ, Н.И. БУРЧАК-АБРАМОВИЧ,
О.Г. БЕНДУКИДЗЕ, Д.Н. БУРЧАК, Ц.Д. ГАБЕЛАЯ, Н.Г. АМИРАНАШВИЛИ,
Г.К. МЕЛАДЗЕ, Э.Ш. ХАРАБАДЗЕ, Н.В. ЧКАРЕУЛИ**

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниаварская, 4а, 380008 Тбилиси

Обзор основных палеогеновых и неогеновых местонахождений позвоночных Грузии:
даны списки фаун, указаны стратиграфические уровни и перечень основной литературы.

REVIEW OF THE LOCALITIES OF TERTIARY VERTEBRATES OF GEORGIA

**V.M. CHKIKVADZE, G.A. MCHEDLIDZE, N.I. BURCHAK-ABRAMOVICH,
O.G. BENDUKIDZE, D.N. BURCHAK, TS.D. GABELAIA, N.G. AMIRANASHVILI,
G.K. MELADZE, E.SH. KHARABADZE, N.V. CHKAREULI**

Institut of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

Is given enumeration of main Paleogene and Neogene vertebrata localities of Georgia:
adduce list of fauna, stratigraphical age and general literature.

Еще полвека тому назад костные остатки позвоночных на территории Грузии были известны лишь из нескольких пунктов (Беляева, 1948). К настоящему времени накоплен богатый материал из различных местонахождений не только неогена, но и палеогена. Подавляющая часть коллекций обработана и опубликована. Уже давно созрела потребность в полной и детальной "инвентаризации" как местонахождений, так и фаунистических списков. Начало активных работ по изучению ископаемых позвоночных у нас связано с именем Л.К. Габуния. Под его руководством сотрудники отдела палеобиологии позвоночных нашего института заложили основу планомерным исследованиям практически всех местонахождений ископаемых позвоночных в нашей республике. Большинство третичных позвоночных происходит из местонахождений Восточной Грузии, главным образом из Кахети и Картли. Степень изученности отдельных систематических групп весьма различна. Относительно полно исследованы рыбы, черепахи, птицы и млекопитающие, тогда как амфибии и ряд групп рептилий остаются слабо изученными.

В данной работе верхним рубежом палеогена принята подошва аквитана (Коробков, 1975; Меннер и др. 1976; Savage, Russell, 1983). Олигоцен является двухчленным и соответствует западноевропейским ярусам рюпель (=стампий) и хатт. Верхней границей неогена принята кровля апшерона («Стратиграфия СССР: Неогеновая система»).

Принятые в работе сокращения: **Lit.** –литература. **Str.** -стратиграфическое положение.

В полном объеме данный каталог достаточно велик (около 80 страниц); поэтому, из первоначального текста были изъяты небольшие и малозначительные местонахождения, а также местонахождения откуда известны лишь единичные остатки или незначительное число видов. Кроме этого, нам пришлось значительно сократить список литературы, сохранив наиболее важные, суммирующие статьи и монографии, в которых дается обзор публикаций предыдущих лет.

Ниже дается перечень сравнительно незначительных и пока слабоизученных местонахождений с указанием основной литературы.

Аргвети. Зап. Грузия; караган. Cetotheriidae indet. (Мчедлидзе, 1964).

Бжиневи. Зап. Грузия; средний миоцен. Cetotheriidae indet. (Мчедлидзе, 1964).

Бослеви. Зап. Грузия; средний миоцен. Deinotherium sp. (Мчедлидзе, 1964).

Вале. Ахалцихский район, находка в шахте бурого угля; верхи среднего олигоцена. *Anthracotherium* sp.; cf. *Paraentelodon* sp. (Габуня, 1989).

Вани. Зап. Грузия, Аджария, близ с. Вани; верхний эоцен, адигенская свита. *Chalicotheriini* indet. (Габуня, 1957; Russell, Zhai, 1987).

Верс. Окр. г. Тбилиси, левый борт ущелья р. Верс; около 1–1,5 км выше по течению от высотного корпуса университета; нижняя часть нижнего олигоцена. *Perissodactyla*: cf. *Rhonzotherium*. (Gabunia, Bendukidze, 1999).

Глдани. В черте г. Тбилиси, Глдани; средний миоцен. *Monodontidae*(?); *Delphinapterus* sp. (Новые данные Г.А. Мчедлидзе).

Земо Сазано. Зап. Грузия; (?)караган. *Cetotheriidae* indet. (Мчедлидзе, 1964).

Кодори. Зап. Грузия, Абхазия, с. Земо Агара; верхний понт или нижний киммерий. *Testudinata*: *Sakya kolakovskii*; *Artiodactyla*: *Tragulidae* gen. indet. (Габуня, Чочиева, 1992; Чхиквадзе, 1983).

Кумрос - Хеви. (=Вашловани). Вост. Грузия, Вашлованский заповедник; средний акчагыл, аналог фауны Квабеби. *Testudo cernovi transcaucasica*; скорлупа яиц страусов; бобр трогонтерий. (Лебедева, 1972; Чхиквадзе 1983).

Марткопи. Вост. Грузия; Душетская свита. *Giraffidae* indet. (Меладзе, 1985).

Мгвимеви. Зап. Грузия; миоцен. *Cetotheriidae* indet. (Мчедлидзе, 1964).

Мелаани. Вост. Грузия; верхний акчагыл. *Dinofelis*, *Dicerorhinus*, *Propotamocheirus*, *Leptobos*, *Euriboas*. (Векуа, 1991).

Норио. Вост. Грузия; миоцен. *Delphinidae* indet. (Мчедлидзе, 1964).

Пареха. Южн. Грузия, около 5 км к востоку от местонахождения Бенара. Стратиграфический аналог фауны Бенара. Черепахи (*Emydidae*, *Testudinidae*), а также зубы и кости различных копытных. Перспективное, но пока слабоизученное местонахождение.

Рупоти. Зап. Грузия; нижний сармат. *Pisces* indet., *Cetotherium* sp. (Мчедлидзе, 1964).

Саирхе. Зап. Грузия; караган. *Cetotheriidae* indet. (Мчедлидзе, 1964).

Саро. Южн. Грузия; поздний сармат. *Hipparion* sp. (Вангенгейм и др., 1989; Габуня, Рубинштейн, 1977).

Тори. Южн. Грузия; аквитан. Остатки гигантской сухопутной черепахи (Чхиквадзе, 1983).

Цира. Южн. Грузия; аквитан. Черепаха (*Trionyx* sp.). (Чхиквадзе, 1983).

Чиатура. Зап. Грузия. Шахта марганцевой руды в г. Чиатура; средний или, вероятнее, верхний олигоцен. *Cetacea* indet.; *Halitherium* aff. *schinzi* (Богачев, 1938).

Чорвила. Зап. Грузия; караган. *Cetotheriidae* indet. (Мчедлидзе, 1964).

Шукрути. Зап. Грузия; миоцен. Позвонки и ребра *Cetotheriidae* indet. (Мчедлидзе, 1964).

Основные и эталонные местонахождения

Аркнети arkneTi Arknethi. Вост. Грузия, Знаурский район, около 1-1,5 км к востоку от с. Аркнети. **Str.** Поздний мэотис, душетская свита.

Mammalia: Carnivora: *Simocyon* sp.; **Perissodactyla:** *Hipparion* cf. *garedzicum*; *Rhinocerotidae* indet.; **Artiodactyla:** *Suidae* indet.; *Euprox salomeae*; *Sivatheriinae* indet.; *Gazella incerta*; *Mirabilocerus brevicornis*; *Phronetragus arknethensis*.

Lit. Габашвили, 1970; Габуня, 1959; Меладзе, 1967, 1985.

Базалети bazaleTi Bazaletli. Вост. Грузия, Душетский район, около оз. Базалети, окрестности с. Карсимаант-Кари. **Str.** Нижний плиоцен, понт (душетская свита).

Reptilia: *Testudo bosporica*. **Mammalia: Carnivora:** *Melinae* indet.; *Promephitis brevirostris*; *Ictitherium* (*Ictitherium*) *ibericum*; *Crocota miriani*; *Machairodontinae* indet.; **Proboscidea:** *Gomphotheriidae*: Gen.?.; *Deinotherium* sp.; **Perissodactyla:** *Aceratherium* cf. *incisivum*; *Aceratherium* sp.; *Hipparion garedzicum*; **Artiodactyla:** *Microstonyx* sp.; *Palaeotragus* sp.; *Karsimatherium bazalethicum*; *Gazella* ex gr. *incerta*; *Gazella* ex gr. *sinensis*; *Oioceros* sp.; *Mirabilocerus maius*; *Phronetragus secundus*.

Lit. Буачидзе, Меладзе, 1985; Вангенгейм, Певзнер, 1993; Габашвили, 1970; Габуня, 1986; Габуня, Чочиева, 1992; Меладзе, 1967, 1985; Семенов, 1989; Чхиквадзе, 1983.

Бенара benara Venara. Южн. Грузия, Адигенский район, около 16 км к западу от г. Ахалцихе, с. Бенара. **Str.** Ранний миоцен, бенарская свита (=верхняя пестроцветная свита). Обычно датируется поздним олигоценом (Габуния, 1964; Gabunia, Bendukidze, 1990; Russell, Zhai, 1987) или ранним миоценом (Габуния, 1975; Чхиквадзе, 1983).

Pisces: Selachoidea: Carchariidae indet.; Selachoidea fam. et gen. indet. (нов. данные). **Reptilia:** Acrochordidae indet.; Ergilemys meschethica; Palaeochelys gabunii; Trionychidae gen. et sp. indet.; Crocodilia indet. **Mammalia: Rodentia:** Cylindrodontidae indet.; Peridiromys aff. murinus; Eucricetodon cf. dubius; Pseudocricetodon cf. thaleri; Paracricetodon cf. dehmi; Metaphiomys sp.; Sciurinae incertae sedis.; **Lagomorpha:** Fam. et gen. indet. (нов. данные); Carnivora: Nyaeodon aymardi; Nyaeodon sp.; Cephalogale meschethense; Amphicyon sp.; Nimravus sp.; Plesictis sp.; **Perissodactyla:** Brontotheriidae Gen.?.; Colodon sp.; Schizotherium chucuae; Philotilon sp.; Meschotherium mescheticum; Prothyracon sp.; Ardynia plicidentata; Allacerops sp.; Aceratherium sp.; Benaratherium callistrati; **Artiodactyla:** Paraentelodon intermedium; Antracotherium sp.; Antracotherium kwablianicum; Bothriodontinae Gen.?.; Bothriodon ex gr. velaunus; Bothriodon sp.; Ellomeryx ex gr. borbonicoides; Telmatodon sp.; Nyobups sp.; Lophiomeryx benarense; Prodremotherium trepidum; Iberomeryx parvus.

Lit. Габуния, 1962, 1964, 1975; Чхиквадзе, 1983, 1989, 1998, 1999; Gabunia, Bendukidze, 1990; Kharabadze, 1998; Russell, Zhai, 1987.

Гвада gvada Gvada. Зап. Грузия, Очамчирский район, окр. с. Гвада. **Str.** Плиоцен (мэотис–понт–киммерий).

Pisces: Clupeiformes: Sardinella milanovskii; Alosa elegans; Alosa lata; Alosa oblonga; Alosa torosa; **Mugiliformes:** Mugil editus; Mugil nodosus; Mugil ordinatus; Mugil demissus; Atherina colchidica; **Perciformes:** Sciaena impropria.

Lit. Габелая, 1976.

Гомарети gomareTi Gomarethi. Вост. Грузия, с. Гомарети. **Str.** Верхний плиоцен.

Mammalia: Carnivora: Ursus cf. arvernensis; **Proboscidea:** Anancus arvernensis; **Perissodactyla:** Hipparion cf. crusafonti; Dicerorhinus cf. megarhinus; **Artiodactyla:** Procacpreolus sp.; Giraffa sp.

Lit. Габуния, 1986; Габуния, Буачидзе, 1984; Меладзе, 1985.

Гумиста gumisTa Gumistha. Зап. Грузия, к западу от г. Сухуми, левый берег р. Гумиста. **Str.** Оligocen, нижний майкоп, хадум.

Pisces: Clupeiformes: Sardinella rata; Alosa genuina; Vinciguerria obscura; Scopeloides glarisanus; Scopeloides mrazeci; **Spopeliformes:** Holosteus mariae; **Gadiformes:** Paleogadus intergerinus; Paleogadus latebrosus; **Syngnathiformes:** Fistularia contermina; Aeoliscus heinrichi; Fistularia contermina; Aeoliscus heinrichi; **Beryciformes:** Gephyroberyx robustus; **Zeiformes:** Caprovesposus parvus; **Perciformes:** Serranus budensis; Serranus comparabilis; Pristigenys spinosus; Archaeus glarisanus Agassiz; Ammodites antipai; Palimphyes chadumicus; Lepidopus glarisanus; Thunnus abchasicus; Scomber voitesti; Homorhynchus colei; Pseudotetrapturus luteus.

Lit. Габелая, 1977, 1991.

Джалаурта jalaurTa Jalaurtha. Зап. Грузия, Сачхерский район, с. Джалаурта, левый берег р. Рквиани. **Str.** Средний миоцен, конкский горизонт.

Mammalia: Cetacea: Cetotherium cf. mayeri; Imerocetus karaganicus.

Lit. Мчедлидзе, 1964.

Джанапидзе jafariZe Japaridze. Вост. Грузия, Кахети. **Str.** мэотис (?).

Mammalia: Proboscidea: Proboscidea indet.; **Perissodactyla:** Hipparion sp.; Rhinocerotidae indet.; **Artiodactyla:** Sus sp.; Cervus sp.; Giraffidae indet.; Gazzella sp.

Lit. Габашвили, 1956, 1970; Габуния, 1959; Меладзе, 1985; Орлов, 1941.

Дзедзвта - Хеви ZeZvTaxevi Dzedzvt - Khevi. Вост. Грузия, Кахети. **Str.** Мэотис.

Reptilia: Testudinata: Centrochelys natadzei. **Mammalia: Carnivora:** Crocuta (Percrocuta) eximia; Felis attica; **Proboscidea:** Gomphotheriidae indet.; **Perissodactyla:** Dicerorhinus sp.; Hipparion ex gr. elegans; **Artiodactyla:** Microstonyx cf. erymanthus; Gazella cf. deperdita; Tragocerus sp.; Tragelaphinae indet.; Karsimatherium aff. bazaethicum; Cervidae indet.;

Lit. Векуа, Трубихин, 1988; Габуния, Чочиева, 1992; Чхиквадзе, 1989.

Дманиси dmanisi Dmanisi. Вост. Грузия, 59 км к ЮЗ от Тбилиси, с. Патара Дманиси. **Str.** Верхний плиоцен - нижний плейстоцен.

Amphibia: Anura: Bufo cf. viridis; Rana sp.; Anura indet. **Reptilia: Testudinata:** Testudo sp.; **Sauria:** Lacertidae gen. et sp. nov.; Lacerta (Lacerta) cf. strigata; **Serpentes:** Erix sp.; ?Natrix sp.; Elaphe sp.; Coluber najadum; Coluber schmidti; Coluber robertmertensi; Pelias sp.; Daboia cf. raddei. **Aves:** Struthio dmanisiensis. **Mammalia: Lagomorpha:** Hypolagus brachignathus; Ochotona ex gr. lagreli minor; **Rodentia:** Mimomis ostramosensis; Mimomis tornensis; Mimomis reidi; Apodemus dominans; Parameriones obeidiensis; Gerbillus sp.; Cricetus sp.; Kowalskia sp.; Marmota sp.; **Carnivora:** Canis etruscus; Ursus etruscus; Pachicrocuta cf. perrieri; Homotherium crenatidens; Meganteron meganteron; **Proboscidea:** Archidiscodon meridionalis; **Perissodactyla:** Equus cf. stonensis; Equus sp. (aff. altidens); Dicerorhinus etruscus; **Artiodactyla:** Sus sp.; Cervus perrieri; Cervus sp. [ex gr. Arvernoceros ardei]; Dama cf. nestii; Cervidae gen.; Dmanisibos georgicus; cf. Soergelia sp.; Caprini gen.; Primates: Homo erectus.

Примечание. Список грызунов и зайцеобразных составлен А.Т. Мухелишвили.

Lit. Бурчак-Абрамович, Векуа, 1991; Габуня, Векуа, 1989, 1993; Габуня, Векуа, Юстус, 1992; Харабадзе, 1998; Чхиквадзе, 1995; Burchak-Abramovich, Vekua, 1990; Chkhikvadze, Kharabadze, 1995; Dzaparidze, Bosinski et al., 1991; Muschelishvili, 1995; Vekua, Gabunia, 1995.

Иори iori Iori. Вост. Грузия, правый берег р. Иори, 8-10 км западнее от Эльдари (выше по течению реки). **Str.** Верхний сармат.

Reptilia: Serpentes: Gen. indet. (Natrix?); **Testudinata:** Trionyx sp.; Chelydropsis sp.; Mauremys sarmatica; Testudo burtschaki. **Mammalia: Perissodactyla:** Hipparion sp.

Lit. Чхиквадзе, 1983; Чхиквадзе, Лунгу, 1984.

Квабеби qvabebi Kvabebi. Вост. Грузия, Сигнахский район, левый берег р. Иори, около 30 км от с. Магаро. **Str.** Средний акчагыл.

Reptilia: Testudinata: Testudo cernovi transcaucasica. **Aves:** Struthio transcausicus; Ioriotis gabunii. **Mammalia: Carnivora:** Nictereutes megamastoides; Canis sp.; Ursus arvernensis; Felis (Lynx) isidorensis; Machairodus davtashvilii; **Rodentia:** Hystrix cf. primigenia; **Hyracoidea:** Kvabebihyrax kachethicus; **Proboscidea:** Anancus arvernensis; **Perissodactyla:** Hipparion crusafonti; Dicerorhinus vekuai; **Artiodactyla:** Propotamocheirus provincialis; Eucladoceros sp.; Pseudalces sp.; Procacpreolus sp.; Protoryx henrichi; Oryx (Aegoryx) sp.; Gazella postmitilini; Parastrepsiceros sokolovi; Ioribos aceros; Eosincerus ivericus.

Примечания к списку. По мнению Г.К. Меладзе (1985) при описании Ioribos aceros не учтены перигамические признаки и поэтому имеющиеся в коллекции ИПАНГ материалы по данному виду принадлежат комолым самкам. Комолыми являются также самки близких к этому виду представителей родов Proleptobos и Leptobos. По мнению Шевыревой (1986) Hystrix cf. primigenia из Квабеби является - Hystrix cf. cristata.

Lit. Бакрадзе, Чхиквадзе, 1984; Бурчак-Абрамович, Векуа, 1981; Векуа, 1972; Габуня, 1986; Меладзе, 1985; Цискаришвили, 1987; Чхиквадзе, 1983; Шевырева, 1986; Burchak-Abramovich, Vekua, 1971.

Квалити kvaliti Kvalithi. Зап. Грузия, Зестафонский район, левый берег р. Квирила, между устьями рек Джобоура и Ачхета, с. Квалити. **Str.** Нижний сармат.

Mammalia: Cetacea: Imerodelphis thabagarii

Lit. Мчедлидзе, 1959; Мчедлидзе, 1964.

Кисатиби qisaTibi Kisathibi. Южн. Грузия, близ Ахалцихе. **Str.** Нижний плиоцен, понт; шестая эпоха магнитной полярности; 6,8 – 6 млн. лет.

Pisces: Cipriniformes: Barbus orientalis; Varicorinus nuntius. **Amphibia: Anura:** Rana macrosnemis angeloi. **Aves:** Sterna miln-edwardsi; Anser kisatibiensis; Anas kisatibiensis. **Mammalia: Perissodactyla:** Hipparion sp.; **Insectivora:** Soricidae gen. indet.

Lit. Богачев, 1927, 1938; Бурчак-Абрамович, 1958, 1966; Вангенгейм, Габуня и др., 1989; Рябинин, 1928, 1931; Габелая, 1976; Габуня, 1959; Габуня, Рубинштейн, 1977; Чхиквадзе, 1984.

Корети goreTi Korethi. Зап. Грузия, Сачхерский район, с. Корети. **Str.** Средний миоцен, караган, спаниодонтеловые слои.

Mammalia: Suidae: Listriodon cf. splendens; **Cetacea:** Cetotherium sp.

Lit. Мчедлидзе, 1964; Габуния, 1959.

Кочахури kowaxuri Kotsakhuri. Вост. Грузия, левый борт долины р. Иори. **Str.** Верхний плиоцен, нижний апшерон.

Reptilia: Testudinata: Emys orbicularis; Testudo sp.; **Aves:** Struthio cf. transcausicus; **Mammalia: Proboscidea:** Archidiscodon meridionalis taribanensis; **Perissodactyla:** Dicerorhinus etruscus; Equus stenonis, **Artiodactyla:** Protoryx sp.

Lit. Габуния, Векуа, 1963; Векуа, 1991; Чхиквадзе, 1983.

Легвта Хеви leRvTaxevi Leghvta-Khevi. (=Дабаханка) (=Dabakhanka). В черте г. Тбилиси, в ущелье р. Легвтахеви, около здания Института ботаники. В 3-5 м выше русла ручья. **Str.** Верхний эоцен.

Pisces: Salmoniformes: Proargentina nebulosa; Vinciguerria distincta; Astronesthes praeivus; **Mictophiformes:** Eomictophum gracile; **Gadiformes:** Bregmaceros filamentosus; **Lapidiformes:** Lophotes linis; **Perciformes:** Lepidopus eocaenicus; Scombrosarda devia; Palaeorhynchus senectus; **Echeneiformes:** Echeneis uropensis.

Lit. Габелая, 1991.

Мелаани melaani Melaani. Вост. Грузия, Кахети, с. Земо Мелаани. **Str.** Конгломераты алазанской серии; стратиграфический аналог верхнего акчагыла.

Mammalia: Carnivora: ?Dinofelis sp.; Euryboas lunensis; **Perissodactyla:** Dicerorhinus megarhinus; **Artiodactyla:** Propotamocherus sp.; Leptobos sp.

Lit. Бурчак-Абрамович, Векуа, 1980; Векуа, 1991.

Метехи metexi Metekhi. Вост. Грузия, левый берег р. Куры, около ж.-д. станции Метехи. **Str.** Конец позднего олигоцена (= верхний майкоп).

Pisces: Изолированные позвонки рыб (новые данные). **Reptilia: Testudinata:** Trionyx sp. (новые данные). **Mammalia: Cetacea:** Iniopsis caucasica.

Lit. Мчедлидзе, 1976.

Пантишара pantiSara Pantishara. Вост. Грузия, южнее Вашлованского заповедника, правый борт сухого русла Пантишара. **Str.** Верхний сармат и нижний мэотис.

Reptilia: Testudinata: Mauremys sarmatica; Emydoidea tarashchuki; Testudo burtschaki. **Mammalia:** Perissodactyla indet.; Artiodactyla indet.

Lit. Чхиквадзе, 1983.

Рустави rustavi Rustavi. (=Яглуджа) (=iaRluja). Вост. Грузия, правый берег Куры, недалеко от г. Рустави. Правый берег правого притока р. Куры - ручей Таватдере; в 2 км от его устья, гора Яглуджа. **Str.** Верхний сармат.

Reptilia: Testudinata: Testudo sp.; Serpentes: Daboia sp. (= Vipera cf. lebetina). **Aves:** Rustaviornis georgicus. **Mammalia: Carnivora:** Melinae indet.; Promephitis ex gr. meotica; Ictitherium eximia; Machairodontinae indet.; **Proboscidea:** Choerolophodon pentelici; **Perissodactyla:** Hipparion cf. eldaricum; Chalicotheriinae indet.; Dicerorhinus sp.; Aceratherium sp.; **Artiodactyla:** Microstonyx sp.; Procacpreolus sp.; Oioceruos aff. atropatenes; Gazella sp.; Paraioiceros improvisus gen. et sp. nov.; Tragocerus sp.; Palaeotragus sp.; Phronetragus sp. (новые данные Г.К. Меладзе).

Lit. Габуния, Мацхонашвили, Чхеидзе, 1966; Зерова, Чхиквадзе, 1984; Меладзе, 1985; Burchak-Abramovich, Meladze, 1972.

Удабно udabno Udabno. Восточная Грузия, Сагареджойский район, несколько обнажений в окрестностях монастыря Давид Гареджи: Аджия, Удабно, Дибсис Даги, Натлисмцемели и др. **Str.** Фауна позвоночных Удабно происходит из различных стратиграфических уровней и соответствует разным этапам развития гиппарионовой фауны (Цискаришвили, 1987).

Lit. Бендукидзе, Бурчак-Абрамович, 1991; Бурчак-Абрамович, 1954; 1957, 1967; Бурчак-Абрамович, Габашвили, 1945 - 1984; Вангенгейм, Габуния и др., 1989; Габашвили, 1970 - 1987; Габашвили, Габуния, 1958; Габуния, Рубинштейн, 1977; Церетели, 1942; Цискаришвили, 1987, 1992; Чхиквадзе, 1983.

Удабно 1. По Цискаришвили (1987) этот уровень по литологическому составу (обилие песчаников и конгломератов) несколько отличается от верхнего. Отсюда происходят

неопределимые фрагменты костей китообразных и единичные остатки наземных млекопитающих. **Str.** скорее всего, соответствует верхнему сармату.

Удабно 2. По Цискаришвили (1987) к этому уровню относятся, в основном, формы, найденные в костеносной линзе Натлисмцемели. **Str.** Конец верхнего сармата.

Mammalia: Carnivora: *Percrocuta gigantea*; **Proboscidea:** *Deinotherium giganteum*; **Perissodactyla:** *Hipparion garedzicum*; *Diceros gabunia*; *Aceratherium* sp.; **Artiodactyla:** *Microstonyx* aff. *major*; *Palaeotragus rouenii*; *Gazella* sp.

Удабно 3. Верхи пестроцветной свиты. Средний или верхний мэотис.

Reptilia: Testudinata: *Testudo eldarica*. **Mammalia: Primates:** *Udabnopithecus garedziensis*; **Carnivora:** *Adcrocuta eximia*; **Proboscidea:** *Deinotherium* sp. (cf. *giganteum*); **Perissodactyla:** *Hipparion* sp.; *Aceratherium* sp.; *Aceratherium* cf. *incisivum*; *Chilotherium* (*Subchilotherium*) aff. *eldaricum*; **Artiodactyla:** *Gazella schlosseri*.

Некоторые материалы, добытые в предыдущие годы, не имеют точной стратиграфической привязки; они происходят из различных слоев **Удабно 2** и **Удабно 3**. Ниже приводится общий список этих форм.

Reptilia: Testudinata: *Mauremys* sp.; cf. *Centrochelys* (=cf. *Ergilemys* sp.); **Aves:** *Anser udabnensis*; *Larus udabnensis*. **Mammalia: Rodentia:** *Hystrix* sp.; **Carnivora:** *hyaenotherium magnum*; *hyaena* sp.; **Proboscidea:** *Mastodon* sp.; **Artiodactyla:** *Cervus* sp.; *Achtiaria* sp.; *Tragocerus* sp. **Примечание.** Г.К. Меладзе считает, что *Hystrix* sp. относится к *Steneofiber caucasicus*, а *hyaena* sp. – к *Ictitherium hipparionum*.

Л.К. Габуния с соавторами (*Gabunia et al.*, 1999) приводят новый, уточненный и дополненный список фауны Удабно 3 и датируют ее концом позднего сармата (=верхний валезий, MN19). **Primates:** *Dryopithecus garedziensis*, **Proboscidea:** *Tetralophodon* cf. *longirostris*, **Carnivora:** *Miohyaenotherium bessarabicum* (= *Ictitherium hipparionum* var. *garedziensis*), *Plesiogulo* cf. *brachygnathus*, *Adcrocuta eximia*, **Perissodactyla:** *Hipparion garedzicum*; *Aceratherium* cf. *incisivum*, *Chalicotheriidae* cf. *Ancylotherium*, **Artiodactyla:** *Microstonyx erimanius*, *Giraffidae* cf. *Samotherium*, *Cervidae* gen., *Tragocerus* sp., *Gazella* sp. и др.

Удабно 4. Низы ширакских песчаников. Предположительно понт. Выделяя эту пачку Цискаришвили (1987) не указывает какие именно формы тут найдены.

Усахело usaxelo Usakhelo. Зап. Грузия, Чиатурский район, с. Усахело. **Str.** верхний караган.

Mammalia: Proboscidea: *Trilophodon angustidens*; **Cetacea:** *Imerocetus* sp.

Lit. Мчедлидзе, 1964.

Цасри wasri Tsasri. Зап. Грузия, Чиатурский район, с. Цасри. **Str.** Средний миоцен, караган.

Mammalia Cetacea: *Monodontidae* gen. indet.; *Delphinapterus* sp.; *Cetotheriidae* gen. indet.

Lit. Мчедлидзе, 1964.

Цедиси wedisi Tsedisi. Вост. Грузия, Атенское ущелье, Горийский район, с. Цедиси. **Str.** Верхний олигоцен, майкоп.

Pisces: Неопределимые позвонки рыб. **Mammalia: Cetacea:** *Kharthlidelphis diceros*.

Lit. Mchedlidze, Pilleri, 1988.

Эльдари eldari Eldari. Зап. Азербайджан, пограничная зона с Грузией. Правый берег р. Иори, северные склоны хр. Эйляр-Оуги. Фауна происходит из 3 различных стратиграфических уровней (средний сармат - мэотис).

Lit. Алекперов, 1978; Бакрадзе, Чхиквадзе, 1984; Вангенгейм, Габуния и др., 1989; Габашвили, 1970; Гаджиев, 1958, 1959, 1961; Цискаришвили, 1987, 1992; Чхиквадзе, 1983; Burchak-Abramovich, Gadzyev, 1978.

Эльдари 1. (нижний фауноносный уровень). **Str.** Средний сармат.

Mammalia: Pinnipedia: *Phoca procaspica* (Гаджиев, 1961); **Cetacea:** *Delphinus* sp.; *Cetotherium* sp.

Эльдари 2. (средний фауноносный уровень). **Str.** Поздний сармат.

Reptilia: *Testudo eldarica*. **Aves:** *Anser eldaricus*; *Struthio* sp. (скорлупа яиц). **Mammalia: Carnivora:** *Ictitherium hipparionum*; *Percrocuta gigantea*; **Perissodactyla:** *Hipparion eldaricum*; *Hipparion* sp.; *Eldarotherium burchaciensis*; *Chilotherium* (*Acerorhinus*) *zernovi*; *Diceros gabunia*;

Acerorhinus transcausicum; **Artiodactyla**: *Palaeotragus* (*Achtiaria*) *borissiakii*; *Mirabilocerus azerbaijanicus*; *Tragocerus leskevitchi*; *Tragocerus* sp.; *Gazella leilae*; *Eotragus* (?)*martinianus*; *Microstonyx* aff. *antiquus*; *Cervavitus* sp.; **Proboscidea**: *Deinotherium giganteum*; *Tetralophodon longirostris*; *Choerolophodon pentelici*; **Primates**: Gen.?

По данным Цискаришвили (1992) *Acerorhinus transcausicum* является синонимом *Chilotherium* (*Subchilotherium*) *eldaricum*

Эльдари 3. (верхний фауноносный уровень). **Str.** Мэотис. По Цискаришвили (1992) Эльдари 3 параллелизуется с Удабно2 и Удабно3.

Литература

Алекперов А.М. Земноводные и пресмыкающиеся Азербайджана. Баку: Элм. 1978. 264 с.
Бакрадзе М.А., Чхиквадзе В.М. Ископаемые сухопутные черепахи рода *Testudo* в СССР //Вестник музея Грузии. 1984. Т.33-А. С. 163-174.

Бакрадзе М.А., Чхиквадзе В.М. Материалы к третичной истории герпетофауны Кавказа и сопредельных регионов //Вестник музея Грузии 1987. Т. 34-А. С. 176-193.

Банников А.Ф. Скумбриевые из олигоцена Кавказа //Палеонт. журнал. 1979. № 1. С. 97-103.

Беляева Е.И. Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР// Тр. ПИН. 1948. Т.15. № 3. С. 36-114.

Бендукидзе О.Г., Бурчак-Абрамович Н.И. Ископаемые бобры из миоценовых отложений Восточной Грузии //Флора и фауна мезо-кайнозоя Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1991. С. 145-151.

Богачев В.В. Фауна отложений диатомита в Ахалцихском бассейне //Изв. Аз. ГУ, отд. естеств. и мед. 1927. № 6. С. 12-126.

Богачев В.В.. Фауна диатомовых плиоценовых отложений в Закавказье //Тр. Аз. ФАН СССР. 1938. Геол. сер., т.9. № 39. С. 61-89.

Буачидзе Ц.И., Меладзе Г.К. Новые данные о базалетской гиппарионовой фауне. 2-я научная сессия Груз. териологич. об-ва. 1985. С. 16-17.

Бурчак-Абрамович Н.И. Эльдарская рекогносцировочная палеонтологическая экспедиция //Тр. Естеств.-историч. муз. им. Зардаби. Баку. 1954. № 8. С. 14-49.

Бурчак-Абрамович Н.И. Ископаемый гусь в гиппарионовой фауне Удабно //Докл. АН АзССР. 1957. № 13. С. 655-659.

Бурчак-Абрамович Н.И. Верхнетретичные птицы Кавказа //Сообщ. АН ГССР. 1966. Т.44. № 3. С. 651-656.

Бурчак-Абрамович Н.И. Ископаемые приматы СССР (Молдавия, Украина, Грузия) и экологическая обстановка их обитания //Место и значение ископаемых млекопитающих Молдавии в кайнозое СССР. Кишинев: Штиинца. 1967. С. 89-99.

Бурчак-Абрамович Н.И. История развития орнитофауны Грузии и прилегающих местностей (третичный период) //Изв. АН ГССР. 1978. Сер. биол. Т.4. № 6. С. 529-535.

Бурчак-Абрамович Н.И., Векуа А. К. Палеобиологическая история позднекайнозойских быков Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1980. 92 с.

Бурчак-Абрамович Н.И., Векуа А.К. Ископаемая дрофа-бегунья в акчагыле Восточной Грузии //Изв. АН ГССР. 1981. Сер. биол. Т.7. № 1. С. 53-59.

Бурчак-Абрамович Н.И., Векуа А.К. Ископаемый страус из плейстоцена Дманиси (Вост. Грузия) //Флора и фауна мезо-кайнозоя Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1991. С. 173-187.

Бурчак-Абрамович Н.И., Габашвили Е.Г. Высшая человекообразная обезьяна из верхнетретичных отложений Восточной Грузии (Кахети) //Сообщ. АН ГССР.1945. Т.6. №6. С. 451-457.

Бурчак-Абрамович Н.И., Габашвили Е.Г. Примитивный бык в гиппарионовой фауне Удабно (Восточная Грузия) //Палеонт. журнал. 1968. № 1. С. 144-148.

Бурчак-Абрамович Н.И., Габашвили Е.Г. Ископаемые бобры на Кавказе //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. № 9. С. 20-34.

Бурчак-Абрамович Н.И., Габашвили Е.Г. Ископаемая чайка в гиппарионовой фауне Гареджис Удабно //Вест. Музея Грузии. 1984. Т.33-А. С. 3-13.

Вангенгейм Э.А., Габуния Л.К., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Стратиграфическое положение местонахождений гиппарионовой фауны Закавказья в свете данных магнитостратиграфии //Изв. АН СССР. 1989. Сер. геол. № 8. С. 70-77.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Корреляция опорных местонахождений млекопитающих миоцена Северной Евразии с магнитостратиграфической шкалой //Стратиграфия, геологическая корреляция. 1993. Т.1. № 1. С. 118-127.

Векуа А.К. Квабевская фауна акагильских позвоночных. М.: Наука. 1972. 351 с.

Векуа А.К. Позвоночные //Грузия в антропогене. Тбилиси: Мецниереба. 1991. С. 340-381.

Векуа А.К., Габуния Л.К. Дманисский ископаемый человек и сопутствующая ему фауна позвоночных. Тбилиси: Мецниереба. 1993. 72 с.

Векуа А.К., Трубихин В.М. Новое местонахождение ископаемых млекопитающих в Восточной Грузии //Сообщ. АН ГССР. 1988. Т.132. № 1. С. 197-200.

Габашвили Е.Г. История изучения гиппарионовой фауны Грузии //Изв. Геол. об-ва Грузии, 1970. Т.6 № 1,2. С. 88-99.

Габашвили Е.Г. К изучению верхнетретичных хищников (Carnivora) из фондов геологического отдела Гос. музея Грузии //Вест. музея Грузии. 1973. Т.24-25-А. С. 15-19.

Габашвили Е.Г. Ископаемые приматы //Вест. музея Грузии. 1975. Т.27-А. С. 25-51.

Габашвили Е.Г. Об остатках ацератерия из Гареджис Удабно (Гаре Кахети) //Вест. музея Грузии. 1980. Т.30-А, С. 27-36.

Габашвили Е.Г. Верхнемиоценовые хоботные Удабно //Вест. музея Грузии. 1983. Т.32-А. С. 29-56.

Габашвили Е.Г. К истории развития верхнемиоценовых полорогих Удабно //Вест. музея Грузии. 1987. Т.34-А. С. 3-36.

Габашвили Е.Г., Габуния Л.К. Об остатках динотерия из Удабно (Восточная Грузия) //Сообщ. АН ГССР. 1958. Т.21 № 2. С. 151-154.

Габелая Ц.Д. Рыбы плиоценовых отложений Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1976. 112 с.

Габелая Ц.Д. Олигоценная ихтиофауна Абхазии //Сообщ. АН ГССР. 1977. Т.87. № 1, С. 193-196.

Габелая Ц.Д. К изучению ихтиофауны позднего палеогена Закавказья //Флора и фауна мезо - кайнозоя Грузии. Тбилиси. 1991. С. 159-165.

Габелая Ц.Д. Позднепалеогеновые рыбы Кавказа и их стратиграфическое значение //Проблемы палеобиологии. Т.1. Тбилиси: Мецниереба. 1999. С. 242-250. (На груз. яз.)

Габуния Л.К. К истории гиппарионов. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 570 с.

Габуния Л.К. Бенарская фауна олигоценных позвоночных. Тбилиси. Мецниереба. 1964. 266 с.

Габуния Л.К. К вопросу о сопоставлении морского и континентального неогена Восточного Паратетиса //Тр. VI Конгресса регионального комитета по стратиграфии Средиземноморского неогена. Братислава. 1975. С. 413-414.

Габуния Л.К. Наземные млекопитающие //Стратиграфия СССР. Неогеновая система (полутом 2). М.: Недра. 1986. С. 310-327.

Габуния Л.К. О халикотерии из эоцена юга Грузии //Докл. АН СССР. 1957. Т.116. № 1. С. 137-140.

Габуния Л.К. Ископаемые позвоночные Бенары. Тбилиси. 1962. 84 с. (на груз. яз.).

Габуния Л.К., Буачидзе Ц.И. О первой находке позднеплиоценовой жирафы в СССР //Сообщ. АН ГССР. 1970. Т.57. № 1. С. 241-244.

Габуния Л.К., Векуа А.К. Ископаемый слон из Тарибаны. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1963. 70с. (На груз. яз.)

Габуния Л.К., Векуа А.К. Антропогеновые лошади Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1989. С. 1-141.

Габуния Л.К., Векуа А.К. Дманисский ископаемый человек и сопутствующая ему фауна позвоночных. Тбилиси. 1993. С. 1-72.

Габуния Л.К., Векуа А.К., Юстус А. О нижней челюсти ископаемого человека из позднего виллафранка Дманиси //Изв. АН Грузии. 1992. Сер. биол. Т.18. № 6. С. 418-427.

Габуния Л.К. Мацхонашвили К.Г., Чхеидзе Д.В. О возрасте континентальных отложений горы Яглуджа //Сообщ. АН ГССР. 1966. Т.43. № 1. С. 129-132.

- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М. Об абсолютном возрасте гиппариона из Саро //Geologicky zbornik, Geologica Carpathica. Bratislava. 1977. Т.28. № 1. С. 7-11.
- Габуния Л.К., Чочиева К.И. Сопряженная эволюция растительности и позвоночных Грузии в позднем кайнозое //Изв. АН Грузии. 1992. Сер. биол. Т.18. № 5. С. 347-354.
- Гаджиев Д.В. Новые материалы по Эльдарской гиппарионовой фауне //Изв. АН АзССР. 1959. Сер. геол.-геогр. наук. Т.4. С. 55-66.
- Гаджиев Д.В. Эльдарская верхнесарматская гиппарионовая фауна. Автореф. докт. дисс. Баку. 1961. 37 с.
- Данильченко П.Г. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа. М.: Наука. 1960. Т.78. 208с.
- Данильченко П.Г. Рыбы дабаханской свиты Грузии //Палеонт. журнал. 1962. Т.1. С. 111-126.
- Данильченко П.Г. Надотряд Teleostei. Костистые рыбы. В кн.: Основы палеонтологии. Бесчелюстные, рыбы. М.: Наука. 1964. С. 396-472.
- Данильченко П.Г. Костистые рыбы //Стратиграфия СССР; Палеогеновая система. М.: Недра. 1975. С. 436-438.
- Данильченко П.Г., Сычевская Е.К., Федотов В.Ф., Сергиенко Н.И., Свиченская А.А. Ископаемые костистые рыбы СССР //Тр. ПИН АН СССР. 1980. Т.178. С. 1-211.
- Ефимов М.Б., Чхиквадзе В.М. Обзор находок ископаемых крокодилов СССР //Изв. АН ГССР. 1987. Сер. биол. Т.13. № 3. С. 200-207.
- Зерова Г.А., Лунгу А.Н., Чхиквадзе В.М. Ископаемые крупные гадюки Северного Причерноморья и Закавказья //Тр. ЗИН АН СССР. 1987. Т.158 С. 89-99.
- Зерова Г.А., Чхиквадзе В.М. Обзор кайнозойских ящериц и змей СССР //Изв. АН ГССР. 1984. Сер. биол. Т.10. № 5. С. 319-326.
- Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. М.: Наука. 1972. 108 с.
- Меладзе Г.К. Гиппарионовая фауна Аркнети и Базалети. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 168 с.
- Меладзе Г.К. Обзор гиппарионовых фаун Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1985. 75 с.
- Меннер В.В., Невеская Л.А., Габуния Л.К., Носовский М.Ф. Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья //Бюлл. МОИП. 1976. отд. геол. Т.51. № 5. С. 8-19.
- Мчедлидзе Г.А. Ископаемый дельфин *Imerodelphis thabagarii* из сармата окрестностей Зестафони. Сообщ. АН ГССР. 1959. Т.23. № 6. С. 429-434.
- Мчедлидзе Г.А. Новые данные об ископаемом дельфине *Iniopsis caucasica* Lyd. //Сообщ. АН ГССР. 1962. Т.28. № 4. С. 439-441.
- Мчедлидзе Г.А. Ископаемые китообразные Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1964. 144 с.
- Мчедлидзе Г.А. Основные черты палеобиологической истории китообразных. Тбилиси: Мецниереба. 1976. 136 с.
- Орлов Ю.А. Местонахождение фауны гиппариона в Джапаридзе (Кахетия) //Тр. ПИН АН СССР. 1941. Т.8. № 3. С. 99-101.
- Рябинин А.Н. Ископаемая лягушка из Закавказья //Ежегодник Русск. палеонтол. об-ва. 1928. Т.7. С. 87-98.
- Рябинин А.Н. Заметка об ископаемых птицах из верхнетретичных отложений Закавказья //Зап. Русск. минерал. об-ва. 1931. Т.60. № 11. С. 174-178.
- Свиченская А.А. Новые кефалевые среднего плиоцена Абхазии //Палеонт. журнал. 1960. Т.3. С. 109-112.
- Семенов Ю.А. Иктитерии и морфологически сходные гиены неогена СССР. Киев: Наукова думка. 1989. 178 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра. 1986. С. 310-327.
- Федотов В.Ф., Банников А.Ф. Первая находка морского угря (*Congridae*) в олигоцене Кавказа //Бюллетень МОИП. 1984. Отд. геол. Т.59. № 5. С. 101-105.
- Харабадзе Э.Ш. Новые данные о герпетофауне Дманиси (Юго-Восточная Грузия) //Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке (ВСЕГЕИ). Санкт-Петербург. 1998. С. 246-247.
- Харабадзе Э.Ш. Новые данные о герпетофауне Дманиси (Юго-Восточная Грузия). (В печати).

- Церетели Д.В. Раскопки местонахождения ископаемых неогеновых млекопитающих в Гареджис Удабно //Вест. музея Грузии. 1942. Т.11-А С. 161-168.
- Цискаришвили Г.В. Позднетретичные носороги Кавказа (Rhinocerotidae). Тбилиси: Мецниереба. 1987. 142 с.
- Цискаришвили Г.В. Неогеновые носороги Восточного Паратетиса. Тбилиси: Мецниереба. 1992. 127 с.
- Чхиквадзе В.М. Ископаемые черепахи Кавказа и Северного Причерноморья. Тбилиси: Мецниереба. 1983. 149 с.
- Чхиквадзе В.М. Обзор ископаемых хвостатых и бесхвостых земноводных СССР //Изв. АН ГССР. 1984. Сер. биол. Т.10. № 1. С. 5-14.
- Чхиквадзе В.М. Неогеновые черепахи СССР. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 102 с.
- Чхиквадзе В.М. Антропогенная герпетофауна Грузии //Сообщ. АН Грузии. 1995. Т.152. № 3. С. 663-667.
- Чхиквадзе В.М. Эоцен-олигоценая герпетофауна бывшего СССР //Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена” (часть II). М.: Изд-во ГЕОС. 1998. С. 61-66.
- Чхиквадзе В.М. История развития палеогеновой герпетофауны СНГ //Проблемы палеобиологии. Т.1. Тбилиси. 1999. С. 256-279.
- Шевырева Н.С. Новый дикообраз (Rodentia, Hystricidae) из плиоцена Таджикистана //Тр. ЗИН АН СССР. 1986. Т 156. С. 118-133.
- Amiranashvili N. The Pliocenic land turtles of Caucasus (Reptilia, Testudinidae) //Terra Nostra. Quaternary Research XIV International Congress (Abstracts). Berlin. 1995. P. 10.
- Burchak-Abramovich N.I., Gadzyev D.V. Anser eldaricus sp. nov. from Upper Sarmatian hipparion fauna of Eldar //Acta zool. Cracoviensia. 1978.V.23. P. 67-68.
- Burchak-Abramovich N.I., Meladze G.K. Rustaviornis georgicus gen. et sp. n., a new fossil bird from the Hipparion fauna of Georgia //Acta zool. Cracov. 1972. V.17. № 16. P. 374-389.
- Burchak-Abramovich N.I., Vekua A.K. The fossil ostrich from the Akchagil layers of Georgia //Acta Zool. Cracoviensia. 1971. V.16. № 1. P. 1-26.
- Burchak-Abramovich N.I., Vekua A.K. The fossil ostrich *Struthio dmanisensis* sp. nov. from the Lower Pleistocene of Georgia //Acta Zool. Cracoviensia. 1990. V.33№ 7. P. 121-131.
- Chkhikvadze V., Kharabadze E. Amphibians and reptiles from the Early Pleistocene of Georgia (Dmanisi, Lower Apsheronian) //Terra Nostra. Quaternary Research XIY International Congress (Abstracts). Berlin. 1995. P. 48.
- Dzaparidze V., Bosinski G., Bugianisvili T., Gabunia L., Justus A., Klopotovskaja N., Lordkipanidze D., Maisuradze G., Mgeladze N., Nioradze M., Tusabramisvili D., Tvalcrelidze M., Vekua A.. Die Menschen der altsteinzeit im Sudgeorgien. Preprint. Tbilisi. 1991. P. 12-24.
- Gabunia L., Bendukidze O. On small mammals from the Oligocene of Benara (Akhalzikhe region, South Georgia). Preprint. Tbilisi. 1990. 11 pp.
- Gabunia L., Bendukidze O. The first find of the land mammal remains in the Paleogene deposits of Tbilisi environs //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1999. V.160. № 2. P. 375-376.
- Gabunia L., Gabashvili E., Vekua A., Lordkipanidze D. The taxonomic position of *Udabnopithecus garedziensis* Burtsh. et Gabash. (Udabno, Georgia) and its geological age //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1999. V.159. № 2. P. 350-354.
- Kharabadze E. The main results and prospective of study of the Caucasian fossil snakes //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1996. V.153. № 3. P. 470-473.
- Kharabadze E. Fossil snake localities of the Caucasus //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1997. V.156. № 1. P. 151-154.
- Kharabadze E. Oldest fossil snake of Caucasus (Benara, Southern Georgia, Upper Oligocene) //Therd Asian Herpetological Meeting. 1998. Abstracts. Almaty. P. 21.
- Mchedlidze G.A., Pilleri G. *Kharthlidelphis diceros*, a new genus and species from the Oligocene of Georgia (Caucasus, USSR) //Investigation on Cetecea. Ed. G. Pilleri. 1988. V.21. P. 9-15.
- Muschelivili A.T. Die Kleinfaua von Dmanisi //Jahrbuch des Romisch-Germanische Zentralmuseum. Mainz. 1995. V.42. P. 181-182.

Russell D. E., Zhai Ren-jie. The Paleogene of Asia: mammals and stratigraphy //Mem. du Mus.Nat. d'Histire Naturelle. 1987. Ser.C, V.52. 488 pp.

Savage D.E., Russell D.E. Mamalian paleofaunas of the world //Addison-Wesley publishing Company. 1983. 432 pp.

Vekua A.K., Gabunia L. La mandibule de L'Homme fossile du Villafranchien superieur de Dmanisi //L'Anthropologie. Paris. 1995. V.99. № 1. P. 28-29.

Vekua A.K. Der altpalaolithische Fundplatz Dmanisi in Georgien (Kaukasus) //Jahrbuch des Romisch-Germanische Zentralmuseum. Mainz. 1991. V.36. P. 67-116.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И РАННЕМИОЦЕНОВЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ КАЗАХСТАНА И НОВЕЙШИЕ MN И MP СХЕМЫ ЕВРОПЫ

О. Г. Бендукидзе

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниагварская, 4а, 380008 Тбилиси

Вопросы биостратиграфической параллелизации континентальных олигоценовых и раннемиоценовых толщ рассматриваются в объеме всей Евразии. Выводы основаны на фактических материалах по мелким млекопитающим, собранных на территории Казахстана

LOCATION OF OLIGOCENE AND EARLY MIOCENE MAMMALS OF KAZAKHSTAN AND MODERN MN/MP BIOZONATION SCHEMES OF EUROPE

O. Bendukidze

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

The Late Aralian complex of fossil Mammals attributed to Late Oligocene MP30 zone of modern MP biozonation of Europe. The Early Aralian complexes are correlated with the MP29 zone.

В предлагаемой статье рассматриваются вопросы биостратиграфической параллелизации континентальных олигоценовых и раннемиоценовых толщ в объеме всей Евразии. Наши выводы основаны на фактическом материале по мелким млекопитающим, которые были собраны в Казахстане на протяжении более чем 20 лет, начиная с 1973 г.

Аральские фауны позвоночных Казахстана разных уровней находятся в самой начальной стадии изучения. На сегодняшний день среди них более или менее детально исследованы только комплексы млекопитающих, которые происходят из относительно поздних слоев (Бендукидзе, 1993; Лопатин, 1996, 1997). Основные компоненты этих комплексов позвоночных, например, грызуны, происходящие из верхов разреза местонахождения Алтынчокусу дают основание считать, что все они, по-видимому, относятся к концу позднего олигоцена, а также к началу раннего миоцена (Саякен, верхи Акотау). На это указывают как новые находки, так и стратиграфический анализ установленных ранее таксонов (Бендукидзе, 1993; Лопатин, 1996, 1997), которые в совокупности дают возможность еще более уверенно говорить о возрасте почти всей аральской свиты в полном объеме. Новые находки, например, присутствие в составе фауны верхов аральской свиты, а Алтынчокусу-IV представителя рода *Exalleryx* (Лопатин, 1996), впервые описанного из среднего олигоцена Шандгола (Mc Kenna, Holton, 1967), или же *Pseudotheridomys* (Лопатин, 1997), который в Европе начинает встречаться с уровня Кодре (Vianey-Liaud et al., 1997), а в Центральной Азии был найден в наиболее верхнем уровне местонахождения Сан-Жак (Wang, Emry, 1991), только подтверждают правильность подобного подхода к определению возраста верхов аральской свиты Казахстана.

Не менее симптоматично присутствие в местонахождении Саякен, а также в наиболее верхнем слое местонахождения Акотау крупного ктенодактилида *Yindirtemys deflexus* (= *Y. sajakensis*) (Wang, 1997) - обычного реперного вида (вида-индекса) для верхнего горизонта Таталгола и его аналогов в Центральной Азии (Kowalski, 1974; Daxner-Hock et al., 1997; Wang, 1997). Не исключено, впрочем, что последние два местонахождения даже немного моложе уровня Алтынчокусу-IV, потому что в них имеется еще один, более древний костеносный уровень, где, как и на уровне Алтынчокусу-IV, встречается другой вид ктенодактилида - *Yindirtemys birgeri* Bendukidze.

Таким образом, при сравнении поздних аральских комплексов мелких млекопитающих с центральноазиатскими фаунами выясняется их типологическое сходство по составу с наиболее

поздними позднеолигоценовыми (или раннемиоценовыми) фаунистическими группировками Центральной Азии: табенбулакской, а также с фаунами позвоночных верхнего слоя Таталгола и наиболее верхнего слоя местонахождения Сан-Жак, которые по сути очень близки к стратиграфической границе олигоцен-миоцена.

В любом случае сейчас можно с еще большей уверенностью говорить, если не об идентичности, то по крайней мере об очень большой степени сходства (соответствия) фаун столь отдаленных районов Азии, как Аральское море, Ганьсу (КНР) и Таталгол (Монголия).

Добавим также, что этот, сравнительно поздний стратиграфический статус поздних аральских фаун подтверждается также и полным отсутствием в их составах таких характерных для более ранних позднеолигоценовых фаун руководящих форм, как *Palaeosaptor*, *Tsaganomys*, *Cricetops*, *Tataromys*, *Selenomys*, *Karacoromys*, *Morosomys* и некоторых других (Бендукидзе, 1993).

Переходя к рассмотрению стратиграфического и возрастного статуса базальных слоев аральской свиты, считаем необходимым коснуться в первую очередь новых находок, сделанных за последнее время в низах разреза Алтынчокусу, предварительные данные о которых были опубликованы А. Лопатиным (1997). Даже несмотря на предварительный характер публикации, эти данные имеют, на наш взгляд, важнейшее значение для уточнения биостратиграфии низов аральских отложений и их параллелизации с одновозрастными отложениями не только прилегающих областей Центральной Азии, но и со стратиграфическими схемами Центральной и Западной Европы.

Кроме того даже в подобном, предварительном виде эти новые данные позволяют еще более определенно высказать также и некоторые принципиально новые соображения в отношении геологического возраста низов аральской свиты, а также об объеме всей аральской свиты в целом.

Особенно примечательны в этом смысле находки в самых нижних слоях разреза Алтынчокусу, в I костеносном слое, расположенном близ контакта аральской и чаграйской свит (Лопатин, 1997) остатков представителей родов *Eomys* и *Muxsomygale*. В Западной и Центральной Европе (как впрочем и в Азии) последнее стратиграфическое появление (last record) рода *Eomys* отмечается на уровне позднеолигоценовой зоны MP29 (=Rickenbach), а совместные находки *Eomys* и *Muxsomygale*, еще ниже, на уровне зоны MP28 (=Печ де Фрей).

Еще примечательнее совместная находка во II снизу костеносном уровне разреза местонахождения Алтынчокусу представителей родов *Crocidosorex*, *Eomys* и *Pseudotheridomys* (Лопатин, 1997). В частности, появление рода *Pseudotheridomys* в ассоциации с *Crocidosorex* в Западной Европе характерно для уровня MP30 (местонахождение Кодрэ).

Более того, в Западной Европе исчезновение последнего вида рода *Eomys* (last record) и появление (first record) *Pseudotheridomys* маркирует границу между зонами MP30 и MP29.

Таким образом, II костеносный уровень (Лопатин, 1997) совпадает с очень важным био-стратиграфическим рубежом: в этом стратиграфическом интервале отмечается последнее появление представителя рода *Eomys* и одновременно возникновение рода *Pseudotheridomys*, т. е. тот стратиграфический рубеж, который в Европе проходит между зонами MP30 и MP29 (Vianey-Liaud et al., 1997). Поэтому, вероятно, можно с той или иной долей уверенности говорить о приблизительном соответствии верхов разреза Алтынчокусу (костеносный уровень IV) зоне MP30 (=Кодрэ) новейшей европейской MP шкалы (Biochrom 97), а подошвы аральской свиты (слой I Алтынчокусу) предположительно зоне MP 29 (=Рикенбах).

Что же касается возраста залегающей еще ниже чаграйской свиты, как отмечают Лукас и др. (Lucas et al., 1998), отложения аральской и чаграйской свит в разрезе Алтынчокусу не имеют между собой четкой стратиграфической границы, поэтому она отбивается условно, только по изменению литологии. Отмечаемое в разрезе Алтынчокусу отсутствие четко обозначенного перерыва в осадконакоплении наводит на мысль о том, что кровля чаграйской и подошва аральской свит хронологически не очень удалены друг от друга и поэтому, если низы аральской свиты, как мы уже указали, относятся к зоне MP29, то чаграйская свита, по-видимому, должна соответствовать началу позднего олигоцена зоны MP28 (=Печ де Фрей) и MP27 (=Мас де Паффе).

В заключение следует сказать, что хронологически наиболее поздний (миоценовый) этап среди аральских комплексов млекопитающих, по-видимому, представлен на северо-западном побережье Аральского моря. Здесь в оврагах Жилансай и Кужасай обнажаются пески и пес-

чаники кинтыкчинской свиты с морскими стеногалинными моллюсками (Гарецкий и др., 1958) и зубами акул и скатов, а также с остатками типично аральских млекопитающих, в частности *Paraceratherium prochorovi*, которые с видимым несогласием залегают на глинах и глинистых алевролитах аральской свиты. Из мелких млекопитающих она включала остатки *Sinolagomys* aff. *pachynathus*, *Yindirtemys aralensis*, *Capatanka* aff. *schokensis*, *Palaeosciurus* (Бендукидзе, 1990, 1993), а также *Tachyoryctoides* aff. *pachynathus* Bohlin.

По нашему мнению, фаунистический комплекс млекопитающих, происходящий из кинтыкчинской свиты, условно, вероятно, можно относить ко второй половине аквитанского века (зона MN2). На это указывает в первую очередь ее залегание выше отложений аральской свиты, а также присутствие в ее составе ктенодактилида *Yindirtemys aralensis* Bendukidze 1994 (= *Tataromys* cf. *sigmodon* Bohlin 1946) и ризомиида *Tachyoryctoides* aff. *pachynathus* Bohlin, которые в Китае отмечаются в относительно поздней фауне Табенбулака (Bohlin, 1946) и в свите Иикебулаг (Wang, 1997).

На основе всего изложенного выше необходимо внести ряд существенных коррективов в нашу стратиграфическую схему Казахстана, опубликованную в 1997 (Bendukidze, 1997):

1. IV костеносный уровень разреза Алтынчокусу определено необходимо ввести в рамки позднего олигоцена в качестве его терминальной фазы в этом районе Азии.

2. Фаунистические комплексы типа Саякена и верхов Акотау, возможно, следует помещать прямо на границе олигоцен/миоцен или же над ней, в начале аквитанского века.

3. Раннемиоценовые (аквитанские) местонахождения Жилансай и Кужасай, вероятно, приблизительно соответствуют стратиграфическому уровню местонахождения Табенбулак (КНР). На это указывают, как мы уже отмечали, находки *Yindirtemys aralensis* (Кужасай, Жилансай), крупного ризомиида *Tachyoryctoides* aff. *pachynathus* (Кужасай), а также *Palaeosciurus* sp. (Жилансай). Идентичные или очень близкие формы ранее указывались для местонахождения Табенбулак (Bohlin, 1946), которое мы всегда считали аквитанским (Бендукидзе, 1993).

К сожалению, полного стратиграфического соответствия европейских и центральноазиатских стратиграфических схем в области границы олигоцен/миоцен не отмечается. И если, например, мы будем пользоваться в этих целях критериями MP и MN шкал Европы, то эта граница, как говорилось, пройдет над стратиграфическим уровнем IV в разрезе Алтынчокусу. Этот факт прямо указывает на то, что и местонахождение Саякен и верхи местонахождения Акотау, не говоря уже о местонахождениях кинтыкчинской свиты (Кужасай, Жилансай), в соответствии с европейской MP схемой находятся в нижнем миоцене.

Между тем биостратиграфический уровень Саякена и верхов Акотау, как уже отмечалось, в стратиграфическом отношении имеет прямое соответствие верхнему уровню местонахождения Таталгол и наиболее верхнему уровню местонахождения Сан-Жак, которые в центральноазиатских схемах (Russel, Zhai, 1987) относятся к концу позднего олигоцена. Налицо, таким образом, явное несоответствие между тем, как проводится граница олигоцен/миоцен в Европе и в Азии. Это обстоятельство было отмечено Лукасом, Кордиковой и Эмри (Lukas et al., 1998), которые в своей статье, посвященной биостратиграфии северного побережья Аральского моря в стратиграфической схеме на с. 332 поместили зоны MN1 и MN2a на уровне конца позднего олигоцена.

Литература

Бендукидзе О.Г. Мелкие млекопитающие из местонаждений Жилансай и Кужасай (Северо-Восточный Устюрт) //IV Научная сессия Грузинского отделения ВТО. 1990. С.15-17

Бендукидзе О.Г. Мелкие млекопитающие миоцена Юго-Западного Казахстана и Тургая. Тбилиси: Мецниереба. 1993. С.172

Бендукидзе О.Г. Новый ктенодактилид из кинтыкчинской свиты Устюрта //Матер.межд. симпозиума: Переход от олигоцена к миоцену в северном полушарии. 1994. с.22

Гарецкий Р.Г., Мерклин Р.Л., Яншин А.Л. Морские нижнемиоценовые отложения в Приаралье //Бюлл. МОИП. Отдел геология. 1958. Т. 33/6/.

Лопатин А.В. Стратиграфия и мелкие млекопитающие аральской свиты Алтынчокусу (Северное Приаралье) //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т.4. № 2. С. 65-79

Лопатин А.В. Мелкие млекопитающие нижнего миоцена Западного Казахстана. Автореф. кандидат. дисс. М.: 1997.

- Bendukidze O.G. Oligocene Rodents of Central and Western Kazakhstan and their stratigraphy sinification //Actes du Congres "Biochrom 97".1997. P.205-209
- Bohlin B. The fossil Mammals from the tertiary deposit of Taben-Buluk. Western Kansu. Part II, Simplicidentata Perissodactyla and Primates //Palaeontologia Sinica. NS.C. N8b. Whole Series N123b. 1946. P. 13-251
- Daxner-Hock G., Hock V., Badamgarav D., Furtmiller G., Frank W., Montag O., Schmid H.P. Cenozoic stratigraphy based on a sediment basalt association in Central Mongolia as requirement for correlation across Central Asia //Actes du Congres "Biochrom 97". 1998. P. 163-176
- Kowalski K. Middle Oligocene Rodents from Mongolia //Palaeontologica Polonica.1974. N30. P.147-178
- Lucas S.G., Kordikova E.G., Emry R.J. Oligocene stratigraphy, sequence stratigraphy and Mammalian biochronology North of the Aral sea, Western Kazakhstan //Buletin of Museum of Natural History. 1998. V.34. P. 313-348
- Mc Kenna M.C., Holton Ch.P. A New Insectivore from the Oligocene of Mongolia and a New Subfamily of Hedgehogs //Am. Mus. Novitates. 1967. N2311. P. 1-11
- Russel D.E., Zhai. The Paleogene of Asia: Mammals and stratigraphy //Mem. du mus. National d'Histoire Naturelle.Sciences de la Terre. 1987. V. 52. P. 1- 487
- Vianey-Liaud M. et al. Actes du Congres "Biochrom 97". Syntheses et tableaux de correlations. Groupe Oligocene.1997. P. 778-794
- Wang Banyue. The Midtertiary Ctenodactilidae (Rodentia, Mammalia) of Eastern and Central Asia // Bulletin of the AMNH. 1997. N 234. P.3-79
- Wang Banyne, Emry R. Eomyidae (Rodentia: Mammalia) from the Oligocene of Nei Mongol China //Journal of Vertebrate Paleontology. 1991. №11(3). P. 370-377

ФАУНА ПОЗВОНОЧНЫХ ПЕЩЕРЫ АПИАНЧА И ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА

Ц.Д. Габелая, А.К. Векуа

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниагварская, 4а, 380008 Тбилиси

В причерноморской полосе территории Грузии открыто более 200 памятников палеолитического времени. Среди этих памятников особое место занимает многослойная пещерная стоянка Апианча (Западная Грузия). С точки зрения палеозоолога пещера привлекает внимание обилием в культурных слоях костных остатков ископаемых животных, позволяющих проследить основные этапы развития фауны позвоночных и палеогеографической среды конца плейстоцена и начала голоцена Западной Грузии.

VERTEBRATE FAUNA OF APIANCHA CAVE AND NATURAL ENVIRONMENT

Ts. Gabelaia, A. Vekua

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

On the territory of the Black Sea coastline of Georgia over 200 monuments of Paleolithic age have been found. Among them quite special is Apiancha multilayered cave settlement (W. Georgia). From the point of view of a paleozoologist this cave is peculiar for the abundance of bone remnants of fossil animals in the cultural layers. These remnants enable to follow the main stages of development of vertebrate fauna and paleogeographical environment of the Late Pleistocene and Early Holocene of W. Georgia.

В причерноморской полосе и прилегающей к ней территории Колхиды открыто более 200 памятников палеолитического времени (Тушабрамишвили, Векуа, 1982). Среди этих памятников особое место занимает пещерная стоянка Апианча, расположенная в басс. р.Кодори в пяти км к югу от с. Цебельда. Пещера открыта в 1940 г. Л.Н.Соловьевым, который дал первые сведения о наличии в пещере культурных слоев. С 1978 года в пещере велись раскопки экспедицией Центра археологических исследований АН Грузии под руководством Л.Д.Церетели. Чуть позже к раскопкам подключилась Л.О.Коркия. Результаты археологического исследования пещеры Апианча изложены в работах Л.Д.Церетели (1973), Л.О.Коркия (1998), Н.Б.Клопотовской (1985) и др.

Исключительная важность многослойного пещерного памятника Апианча обусловлена, прежде всего, наличием серии культурных слоев, отражающих значительный по продолжительности отрезок времени и выраженностью двух переходных этапов в развитии материальной культуры первобытного человека от нижнего палеолита к верхнему и от позднего мезолита к раннему неолиту (Церетели, Клопотовская, Куренкова, 1982; Коркия, 1998).

С точки зрения палеозоолога пещера привлекает внимание обилием в культурных слоях костных остатков ископаемых животных, преимущественно млекопитающих, позволяющих проследить основные этапы развития фауны позвоночных и палеогеографической среды второй половины плейстоцена и начала голоцена.

В стратиграфическом разрезе отложений пещеры Апианча зафиксировано 9 литологически различных горизонтов общей мощн.около 6 м. Пещерные отложения в основном состоят из обломков известняка, известнякового щебня и суглинков. Последовательность этих горизонтов сверху вниз следующая:

1. Горизонт маломощный и содержит многослойные остатки материальной культуры, характерные для раннего неолита; 2-й и 3-й горизонты вместе взятые составляют поздний мезолит; 4-й и 5-й горизонты содержат артефакты, характерные для финальной стадии верхнего палеолита. При этом для четвертого получен радиоуглеродный возраст 14640 ± 340 лет, а для пятого 25970 ± 650 лет. Исследования проводились на костном материале; 6-й и 8-й горизонты стерильны; 7-й горизонт наиболее мощный (1,20 м), насыщен остатками археологического инвентаря

и датируется ранней стадией верхнего палеолита; 9-й горизонт раскопан лишь частично, но судя по немногочисленным артефактам (остроконечники, скребка, нуклеусы, пластины) уверенно датируется поздним мустье.

Палеонтологические остатки из пещеры Апианча в начале изучили Н.И.Бурчак-Абрамович (1978), а затем А.К.Векуа и Л.О.Коркия (1990). По нашей просьбе костные остатки амфибий определены В.М.Чхиквадзе, птиц - Н.И.Бурчак-Абрамовичем, а грызунов - А.Т.Мухелишвили.

Во всех культурных слоях обнаружены многочисленные остатки ископаемых животных, представленные в виде “кухонных отбросов” древнего человека. Все кости, особенно трубчатые, сильно раздроблены и по этой причине значительная часть костного материала не поддается определению.

В культурных слоях довольно часто попадаются обугленные или слегка обожженные кости. Всего в культурных слоях пещеры Апианча собрано более 5000 костей, принадлежащих 50 видам позвоночных (амфибии, птицы, млекопитающие). Значительная часть костного материала происходит из верхнепалеолитических слоев. Относительно мало костей в мустьерском слое, что объясняется тем, что этот культурный слой едва затронут раскопками.

В распределении костных остатков животных намечается следующая закономерность: в мустьерском слое преобладают остатки пещерного медведя, в слоях верхнего палеолита доминируют кости обыкновенного хомяка (*Cricetus cricetus*), дикого кабана и кавказского козла, а в мезолите — благородного оленя и кавказского зубра.

Следует отметить, что еще с мустьерской эпохи в Грузии намечается “специализация” охотничьего промысла. В зависимости от местных условий излюбленным объектом охоты древнего человека служили то одна, то другая группа животных. Так, на плоскогорье Имерети (Сакажия, Мгвимеви, Самерцхле клде, Дзузуана, Гварджилас клде), судя по кухонным отбросам, древние обитатели стоянок охотились преимущественно на кавказского и безоарового козлов, на празубра. Древние люди, населяющие причерноморскую полосу территории Грузии, предпочтение отдавали охоте на кабана (Апианча, Холодный грот, Окуми), безоарового козла и благородного оленя (Окуми), обыкновенного хомяка (Апианча, Холодный грот). Обитатели памятников Джавахетского нагорья (пещера Бавра, Ахалцихский навес) в основном охотились на дикого барана и лошадь, а для мустьерцев и пещеры Цоли (Марнеульский р-н) излюбленным промысловым объектом служила необычно крупная закавказская пищуха, по размерам почти не уступающая кролику (Векуа, 1967).

Впрочем здесь довольно успешно охотились и на ископаемого осла (*Equus hydruntinus*). И все же чаще всего обитатели западнгрузинских памятников охотились на пещерного медведя, кости которого в культурных слоях нередко составляют чуть ли не 70—80% всего костного материала. В археологических материалах Восточной Грузии остатки пещерного медведя пока не обнаружены, хотя они имеются и их довольно много в Азыхской пещере (Азербайджан).

Фауна позвоночных пещеры Апианча довольно богата и разнообразна. В ней участвуют почти все, за редким исключением, характерные для плейстоцена Колхиды фауны. Из грызунов здесь отмечены (определение А.Т.Мухелишвили) полчок (*Glis glis*), желтогорлая мышь (*Apodemus flavicollis*), обыкновенный хомяк (*Cricetus cricetus*), серый хомячок (*Cricetulus migratorius*), горная слепушонка (*Ellobius lutescens*), водяная полевка (*Arvicola terrestris*), обыкновенная полевка (*Microtus arvalis*), речной бобр (*Castor fiber*) и др. Из хищных имеется волк (*Canis lupus*), лисица (*Vulpes vulpes*), пещерный медведь (*Ursus spalaeus*), бурый медведь (*Ursus arctos*), лесная куница (*Martes martes*), ласка (*Mustela nivalis*), росомаха (*Gulo gulo*), лесной кот (*Felis silvestris*). Фауна копытных содержит благородного оленя (*Cervus elaphus*), кавказского лося (*Alces alces caucasicus*, рис.1), серну (*Rupicapra rupicapra*), кавказского козла (*Capra caucasica*), безоарового козла (*Capra aegagrus*), первобытного зубра (*Bison priscus*) и кавказского зубра (*Bison bonasus caucasicus*). Из земноводных встречены (определение В.М.Чхиквадзе) в большом количестве кости кавказской жабы (*Bufo bufo*) и несколько костей лягушки (*Rana sp.*).

В списке фауны пернатых из Апианча Н.И.Бурчак-Абрамович указывает более десятка видов, в том числе филина (*Bubo bubo*), серую куропатку (*Perdix perdix*), дикую курицу (*Gallus sp.*), болотную сову (*Asio flammeus*), фазана (*Phasianus colchicus*), черного коршуна (*Milvus korshun*) и др.



Рис. 1. *Alces alces caucasicus*. Нижняя челюсть.

Значительный палеозоологический интерес представляют находки остатков тюленя. В верхнепалеолитических слоях на глубине около 2 м были обнаружены правая ветвь нижней челюсти и проксимальный отдел лучевой кости ископаемого тюленя. Судя по строению зубной системы, общим размерам нижней челюсти и лучевой кости, найденные остатки, скорее всего, принадлежат каспийскому тюленю (*Phoca caspica gmelini*) (рис.2). Следует отметить, что это не первый случай находки остатков тюленя в четвертичных отложениях черноморского бассейна. В.И.Громов (1948) в своей монографии сообщал о находке в палеолитических слоях пещеры Аджикооба (Крым) фаланги тюленя. Автор предположительно эту фалангу отнес к тюленю-монаху. Чуть позже А.А.Кирпичников (1953) описал ископаемую плюсневую кость каспийского тюленя, происходящую из четвертичных отложений южного побережья Азовского моря (Таманский полуостров). Если наше предположение верно и остатки из Апианча принадлежат каспийскому тюленю, то, скорее всего, он мог попасть в Черное море только через "Манычский пролив", благодаря которому связь между Черным и Каспийским морями неоднократно устанавливалась в верхнем плиоцене и плейстоцене. Через Манычский пролив осуществлялся, по-видимому, и обмен фауны этих бассейнов.

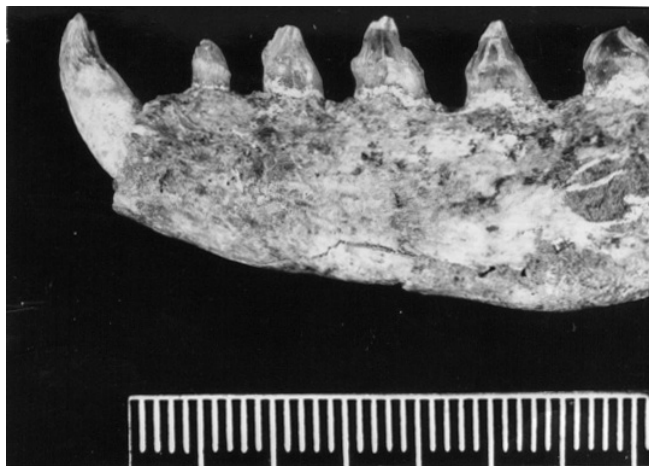


Рис. 2. *Phoca caspica gmelini*. Фрагмент нижней челюсти

О голоценовой фауне мы не можем судить по остаткам из культурных слоев мезолита и неолита (горизонты 1-3). Систематический состав фауны позвоночных мезолита не отличается от палеолитического. Наблюдается лишь сокращение численности одних и увеличение других видов. Заметно увеличивается доля в слоях остатков бурого медведя, хотя и пещерный медведь в виде плейстоценового реликта все еще обитал в начале голоцена на территории Абхазии, о чем свидетельствуют довольно многочисленные кости этого хищника в мезолитических слоях Апианча, Окуми и Квачара (Бурчак-Абрамович, 1978; Бендукидзе, 1979).

В неолите, благодаря появлению новых хозяйственных форм деятельности человека, резко сокращается количество костных остатков диких животных. Приведенный фаунистический комплекс в целом характеризуется животными, населявшими леса (олень, медведь), прибрежные пойменные заросли (кабан, лось) и заболоченные участки (бобр). В рассматриваемой фауне особенно разнообразны обитатели лесных стаций, при почти полном отсутствии живот-

ных, характерных для открытых и засушливых пространств (рис. 3). Примечательной особенностью фауны позвоночных из Апианча, как и вообще для плейстоценовой фауны причерноморского побережья Грузии, является полное отсутствие представителей непарнокопытных и хоботных. Известно, что по немногочисленным остаткам наличие лошади и носорога установлено в некоторых палеолитических памятниках Имерети, а слон, по-видимому, в плейстоцене не проникал на территорию Западной Грузии вообще.



Рис 3. *Mustela nivalis*. Нижняя челюсть

Экологический анализ палеолитической фауны позвоночных пещеры Апианча свидетельствует о том, что на протяжении верхнего плейстоцена на территории черноморского побережья существовали условия влажного и умеренного теплого климата.

В Апианча Н.Б.Клопотовской проведены палинологические исследования, в результате которых по всему разрезу встречена малолетучая пыльца широколиственных пород, которую было бы неправомерно считать принесенной с большого расстояния в данных условиях рельефа. Пыльца сосны, обычно характеризующаяся высоким содержанием в спектрах, представлена единичными зернами, что исключает допущение об ее распространении на склонах Апианча, Адагуа и в их окрестностях. Нет оснований допускать здесь и присутствие пихты и ели, находки которых крайне редки. В то же время присутствие бука, граба, липы, каштана и ольхи, представленной наибольшим числом зерен, высокая встречаемость пыльцы орешника, присутствие спор папоротниковых, позволяют считать, что на исследуемом регионе на протяжении всего охваченного изучением времени (верхний плейстоцен-начало голоцена) произрастали смешанные широколиственные леса, в общем аналогичные представленным здесь ныне (Церетели, Клопотовская, Куренкова, 1982).

Следовательно, природная обстановка на территории Абхазии на протяжении верхнего плейстоцена и нижнего голоцена оставалась благоприятной для обитания древнего человека и она не испытала существенных изменений на этом отрезке времени.

По данным ископаемой фауны позвоночных и палинологии в Западной Грузии от мустье до голоцена включительно сохранялись более или менее стабильные условия, где широко были представлены лесные формации, состоящие из широколиственных мезофильных пород в нижней части территории и вечнозеленых хвойных в предгорных областях. Относительно реже попадались, по-видимому, открытые участки с лугово-кустарниковыми зарослями (Мамацашвили, 1973; Церетели, Клопотовская, Куренкова, 1982; Векуа, Коркия, 1990).

Литература

- Бендукидзе О. Г. Голоценовая фауна Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1979. 105 с.
- Бурчак-Абрамович Н.И. Материалы по изучению ископаемых позвоночных из пещеры Кеп-Богаз в Абхазии //Изв.Абхаз.ин-та языка, литературы и истории. 1978. Вып. 7. Сухуми. С.71-75.
- Векуа А.К. Новый представитель Lagomyidae из палеолита Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1967. Т.45. № I. С.139-143.
- Векуа А.К., Коркия Л.О. Древний человек из пещеры Апианча и среда его обитания. Палеолит Кавказа и сопредельных территорий. Тбилиси. 1990. С.116-118.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР //Тр. Ин-та геол. наук. 1948. Вып.64. С.425.

Кирпичников А.А. Остатки каспийского тюленя из четвертичных отложений Азовского побережья //ПЖ. М. 1953. №3. С.84-89.

Клопотовская Н.Б. Результаты палинологического изучения отложений пещеры Апианча (Абхазия) //Палинолог. исслед. в СССР. М.:1985. С.104-123.

Коркия Л.О. Верхнепалеолитическая культура северо-восточного Причерноморья Грузии //Автореф. кандидат. дисс.1998. С.3-37.

Соловьев Л.Н. Значение археологического метода для изучения карста северной части Черноморского побережья Кавказа //Вопр. карста северной части СССР. Киев.1956. С.47-49.

Тушабрамишвили Д.М., Векуа А.К. Палеолит в Грузии. Четвертичная система Грузии. Тбилиси. 1982. С.178-197.

Церетели Л.Д. Неолитическая культура Причерноморья Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1973. С.184.

Церетели Л.Д., Клопотовская Н.Б., Куренкова Е.И. Многослойный памятник Апианча (Абхазия). Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1982. С.198-212.

ОБЗОР ИСКОПАЕМЫХ АМФИБИЙ КАВКАЗА

Н.В. Чкареули

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниагварская, 4а, 380008 Тбилиси

Дается полная информация об ископаемых остатках амфибий с территории Кавказа, что имеет большое значение для реконструкции климатов и ландшафтов геологического прошлого.

REVIEW OF THE FOSSIL AMPHIBIAN OF THE CAUCASUS

N. Chkareuli

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

The full data about all known fossil remains of amphibians found on the territory of the Caucasus is given. Such kind of investigation is very important for the reconstruction of climates and landscapes of the geological past.

Сведения по ископаемым амфибиям Кавказа нужны для расширения и углубления биостратиграфических и климатостратиграфических, а также зоогеографических исследований. Необходимость создания каталога ископаемых амфибий Кавказа диктуется также и тем, что уже давно опубликованы соответствующие подробные обзоры для отдельных групп герпетофауны этого и смежных регионов. Весьма различна степень изученности отдельных групп земноводных; относительно лучше исследованы буфониды и раниды (*Anura*). Тем не менее, список литературы по ископаемым амфибиям Кавказа достаточно велик.

История изучения ископаемых остатков амфибий Кавказа начинается с двадцатых годов XX века (Богачев, 1927; Рябинин, 1928); позднее стали появляться описательные, а также обзорные публикации, в которых упоминаются остатки различных видов амфибий в списках ископаемых фаун различных регионов Кавказа. Эти работы были выполнены В.В. Богачевым, А.Н. Рябининым, Н.И. Бурчак-Абрамовичем, А.М. Алекперовым, И.С. Даревским, В.Ю. Ратниковым, В.М. Чхиквадзе и некоторыми другими авторами. В настоящее время ископаемые остатки амфибий Кавказа известны пока только из неогеновых и четвертичных отложений. Ниже, в алфавитной последовательности приводится список местонахождений ископаемых амфибий Кавказа.

Лос. Апианча (мустье – верхний палеолит)

Список амфибий: *Bufo verrucosissimus*, *Rana ridibunda*.

Литература: Бендукидзе, 1979

Лос. Азых (палеолит)

Список амфибий: *Bufo viridis*.

Литература: Алиев, 1969

Лос. Беломечетская (средний миоцен, чокрак)

Список амфибий: *Latonina* cf. *sefriedi*, *Anura* indet. (мелкая форма)

Литература: Чхиквадзе, 1988

Лос. Дманиси (верхний плиоцен-нижний плейстоцен)

Список амфибий: *Bufo* sp.

Литература: новые данные**Лос. Еникенд** (верхний апшерон)**Список амфибий:** *Anura* indet.**Литература:** Буачидзе, 1973**Лос. Кеп-Багаз** (середина верхнего палеолита, нижнего и верхнего мезолита)**Список амфибий:** *Bufo verrucosissimus*.**Литература:** Бурчак-Абрамович, 1978**Лос. Кисатиби** (плиоцен)**Список амфибий:** *Rana macrocnemis angeloi*.**Литература:** Рябинин, 1928; Богачев, 1927, 1938.**Лос. Кобыстан** (палеолит)**Список амфибий:** *Hyla arborea schelkownikovi*.**Литература:** Алиев, 1969**Лос. Косякино** (плиоцен)**Список амфибий:** *Rana* sp., *Bufo* sp.**Литература:** Чхиквадзе, 1984**Лос. Кударо** (ашель и мустье)**Список амфибий:** *Rana macrocnemis*, *Rana ridibunda*, *Bufo viridis*.**Литература:** Амиранашвили и др., 1991; Даревский (1980).**Лос. Ливенцовка** (верхний плиоцен)**Список амфибий:** *Livenzovkia jucunda*.**Литература:** Ратников, 1993**Лос. Майкоп** (средний сармат)**Список амфибий:** *Triturus* cf. *marmoratus*, *Mioproteus caucasicus*, *Discoglossidae* indet., *Rana* sp.**Литература:** Бакрадзе, Чхиквадзе, 1987; Чхиквадзе, 1987; Estes, 1981; Estes, Darevsky, 1977**Лос. Нурнус** (конец раннего плиоцена)**Список амфибий:** *Rana* cf. *ridibunda*.**Литература:** Мелик-Адамян, Курочкин, Чхиквадзе (1988)**Лос. Окуми** (верхний палеолит)**Список амфибий:** *Rana* sp.**Литература:** Бурчак-Абрамович, Бурчак, 1982**Лос. Ортвала-Мгвиме** (энеолит)**Список амфибий:** *Bufo verrucosissimus*.**Литература:** Чхиквадзе, 1995**Лос. Тетри –Мгвиме (=Белая Пещера)** (энеолит)**Список амфибий:** *Bufo verrucosissimus*.**Литература:** Бендукидзе, 1979; Векуа и др., 1979**Лос. Талгар** (палеолит)**Список амфибий:** *Bufo viridis*.**Литература:** Алиев, 1969

Лос. Тарханкут (таманский фаунистический комплекс)

Список амфибий: *Anura* indet.

Литература: Дуброво, Капелист, 1979

Лос. Холодный Грот (голоцен)

Список амфибий: *Bufo verrucosissimus*.

Литература: Бендукидзе, 1979; Бурчак-Абрамович, Бурчак, 1982; Бурчак-Абрамович, 1965

Лос. Цуртави (=Арахло=Арухло) (голоцен)

Список амфибий: *Rana ridibunda*, *Bufo viridis*, *Pelobates syriacus*.

Литература: Бакрадзе, Тархнишвили, Чхиквадзе, 1987

Лос. Швалиети (мустье)

Список амфибий: *Rana ridibunda*, *Bufo viridis*.

Литература: Векуа, Габелая, 1985

Стратиграфическое распределение ископаемых амфибий Кавказа

Возраст	Местонахождение	Urodela	Anura
Плейстоцен (включая голоцен)	Апианча, Кобыстан, Азых, Цуртави, Талгар, Кеп-Багаз, Холодный Грот, Белая Пещера		<i>Pelobates syriacus</i> , <i>Bufo viridis</i> , <i>Bufo verrucosissimus</i> , <i>Hyla arborea schelkownikovi</i> , <i>Rana macrocnemis</i> , <i>Rana ridibunda</i>
Плиоцен	Дманиси, Кударо, Ливенцовка, Нурнус, Тарханкут, Еникенд, Кисатиби, Косякино		<i>Anura</i> indet., <i>Bufo</i> sp., <i>Rana</i> sp., <i>R. macrocnemis angeloi</i> <i>Livenzovkia jucunda</i>
Миоцен	Майкоп, Беломечетская	<i>Triturus</i> cf. <i>Marmoratus</i> , <i>Mioproteus caucasicus</i>	<i>Anura</i> indet., <i>Discoglossidae</i> indet., <i>Latonia</i> cf. <i>seyfriedi</i> , <i>Rana</i> sp.

Систематический состав ископаемых амфибий Кавказа

Urodela

Указание о находке в Бенаре остатков гигантских саламандр Cryptobranchidae (Chkhikvadze, 1982; Votcher, 1987) позднейшими исследованиями не подтвердилось (Чхиквадзе, 1985).

Salamandridae

Triturus cf. *marmoratus* (Майкоп)

Proteidae

Mioproteus caucasicus (Майкоп)

Anura

Anura indet. (Еникенд, Тарханкут, Беломечетская)

Discoglossidae

Latonia cf. *seyfriedi* (Беломечетская)

Discoglossidae indet (Майкоп)

Pelobatidae

Pelobates syriacus (Цуртави)

Bufonidae

Bufo viridis (Азых, Кударо, Талгар, Цуртави, Швалиети).

Bufo verrucosissimus (Апианча, Белая Пещера, Кеп-Багаз, Ортвала-Мгвиме, Тетри – Мгвиме, Холодный Грот)

Bufo sp. (Дманиси, Косякино)

Ranidae

Rana ridibunda (Апианча, Кударо, Цуртави, Швалиети)

Rana cf. *ridibunda* (Нурнус)

Rana macrocnemis (Кударо)

Rana macrocnemis angeloi (Кисатиби)

Rana sp. (Косякино, Майкоп) Окуми

Livenzovkia jucunda (Ranidae?) (Ливенцовка)

Hylidae

Hyla arborea schelkownikovi (Кобыстан)

Заключение. Природная среда обитания, в частности среднегодовые и особенно зимние минимальные температуры, определяют ареалы многих современных земноводных. Поэтому находки ископаемых остатков тех или иных видов можно с уверенностью использовать в качестве индикаторов климата геологического прошлого.

Изложенные выше сведения об остатках ископаемых амфибий Кавказа весьма незначительны для полной характеристики истории становления батрахофауны этого региона. Тем не менее, даже эти скудные данные используются герпетологами в своих публикациях (Бакрадзе, Чхиквадзе, 1987; Боркин, 1984, 1986; Хозацкий, 1982; Чхиквадзе 1986, 1987; Votcher, 1987; Estes, 1981). Впрочем, у нас имеются довольно большие коллекции из перечисленных и ряда новых местонахождений, которые в обозримом будущем будут опубликованы.

Автор считает своим долгом выразить благодарность проф. В.М. Чхиквадзе за помощь и содействие при написании данной статьи.

Литература

- Алиев С.Д. Фауна Азыхской палеолитической стоянки // Автореф. кандидат. дисс. Баку. 1969. 29 с.
- Амиранашвили Н.Г., Гутиева Н.В., Чхиквадзе В.М. Новые данные о герпетофауне палеолита Грузии // Флора и фауна мезо-кайнозоя Грузии. Тбилиси. 1991. С. 159-165.
- Бакрадзе М.А., Тархнишвили Д.Н., Чхиквадзе В.М. О распространении сирийской чесночницы в Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1987. Т.127. № 1. С. 165-168.
- Бакрадзе М.А., Чхиквадзе В.М.. Материалы к третичной истории герпетофауны Кавказа и сопредельных регионов // Вестн. музея Грузии 1987. Т. 34-А. С. 176-193.
- Бендукидзе О.Г. Голоценовая фауна позвоночных Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1979. 105 с.
- Богачев В.В. Фауна отложений диатомита в Ахалцихском бассейне // Изв. Аз. ГУ. Отд. естеств. и мед. 1927. № 6. С. 12-126.
- Богачев В.В. Фауна диатомовых плиоценовых отложений в Закавказье // Палеонтологические заметки (Тр. Аз. ФАН СССР). 1938. Геол. сер. Т.9. № 39. С. 61-89.
- Боркин Л.Я. Европейско-дальневосточные разрывы ареалов у амфибий: новый анализ проблемы // Экология и фаунистика амфибий и рептилий СССР и сопредельных стран (Тр. ЗИН АН СССР. Т.124). Л.: 1984. С. 55-88.
- Боркин Л.Я. О систематике и зоогеографии амфибий Кавказа // Герпетологические исследования на Кавказе (Тр. ЗИН АН СССР. Т.158). Л.: 1986. С. 47-58.
- Буачидзе Ц.И. О некоторых особенностях плейстоценовой фауны позвоночных Шираки // Сообщ. АН ГССР. 1973. Т.72. № 2. С. 501-503.
- Бурчак-Абрамович Н.И. Фауна пещерных стоянок Южной Абхазии // Пещеры Грузии. 1965. Т.3. С. 9-13.

- Бурчак-Абрамович Н.И. Материалы к изучению ископаемых позвоночных из пещеры Кеп-Багаз в Абхазии //Изв. Абхазского ин-та языка, лит. и истории АН ГССР. 1978. Т.7. С. 133-154.
- Бурчак-Абрамович Н.И., Бурчак Д. Н. Плейстоценовые и раннеголоценовые позвоночные карстовых пещер Кавказа //Четвертичная система Грузии. Тбилиси. 1982. С. 150-167.
- Векуа А.К., Габелая Ц.Д. Мустьерские млекопитающие из пещеры Швалиети (Зап. Грузия) //Пещеры Грузии. 1985. Т.10 С. 65-75.
- Векуа А.К., Каландадзе К.С., Чхиквадзе В.М. Новые палеонтологические находки в Белой пещере (Западная Грузия) //Сообщ. АН ГССР. 1979. Т.96. № 3. С. 745-748.
- Даревский И.С. Земноводные и пресмыкающиеся из пещеры Кударо I //Кударские пещерные палеолитические стоянки в Юго-Осетии. М.: 1980. С. 125-127.
- Дуброво И.А., Капелист К.В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. М.: Наука. 1979. 159 с.
- Мелик-Адамян Г.У., Курочкин Е.Н., Чхиквадзе В.М. Новые данные о плиоценовой фауне Нурнус в Армении и описание вымершего подвида каспийской черепахи //Вестн. зоологии. 1988. № 6. С. 71-74.
- Ратников В.Ю. Новые представители Anura из верхнего неогена и плейстоцена Восточно-Европейской платформы //Палеонтологический журнал. 1993. Т.2 С. 79-86.
- Рябинин А.Н. Ископаемая лягушка из Закавказья //Ежегодник Русск. палеонтол. об-ва. 1928. № 7. С. 87-98.
- Хозацкий Л.И.. Земноводные, пресмыкающиеся //Стратиграфия СССР; Четвертичная система. 1 полутом. М.: 1982. С. 248-262.
- Чхиквадзе В.М. Обзор ископаемых хвостатых и бесхвостых земноводных СССР. Изв. АН ГССР. 1984. Сер. биол. Т.10. № 1. С. 5-14.
- Чхиквадзе В.М. О «плечевых костях» гигантских саламандр //Вестник зоологии. 1985. Т.2. С 86.
- Чхиквадзе В.М. Условия обитания скрытожаберников и протеев в кайнозойских озерах СССР //История древних озер. Л.: 1986. С. 48-49.
- Чхиквадзе В.М. Современное представление об ископаемых амфибиях и рептилиях с территории Северного Кавказа //Проблемы региональной фауны и экологии животных. Ставрополь. 1987. С. 84-90.
- Чхиквадзе В.М. Новые данные о черепахах миоцена и плиоцена Предкавказья // Животный мир Предкавказья и сопредельных территорий. Ставрополь. 1988. С. 128-139.
- Чхиквадзе В.М. Антропогеновая герпетофауна Грузии //Сообщ. АН Грузии. 1995. Т.152. № 3. С. 663-667.
- Bottcher R. Neue Funde von *Andrias scheuchzeri* (Cryptobranchidae, Amphibia) aus der Suddeutschen Mollasse (Miozan) //Stuttgarter Beitrage zur Naturkunde. 1987. Ser.B. (Geologie und Palaontologie). V. 131. 38 p.
- Chkhikvadze V.M. On the finding of fossil Cryptobranchidae in the USSR and Mongolia //Vertebrata Hungarica. 1982. V. 21. P. 63-67.
- Estes R. Gymnophionia, Caudata. In: Encyclopedia of Paleoherpology, 2, (:1-115). G. Fischer Verlag, Stuttgart - New York. 1981. 115 p.
- Estes R., Darevsky I.S. Fossil amphibians from the Miocene of the North Caucasus, USSR //Journal of the Paleontological Society of India. 1977. V. 20. P. 164-169.

ИСКОПАЕМЫЕ СУХОПУТНЫЕ ЧЕРЕПАХИ УДАБНО (ПОЗДНИЙ МИОЦЕН, ВОСТОЧНАЯ ГРУЗИЯ)

Е.Г. Габашвили¹, Н.Г. Амиранашвили², В.М. Чхиквадзе²

¹Государственный музей Грузии АН Грузии

ул. Пурцеладзе, 3, 380007 Тбилиси

²Институт палеобиологии АН Грузии

ул. Ниаварская, 4а, 380008 Тбилиси

Дано описание новых материалов сухопутной черепахи *Testudo eldarica* из местонахождения Удабно. Эта находка еще раз подтверждает, что становление рода *Testudo sensu stricto* происходило в пределах Балкано-Кавказской суши. Эльдарская черепаха сопоставлена с *T. burtschaki* из нижнеэоценовых отложений Эльдари и Пантишара (см. таблицу). В отрезке времени ранний – поздний меотис произошла смена двух четко отличающихся видов сухопутных черепах *T. burtschaki* и *T. eldarica*.

FOSSIL TORTOISES OF UDABNO LOCALITY (LATE MIOCENE, EASTERN GEORGIA)

E.G. Gabashvili¹, N.G. Amiranashvili², V.M. Chkhikvadze²

¹Georgian State Museum of Georgian Academy of Sciences

Purtseladze str., 3, 380007 Tbilisi

²Institut of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences

Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

The new materials of the tortoise *Testudo eldarica* from the Udabno locality are described. This finding one more time confirms that origin and formation of the genus *Testudo sensu stricto* occur within the Bulcano-Caucasus land. Is given comparison of this species with the *T. burtschaki* from the Lower Meotian sediments of Eldary and Pantishara (see table). In Early – Late Meotian time span one species of tortoise *T. burtschaki* is replaced by another completely different species – *T. eldarica*.

Местонахождение Удабно находится в Восточной Грузии, в Сагареджойском районе (несколько обнажений в окрестностях монастыря Давид Гареджи: Аджия, Удабно, Дибсис Даги, Натлисмцемели и др.). Оно открыто геологом Н.А. Гедройцем в 1931 и получило широкую известность благодаря находке высшей человекообразной обезьяны *Dryopithecus garedziensis*. Раскопки здесь в разные годы проводили сотрудники Музея Грузии (Д.В. Церетели, Е.Г. Габашвили, Н.И. Бурчак-Абрамович, Г.В. Цискаришвили, подробнее см. Габашвили, 1970; Габуния, Рубинштейн, 1977; Gabunia et al., 1999; Вангенгейм и др., 1989). Давно известно, что в Удабно остатки позвоночных происходят из четырех разновозрастных костеносных горизонтов (Цискаришвили, 1987). Основная часть материала происходит из Удабно-2 и Удабно-3 (ранний меотис – меотис), именно из Удабно-3 происходят ископаемые остатки сухопутной черепахи – *Testudo eldarica*.

Предварительные определения ископаемых черепах Удабно опубликованы ранее (Алекперов, 1978; Габашвили, Чхиквадзе 1977; Чхиквадзе, 1983; Бакрадзе, Чхиквадзе, 1984). Однако материалы, собранные экспедицией Государственного музея Грузии в начале 60-х годов в Удабно-3, позволяют дополнить описание этого вида.

Семейство Testudinidae Gray, 1822 Род *Testudo* Linnaeus, 1758 *Testudo eldarica* Khsatzky et Alekperov, 1978

Testudo eldarica – в работах: Алекперов, 1978 (с. 178, рис. 9-17); Чхиквадзе, 1983 (с. 100, рис. 75, 76); Бакрадзе, Чхиквадзе, 1984 (с. 164).

Лектотип. Левая передняя часть пластрона (обозначен в работе Бакрадзе, Чхиквадзе, 1984, с. 164; изображен в работах: Алекперов, 1978, рис. 16; Чхиквадзе, 1983, рис. 75, 76).

Описание. Вырезка переднего края карапакса хорошо выражена. Нухальная пластинка очень массивная, восьмиугольная (рис. 1). Цервикальный щиток узкий и длинный, его медиальная длина в 2,5 раза превышает максимальную ширину. На внутренней поверхности он также узкий, однако существенно расширяется каудальнее. I пара плевральных щитков покрывает латеральные края нухальной. Первая невральная вытянута в длину, прямоугольная, ее медиальная длина в два раза превышает максимальную ширину (рис. 2). II и IV невральные восьмиугольные, VI – шестиугольная, т.е. формула невралных 4:8:4:8:4:6:6 (см. обсуждение). Костальные с четко выраженной клиновидностью. Пигальная массивная, трапециевидной формы. Супракаудальный щиток разделен (т.е. имеется 12 пар маргинальных щитков).

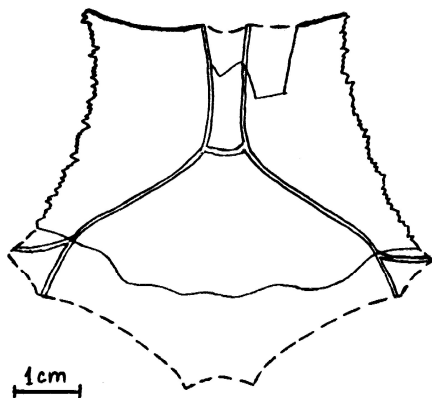


Рис. 1. *Testudo eldarica*. Нухальная пластинка (вид сверху)

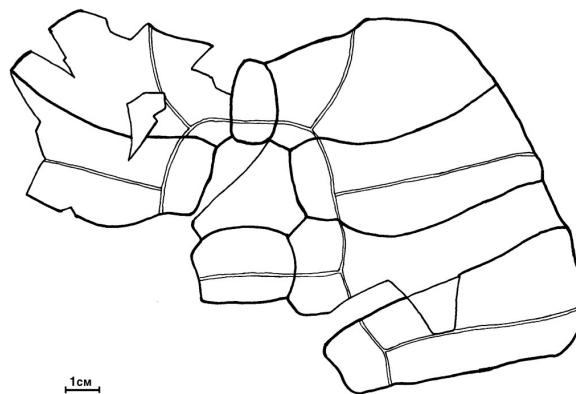


Рис. 2. *Testudo eldarica*. Передняя часть карапакса (вид сверху)

Медиальная вырезка эпипластронов отсутствует или слабо выражена, интергулярный выступ имеется (рис. 3). Интергулярные щитки покрывают половину вентральной поверхности эпипластронов и глубоко заходят на энтопластрон. Гумеро-интергулярная борозда делит свободный край эпипластронов пополам. На эпипластроне длина кожно-роговой борозды интергулярных щитков в два раза превышает длину кожно-роговой борозды гумеральных щитков. Энтопластрон округлый, у некоторых особей вытянут в длину. Гумеро-пекторальная борозда в медиальной части прямая и не заходит на энтопластрон, ее латеральная часть образует S-образный изгиб и пересекает угол аксилярной вырезки. Медиальная длина пекторального щитка равна или чуть больше половины медиальной длины гипопластронов. Ксифипластроны массивные, соединены с гипопластроном шарнирным сочленением (рис. 4). У самок медиальная длина ксифипластронов превышает их максимальную ширину. Гипо-ксифипластральный шов (шарнир) перпендикулярен медиальной линии и расположен в непосредственной близости от угла

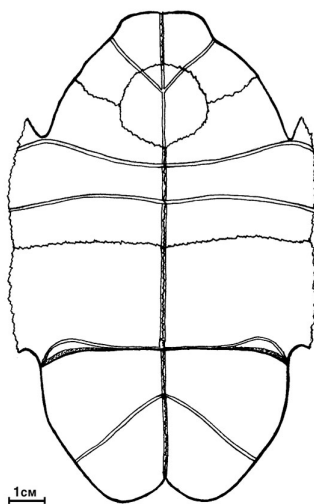


Рис. 3. *Testudo eldarica*. Реконструкция пластрона

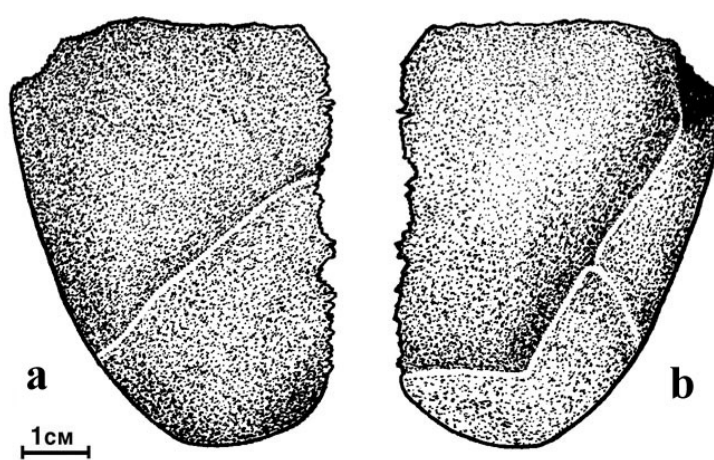


Рис. 4. *Testudo eldarica*. Правый ксифипластрон: а – вид снизу; б – вид сверху

ингвинальной вырезки. Абдомено-феморальная борозда в медиальной части проходит по гипопластральному шву. Феморо-анальная борозда практически прямая и образует с медиальной линией острый угол. Медиальная длина феморального щитка в 1,5 раза меньше медиальной длины анального щитка. Медиальная вырезка ксифипластронов плохо выражена.

Сравнение. *T. burtschaki* отличается от *T. eldarica* очень высоким эпипластральным симфизом и коротким межэпипластральным швом (высота симфиза значительно превышает длину межэпипластрального шва), отсутствием гипо-ксифипластрального шарнира и, соответственно, строением задней доли пластрона.

Обсуждение. Известно, что в месте контакта с межкостальным швом любая невральная пластинка образует угол. Таких углов у 8-угольных невральных – 4, у 6-угольных – 2, а у 4-угольных их нет вообще. Естественно, у всех черепах с 8 костальными пластинками количество таких углов одинаковое, независимо от количества невральных, и равно 14. (Исключение, разумеется, составляют *Trionychidae*, некоторые *Chelyidae* и черепахи других групп с неполным рядом невральных и контактирующими вдоль медиальной линии костальными пластинками.) Поэтому если известно что вторая и четвертая невральные 8-угольные, а шестая – 6-угольная, то можно с уверенностью сказать, что невральных пластинок 8, а их формула – 4:8:4:8:4:6:6. Как известно, для современных видов рода *Testudo* характерно наличие семи невральных пластинок, а их формула – 4:8:4:8:4:8:6

Форма и положение гипо-ксифипластрального шва (наличие шарнира), а также большая медиальная длина ксифипластронов у самок свидетельствуют о хорошо развитом шарнире у *T. eldarica*. Аналогичное строение задней доли пластрона имеет и современная *T. graeca*.

Таким образом, уже в мэотисе в Закавказье существовали черепахи рода *Testudo sensu stricto* с хорошо развитым шарниром. Однако *T. eldarica* сохраняет такие архаичные признаки, как 8 невральных пластинок, большая медиальная длина пекторального щитка, разделенный супракаудальный щиток, первые плевральные щитки заходят на нухальную пластинку. Это самый древний представитель рода *Testudo* на Кавказе. Здесь уместно вспомнить, что в Болгарии в позднепалеогеновых отложениях найден почти целый панцирь черепахи этой же группы. Следовательно, происхождение и становление черепах группы *Testudo sensu stricto* происходило в пределах Балкано-Кавказской суши. Позднее, в раннем плиоцене эти черепахи широко распространились на территории Северного Причерноморья и через страны Передней Азии проникли в Северную Африку (современный вид – *T. kleinmani* обитает в Египте и Ливии).

По словам А.М. Алекперова (1978), материалы, изображенные в первоописании, были собраны в нескольких пунктах района эльдарской степи и не имеют точной стратиграфической привязки. Кроме того, в Эльдари были найдены остатки сухопутной черепахи – *T. burtschaki* (Чхиквадзе, 1975; Бакрадзе, Чхиквадзе, 1984). Все это, а также плохое качество иллюстраций в монографии А.М. Алекперова дает основание усомниться в принадлежности всех материалов, изображенных в первоописании к одному виду – *Testudo eldarica*.

В.М. Чхиквадзе считает, что мелкие тестудиниды гиппарионовых фаун Восточного Закавказья относятся к различным филогенетическим линиям (*eldarica* близка к современному виду *graeca*, а *burtschaki* морфологически ближе к современному *kleinmani* из Северной Африки). Следовательно, дивергенция этих двух групп произошла, скорее всего, в раннем или среднем сармате, но не позже конца позднего сармата.

По данным Г.В. Цискаришвили (1987) в эльдарском местонахождении позвоночных можно выделить три костеносных горизонта: Эльдари-1 – средний сармат, Эльдари-2 – поздний сармат и Эльдари-3 – верхи верхнего сармата (?) и/или меотис. Из Эльдари-1 пока известны лишь фрагментарные остатки морских млекопитающих, не имеющих стратиграфической ценности. В Эльдари-2 ископаемые остатки приурочены, главным образом, к пласту плотного песчаника мощн. 1,5 – 2 м (отсюда происходит основная часть сборов эльдарской фауны). Из костеносного горизонта Эльдари-3, мощность которого около 300 м, известны остатки различных позвоночных. Эльдари-3, как фациально, так и по характеру захоронения остатков позвоночных, очень близок к пестроцветной глине Удабно. На этом основании Эльдари-3 коррелируется с Удабно-2 и Удабно-3 и датируются меотисом (таблица).

Сопоставление черепах из разных уровней этих местонахождений позволило установить хронологическую последовательность их распространения в этот отрезок времени (Chkhikvadze, Amiranashvili, 1996). В данном случае особо важным является смена двух четко отличающихся видов сухопутных черепах во времени: *T. burtschaki* и *T. eldarica*. Из них костные ос-

татки *T. burtschaki* встречаются как в соответствующих уровнях Эльдари, Давид Гареджи, так и в Пантишара.

Стратиграфическое распределение сухопутных черепах *T. eldarica* и *T. burtschaki*

Возраст		Г Р У З И Я			АЗЕРБАЙДЖАН	
		Лос.	Виды		Лос.	Виды
Понт		Удабно IV				
	Меотис	Верхний	Удабно III (ср. или в. меотис)	<i>Testudo eldarica</i>	Эльдари III	<i>Testudo eldarica</i>
		Средний				
Нижний	Удабно II		Пантишара <i>Testudo burtschaki</i>	<i>Testudo burtschaki</i>		
Сармат	Верхний	Удабно I (верхи верхнего сармата и ?верхний сармат)			Эльдари II	
	Средний				Эльдари I	

Литература

- Алекперов А.М. Земноводные и пресмыкающиеся Азербайджана. Баку: Элм. 1978. 264 с.
- Бакрадзе М.А., Чхиквадзе В.М. Ископаемые сухопутные черепахи рода *Testudo* в СССР //Вестн. Музея Грузии. 1984. Т. 33-А. С. 163-174.
- Вангенгейм Э.А., Габуния Л.К., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Стратиграфическое положение местонахождений гиппарионовой фауны Закавказья в свете данных магнитостратиграфии //Изв. АН СССР.Сер.геол. 1989. Т. 8. С. 70-77.
- Габашвили Е.Г. История изучения гиппарионовой фауны Грузии // Изв. геол. об-ва Грузии. 1970. Т.6. №2. С.88-99.
- Габашвили Е.Г., Чхиквадзе В.М. Предварительные результаты изучения меотических черепах Удабно (Грузия) //21 сесс. Ин-та палеобиологии. Тбилиси. 1977. С. 7-8.
- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М. Об абсолютном возрасте гиппариона из Саро.. //Geologicky zbornik, Geologica Carpathica Bratislava. 1977. Т. 28. №1. С. 7-11.
- Цискаришвили Г.В. Позднетретичные носороги Кавказа (*Rhinocerotidae*). Тбилиси: Мецниереба. 1987. 142 с.
- Чхиквадзе В.М. Ископаемые черепахи из верхнесарматских отложений долины Иори (Закавказье) //Фауна и ее охрана в республиках Закавказья. Ереван. 1975. С. 165-166.
- Чхиквадзе В.М. Ископаемые черепахи Кавказа и Северного Причерноморья. Тбилиси: Мецниереба. 1983. 149 с.
- Chkhikvadze V., Amiranashvili N. History of the fossil turtles studies in the Caucasus //Bull. Georgian Academy of Sciences.1996. Т. 154. №3. С. 470-475.
- Gabunia L., Gabashvili E., Vekua A., Lordkipanidze D. The taxonomic position of *Udabnopithecus garedziensis* Burtsh. et Gabash. (Udabno, Georgia) and its geological age //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1999. V. 159. № 2. Pp. 350-354.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ В МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

**И. И. Шатилова, Л. П. Рухадзе, Н. Ш. Мchedlishvili
Н. В. Махарадзе, М. Г. Кипиани**

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниаварская, 4а, 380008 Тбилиси

Методом пыльцевого анализа было изучено 54 разреза верхнемиоценовых и плиоценовых отложений Западной Грузии (Абхазия, Гурия, Мегрелия). Полученный материал был интерпретирован с помощью ландшафтно-фитоценологического метода с учетом природной специфики горной страны. В развитии растительности и климата позднего миоцена и плиоцена установлено 35 этапов и 73 подэтапа. В основу их выделения положены колебания показателей сумм процентных содержаний пыльцы растений, составлявших доминирующие формации того или иного времени.

THE MIO-PLIOCENE CLIMATE AND VEGETATION OF WESTERN GEORGIA

I. Shatilova, L. Rukhadze, N. Mchedlishvili, N. Makharadze, M. Kipiani

Institute of Palaeobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

54 outcrops of Upper Miocene and Pliocene deposits were studied palynologically. The material was interpreted by the landscape-phytocoenotical method, accounting the nature of mountain countries during the Late Miocene and Pliocene 35 stages and 73 substages in the development of vegetation and climate were established. The changes of the sums of percentage contents of plant pollen, forming the dominant formations during different stretches of Neogene were used for their distinguishing.

The Sarmatian and the first half of Meotian was the time of predomination of luxuriant subtropical forests with more or less stable area. They occupied nearly all levels of comparably low relief. The climate was characterized by even run of temperature and comparably low humidity. The climatic changes during the Sarmatian and Meotian coincided with the global climatic events from 12,25 till 7,8 m.a.

Development of high relief in Late Miocene and formation of Colchis refuge determined whole further history of vegetation development on the territory of Western Georgia, its main direction was the reduction of subtropical forests area, their tightening to the plains and foothills, the expansion of warm-temperate and temperate forests area. These phenomena began from the second half of the Meotian and had an oscillatory character, especially in the Pliocene. The climate of this time was less stable than the previous stretches of the Neogene, with more frequent fluctuations, their amplitudes were gradually increasing. These changes under the global climatic events were run. Their main direction was the general falling of temperatures and increasing of climatic fluctuation frequencies. Side by side with this on the territory of Western Georgia, in spite of repeated divergences, steady rise of humidity occurred. As a result the peculiar climate of Colchis was formed. The latter by its natural conditions differed from the other regions surrounding the Black Sea already since the Early Pliocene.

В развитии растительности и климата Западной Грузии на протяжении сармата было выделено 6 этапов и 6 подэтапов (рис.1). Растения субтропических и болотистых лесов в это время обладали наибольшим ареалом. Они и в дальнейшем сохраняли положение доминирующей формации, площади которой время от времени колебались. Климат сармата был субтропический, с более или менее ровным ходом температур, особенно на I этапе, который можно рассматривать как климатический оптимум позднего миоцена. В конце среднего сармата и, возможно, позднее имело место некоторое снижение температур.

После сармата из состава флоры Западной Грузии исчезло большое количество растений, в основном лавровые (Колаковский и др., 1970; Колаковский, Шакрыл, 1976; Пурцеладзе, Цагарели, 1974). Причиной были, вероятно, как изменение климата, так и крупные

орогенетические движения, в результате которых образовался высокогорный рельеф. Появились новые экологические ниши, благоприятные для растений теплоумеренного и умеренного климата, заметно расширивших свой ареал. На территории Западной Грузии сформировалась изолированная область, известный Колхидский рефугиум, где дольше чем в других регионах Евразии продолжали сохраняться термофильные элементы третичных флор.

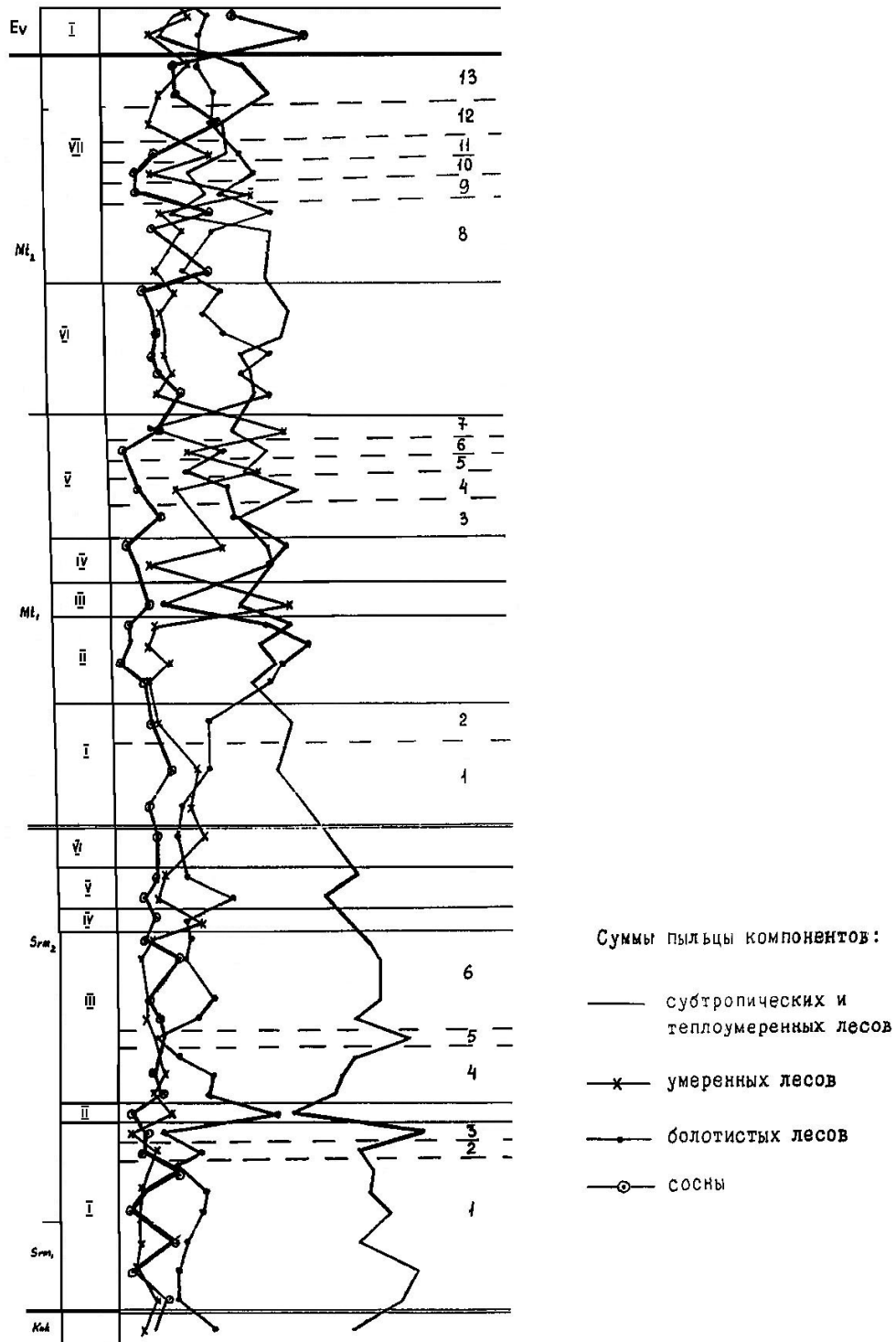


Рис. 1. График колебаний ареалов отдельных формаций на протяжении сарматского и миоценового веков

На протяжении меотиса установлено 7 этапов и 13 подэтапов (рис.1). Несмотря на заметное обеднение колхидской флоры, по структуре ценозов, типу преобладающих формаций и занимаемым ими ареалам меотическая растительность была близка к сарматской, особенно в первой половине меотиса. В это время доминирующими формациями по-прежнему были субтропические и приморские болотистые леса. Во второй половине меотиса постепенно возрастала роль растений, экологически связанных с горными местообитаниями, произошла определенная дифференциация растительности по поясам. Чаще, чем в сармате, происходили колебания температур и увлажненности, что было причиной неоднократного изменения ареалов существующих формаций. Однако биогеоценоз меотиса еще не принял плиоценового облика, продолжая сохранять сходство с таковым сарматского времени. В течение меотического времени фиксируются два климатических оптимума - в I и VI этапах.

Таким образом, в течение позднего миоцена можно выделить несколько крупных моментов в развитии климата: климатический оптимум раннего сармата, похолодание в конце среднего и, возможно, в позднем сармате, два климатических оптимума в меотисе. Эти явления по времени совпадают с глобальными климатическими событиями, которые имели место от 12,25 до 7,8 млн. лет (Борзенкова, 1992; Зубаков, 1990).

В понте установлено 8 этапов и 22 подэтапа (рис.2). Сопоставление результатов палеоботанических исследований меотиса и понта показали, что на рубеже этих двух отрезков неогена состав флоры не претерпел резких изменений. В то же время выявились значительные различия в структуре растительных группировок, а главное иная, нехарактерная для миоцена динамика развития растительности и климата, подверженная более частым и резким флуктуациям, типичным для плиоцена.

Несмотря на определенное таксономическое разнообразие, субтропические леса не играли существенной ландшафтообразующей роли на протяжении понтического века. Они получали сравнительно широкое распространение лишь на отдельных его этапах. В то же время, в понте отмечается увеличение таксономического разнообразия растений теплоумеренного и умеренного климата, в распределении которых имела место уже четко выраженная дифференциация.

Наиболее “сухим” и “холодным” климатом выделялось евпаторийское время (I этап). Судя по характеру растительности, конец раннего понта и начало среднего (нижние флексуозовые слои) отличались равномерно влажным и теплым климатом, близким к субтропическому. Это I климатический оптимум понта, к которому, по нашему мнению, относится кодорская флора Абхазии (Колаковский, 1964). Начиная со второй половины среднего понта прослеживаются ритмические смены “холодных” и теплых отрезков времени. Лишь вторая половина босфора выделяется равномерно-теплым и влажным климатом. Это II климатический оптимум понта, которому, по нашему мнению, соответствует флора Пицунды (Колаковский, 1962).

Результаты сопоставления полученных данных с климатическими событиями в интервале 7-6,5 и 5,5-4,6 млн. лет показали, что климатические изменения, которые произошли на территории Западной Грузии, с одной стороны, были отражением глобальных колебаний климата, а с другой - в них отчетливо прослеживаются локальные признаки. В частности, если в Северном Причерноморье понт был временем похолодания и нарастающей аридизации (Зубаков, 1990; Щекина, 1979), то в Колхиде, наряду с понижением температуры, увеличивалась влажность.

В истории растительности и климата киммерия выделено 7 этапов и 23 подэтапа, в течение которых, как и в понте, прослеживается ритмическая смена “холодных” и теплых отрезков времени (рис.3). Наиболее теплым и ровным климатом отличалась первая половина азова - I этап, что позволяет нам рассматривать его как I климатический оптимум. II оптимум имел место в позднем киммерии (III этап) и, по нашему мнению, отвечал времени накопления дуабских слоев. Полученные данные сопоставляются с “климатическим оптимумом плиоцена”, который приходится на отрезок времени от 4,7 до 3,3 млн. лет (Борзенкова, 1992).

Судя по результатам изучения крупных остатков растений, между понтом и киммерием (кодорской и дуабской флорами) исчезло большое количество растений. Вымерли наиболее термофильные формы, приуроченные, главным образом, к лесам низменностей и предгорной полосы. По нашему предположению это могло произойти после I климатического оптимума. Толчком послужило заметное ухудшение климатических условий - падение температуры и

сокращение количества осадков в конце азова. Поэтому флора камышбуруна была беднее азовской, хотя климатические условия, возможно, были сходными. В целом преобладающей формацией киммерийского времени были теплоумеренные леса с участием субтропических растений. Являясь реликтами, последние занимали лишь небольшие участки, площади которых то увеличивались, то сокращались в зависимости от климатических условий.

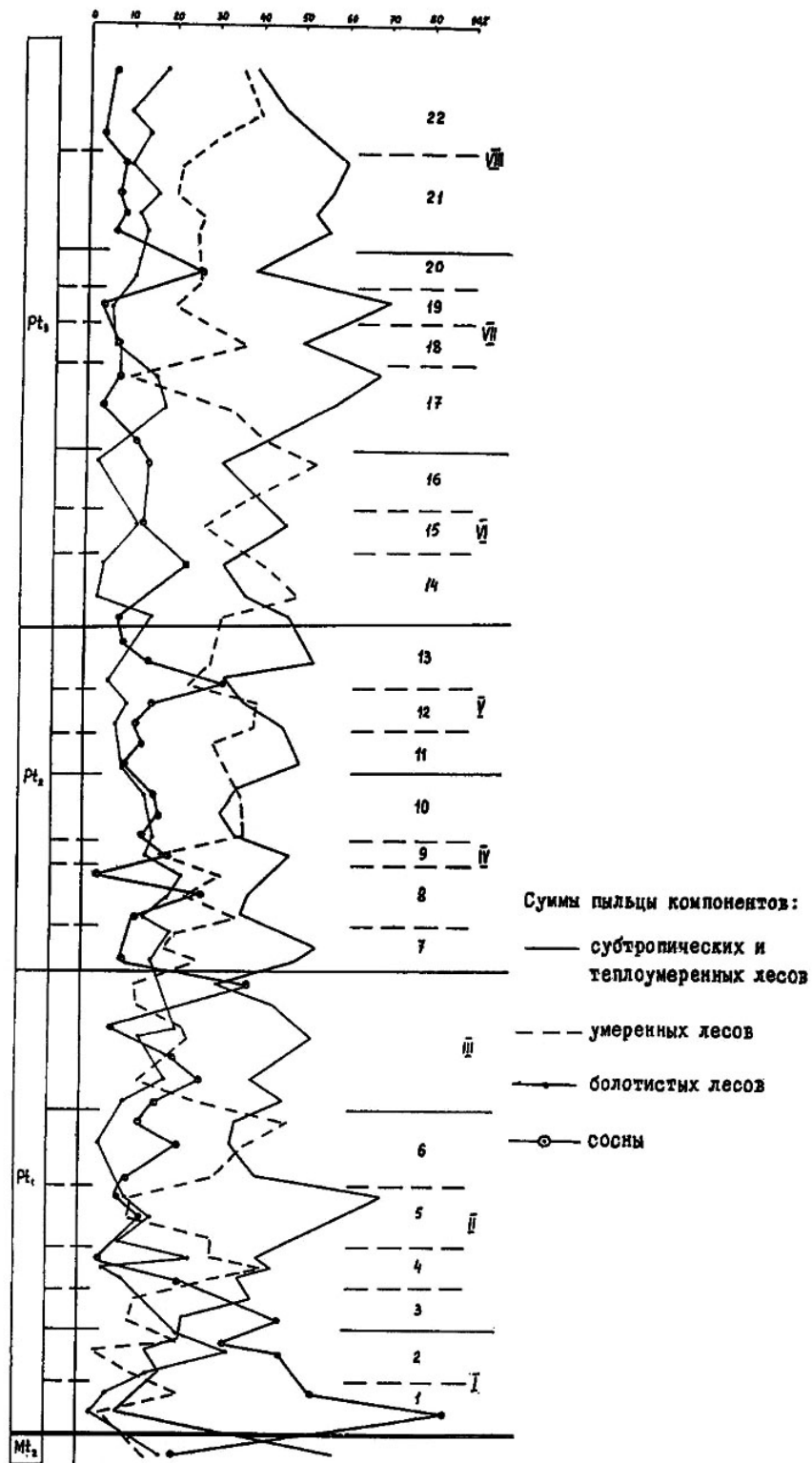


Рис.2. График колебаний ареалов отдельных формаций на протяжении понтического века

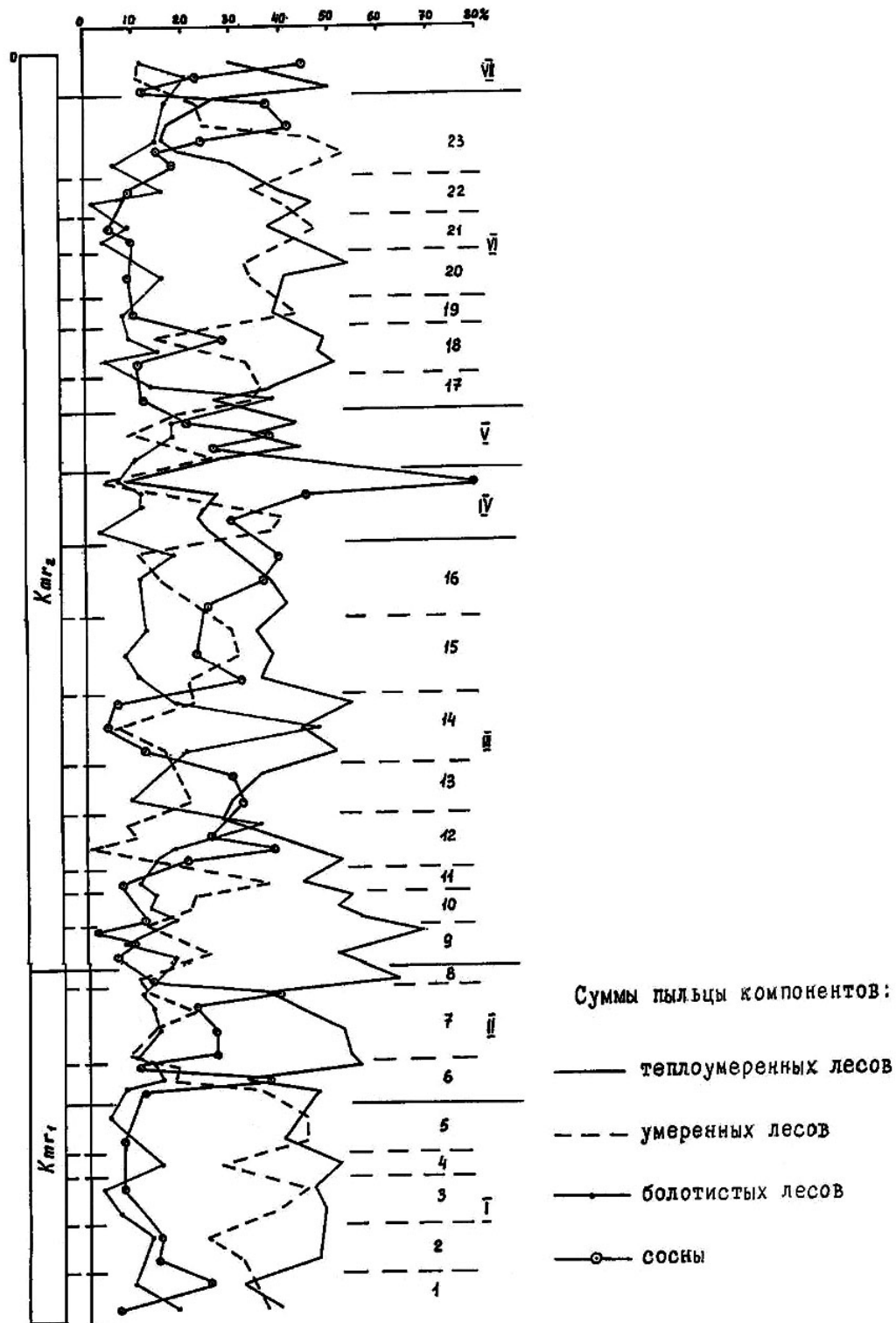


Рис.3. График колебаний ареалов отдельных формаций на протяжении киммерийского века

На протяжении куяльника выделяются 7 этапов и 16 подэтапов (рис.4). Растительность I этапа еще сохраняла признаки сходства с киммерийской, что проявлялось как в составе флоры, так и в динамике растительности. Флора последующих этапов была значительно беднее. Исходя из этого, мы пришли к заключению, что вымирание термофильных элементов кимме-

рийской флоры произошло в позднем скурдуме (II этап), когда на территории Западной Грузии господствовал “холодный” и “сухой” климат, после чего флора уже не смогла восстановить своего прежнего состава. Во время последующих потеплений преобладали полидоминантные леса с примесью субтропических форм. Во время похолоданий на всех уровнях рельефа их

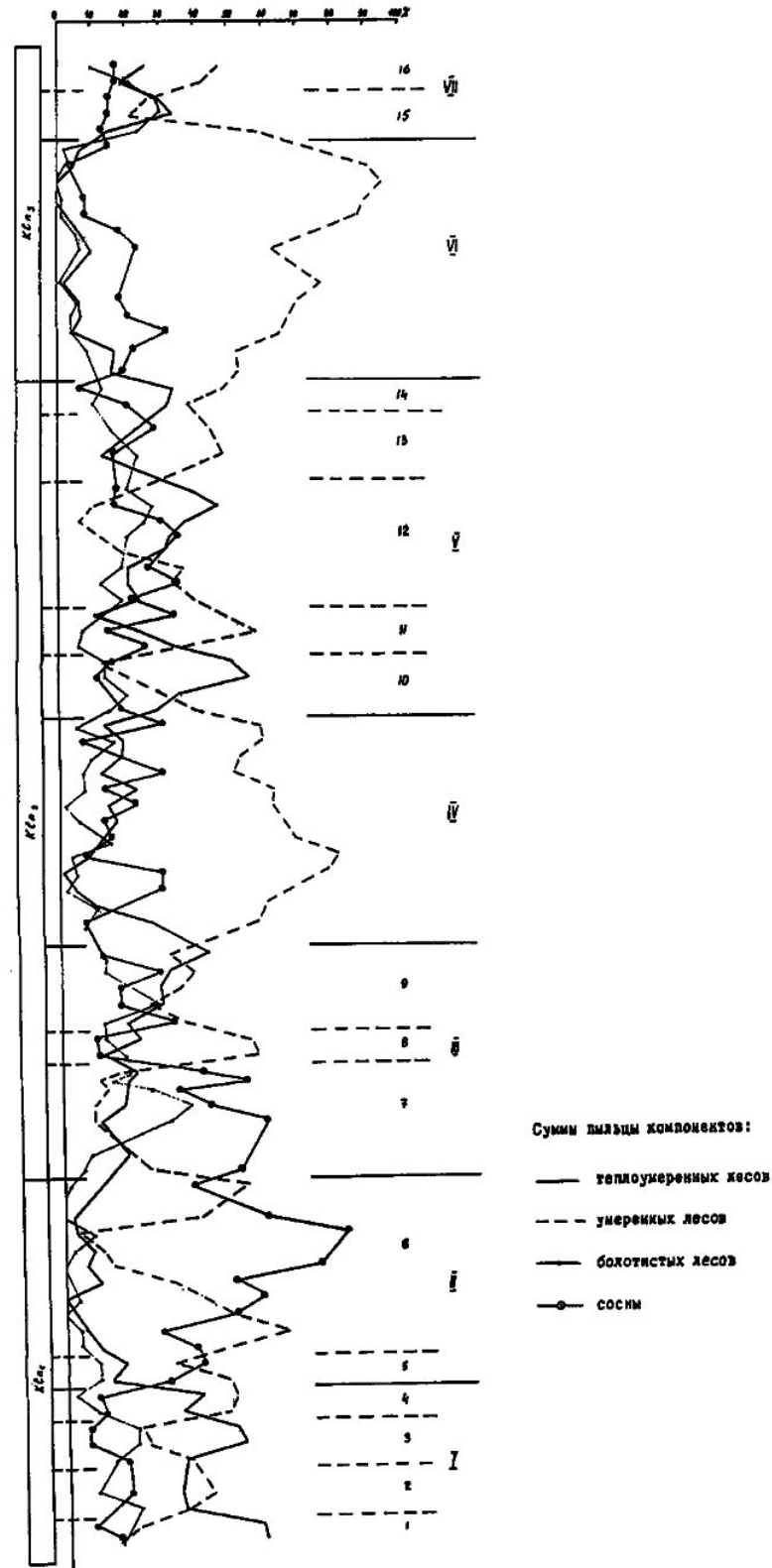


Рис.4. График колебаний ареалов отдельных формаций на протяжении куальницкого века

сменяли темнохвойные сообщества, за исключением II этапа, когда господствовали сосновые леса. Климат кюальника был крайне нестабильным. Типичная для плиоцена ритмичная смена кратковременных “холодных” и теплых периодов прерывалась продолжительными этапами с отрицательными температурами. Именно резкие и длительные похолодания, равных которым не было ни в киммерии, ни в понте, являются отличительным признаком кюальникового времени. Климатические события кюальника сопоставляются с глобальными колебаниями климата. Скурдумское понижение температуры можно приурочить к похолоданию, которое произошло на уровне 3,1-3,0 млн. лет, а цихиспердские - к протегеленскому. В это время в Колхиде произошло значительное понижение зимних и летних температур, но в отличие от других регионов влажность оставалась очень высокой. На заключительном VII этапе климат был более влажным с двумя фазами: теплой и прохладной. Этот отрезок времени можно сравнить с тегеленской теплой эпохой.

Проследив историю развития растительности и климата Западной Грузии на протяжении миоцена и плиоцена, можно отметить следующее. Сармат и первая половина меотиса были временем господства пышных субтропических лесов, обладавших более или менее стабильным ареалом. Они занимали все уровни тогда еще сравнительно невысокого рельефа. Климат отличался ровным ходом температур и относительно невысокой влажностью. Климатические изменения сармата и меотиса по своему характеру совпадали с глобальными климатическими событиями, которые имели место от 12,25 до 7,8 млн. лет.

Формирование высокогорного рельефа в позднем миоцене и образование Колхидского рефугиума определили всю дальнейшую историю развития растительности Западной Грузии, основным направлением которой было сокращение площади субтропических лесов, их стягивание к низменностям и предгорьям, расширение ареалов теплоумеренных и умеренных растений. Эти явления начали проследиваться со второй половины меотиса и имели колебательный характер, особенно в плиоцене. Климат этого времени был менее стабильным, чем предыдущих отрезков неогена, подвергался частым флуктуациям, амплитуды которых постепенно возрастали. Эти изменения протекали под влиянием глобальных климатических событий, основным направлением которых было общее понижение температуры и усиление частоты климатических колебаний. Наряду с этим на территории Западной Грузии, несмотря на неоднократные отклонения, происходило неуклонное повышение влажности. В результате сформировался своеобразный климат Колхиды, который с начала раннего плиоцена по своим природным условиям уже отличался от остальных регионов Причерноморья.

Литература

- Борзенкова И.И. Изменения климата в кайнозое. С-П.: Гидрометеиздат. 1992. 421 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 220 с.
- Колаковский А.А. Плиоценовая флора Дуаба // Тр. Сухум. бот. сада. Вып. IX. Сухуми. 1956. С. 211-311.
- Колаковский А.А. Понтическая флора Пицунды // Тр. Сухум. бот. сада. Вып. XIV. Сухуми. 1962. С. 39-59.
- Колаковский А. А. Плиоценовая флора Кодори. Сухуми. 1964. 209 с.
- Колаковский А. А., Рухадзе Л. П., Шакрыл А. К. Мэотическая флора Кодори // Тр. Сухум. бот. сада. Вып. XVII. Сухуми. 1970. С. 89-119.
- Колаковский А.А., Шакрыл А.К. Сарматская флора Абхазии // Тр. Сухум. бот. сада. Вып. XXII. Сухуми. 1976. С. 98-148.
- Пурцеладзе Х.Н., Цагарели Е.Л. Мэотическая флора юго-западной Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1974. Вып. 45. 228 с.
- Щекина Н. А. История флоры и растительности юга Европейской части СССР в позднем миоцене-раннем плиоцене. Киев: Наукова думка. 1979. 196 с.

О ВНЕСЕНИИ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ПО ГОЛОЦЕНУ КАВКАЗА В ЕВРОПЕЙСКУЮ ПЫЛЬЦЕВУЮ БАЗУ ДАННЫХ (EPD)

Э. В. Квавадзе

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниагварская, 4а, 380008 Тбилиси

Для Европейской пыльцевой базы данных с 1994 по 1997 обработан материал по 14 разрезам континентальных отложений голоцена Кавказа. Возраст осадков подкреплён 29 датировками по радиоуглеродному методу. Отложения представлены озерными, озерно-болотными, флювиальными и флювио-гляциальными образованиями. Предпочтение отдавалось голоценовым отложениям верхнегорий, где малейшие изменения климата мгновенно фиксируются фитоценозами и их составом. Наиболее выразительными с палеоэкологической точки зрения являются палинограммы разрезов, расположенных в пределах верхней границы леса. Это разрезы Аданге, Амткел, Сибиста, Ходжал, Рыбное, Луганское и др.

THE COMPILATION OF PALYNOLOGICAL MATERIALS OF HOLOCENE FROM THE CAUCASUS IN EUROPEAN POLLEN DATABASE (EPD)

E. Kvavadze

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

To create the European Pollen Database in the Caucasian region the material taken from 14 sites for 1994-1997 has been treated (according to TILIA Program). 10 of these sites are situated on the territory of Georgia, and 4 - on the territory of Russia. Sediments described palynologically are lake, mire, glacial and fluvioglacial formations. The absolute age of sediments is determined by ¹⁴C serial datings (29 radiocarbon datings).

Interpretation of palynological data shows that vegetation of the Caucasus in Holocene underwent rather substantial changes. Vegetation belts were repeatedly shifted. Besides, in cold epochs area of coniferous forests extended from *Picea orientalis*, *Abies nordmanniana* and in the warm periods broad-leaved formations.

В марте 1994 года 60 ученых, изучавших голоценовые отложения из разных стран Европы были приглашены в г. Арль (Франция) на научный семинар “Растительность и климат прошлого по пыльцевым базам данных”. Семинар был организован с целью отметить официальное открытие Европейской пыльцевой базы данных, субсидируемое программой СЕС ENVIRONMENT, а также для запуска панъевропейской сети для общей пыльцевой базы данных, субсидируемой программой COPERNICUS (PECO) СЕС. Форум собрал главных действующих лиц Европейской пыльцевой базы данных, существующей фактически с 1991 года. Это – консультативный совет, исполнительный комитет, руководители региональных групп и связанные с ними базы данных, ответственные за каждый элемент сети, возможные корреспонденты для будущего расширения этой сети и поставщики данных.

На семинаре были представлены научно-исследовательские проекты и образцы пыльцевых баз данных. Однако основной упор делался на следующие проблемы: динамика растительности и процессы миграции, реконструкция растительности, биомассы и климата, антропогенное воздействие на растительность, пограничные условия для климатических моделей и сравнение моделей данных.

Среди участников из стран бывшего Советского Союза присутствовали ученые России, Эстонии, Литвы, Латвии и Грузии. Следует отметить, что к этому времени как ученые перечисленных стран, так и представители нескольких стран Восточной Европы (из бывшего социалистического лагеря) уже получали поддержку, и их лаборатории были снабжены компьютерной техникой, новейшими микроскопами и компьютерными программами. Эксперты из EPD посещали эти лаборатории для обучения вкладчиков в пыльцевую базу данных.

Грузинская же сторона впервые была приглашена с обзорным докладом о состоянии изученности голоценовых отложений Кавказа.

К марту 1994 года в Европейскую пыльцевую базу данных были внесены палинологические данные по 400 разрезам голоценовых отложений, датированных до 1100 определением абсолютного возраста по ^{14}C , а список палеофлор содержал 1700 таксонов (EPD Newsletter, 1994). Однако этих данных было недостаточно. Слабо были представлены материалы из Восточной Европы и особенно с территории бывшего СССР, где по изучению позднечетвертичного времени был накоплен огромный палинологический материал. Поэтому руководители EPD и в особенности его президент, профессор Жак-Луи де Болье, начали интенсивные поиски источников финансовой поддержки для крупных Палинологических центров Украины, Белоруссии, Грузии и России. В рамках указанной проблемы в INTAS был представлен и принят проект "Развитие Европейской пыльцевой базы данных на территории бывшего Советского Союза" (INTAS -94-3325).

С 1994 по 1997 год для EPD мною обработан материал по 14 разрезам континентальных отложений голоцена Кавказа. Возраст осадков подкреплен 29 датировками по ^{14}C . Осадки представлены озерными, озерно-болотными, флювиальными и флювио-гляциальными образованиями (рис.1,2). На территории Грузии это разрезы Аданге, Ходжал, Амткел, Амткел 1, Амткел 2, Амткел 3, Сибиста, Гагра, Лиси, Лагодехи и разрезы Луганское (истоки р.Закан, левый приток р.Большая Лаба), Кварцевое и Серны (р.Безымянка, правый приток р.Малая Лаба, Кавк.биосф. заповедник), Рыбное (надпойменная терраса р.Кяфар, бассейн Большого Зеленчука) на территории Северного Кавказа (Россия). Предпочтение отдавалось голоценовым отложениям верхнегорий, где в экстремальных условиях малейшее изменение климата мгновенно фиксируется фитоценозами и их составом. Наиболее выразительными с палеоэкологической точки зрения являются пыльцевые диаграммы разрезов, расположенных у самой верхней границы леса. Известно, что при потеплении граница леса поднимается, а при похолоданиях, наоборот, лесная граница мигрирует вниз. Как правило эти смещения очень хорошо фиксируются пыльцевыми спектрами (рис. 3.). К примеру, в верхнегорьях Абхазии во время похолоданий позднего голоцена верхняя граница леса опускалась ниже современной на 500-600 м и более (рис.4).

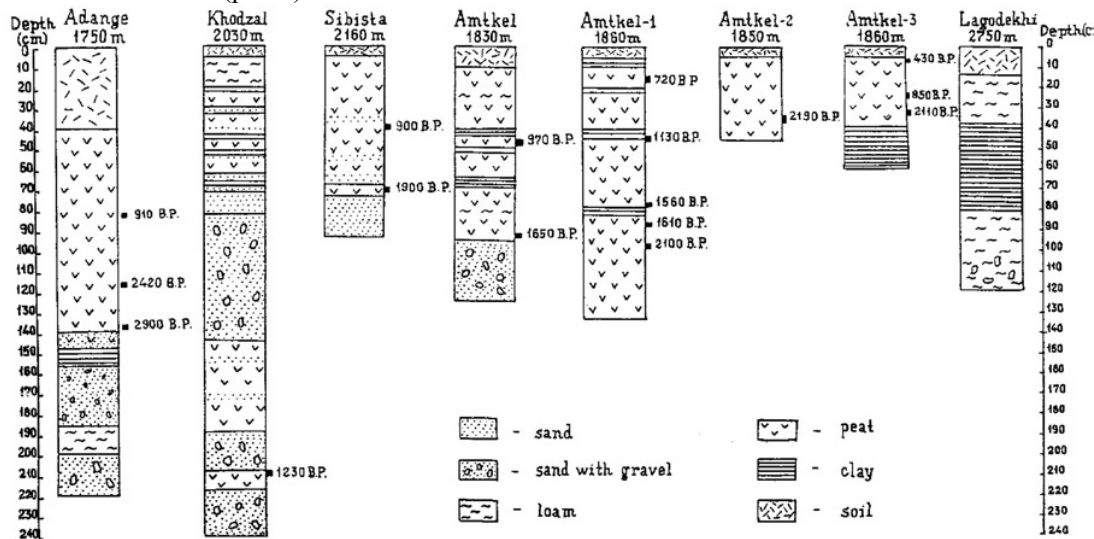


Рис. 1. Литологическое строение и абсолютный возраст отложений верхнегорных разрезов, данные о которых внесены в EPD (территория Грузии)

Возвращаясь к созданию Европейской пыльцевой базы данных, отметим, что первоначально по специальной компьютерной программе Эрика Грима "Tilia" в компьютер палинологические данные вводились в цифровом, а не процентном виде. Построение диаграмм производилось по программе "Tilia-Graph" (рис. 3).

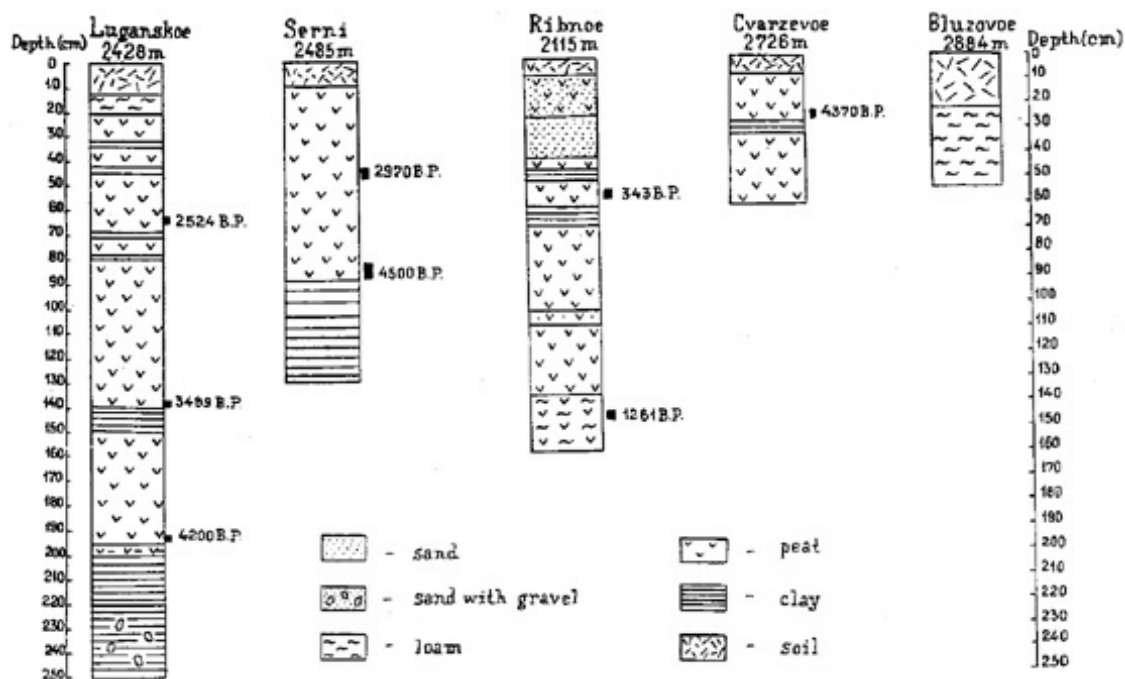


Рис. 2. Литологическое строение и абсолютный возраст отложений верхнегорных разрезов, данные о которых внесены в EPD (территория России)

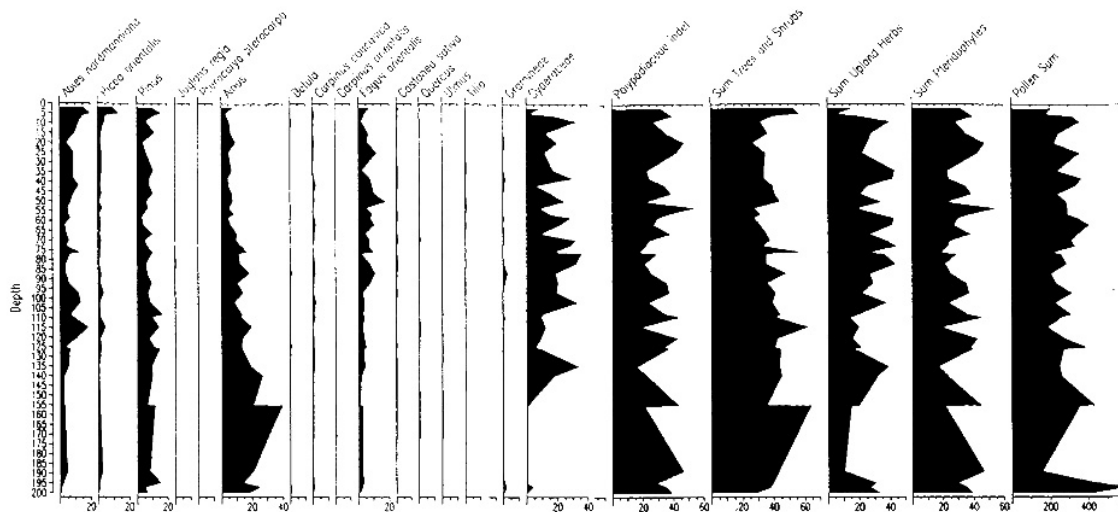


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза Аданге (доминанты спектра), выполненная по программе TILIA-GRAPH

Для каждого отдельно взятого разреза заполнялась очень подробная анкета, где приводилось детальное описание его местонахождения (координаты, высота, геоморфология, геоботаника и т. д.), дата отбора проб, литологическое описание керна, данные о типе бурового механизма в случае бурения отложений, данные об абсолютном возрасте осадков, данные о пыльцевом анализе материала (метод обработки, данные о сохранности пыльцы и др.), библиографические данные о палинологической характеристике отложений и другие опубликованные материалы, регистрационная характеристика вкладки.

Касаясь возможности использования EPD, следует отметить, что участники сети могут получать электронные копии всей базы данных. По программе GRAFSITE на дисплей выводится карта Европы со всеми участками, внесенными в EPD в соответствии с их географическими координатами, и пользователь очень просто может найти нужный ему участок, с помощью “мыши” отметить и увидеть пыльцевую диаграмму. В случае необходимости диаграмму

можно распечатать на принтерах нескольких типов. На дисплее диаграмма воспроизводится в цвете, и конкретный таксон сохраняет один и тот же цвет во всех диаграммах, что упрощает и ускоряет визуальное сравнение.

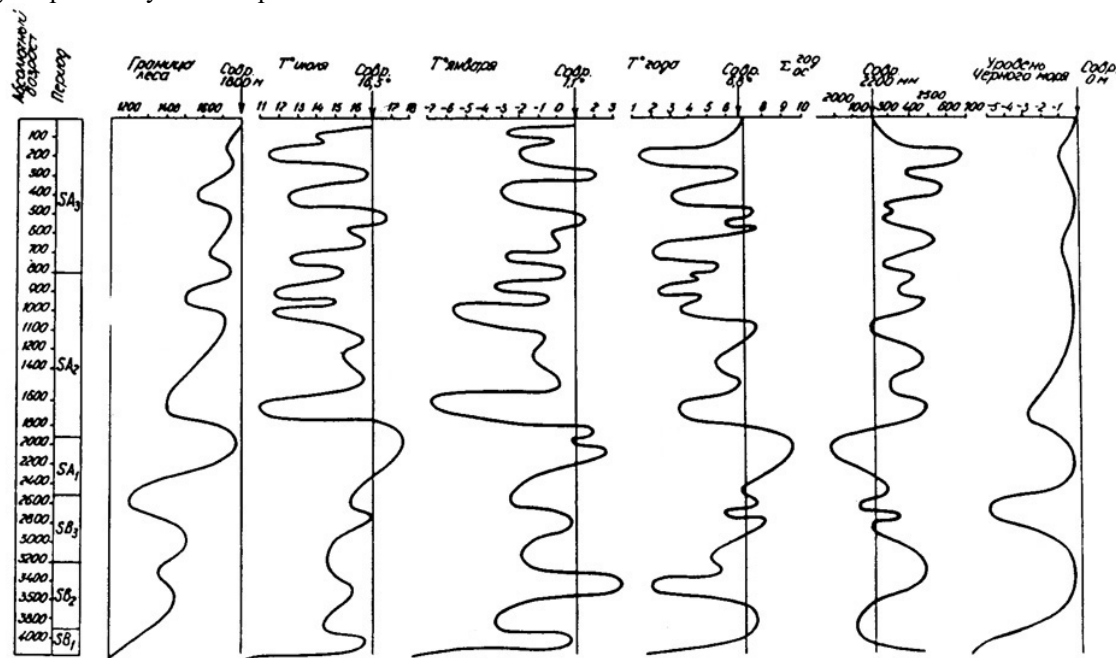


Рис. 4. Колебание верхней границы леса в Абхазии на протяжении последних 4000 лет, вызванное климатическими флуктуациями

Данные, представленные в EPD, могут быть как неограниченного использования, так и ограниченного. Последнее подразумевает необходимость получить разрешение исследователя, представившего данные для их использования. Обычно это касается неопубликованных данных (Андреев, Тарасов, 1996).

К настоящему времени с территории Европы в базу данных внесено 810 разрезов голоценовых и позднелайстоценовых отложений, а также 800 точек с данными по анализу пыльцевых спектров современных отложений. Список голоценовой и позднелайстоценовой растительности насчитывает 2129 таксонов (EPD Newsletter, 1998).

С территории Грузии в EPD внесено также 60 современных пыльцевых спектров почв и озерных отложений. Это материал из Лагодехского заповедника. Общее количество голоценовых пыльцевых спектров по 14 разрезам, внесенных мною, составляет 660.

Касаясь актуальности и перспектив созданной Европейской пыльцевой базы нельзя не отметить, что в соединении с другими палеоклиматобиологическими базами данных, пыльцевая база данных позволяет усовершенствовать реконструкцию палеоэкологических условий как для отдельных регионов, так и континентальных и межконтинентальных корреляций тех или иных геологических событий. Начаты международные проекты (PAGES) по подробному картированию, с целью составления карты растительности и почв для ключевых периодов голоцена и позднелайстоценовья. Одним из таких проектов был BIOME-6000 и BIOME-18000. Первый хроносрез позволил отметить палеоклиматические события самого теплого климатического оптимума, а второй, наоборот, самого холодного периода. В разработке этих проектов принимали участие многие ученые Европы, работающие в сети EPD. Результаты опубликованы в лучших научных журналах, таких как "Climate Dynamics", "Journal of Biogeography" и др. (Tarasov et al., 1998; Kvavadze, 1999).

Важным совместным проектом был также проект по колебанию уровня озер Евразии (координатор Сэнди Харрисон, Швеция), результаты которого опубликованы в виде двух монографий (Tarasov, Harrison et al., 1994; Tarasov, Puschenko et al., 1996).

В настоящее время в рамках EPD разрабатывается Европейская программа по пыльцевому мониторингу (координатор Шейла Хикс, Финляндия). Суть проекта заключается в том, что в специальных пыльцеуловителях накапливается пыльца за несколько лет. Ежегодно материал из ловушки анализируется и сравнивается как с предыдущим, так и с последующим годом. Ловушки устанавливаются в разных растительных формациях.

С территории бывшего СССР в данный проект приглашены ученые из Эстонии, Литвы, Латвии и Грузии. Проект начал разрабатываться с 1996 года на рабочем семинаре в Финляндии. В 1997 году была встреча участников в Эстонии, а в апреле 2000 года намечается семинар в Англии, где будет сделан последний отчет о проведенной работе. Первые результаты опубликованы в журнале "Grana" и "Acta palaeobotanica" (Hicks et al., 1999; Kvavadze, 1999). Данные пыльцевого мониторинга во многом дополняют и усовершенствуют принципы расшифровки ископаемых пыльцевых спектров, тем самым полученные результаты будут максимально приближаться к истинным. Они будут храниться в Европейской пыльцевой базе данных, куда грузинские ученые уже имеют доступ, и это несомненно принесет большую пользу развитию науки в Грузии.

Литература

Андреев А.А., Тарасов П.Е. Европейская пыльцевая база данных (EPD, Arles, France): история создания, принципы формирования и возможности использования //Тез. VIII Всерос.-палеонолог. конф. М. 1996. С.10.

EPD Newsletter. 1994. N5. Arles. 9 p.

EPD Newsletter. 1998. N8. Arles. 15 p.

Hicks Sh., Tinsley H. et al., Kvavadze E. et al. European Pollen Monitoring Programme. Perspective and Actual. Grana. 1999.

Kvavadze E. The first results of Pollen Monitoring Programme in the Caucasus mountains (Georgia) //Acta palaeobotanica .1999. 39 (1). P.171-177.

Tarasov P.E., Harisson S. et al. Lake status records from the Former Soviet Union and Mongolia: Data Base Documentation //Palaeoclimatology Publications Series Report No.2, Boulder, Colorado USA. 1994. 274 p.

Tarasov P.E., Pushenko M.Ya. et al. Lake status records from the Former Soviet Union and Mongolia: Documentation of the second version of the Database. World Data Center-A for palaeoclimatology NOAA-NGDC Palaeoclimatology Program. Boulder, Colorado. USA. 1996. 224 p.

ХВОЙНЫЕ ФЛОРА ГРУЗИИ МИНУВШИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭПОХ

К.И.Чочиева, Е.А.Цагарели

Институт палеобиологии АН Грузии
ул. Ниагварская, 4а, 380008 Тбилиси

Хвойные – одни из древнейших, а с позднего триаса-ранней юры и постоянных составляющих флоры Грузии. В отложениях рэты, обнажающихся на Локском и Дзирульском массивах, найдены остатки древнейших и некогда почти повсеместно распространенных таксонов, вымерших семейств хвойных – *Podozamitaceae* и *Palyssiaceae*. С позднего лейаса, однако, в палеофлоре Грузии появляются таксоны хвойных, поныне представленные в древесном пологе суши. С палеогена фиксируется становление довольно обширного ядра родов хвойных, которые вплоть до плейстоцена встречались во флоре рассматриваемой территории. С миоцена проступает региональная дифференцированность растительности Грузии. Ареалы большинства хвойных, а также папоротниковидных и цветковых со связями в тропиках и субтропиках концентрируются в пределах Колхидской флористической области. Богатство и разнообразие хвойных флоры Колхидского рефугиума с особой рельефностью проступает с посткиммерийского времени, на фоне неуклонного обеднения цветковых вечнозелеными. Поздний плиоцен характеризуется господством хвойных и летнезеленых покрытосеменных. В чаудинском веке, или менее миллиона лет назад, лесной покров Колхиды еще создавали представители не менее семнадцати родов хвойных, в то время как сегодня состав хвойных флоры Грузии, как и всего Кавказа, исчерпывается единичными видами *Taxus*, *Abies*, *Picea*, *Pinus* и относительно многочисленными *Juniperus*.

THE CONIFERS OF GEORGIAN FLORA IN THE PAST GEOLOGICAL EPOCHS

K. Chochieva, E. Tsagareli

Institute of Paleobiology of Georgian Academy of Sciences
Niagvari str. 4a, 380008 Tbilisi

The conifers are the oldest, and since the Late Triassic-Early Jurassic, permanent constituents of Georgian flora. In the Rhaetian sediments, which crop out on Loki and Dzirula massifs, the remnants of ancient and once widely spread taxa of the conifers such as families *Podozamitaceae* and *Palyssiaceae* have been found. However, since the Late Liassic, in the paleoflora of Georgia the conifer taxa, which are presented in the current terrestrial wood-bed do emerge as the Paleogene establishment of one of the main conifers genera has been determined, which have been encountered on the observed territory till the Pleistocene. Since the Miocene the regional differentiation of Georgian plants does occur. The areas of the most conifers, as well as of the ferns and flowering plants associated with tropics and subtropics, are concentrated within the Colchida floristic region. The conifers flora richness and diversity of the Colchida refugium is most prominently shown in the post-Kimmerian period, against a background of the incessant decline of the evergreen flowering plants. The Late Pliocene is characterized with dominance of the conifers and summer-green flowering plants. In the Chaudian age, or less than one million years ago, the forest cover of Colchida was still presented by: *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Tsuga*, *Pseudotsuga* (?), *Keteleeria*, *Cedrus*, *Sequoia*, *Sequoiadendron*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*, *Athrotaxis*, *Cunninghamia*, *Cupressus*, *Chamaecyparis*, *Libocedrus* etc.

In the meantime content of Georgian conifers, as well as that of the whole Caucasus, is limited with single species of *Taxus*, *Abies*, *Picea*, *Pinus*, and relatively numerous *Juniperus*. In spite of the years this phenomenon remains one of most complex and interesting problem of paleobiology.

Первые следы хвойных на территории Грузии датируются поздним триасом-ранней юрой. В отложениях рэты, обнажающихся в Южной и Западной Грузии, найдены отпечатки листьев и олиственных побегов древнейших и некогда почти повсеместно распространённых таксонов вымерших семейств хвойных – *Podozamitaceae* и *Palyssiaceae* (Лоладзе и др., 1978). Из нижнелейасовых отложений Абхазии и Имерети было выделено небольшое количество пыльцевых зерен группы *Paleoconiferus* и *Paleopinus*, характеризующихся нечетко скульптированной

эскиной. Незначительным оказалось содержание пыльцы хвойных и в среднеплейасовых отложениях Западной Грузии, хотя согласно Б.Д.Карашвили (1973), пыльца Classapollis наблюдалась во всех выделенных ею спектрах. С ранней юры в Грузии фиксируется существование родов хвойных, виды которых поныне образуют лесной покров суши. Из отложений, слагающих ахейскую свиту, а также свиту листоватых сланцев с конкрециями и нижнюю часть сорской свиты, выделен спорово-пыльцевой комплекс с Araucariaceae (2-3%) и *Sciadopitys* (0,5 -5%). В комплексе же спор и пыльцы, выделенном Б.Д.Карашвили (1977) из сорской свиты в обнажениях хребта Ахук-Дара и керна скважин участка Авадхарского ртутного поля (Абхазия), наряду с *Paleoconiferus assacatus* и *Piceites latens* приводится *Picea* sp. Находка пыльцы ели в верхнеплейасовых отложениях Абхазии свидетельствует о глубокой древности и редчайшей длительности существования рода *Picea* во флоре Грузии. Рода, полуэндемичный вид которого - *Picea orientalis* Link является ныне одним из основных эдификаторов темнохвойных лесов Кавказа.

Флора начала средней юры бедна хвойными. Не исключено, однако, вероятности, что предположение это ошибочно и обусловлено лишь редкостью исследованных выходов флороносных слоев байоса (Якобидзе и др., 1983). Тем более, что бат предстаёт как время кульминационного расцвета мезозойских хвойных Грузии. Во всяком случае, это несомненно самая богатая хвойными мезозойская флора Западной Грузии. Согласно исследователям растительных остатков, фоссилизированных в юрских отложениях Грузии, келловейская флора не отличалась таксономическим разнообразием хвойных, несмотря на то, что в спектрах келловейских отложений пыльца их достигала 70-80%, сама же порода была буквально забита отпечатками веточек *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* (Долуденко, Сванидзе, 1969). Келловеем же датируются в Грузии первые следы *Protoconiferus*, *Pseudopinus*, *Tsugaepollenites*, *Walchites*, *Podocarpus*, *Cupressaceae*. Следы таксонов, отмечавшихся на Северном Кавказе еще в плинсбахе (Ярошенко, 1965). Пыльца Cupressaceae - Taxodiaceae, характерная для пыльцевых спектров келловей Северного Кавказа, в Грузии отмечается с келловей-оксфорда. С этого же времени постоянным компонентом ее флор становится род *Pinus*.

Остатки меловой флоры в Грузии известны пока что только на Дзирульском массиве (Лолодзе, 1983). Это было прекрасное открытие, но флора, думается, еще слабо изучена и ждет своего исследователя. Родовой состав хвойных невелик. Для флоры апта Е.М.Лолодзе приводит *Araucarites charatishvili*, *A.heterocaulus*, *A.latus*, *Araucarites* aff.*vassilevskae*, *Araucarites* sp.a,b, *Pagiophyllum bellum*, *P.setosum*, *Pagiophyllum* sp. *Sequoia caucasica*, *Sequoia* sp.a,b, *Glyptostrobus* aff.*groenlandicus*, *G.stenocaulus*, *Glyptostrobus* sp. a,b. Пожалуй, находка именно секвойи и глиптостробуса определяет оригинальность меловой флоры Дзирульского массива. Это самые ранние следы “живых ископаемых” на территории Грузии. Оба таксона принадлежат одному из древнейших и своеобразнейших семейств хвойных - Taxodiaceae. Семейству, моно- и олиготипные роды которого придают сегодня особый колорит растительности Северной Америки, Японии, Китая, Тасмании, в прошлом же - и растительности одного из древнейших и уникальнейших рефугиумов северного полушария - Колхиды. Как и ногоплодник, ель, сосна, зонтичная сосна, *Sequoia* и *Glyptostrobus* являются показателями значительного разнообразия и древности древостоя хвойных в растительном покрове Грузии.

Выходы флороносных слоев палеогена прослежены на юге и юго-востоке Грузии. Основное средоточие их - эоценовые и олигоценые отложения Ахалцихской депрессии. Они все еще в процессе изучения, но несомненную ограниченность опубликованных данных (Узнадзе, 1967; Панова и др., 1984; Аваков, 1989; Малигонова, 1989) очень интересны и позволяют предполагать, что в палеогене существовала уже сложившаяся богатая флора покрытосеменных тропико-субтропического типа, со значительной примесью хвойных. Так если лесной покров Грузии продолжали слагать *Araucariaceae*, *Podocarpus*, *Sciadopitys*, *Taxodiaceae* gen. indet, *Picea* и *Pinus*, то в палеогене состав их расширился за счет древостоя *Podocarpaceae* gen. indet, *Abies*, *Keteleeria* и *Cedrus* (Панова, 1980; Панова и др., 1984; Аваков, 1989). Состав неогеновых флор Грузии выявлен значительно полнее, чем и объясняется, в какой-то степени, естественно, большее разнообразие в них хвойных: *Araucaria*, *Dacrydium*, *Phyllocladus*, *Podocarpus*, *Cephalotaxus*, *Taxus*, *Torreya*, *Abies*, *Cathaya*, *Cedrus*, *Colchidia*, *Keteleeria*, *Picea*, *Pinus*, *Pseudotsuga*, *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Sequoia*, *Sequoiadendron*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*, *Athrotaxis*, *Cunninghamia*, *Cupressus*, *Chamaecyparis*, *Libocedrus*, *Thuja*, *Juniperus* (Колаковский, 1973; Рамишвили, 1982; Чочиева, 1992). Таксоны эти, часть из которых слагала растительный покров Грузии на протяжении юры, мела, эоцена, олигоцена, миоцена и плио-

цена, являют собой неоспоримое свидетельство преемственности ископаемых флор Грузии и их автохтонной трансформации во времени.

Примерно с конца миоцена прослеживается региональная дифференцированность растительности Грузии. Поэтому бедность или богатство хвойными, например, показатели не столько возрастных особенностей той или иной флоры, сколько специфики палеогеографических условий той части рассматриваемой территории, где происходило отложение слоев, несущих растительные остатки.

Раннемиоценовые флоры выявлены пока только в Восточной Грузии (Джапаридзе, 1982). По отпечаткам шишек, хвои и олиственных побегов были определены *Picea metechensis*, *Pinus taedaiformis*, *Pinus* sp., *Glyptostrobus europaeus*, *Taxodium dubium*, *Libocedrus salicornioides*. Данные относительно скудные, но тем не менее говорящие о разнообразии стадий хвойных Восточной Грузии.

В богатейшем и многоликом комплексе тарханских отложений Рачинско-Лечхумской синклинали, состоявшем из спор и пыльцы тропических, субтропических и теплоумеренных растений, хвойные представлены родами *Podocarpus*, *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Cryptomeria japonica*, *Taxodiaceae* gen. indet. (Ананишвили, Пурцеладзе, 1976). Еще разнообразней состав хвойных флоры Западной Грузии конца среднего миоцена (Раишвили, 1982). Помимо уже известных родов, здесь впервые были встречены *Dacrydium*, *Tsuga*, *Cathaya*, *Pseudolarix*. Не менее разнообразен состав хвойных в раннеплиоценовых флорах Грузии, в особенности же - Колхидской флористической провинции (Пурцеладзе, Цагарели, 1974). Однако с наибольшей рельефностью богатство Колхиды хвойными проступает в посткиммерийских флорах, на фоне папоротниковидных и цветковых, неуклонно редующих таксонами тропического и субтропического корня. Во флоре кувальницкого века, например, хвойные были представлены *Abies nordmanniana*, *A.alba*, *A.cilicicaeformis*, *A.aff.cephalonica*, *Pseudotsuga* sp., *Tsuga diversifolia*, *T.canadensis*, *T.patens*, *T.aculeata*, *T.aff.yunnanensis*, *T.aff.blaringheimi*, *T.korenevae*, *T.sivakii*, *T.meierii*, *T.pattoniana*, *Picea orientalis*, *P.minor.*, *P.complanataeformis* *P.aff.schrenkiana*, *Picea* sp., *Keteleeria caucasica*, *Sequoia* sp., *Cryptomeria japonica*, *Taxodiaceae* gen. sp., *Sciadopitys verticilatifolia*, *Cupressus* indet., *Podocarpus*, *Phyllocladus* sp. Почти аналогичный спектр выделен И. И. Шатиловой (1984:9) и из отложений гурия. В чаудинском веке, изучение флоры которого и раскрыло в сущности истинное богатство Колхиды хвойными (Чочиева, 1975; Шатилова, Мchedlishvili, 1980; Мамацашвили, Чочиева, 1988), древостой ее лесов создавали *Podocarpus*, *Dacrydium* (Podocarpaceae), *Taxus* (Taxaceae), *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus* (Pinaceae), *Sequoia*, *Sequoiadendron*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*, *Athrotaxis*, *Cunninghamia* (Taxodiaceae), *Cupressus*, *Chamaecyparis*, *Libocedrus*, *Juniperus* (Cupressaceae). Не следует забывать при этом, что большая часть этих таксонов была представлена по меньшей мере двумя видами, а некоторые - тремя и более. Анализ образцов из выходов отложений Чаудинского бассейна в окр. с.с.Окване-Нацхвара, Джиханджири, Цвермагала, Джапареули, Шава, Нагобилеви, Хварбети позволяют предполагать, что *Podocarpus*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Picea*, *Pinus* были самыми распространенными породами хвойных в Грузии, хотя их роль в сложении ее растительного покрова была, конечно, отнюдь не равнозначна. По имеющимся данным (Колаковский и др., 1973; Чочиева, 1992), *Podocarpus*, встречавшийся во флоре Грузии с низов юры по плейстоцен, в спектрах всех отложений, исключая меотические (Пурцеладзе, Цагарели, 1974; Шатилова и др., 1990), отмечался по единичным пыльцевым зернам. Почти столь же редка была пыльца и другого рода ногоплодниковых - *Dacrydium*. В отличие от этих таксонов *Abies*, *Tsuga*, *Picea* и *Pinus* не просто постоянные составляющие всех выделяемых спектров, но именно их пыльце принадлежит львиная доля пыльцы хвойных не только чаудинских, но и всех мио-плиоценовых отложений Гурии. К примеру, из восьми образцов, взятых на палинологический анализ из основного разреза чаудинских отложений Гурии (с.Нагобилеви, левый берег р.Чахвата) Н.С.Мамацашвили было выделено свыше тысячи пыльцевых зерен хвойных, 406 из которых оказались принадлежащими пихте, 269 - тсуге, 210 - сосне, 161 - ели, 40 - кедру, 27 - дакридиуму, 15 - подокарпу, 3 - секвойе, 2 - криптомерии, 8 - не определенным до рода таксодиевым. Свидетельствуя о широком развитии горных хвойных лесов и позволяя допустить вероятность выработки к этому времени их моно- и олигодоминантных структур, данные палинологии склоняют нас вместе с тем к предположению и неуклонного сокращения в лесном покрове Колхиды древостоя таксодиевых, как видимо, и древостоя ряда других таксонов, не встречающихся ныне в естественном растительном покрове Грузии и являющихся элементами флор стран, на сотни ки-

лометров отстоящих от рассматриваемой территории. Процесс, казалось бы, естественно вписывающийся в закономерности развития палеофлор Европы (Suc and Zagwejn, 1983; Gibbard et al., 1991). Однако находка в чаудинских отложениях (1,2-0,8 млн.лет) Западной Грузии опада хвойного леса типа современных береговых лесов Калифорнии (Чочиева, 1975) убеждает в специфичности развития растительного мира Колхиды. В поразительной замедленности темпов преобразования ее природы на протяжении кайнозоя, что существенно разнит этот древний, своеобразнейший рефугиум лесных флор минувших геологических эпох от преобладающего большинства других флористических провинций. Так, в то время, когда во флоре Европы исчезали или уже исчезли следы редких “экзотов” или, так называемых, северо-американских и восточно-азиатских элементов, в приморской полосе Колхиды, в глубоких влажных и тенистых ущельях ее рек и на склонах окаймляющих их гор еще росли *Sequoiadendron*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*, *Athrotaxis*, *Cunninghamia*, *Cupressus*, *Chamecuparis*, *Libocedrus*... За пределами нынешних естественных ареалов этих таксонов еще не наблюдалось их столь длительного существования и сообитания на одной и той же территории, в особенности же сообитания столь многочисленных родов семейства таксодиевых. Спорово-пыльцевые спектры отложений постчаудинских бассейнов Грузии уже несут следы неуклонного обеднения на протяжении антропогена всех основных систематических групп флоры Колхиды, с особой резкостью сказавшегося, однако, на составе хвойных. Полностью исчезли ногоплодниковые и таксодиевые, одни из самых стойких компонентов ее ископаемых флор. Значительно поредело семейство сосновых. Сократился не только родовой состав Pinaceae, но уменьшилось и видовое разнообразие родов, поныне представленных в растительном покрове Грузии. Из кипарисовых сохранился лишь род *Juniperus*, редко и только по единичным остаткам отмечавшийся в ископаемом состоянии. Ныне же - самый богатый видами род *Coniferales* Грузии. Тем не менее эдификаторами высокоствольных хвойных лесов Грузии, как и всего Кавказа, являются немногочисленные виды *Taxus*, *Abies*, *Picea* и *Pinus*, составляющие менее четверти родового разнообразия хвойных, в преддверии антропогена еще слагавших ее лесной покров.

Таким образом, за время, исчисляемое менее чем в миллион лет, из состава древесных флоры Грузии исчезло свыше семнадцати родов или более 70% хвойных. По мощи и темпам этот феномен можно сравнить лишь с вымиранием крупных млекопитающих, в антропогене же и имевшем место (Van Valen, 1970).

Несмотря на годы, явление это все еще остается одной из сложнейших и интереснейших проблем палеобиологии.

Литература

- Аваков Г.С. Эоценовая флора Ахалцихе. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 80с.
- Ананишвили Г.Д., Пурцеладзе Х.Н. Палинологическая характеристика тарханских отложений Западной Грузии (Рачинско-Лечхумская синклиналь) // Сообщ. АН ГССР. 1976. 82(2). С. 421-424.
- Джапаридзе И.Н. Раннемиоценовая флора Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1982. 118 с.
- Долуденко М.П., Сванидзе Ц.И. Позднеюрская флора Грузии // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 178. М.: Наука. 117 с.
- Карашвили Б.Д. К палинологической характеристике юрских отложений Абхазской АССР // Палинологический метод в стратиграфии (Тр. ВСЕГЕИ). Нов. сер. 1973. Т. 195. С. 60-72.
- Карашвили Б.Д. Спорово-пыльцевые комплексы нижнеюрских отложений Западной Грузии // Палинологические исследования в Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1977. С. 69-77.
- Колаковский А.А. и др. Каталог ископаемых растений Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1973. 322 с.
- Лоладзе Е.М. Позднеюрская и раннемеловая флора Западной Грузии // Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1983. С. 1-24.
- Лоладзе Е.М., Сванидзе Ц.И., Якобидзе Е.Б. Мезозойские хвойные Грузии // Тр. Груз. политех. инст. 1978. 4 (205). С. 39-42.
- Малигонова Е.Ю. Палинофлоры позднего эоцена и раннего олигоцена Грузии. Палинологические таксоны и биостратиграфия. Саратов. 1989. С. 74-81.

- Мамацашвили Н.С., Чочиева К.И. О находке пыльцы “экзотов” в голоценовых отложениях Колхиды //Проблемы голоцена.Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба. 1988. С. 17-22.
- Панова Л.А. Палинокомплексы палеоцена и эоцена Центральной части Северного Кавказа //Палеомикрофитологические исследования для целей стратиграфии (Тр. ВСЕГЕИ). Нов. сер. 1980. Т. 305. С. 66-79.
- Панова Л.А., Малигонова Е.Ю., Табачникова И.П. Миоспоры и нанопланктон эоцено-олигоценых отложений северного борта Ахалцихской депрессии //Споры и пыльца в отложениях фанерозоя (Тр. ВСЕГЕИ). Нов.сер.1984. Т.327.С. 74-93.
- Пурцеладзе Х.Н., Цагарели Е. Л. Мэотическая флора Юго-Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1974. 182 с.
- Рамишвили И.Ш. Среднемиоценовая флора Грузии по палинологическим данным. Тбилиси: Мецниереба. 1982. 138 с.
- Узнадзе М.Д. Некоторые данные об эоценовой флоре окрестностей г.Ахалцихе (Груз.ССР) // Сообщ.АН ГССР. 1967. 46 (I). С.131-134.
- Чочиева К.И. Хварбетский ископаемый хвойный лес. Тбилиси: Мецниереба. 1975. 106с.
- Чочиева К.И. Каталог ископаемых хвойных. Тбилиси: Мецниереба. 1992. 106 с.
- Шатилова И.И. История развития позднеплиоценовой растительности Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1984. 57 с.
- Шатилова И.И., Мchedlishvili Н.Ш. Палинологические комплексы чаудинских отложений Западной Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба. 1980. 93с.
- Шатилова И.И., Рухадзе Л.П., Мchedlishvili Н.Ш., Махарадзе Н.В., Майсурадзе Л.С., Векуа М.Л. Меотическая флора Гудоу (Западная Грузия). Препринт. Тбилиси. 1990. 12 с.
- Якобидзе Е.Б., Карашвили Б.Д., Сванидзе Ц.И. Новые данные о микрофлоре и спорово-пыльцевых комплексах байосских отложений Западной Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1983. 110(3). С. 545-548.
- Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 117.108 с.
- Gibbard, P.L. West, R.G. Zagwijn, W.H., Balson, R.S., Burger, A.W., Funnell, B.M. Jeffery, D.H. et al. Quaternary Science Reviews. 1991. Vol 10. Pp. 23-52.
- Van Valen, I. Proc. North American Paleont. Convention. Allen Press Inc. / Lawrence, Kansas 66044 USA/ 1970.VOL. I: 369-485.
- Suc, J-P. and Zagwijn, W.H. Plio- Pleistocene correlation between the north-western Mediterranean region and north-western Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. Boreas, Oslo. 1983. Vol. 12. Pp. 153-166.

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

Р.А. Гамбашидзе¹, М.И. Церетели²

¹ Институт геофизики АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/1, 380093 Тбилиси

² Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В течение мелового периода в Юго-Восточной Грузии намечаются три седиментационных цикла, подразделяющихся на трансгрессивную и регрессивную части. Первый из циклов начинается в берриасе и достигает своего максимума в среднем альбе. Регрессивность позднего альба-раннего турона обусловлена австрийской фазой тектогенеза. Трансгрессивная часть второго цикла совпадает с поздним туроном - ранним сантоном. Регрессивность позднего сантона обусловлена субгерцинской фазой складкообразования. Трансгрессивная часть охватывает поздний сенон. Регрессивность дания и частично монта связана с ларамийской фазой складкообразования. Вся поздне меловая история геологического развития территории Юго-Восточной Грузии подразделяется на пять этапов. В интервале сеноман-ранний турон в мелководном (глубиной около 100-120 м) морском бассейне наметились Локский и Храмский острова (суши?), а также Ивановско-Ирагский остров. В отрезке поздний турон-ранний сенон названные острова опустились под уровень моря. В позднем сантоне опять появились крупные и мелкие острова, а также подводные поднятия. В кампане и раннем маастрихте все надводные постройки исчезли. В конце маастрихта, в датском веке и в начале монта интенсивно размывались вновь возникшие поднятия. В переходном от маастрихта к данию периоде исчезли почти все роды планктонных фораминифер, а микроцарство представлено бентосными родами, перешедшими из позднего сенона.

ON THE GEOLOGICAL HISTORY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE SOUTH-EAST GEORGIA IN THE LATE CRETACEOUS EPOCH

R. Gambashidze¹, M. Tsereteli²

¹ Institute of Geophysics of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/1, 380093 Tbilisi

² Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

There were three sedimentary cycles during the Cretaceous period in South-Eastern Georgia. Each of these cycles is subdivided on transgressive and regressive parts. The first cycle embraces time interval from the Beriassian to the Early Turonian. The transgression reached its maximum in the Middle Turonian subage. The Late Albian-Early Turonian regression is conditioned by Austrian phase of tectogenesis.

The second cycle prolonged from the Late Turonian substage to the Santonian stage (inclusive). The sea transgression coincides with the Late Turonian-Early Santonian time interval. The Late Santonian regression provoked by the Subhercynian orogenic phase. The transgressive part of the third cycle of sedimentation embraces the Late Santonian substage. The regressivity of the Danian age and the Early Montian is partially connected with the Laramian orogenic phase. The Late Cretaceous history of the geological development of the South-East Georgia may be subdivided into five stages.

During the Cenomanian-Early Turonian stage within the shallow sea basin two rather large islands Locki and Khrami (land ?) and also Ivanovka-Iraga small island in shallow (about 100-120 m) sea were outlined. During the following the Late Turonian-Early Santonian stage all islands subsided under the sea level. During the next Late Santonian stage the big and little islands and submarine uplifts appeared again. The Campanian-Early Maastrichtian stage is characterized by disappearing of every underwater structure.

In the Uppermost Maastrichtian, Danian and lowermost Montian the submarine uplifts were eroded and volcanic activity stopped also.

During the transitional period from the Maastrichtian to Danian almost all genera of the planctonic foraminifera disappeared. The reinforcement of benthic microkingdom is connected with the genera transiting from the Late Senonian.

В разрезе мела Юго-Восточной Грузии различаются отложения трех седиментационных циклов, подразделяющихся со своей стороны на трансгрессивную и регрессивную части. Последняя обусловлена соответствующей фазой тектогенеза. Для трансгрессии характерны кратковременные задержки с воздыманием отдельных ограниченных участков на общем фоне погружения обширных ареалов (Гамбашидзе, 1984).

Первый седиментационный цикл начинается в берриасе. Трансгрессия достигает максимума своего развития в среднем альбе. Позднеальбско-раннетуронский отрезок времени соответствует регрессивной части цикла, обусловленной австрийской орофазой.

Второй цикл совпадает с интервалом поздний турон-сантон. При этом позднеуронско-раннесантонский отрезок - трансгрессивный, а регрессивная часть (поздний сантон) – соответствует субгерцинской фазе складчатости.

Третий цикл охватывает кампан-даний и частично монт. Трансгрессивная часть цикла совпадает с кампаном и маастрихтом, регрессивная же - с данием и началом монт. Регрессия обусловлена ларамийской фазой складчатости.

Всю позднемеловую историю региона можно подразделить на пять этапов.

Сеноманско-раннетуронский этап охватывает позднемеловую часть берриаско-раннетуронского цикла. Широкое распространение вулканогенно-осадочных образований в сеноманском веке на перифериях Артвинско-Болнисской глыбы свидетельствует о существовании в этой области эпиконтинентального морского бассейна глубиной в 200-500 м с достаточно крупными островами (сушами) на месте современных выступов верхнепалеозойского кристаллического фундамента. Площадь Храмского острова была сокращена, на что указывает трансгрессивное залегание известняков сеномана на туффитах карбонового возраста.

На большей части северной периферии Локского выступа нижнесеноманские отложения тектонически контактируют с верхнепалеозойскими и юрскими образованиями. На западной периферии выступа по р. Шавцкала (правый приток р. Мошевани) нижнесеноманские отложения опретской свиты ложатся с размывом на образования нижней юры. Не исключено, что сеноманское море покрывало определенную часть Локского выступа.

С позднего сеномана наметилась тенденция усиления погружения Артвинско-Болнисской глыбы, что привело к оживлению вулканической деятельности. Вместе с этим регрессия, обусловленная движениями австрийской орофазы, более четко намечается на Храмском выступе, где колебания морского дна четко зафиксированы в отложениях (Гамбашидзе, Хуцишвили, 1975). Подтверждением подобных явлений служит находка в вулканогенных отложениях синклинальной депрессии, расположенной между Локским и Храмским выступами (с.Рачисубани), окатанной глыбы песчанистого известняка с *Mariella cenomanica* (Schlueter) сеноманского возраста (Гамбашидзе, Надареишвили, 1987). Это обстоятельство, наряду с присутствием внутриформационных конгломератов, является доказательством проявления движений австрийской фазы складкообразования.

Храмский и Локский острова (полуострова ?) разобщены друг от друга Болнисским заливом, который увязывается с расположенным восточнее Акстафским заливом. В первом заливе предполагается существование подводных поднятий (или островов), что подтверждается наличием явных следов размыва в разрезах сеномана.

Храмский остров располагался в северо-западной части рассматриваемого района, у края Артвинско-Болнисской глыбы. Установлено, что эта структура перед средним сеноманом представляла собой ареал, если не полного, то частичного размыва.

У восточной периферии Храмского выступа в районе сс. Ивановка и Ирага в сеноманском бассейне намечается маленький остров, сложенный кварц-порфирами кристаллического фундамента (Гамбашидзе, 1984).

Колебания морского дна, а также наличие над- и подводных поднятий обусловили появление пластов мелкообломочных конгломератов, а также формирование вулканогенных фаций в их разнобразии. Появление в отложениях глауконита указывает на глубину эпиконтинен-

тального моря порядка 150-200 м, а также на температуру воды в 15-17° (Гамбашидзе, Ясаманов, 1980).

Отсутствие глубоководных обитателей свидетельствует о небольших (100-120 м) глубинах бассейна. Представители фораминифер снабжены морфологическими элементами приспособления к неглубоководному режиму.

Со среднего сеномана намечается ускорение обмеления бассейнов. Появляются глауконитовые песчаники и явно мелководная фауна (Гамбашидзе, 1984). С этой части разреза связано исчезновение или же резкое обеднение микрофауны, что подтверждает существование бассейнов, не только с небольшой глубиной, но и крайне активной гидродинамикой. В конце сеномана глубина бассейнов резко уменьшается, на что указывает преобладание в комплексе микрофауны представителей неглубоководного рода *Hedbergella*. Таксономическая бедность планктонных и бентосных форм является следствием неблагоприятных для их существования условий, как на дне бассейнов, так и в толще воды.

Исследования ростров белемнитов на содержание в них O_{16} показывают, что температура поверхностных вод сеноманского бассейна Грузии, в основном, колебалась в пределах 17,5 - 21°, а местами этот показатель составлял 15-16°. Низкая температура обусловлена поступлением масс холодной воды бореальной области (Гамбашидзе, Ясаманов, 1980).

На рубеже сеномана и турона Ивановско-Ирагский остров вновь покрылся неглубоким морем. В течение последних импульсов австрийской орофазы этот участок опять превратился в область сноса (рис. 1).

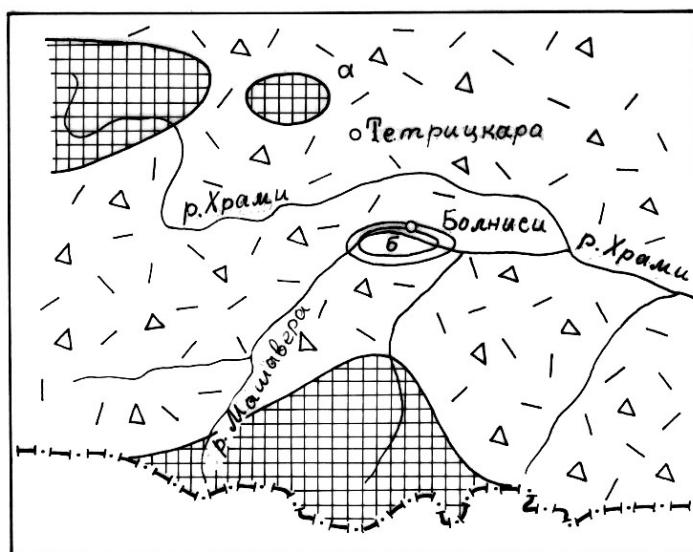


Рис. 1. Палеогеография и фации сеноманско-раннетуронского этапа
1-суша; 2- подводные поднятия; 3- туфобрекчии; а- Ивановско-Ирагский остров; б- Болнисское поднятие



В раннем туроне завершается начавшийся в берриасе тектоно-седиментационный цикл, регрессивная часть которого соответствует альбско-раннетуронскому отрезку геологического времени.

Позднетуронско-раннесантонский этап. В позднем мелу продукты вулканической деятельности Артвинско-Болнисской глыбы превосходили по общему объему продуктов карбонатного осадконакопления. В мощных толщах туфов, туфоизвестняков и дацит-риолитов наблюдаются маломощные и редкие слои известняков.

Судить о батиметрических условиях морского бассейна можно по грубоскульптурированным иноцерамам, рудистам и брюхоногим, заселяющим подводные вулканические поднятия (Гамбашидзе, 1984). Трангрессия позднего турона способствовала усилению связей с бассейнами Средней и Западной Европы, а также Средиземноморья.

Температура воды, определенная по содержанию O_{16} в раковинах иноцерамов, достигала 20-21°. Повышение этого показателя связано с поступлением теплых средиземноморских вод и оживлением подводного вулканизма.

На всей территории Грузии в позднем туроне имело место спокойное погружение морского дна, в результате чего значительно увеличилась площадь, занятая морской водой. Многие острова исчезли. Продолжали существовать, хотя и сокращенные по площади, Храмский и Локский (?) острова.

Палеотемпературными исследованиями установлено, что в коньякском веке температура морской воды, по сравнению с туронским, понизилась на $2-4^{\circ}$, что определило обеднение родового состава брюхоногих и рудистов. Понижение температуры объясняется углублением бассейнов и общим похолоданием. Резкое уменьшение терригенного компонента в отложениях коньякского яруса указывает на практическое исчезновение Локского и Храмского островов.

Значительное изменение палеогеографических условий в раннем сантоне не наблюдается. Колчеданно - барит - полиметаллические оруднения, установленные в Юго-Восточной Грузии, связаны с вулканическими аппаратами, возникшими, скорее всего, в то время. Начиная с позднего турона наблюдается интенсивное поступление туффоидного материала в морские бассейны. В это время на северной периферии Локского выступа существовали надводные вулканические аппараты (Сакдриси) (Гугушвили и др., 1984). Связанные с подводными вулканическими конусами (кальдеры) до десяти оруднений можно объединить в [рамскую и машаверскую группы. Это обстоятельство дает возможность наметить несколько подводных поднятий (Баличи, Сакдриси, Питарети), расположенных между Локским и Храмским выступами фундамента. Продолжавшееся в раннем сантоне погружение Грузинской глыбы открыло путь для поступления холодных бореальных вод на юг. Этим обстоятельством можно объяснить понижение температуры воды до $15-17^{\circ}$ и появление на территории Грузии среднеевропейских иноцерамов.

В конце **позднесантонского этапа** вулканическая активность значительно понизилась. Обогащение известняков терригенным материалом указывает на существование подводного поднятия или маленького острова в районе Храмского выступа.

Наличие внутрiformационных конгломератов и поверхностей размыва в прилегающих к Маднеульскому месторождению разрезах также позволяет предположить существование подводных поднятий в этой местности.

Малые глубины бассейна подтверждаются характером материала отложений и специфической фаунистических комплексов. Это, в основном, грубоскульптурированные иноцерамы и морские ежи.

Согласно позднесантонской палеогеографической обстановке глубина бассейна составила 100-150 м. В нем были разбросаны относительно обширные части суши, острова и мелкие подводные поднятия. Наблюдаемые в это время движения земной коры связаны с проявлением субгерцинской фазы складчатости (рис. 2).

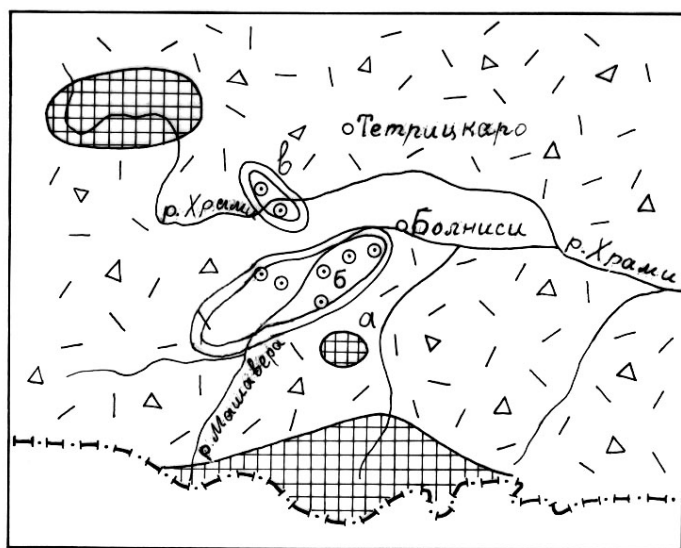
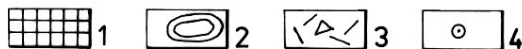


Рис. 2. Палеогеография и фации позднесантонского этапа

- 1-суша; 2-подводные поднятия;
- 3- туфобрекчии; 4- оруднение
- а - Баличский остров; б - Сакдрисское поднятие; в - Питаретское поднятие



Кампанско-

раннемаастрихтский этап. На Храмском выступе фундамента отложения кампанского яруса представлены белыми и серыми известняками с линзами кремня и прослоями мергелей. Вулканическая деятельность в это время практически прекратилась, наблюдаются лишь редкие прослои туфов. Храмский выступ в среднем кампане все еще был покрыт морской водой. Что касается геологической истории Локского выступа, то этот вопрос остается открытым, в силу отсутствия кампанского яруса в этой области. Исходя из мощностей отложений, можно предположить, что глубина морского бассейна кампанского века достигала не менее 180-200 м. Судя по остаткам аммонитов и белемнитов, в начале кампана температура воды открытого бассейна составляла 15-18⁰. Этот бассейн был тесно связан с морями соседней Русской платформы и различных областей геосинклинали Тетис (Гамбашидзе, Ясаманов, 1980).

Колебания в батиметрии морского бассейна от турана до маастрихта включительно, предопределили появление грубоскульптурированных, килеватых раковин родов, имеющих толстые и двух- или трехслойные утолщенные стенки (*Dicarinella*, *Marginotruncana*, *Rosita*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*). Роды, имеющие тонкостенные раковины, количественно резко уменьшаются или же вообще прекращают существование. Их место занимают роды с толстостенными раковинами. На общем фоне резкого уменьшения значения рода *Hedbergella* и полного исчезновения рода *Whiteinella* наблюдается возрастание количества видов рода *Marginotruncana*, хотя начиная с сантона количество экземпляров этого таксона постепенно уменьшается. Начинается существование и возрастание значения рода *Globotruncana*.

Позднемеловой бассейн Юго-Восточной Грузии был тесно связан со Средиземноморьем. Доказательством этого соображения являются высокие палеотемпературы, а также поступление в Юго-Восточную Грузию теплолюбивых моллюсков (иноцерамы, рудисты).

Максимум трансгрессии на рубеже кампана и маастрихта отражается в возрастании процентного соотношения известняков в отложениях и установлении широких связей с Тихоокеанскими, Среднеазиатскими, Средиземноморскими и Среднеевропейскими палеобиогеографическими областями (космополитные виды глоботрункан). На фоне общего потепления на температурный режим Кавказского бассейна значительное влияние оказывали течения теплой и холодной воды, поступающие из различных областей Евразии (Гамбашидзе, Ясаманов, 1980).

Позднемаастрихтско-данийский этап. В этом отрезке геологического времени проявились тектонические движения, обусловленные ларамийской фазой складчатости, на что соответственно реагировала фауна микрофораминифер уменьшением планктонных и полным сохранением бентосных видов. Вместе с этим, к концу маастрихта первенствовали роды *Abathomphalus*, *Rudoglobigerina* и *Rugotruncana*, которые приобрели ряд морфологических признаков, отличающихся от таковых их предков. Появились элементы, характерные для обитателей мелководья, раковины округлились, стали шаровидными, при этом их морфологические признаки более тяготеют к таковым рода *Hedbergella*, чем рода *Globotruncana*. Это обстоятельство указывает на их приспособление к условиям подвижной водной среды.

К концу маастрихтского века температура вод верхних слоев морской среды возрасла от 20 до 26⁰.

В позднем маастрихте и в начале дания продолжались импульсы ларамийской орофазы. Залегающие в известняках ущ. р. Храмы (с. Каракенд-Косоляр) внутриформационные конгломераты с хорошо окатанными гальками указывают на размыв подводных поднятий (рис. 3).

В переходный период от маастрихта к данию, в связи с палеоэкологическими изменениями, исчезают почти все планктонные роды фораминифер. Их место занимает род *Globoconusa*, достигающий своего расцвета в палеогене. Вместе с этим наблюдается заселение микроцарства бентоса за счет перешедших из позднего сенона родов - *Anomalina*, *Bolivina*, *Stensioina* и др. (Мревлишвили, Цагарели, 1988; наши наблюдения).

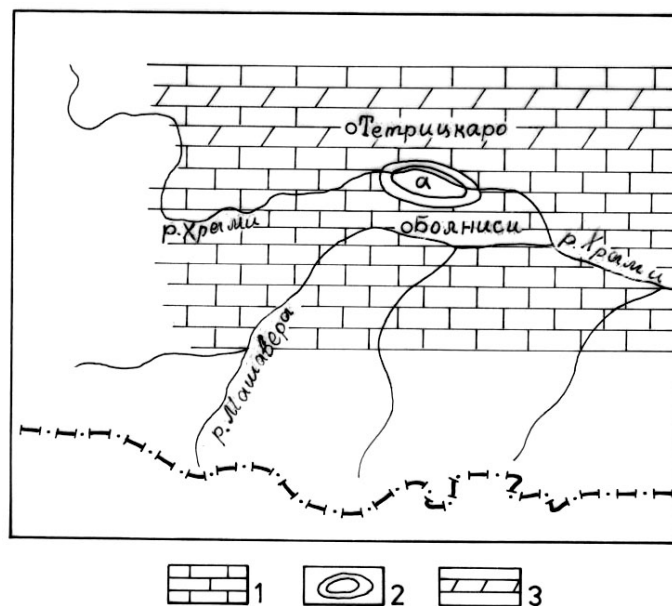


Рис. 3. Палеогеография и фации позднемаастрихтско-данийского этапа
1-известняки; 2 - подводные поднятия; 3 – мергели; а - Храмское (Каракенд-Косоляр) поднятие

Литература

Гамбашидзе Р.А. История геологического развития Грузии в позднемеловую эпоху //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.1984. Вып.82.110 с.

Гамбашидзе Р.А., Хуцишвили О.Д. О возрасте проявления блоковых движений на Храмском выступе кристаллического фундамента //Сообщ.АН ГССР. 1975. Т.78.3. С. 625-629.

Гамбашидзе Р.А., Надареишвили Г.Ш. Строение и этапы становления верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Юго-Восточной Грузии //Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях земли. Мат. V Всесозн. вулкан. совещ. Тбилиси: Мецниереба. 1987. С.152-171.

Гамбашидзе Р.А., Ясаманов Н.А. Некоторые особенности палеогеографии позднего мела Кавказа //ДАН АН СССР. 1980. Т.53. №6. 1415-1418 с.

Гугушвили В.И., Абхазова М.А., Багдасарян Г.П. Условия формирования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии //Советская геология. 1984. 11. С. 48-57.

Мревлишвили Н. И., Цагарели А. Л. Еще раз о границе между мезозоем и кайнозоем //Тр. ТГУ. 1988. 274. С. 8-20.

ВНОВЬ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

И. П. Гамкредидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В современной структуре земной коры, в пределах территории Грузии, выделяются следующие структурно-морфологические единицы первого порядка: I - Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа (Кавкасион), II - Закавказская межгорная область и III - Складчатая (складчато-надвиговая) система Малого Кавказа (Антикавкасион), которые в свою очередь состоят из тектонических единиц более высокого порядка.

Рассматриваются отличия приводимой схемы районирования от ранее опубликованных.

ONCE MORE ON THE TECTONIC ZONING OF THE TERRITORY OF GEORGIA

I. Gamkrelidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

In contemporary structure of Earth's crust within the territory of Georgia one can distinguish following structural-morphological units: I - Fold (fold-nappe) system of the Greater Caucasus (Kavkasioni), II - Transcaucasian intermontane area and III - Fold (fold-thrust) system of the Lesser Caucasus (Antikavkasioni), which in their turn consist of several tectonic units of higher order. Distinctions of proposed zoning scheme from the earlier published ones are considered.

На всех этапах развития геологической науки проблема типизации структурных форм земной коры и тектонического районирования подвижных зон, т.е. выделения качественно различных тектонических единиц, была весьма актуальной.

В последнее время, в связи с появлением в значительной мере универсальной глобальной концепции тектоники литосферных плит, назрел вопрос о новом шаге в этой области.

В настоящее время принято, что в историко-тектоническом аспекте главными структурными единицами земной коры и литосферы большей частью являются террейны. В пределах центрального сегмента Средиземноморского пояса, составной частью которого является Кавказ, и в том числе территория Грузии, выделяются следующие перемещенные террейны первого порядка или супертеррейны, которые большей частью являются составными (Gamkrelidze, 1997): Большекавказский, Черноморско-Центральнокавказский, Бейбут-Севанский, Анатолийский и Ирано-Афганский. В течение палеозоя, мезозоя и раннего кайнозоя эти террейны испытывали разнонаправленные горизонтальные перемещения внутри океанского пространства Прото-, Палео-, Мезо- и Неотетиса на расстоянии, как правило, превышающем горизонтальную протяженность самих террейнов, о чем свидетельствуют и палеомагнитные данные. По краям террейнов в течение всего этого времени эпизодически функционировали большей частью наклоненные к северу зоны субдукции, с которыми и были связаны эффузивные и интрузивные магматические процессы. В результате киммерийских и альпийских орогенетических движений отмеченные террейны последовательно были причленены к Евразийскому континенту, превратившись, таким образом, в аккреционные террейны.

В современной структуре они разделены достоверными или предполагаемыми (в случае их перекрытия постааккреционным осадочным чехлом) офиолитовыми швами. Вместе с тем, составные террейны часто содержат фрагменты террейнов, формировавшихся в различных геодинамических условиях: островодужных, окраинно-морских, внутритрокеанических и т.д.

Как известно, в составе террейнов обычно выделяются т.н. субтеррейны, которые отделены друг от друга разломами и отличаются своей геологической историей и различной современной структурой (Gamkrelidze, 1997). Нетрудно увидеть, что субтеррейны по существу представляют собой структурные единицы земной коры, которые обычно выделялись под названием складчатая зона, антиклинорий, синклинорий, межгорный или предгорный прогиб и т.д. В

процессе аккреции субтеррейны и террейны могут тектонически перекрывать друг друга. Вместе с тем, структуры, развитые в постаккреционном чехле, могут накладываться на соседние террейны и субтеррейны. Например, четко выделяемая в современной структуре земной коры Кавказа складчатая система Большого Кавказа, представлявшая собой в геологической ретроспективе (в мезозое и раннем кайнозое) структуру типа окраинного моря, в настоящее время охватывает южный край Скифской плиты, Большекавказский террейн и северный край Черноморско-Центральнокавказского террейна.

Поэтому при выделении различных тектонических единиц в уже сформированной структуре какого-либо региона единственно правильным представляется тектоническое районирование, основанное, главным образом, на рассмотрении современной структуры земной коры (на выделении современных структурно-морфологических единиц), т.е. на основании рассмотрения степени и характера дислоцированности земной коры. Последняя обусловлена степенью подвижности земной коры, формационным составом и мощностью отложений и, соответственно, особенностями геологической истории того или иного ее участка. Следовательно при выделении отдельных тектонических единиц целесообразно использовать структурную терминологию. Например, складчатый пояс, система или зона, складчато-покровная система или зона, антиклинорий, синклинорий, межгорный или предгорный прогиб и т.д. Вместе с тем, такие новые термины и понятия, как активная или пассивная континентальная окраина, островная дуга, внутридуговой рифт, окраинное море, микроконтинент и т.д. следует использовать при рассмотрении геологической истории этих структур и процессов геологического прошлого. Эти термины приблизительно отвечают таким традиционным терминам, как эвгеоантиклиналь, срединный массив, интрагеосинклиналь и т.д. Однако они более точно отражают генетическую природу тех или иных структурных элементов земной коры и являются намного более приемлемыми исходя из принципа актуализма. Исключение составляют террейны, которые могут быть выделены как в геологическом прошлом, так и (иногда с некоторой долей условности) в современной структуре в качестве аккреционных террейнов. По существу все стадии развития подвижных поясов охватывает также традиционный термин - ороген.

Такой подход к типизации структурных форм земной коры и ее тектоническому районированию, наряду с характеристикой современной структуры того или иного региона, находящейся к тому же в тесной связи с глубинным строением последнего, дает возможность отразить качественные отличия между различными его тектоническими единицами (И.Гамкрелидзе, 1984).

В современной структуре земной коры, в пределах территории Грузии, могут быть выделены следующие структурно-морфологические единицы первого порядка, охватывающие части основных тектонических единиц Кавказа (см. схему): I - Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа (Кавкасиони), II - Закавказская межгорная область и III - Складчатая (складчато-надвиговая) система Малого Кавказа (Антикавказиони), которые в свою очередь состоят из тектонических единиц второго, третьего и четвертого порядков (см. схему).

Приведенная схема тектонического расчленения территории Грузии во многом сходна с аналогичными схемами многих ранних исследователей (А.И.Джанелидзе, И.Р.Кахадзе, П.Д. Гамкрелидзе, М.М. Рубинштейн, Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин и др.) и в том числе с более ранними схемами автора настоящей статьи. Однако в новой схеме есть и изменения, на которых считаю нужным остановиться.

1. В настоящее время представляется нецелесообразным употребление традиционного понятия "Мегантиклинорий Большого Кавказа", так как Большой Кавказ по существу представляет собой складчато-чешуйчатое, а по южному его склону - складчато-покровное сооружение и по морфологическим признакам не отвечает понятию мегантиклинорий.

2. Вряд ли целесообразно выделять в качестве самостоятельной тектонической единицы "Складчатую систему Южного склона Большого Кавказа", так как она как в историческом аспекте, так и в современной структуре, представляет собой неотъемлемую часть единой складчатой системы Большого Кавказа.

3. Несмотря на то что разработанная А.И. Джанелидзе концепция Грузинской глыбы стала в свое время ведущей региональной концепцией и сыграла огромную роль для сравнительно тектонического изучения территории Грузии, при ее тектоническом расчленении, на основании

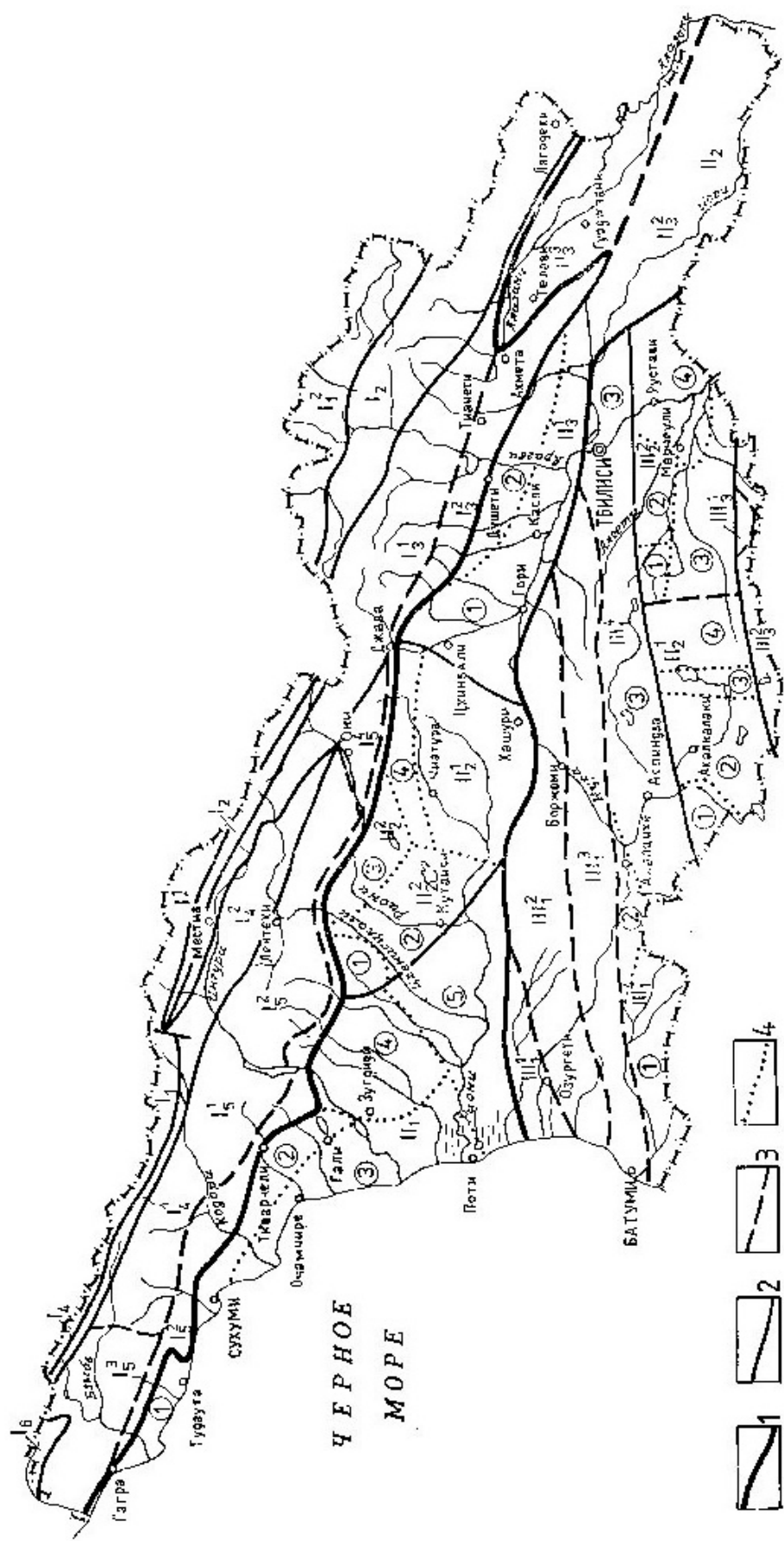


Схема тектонического расчленения территории Грузии (пояснение см. далее).

I - Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа (Кавкасиони). I_1 - зона Главного хребта: I_1^1 - подзона центрального воздымания (кристаллического ядра), I_1^2 - подзона восточного погружения (веерообразно-складчатая); I_2 - Казбегско-Лагодехская зона (складчато-чешуйчатая); I_3 - Местийско-Тианетская зона (складчато-покровная); I_3^1 - Шовско-Пасанаурская подзона (складчато-чешуйчатая), I_3^2 - Жинвальско-Гомборская подзона (аллохтонная); I_4 - Чхалтинско-Лайлинская зона (складчато-чешуйчатая), I_4^1 - Чхалтинская подзона (моноклинально-чешуйчатая). I_4^2 - Лайлинская подзона (чешуйчато-антиклинорная); I_5 - Гагрско-Джавская (складчатая) зона: I_5^1 - подзона складчатой порфиритовой юры, I_5^2 - Амзара-Мухурская подзона (краевых дислокаций); I_5^3 - Западно-Абхазская подзона погружения; I_5^4 - Рачинская подзона погружения; I_6 - Новороссийско-Туапсинская зона (складчато-чешуйчатая).

II - Закавказская межгорная область. II_1 - Западная молассовая зона погружения (Рионская межгорная впадина). Блоки (цифры в кружках): 1-Гудаутский; 2-Самурзаканский; 3-Очамчирско-Кулевский; 4-Одишский; 5-Абашский; II_2 - Центральная зона воздымания: II_2^1 - Дзирульская подзона (выступ доюрского кристаллического основания), II_2^2 - Окрибско-Хреитская подзона (складчатого мезозойско-кайнозойского чехла). Блоки: 1-Асхский; 2-Окрибский; 3-Шаорский; 4-Хреитский; II_3 - Восточная молассовая зона погружения (Куринская межгорная впадина): II_3^1 - Картлийская молассовая подзона. Блоки: 1-Мухранско-Тирифонский; 2-Базалетский; II_3^2 - Гарекахетинская молассовая подзона (сорванных молассовых покровов); II_3^3 - Алазанская наложенная молассовая подзона.

III - Складчатая (складчато-надвиговая) система Малого Кавказа (Антикавказиони). III_1 - Аджаро-Триалетская зона (складчато-антиклинорная), III_1^1 - Гурийская подзона (предгорный прогиб), III_1^2 - Северная подзона, III_1^3 - Центральная (осевая) подзона, III_1^4 - Южная подзона. Секторы: 1-Аджарисцкальский; 2-Ахалцихский; 3-Аспиндза-Тбилисский; III_2 - Артвинско-Болнисская зона (глыба): III_2^1 - Джавахетская подзона (лавовое нагорье). Блоки: 1-Вардзийский, 2 - Ахалкалакский, 3-Самсарский, 4-Джуджианский; III_2^2 - Болнисская подзона (слабоскладчатого осадочного чехла). Блоки: 1-Храмский (выступ доюрского кристаллического основания); 2-Тетрицкаройско-Асуретский; 3-Маднеульско-Поладаурский; 4-Марнеульский; III_3 - Локско-Карабахская зона (слабоскладчатая): III_3^1 - Локская подзона (выступ доюрского кристаллического основания), III_3^2 - Гектапинская подзона.

Условные обозначения. Границы тектонических единиц (глубинные разломы, разломы фундамента, региональные надвиги или фронтальные надвиги тектонических покровов): 1- между единицами первого порядка; 2 - между зонами; 3 - между подзонами; 4 - между блоками и секторами.

выделения современных структурно-морфологических единиц в уже сформированной структуре, выделение Грузинской глыбы в качестве самостоятельной единицы неоправдано, что однако отнюдь не исключает возможности употребления укоренившегося традиционного названия "Грузинская глыба".

4. В предлагаемой схеме к Закавказской межгорной области отнесены лишь бывшая Грузинская глыба и Куринская межгорная впадина, а не вся область к северу от Локско-Карабахской зоны, включая Артвинско-Болнисскую глыбу, как в более ранних схемах автора. Последняя вместе с Аджаро-Триалетской зоной отнесена к складчатой системе Малого Кавказа (Антикавказ).

5. Упразднено понятие "Азербайджанская глыба", так как в последнее время выяснилось, что его фундамент гетерогенен и состоит в южной своей части из восточного погруженнопродолжения Локско-Карабахской (Сомхито-Карабахской) зоны, с мощнейшей вулканогенной юрой, выявленной Саатлинской скважиной, из восточного продолжения Артвинско-Болнисской глыбы (по данным бурения и геофизики), а в северной части - из восточного продолжения Аджаро-Триалетской зоны (также по данным бурения и геофизики). Поэтому вместо "Азербайджанская глыба" в пределах Грузии выделяется Гарекхетинская (молассовая) подзона Восточной молассовой зоны погружения Куринской межгорной впадины Закавказской межгорной области.

6. В пределах Гагрско-Джавской зоны выделена новая Рачинская подзона погружения.

7. Алазанская молассовая депрессия, которая наложена на восточное продолжение Местийско-Тианетской зоны, исходя из указанного выше принципа тектонического районирования, рассматривается в составе Восточной молассовой зоны погружения Закавказской межгорной области.

8. Изменены названия и границы подзон и секторов Аджаро-Триалетской зоны, а также отдельных блоков Джавахетской и Болнисской подзон Артвинско-Болнисской глыбы.

9. Наконец, следует отметить, что в предлагаемой схеме для каждой тектонической единицы первого и второго порядков в скобках указываются дополнительные структурные или другие характерные их черты.

Геологическая, вместе с тем и ретроспективная, характеристика выше перечисленных основных тектонических единиц территории Грузии приведена в работах более ранних исследователей, в том числе в специальных работах автора настоящей статьи, и поэтому здесь не рассматривается.

Литература

- Гамкредидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН Грузии.Нов. сер. 1984. Вып.86. С.105-184.
Gamkrelidze I.P. Terranes of the Caucasus and Adjacent Areas //Bull. of the Georg. Acad. of Sci. 1997. 155. N 3. P.75-81.

ТЕОРИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ФАЗ И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В.С. Алпаидзе

Тбилисский государственный университет
пр. И.Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси

Проблема орогенических (тектонических) фаз не была решена в рамках фиксистских геотектонических гипотез. Рассматривая эту проблему с позиции теории тектоники литосферных плит, следует особое внимание обратить на периодическое изменение скорости движения плит и связанное с этим изменение теплового режима и процессов деформирования геосреды в коллизионных зонах. Здесь совершаются повторяющиеся термодинамические циклы, определяющие повторение циклов деформаций, состоящих из чередования во времени фаз растяжения и сжатия. Проявление орогенических фаз связано с периодами сжатия.

THE THEORY OF OROGENIC PHASES AND PLATE TECTONICS

V. Alpaidze

Tbilisi State University
I. Chavchavadze aven. 1, 380028 Tbilisi

The problem of orogenic (tectonic) phases has not been resolved within the framework of the fixist geotectonic hypotheses. Considering this problem from the point of view of the theory of plate tectonics, one must pay special attention to the periodical changes of the movement velocity of the plates, and to the connected with this phenomenon the change of the thermal regime and the processes of deformation of the geological surrounding in the zones of collisions. The recurring thermodynamical cycles happen there. These cycles determine the recurrence of the deformation cycles, which consist of the alternation of stretching and compression phases. The orogenic phases are connected with the periods of compression.

Г.Штилле в известной работе "Основы сравнительной тектоники" (Stille,1924) по геологическим материалам Европы и отчасти Северной Америки и других континентов попытался обосновать глобальный характер и синхронность существующих в земной коре структурных несогласий. Тектонические представления Г.Штилле основывались на принципе неравномерного развития Земли, согласно которому медленные и длительные "эволюционные" периоды во времени чередуются с кратковременными "революционными" эпохами. Под последними он подразумевал явления складчатости-горообразования, которые в стратиграфической шкале занимают строго определенное место. В рамках тектонических циклов М.Бертрана он выделил фазы складчатости, которым по месту их типичного проявления дал географические наименования. На основе этих представлений он составил список "орогенических фаз", которых в фанерозойской истории Земли было всего 19. В связи с тем, что проявление орофаз он считал на всей поверхности Земли строго синхронными, то и свое представление он именовал "Законом одновременности орогенеза".

Из-за не критического отношения к "Закону" со стороны многих геологов и несовершенства методов установления-датирования орофаз их число резко возросло и они указывались в интервале тех времен, которые Г.Штилле считал анорогенными периодами. Это в свою очередь привело к представлению о непрерывности тектонических процессов и отрицанию фаз складчатости. Выявилось и то, что используемый Г.Штилле метод угловых несогласий в ряде случаев указывал на значительную кратковременность, почти катастрофичность процесса складчатости. Поэтому идея Г.Штилле была раскритикована, а ее автор был признан последователем "неокастрофизма" (Шатский, 1937).

Проблему орогенических фаз не оставили без внимания и грузинские геологи. В частности, уже с конца 30-х годов А.И.Джанелидзе посвятил ей ряд работ, в которых рассмотрел вопросы как выявления конкретных фаз, так и методики их установления-датирования. Он считал, что "Штилле не является катастрофистом, но метод угловых несогласий, которым он пользуется для установления орофаз, несомненно катастрофический" (Джанелидзе,1959.с.257). К

тому же он отметил, что "критика не выходит за рамки скептицизма общего характера и если трудно доказать синхронность фаз, то не менее трудно будет доказывать противоположное положение, т.е. отсутствие синхронности" (Джанелидзе, 1952, с.17). И далее: "Если считать принципиально доказанным прерывистость орогенеза и существование орогенических фаз, то необходимо искать пути установления и датирования отдельных фаз" (Джанелидзе, 1952, с.9). На конкретном примере верхнебайосско-батских отложений Ткибули-Гелатского района Западной Грузии он успешно решил эту задачу, предложив метод синорогенных регрессивных отложений (Джанелидзе, 1940). Логика его суждений весьма проста по своей форме: если считать, что орогеническая фаза и складкообразование явление не мгновенное, а более или менее длительное, то должны существовать не только доскладчатые и послескладчатые отложения, но и синхронные со складчатостью регрессивные образования. Обнаружение последних и их зональное распространение, наряду с угловым несогласием, дают возможность установления и датирования орогенической фазы.

Теоретической основой представлений Г.Штилле и его последователей являлась контракционная, а позже - пульсационная гипотезы. Эти гипотезы подразумевают или перманентное охлаждение и сжатие, или чередование во времени процессов сжатия и расширения для всего земного шара, в связи с чем столь значительный тектонический процесс, каковым является орофаза, должен иметь глобальный и синхронный характер. Однако известно, что в настоящее время обе эти гипотезы либо полностью отвергнуты, либо поставлены под сомнение, из-за чего идея орогенических фаз оказалась лишенной должной теоретической основы. Возможно, по этой причине столь значительному для развития земной коры процессу приписываются такие противоположные и взаимоисключающие свойства, каковыми являются: кратковременность-длительность; синхронность-асинхронность; глобальность-региональность или даже локальность; периодичность(эпизодичность)-перманентность. Это обстоятельство позволило К.Оллиеру сказать: "Среди геологов имеются существенные расхождения во взглядах, по казалось бы достаточно простому вопросу: приурочены ли орогенические процессы к определенным промежуткам времени или нет?" (Оллиер, 1984, с.392).

Таким образом, вопрос распределения орогенических фаз во времени и пространстве относится к старой и дискуссионной проблеме исторической геотектоники. В связи с тем, что в рамках фиксистских геотектонических гипотез не удалось ее разрешить, возникает необходимость попытаться рассмотреть ее с позиции теории тектоники литосферных плит (неомобилизма).

Известно, что согласно теории плейттектоники процессы складкообразования и орогенеза происходят в основном на конвергентных границах литосферных плит, что и определяет локализацию явления орогенеза в пространстве. Предполагается, что встречные движения плит в течение достаточно длительного времени, в частности в рамках цикла Вильсона, являются направленными и более или менее перманентными (непрерывными). Из-за такого представления упомянутая теория первоначально обходила стороной вопрос локализации во времени процессов складкообразования и орогенеза, в частности, орогенических фаз. Однако существующие в природе структурные несогласия требуют объяснения. Поэтому возникает вопрос - каким образом отражаются движения литосферных плит в истории формирования складчатых поясов и отдельных горных систем; позволяют ли они объяснить возникновение структурных несогласий?

Выяснилось, что движение плит имеет неравномерный (дифференцированный) характер и в течение определенного времени происходит изменение его скорости, а то и направления (Кокс,Харт, 1989). Так, например, по мнению Л.П.Зоненшайна (1986), в западной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса (к западу от Черного моря) в течение юры-антропогена (т.е. 190 млн.лет) имело место 7 эпизодов (фаз) изменений скорости и направления движения Африканской плиты, с которым и связаны активизация процессов тектогенеза и магматизма. В восточной части того же пояса во взаимодействии плит большее значение имело изменение скорости сближения Африканской и Евразийской плит. При этом интервалы замедления движения совпадают с процессами растяжения, тогда как периоды ускорения характеризуются интенсивным вулканизмом в вулканических дугах Евразийской активной окраины. За последние 10 млн. лет скорость движения Аравийского выступа возрасла до 3 см/год, что и привело к активизации процессов тектогенеза и вулканизма, в частности, в кавказском звене пояса (Зоненшайн,1986, с.19-20).

Следует заметить, что сторонники фиксистских воззрений также увязывали проявления орофаз с периодической активизацией тектонических процессов, но как в этом, так и в вышеуказанном случаях остается необъясненным механизм происхождения угловых (структурных) несогласий. Дело в том, что образование этих несогласий требует чередования во времени процессов складкообразования-поднятия и погружения-осадконакопления, что не может быть объяснено непосредственно усилением и ослаблением тектонических напряжений или ускорением и замедлением движений литосферных плит. С точки зрения механики даже полное прекращение действия каких-либо сил не может вызвать противоположного эффекта, т.е. смену поднятия погружением. Для объяснения погружения, следующего за поднятием, необходимо предположить противоположный сжатию процесс, т.е. растяжение. Поэтому специалисты пытались найти убедительное объяснение механизму растяжения.

С этой точки зрения весьма интересной была попытка Дж. Джоли (Joly, 1925; Джоли, 1929) объяснить периодичность орогенических движений подкоровым накоплением радиоактивного тепла, разогревом субстрата, его расширением и растяжением земной коры, что сопровождалось погружением и трансгрессией. Потеря этого тепла через конвекцию и вулканизм могла привести к охлаждению и сжатию с сопутствующими складкообразованием и регрессией. На подобных рассуждениях основывалась и пульсационная гипотеза развития земной коры. Однако в данном случае имеет место периодическое чередование охлаждения и разогрева субстрата, а в этом отношении положение весьма неудовлетворительное, что было замечено и самим Дж. Джоли. Этим же объясняется, что его гипотеза была отвергнута или оставлена без внимания. Ясно лишь одно, как фиксисты, так и неомобилисты без сомнения признают участие внутреннего тепла Земли в процессах тектогенеза. Но возникает вопрос - объясняет ли теория тектоники литосферных плит участие этого тепла в проявлении орогенических фаз?

Еще в 70-х годах отмечалось, что в субдукционных зонах в результате межплитного трения достигается температура, достаточная для частичного или полного плавления горных пород (Oxburgh, Turcotta, 1970; Силлитое, 1974). С этой точки зрения весьма интересную информацию содержит статья В.Е.Хаина и Л.И.Лобковского (1990), касающаяся особенностей формирования коллизионных орогенов. Исходя из концепции двухъярусной тектоники литосферных плит (верхняя мантия + кора), авторы отмечают, что в коллизионных орогенах в результате активного движения подкоровой, т.е. верхнемантийной части плиты относительно заблокированного (неподвижного) "гранитного" слоя, в нижнем, вязкопластичном "базальтовом" слое коры возникают интенсивные сдвиговые деформации и происходит значительный диссипативный разогрев (т.е. за счет отдачи энергии - В.А.) этого слоя. К этому добавляется еще и тепло, полученное из радиоактивных источников. В результате происходит нагнетание нижнего вязкопластичного "базальтового" слоя коры, проявляются процессы ультраметаморфизма и гранитизации с участием мантийных флюидов. Все эти процессы происходят в условиях горизонтального сближения плит, вызывающего общее латеральное сжатие, сопровождаемое деформациями, общим утолщением коры с образованием корней гор и изостатическим поднятием территории. В подтверждение такой модели развития коллизионных систем следует заметить, что под горными сооружениями Восточных Карпат, Крыма, Большого Кавказа и Аджаро-Триалети наблюдается раздув базальтового слоя коры, мощность которого значительно больше гранит-метаморфического слоя (Короновский, 1984). С этой же позиции, по мнению упомянутых авторов, можно объяснить процессы тафрогенной стадии складчатых горных систем. В частности, после окончания коллизии, т.е. после прекращения сжатия, должно начаться расплывание нижнего пластичного слоя коры, за которым последует растяжение верхнего хрупкого слоя с образованием грабенов и разломов, по которым получают доступ к поверхности базальтовые выплавки мантийной астеносферы (Хаин, Лобковский, 1990, с.27).

Помимо вышесказанного, в упомянутой статье нас интересует еще и термический аспект коллизионных процессов, в частности, количественная сторона теплового режима коллизии и диссипативного разогрева нижнего вязкопластичного слоя континентальной коры. Данные авторов статьи основываются на экспериментальных наблюдениях и анализе фактического материала коллизионных орогенов. Выясняется, что в нижнем слое коры в течение 20-30 млн. лет диссипативный разогрев может достигнуть $600-700^{\circ}\text{C}$, а в подкоровой литосфере - $750-800^{\circ}\text{C}$. Полученный в расчетах разогрев нижней коры, по мнению авторов статьи, достаточен чтобы вызвать коллизионный и постколлизионный вулканизм и гранитоидный магматизм. При указанной температуре становятся невозможными хрупко-разрывные деформации, чем и объясняе-

тся асейсмичность мантийной части зон внутриконтинентальной субдукции, тогда как в верхнем хрупком слое коры в тех же зонах проявляются неглубокофокусные землетрясения (Кокс, Харт, 1989).

Во всех вышеуказанных процессах и явлениях ведущую роль играет движение верхне-мантийной части литосферных плит, но, как было указано выше, скорость этого движения со временем меняется. Считается, что главным образом от скорости пододвигания плит в субдукционных зонах зависит степень метаморфизма и образование метаморфических пород различных фаций (Миясира, 1974). Исходя из сказанного можно предположить, что за замедлением движения активной литосферной плиты должно последовать ослабление сдвиговых деформаций и уменьшение образованного этим диссипативного разогрева. В изменившихся условиях коллизионная система не может оставаться в том же состоянии, в котором она была при быстром движении плит. Из термодинамики известно, что если в системе появляются отклонения в концентрации, температуре и давлении, то возникают самостоятельные текущие процессы выравнивания и они снова приведут систему в состояние равновесия, т.е. в наиболее вероятное состояние. Иначе говоря, любая система стремится перейти из менее вероятного состояния в более вероятное. В нашем случае это означает, что при уменьшении скорости движения плит для восстановления равновесного состояния в коллизионных (субдукционных) зонах процесс сжатия и нагнетания должен смениться растеканием еще неохлажденного вещества нижнего вязкопластичного слоя коры и соседствующих с ним частей других слоев литосферы. Это должно вызвать растяжение-погружение и в верхней части коры. Следовательно, в результате изменения скорости движения плит в коллизионных (субдукционных) зонах совершается т е р м о д и н а м и ч е с к и й ц и к л. Однако это не означает, что в процессе цикла вся система возвратится к своему первоначальному состоянию. Все реальные процессы, происходящие в действительности (в природе), являются нестатическими - все они необратимы. Они не могут происходить в прямом и обратном направлении, не оставив никакого следа в окружающей среде. Такими следами в интересующем нас случае будут д е ф о р м а ц и и с в я з а н н ы е с н и м и с т р у к т у р н ы е н е с о г л а с и я в земной коре. Таким образом, происходящий в коллизионных (или субдукционных) зонах термодинамический цикл в земной коре вызывает чередование во времени процессов сжатия-поднятия и растяжения-погружения, т.е. ц и к л д е ф о р м а ц и и. Это один из эволюционных циклов развития земной коры, стоящий рангом ниже цикла Бертрана (Алпаидзе, 1988, 1990). Если учесть, что в длительном развитии орогенов изменение скорости движения плит происходит неоднократно, то вполне допустимо неоднократное повторение вышеуказанных процессов, в том числе и циклов деформации. Как уже говорилось выше, в развитии Альпийско-Гималайского складчатого пояса с ранней поры до настоящего времени Л.П.Зоненшайн (1986) выделяет 7 эпизодов изменения скоростей движения Афро-Аравийской плиты. Для того же периода на Кавказе А.И.Джанелидзе (1963) отмечал 8 или 9 циклов складчатости, каждый из которых характеризуется чередованием фаз погружения-осадконакопления и складкообразования-поднятия. Причем, фазы поднятия совпадают с периодами сжатия и проявления орофаз. Кроме того, М.М.Рубинштейн (1967), учитывая связь гранитообразования и эпох метаморфизма с орогеническими процессами и основываясь на анализе данных абсолютной геохронологии, также пришел к выводу о правильной периодичности проявления процессов складкообразования. Подобное совпадение мнений относительно тектоно-магматических процессов не должно быть случайным и говорит о реально существующих связях между вышеуказанными явлениями. Таким образом, теория тектоники литосферных плит дает удовлетворительное объяснение периодичности (повторяемости) проявления орогенических фаз и их л о к а л и з а ц и и в о в р е м е н и, увязывая этот процесс с периодическим ускорением движения плит.

Относительно длительности - кратковременности орогенических фаз следует сказать, что основываясь на стратиграфическом объеме синскладчатых регрессивных отложений и абсолютной продолжительности фаз гранитообразования и метаморфизма А.И.Джанелидзе и М.М.Рубинштейн приходят к мнению, что этот процесс продолжается не менее 3-5 млн. лет при продолжительности цикла складкообразования (т.е. цикла деформации с фазами растяжения-погружения и сжатия-поднятия) 20-25 млн. лет. Эти данные соответствуют продолжительности термодинамического цикла в коллизионных зонах. Исходя из сказанного, вопрос кратковременности и тем более катастрофичности орофаз должен быть снят с повестки дня .

С теорией тектоники литосферных плит тесно увязывается и вопрос глобальности - региональности орофаз. То обстоятельство, что орогенические процессы происходят главным образом на конвергентных границах литосферных плит исключает всеобщий, повсеместный характер этого процесса. Однако если конвергенция плит так же, как и дивергенция, относится к глобальной тектонике, то и орогенические фазы могут считаться глобальными, но не всеобщими, повсеместными. Тем не менее, здесь следует учесть и ранг плит и возможность их схождения-столкновения в рамках конвергентных границ. В соответствии с этим, проявление орогенических фаз может быть как региональным, так и надрегиональным. Вопрос синхронности и асинхронности орофаз сталкивается с проблемой их установления и датирования. Однако, несмотря на то обстоятельство, что их датирование является недостаточно точным, а корреляция на больших площадях часто затруднена, их длительность такова, что она превосходит возможные погрешности в датировании. Поэтому в ряде случаев установление синхронности орофаз в рамках определенной конвергентной границы вполне возможно. При этом на этой границе деформационные процессы происходят более или менее одновременно - во второй половине циклов деформации. Поэтому несмотря на определенное скольжение границ начала и конца фаз, в пределах крупных регионов их можно считать синхронными. Примером этому служит пиренейская и штирийская орофазы, которые проявились почти во всем Средиземноморском поясе, соответственно, в течение позднего эоцена и раннего миоцена. Первая из них сопровождалась образованием грубого флиша и олистостромовых комплексов, а вторая - интенсивным развитием шарьяжей начиная от Альп, кончая Большим Кавказом. Другое дело, когда в зонах субдукции происходит складчатость и образование аккреционных призм, но за этим не следует поднятия и горообразования (орогенез). В таких случаях угловые несогласия и регрессивные отложения выражены нечетко, что не позволяет убедительно датировать процесс проявления орофаз и говорить о синхронности или асинхронности этого процесса даже в пределах одной конвергентной границы. Это обстоятельство вносит определенные коррективы в теорию орогенических фаз.

Что же касается термина "орогеническая фаза", синонимами которого являются "тектоническая фаза", "фаза складчатости", "фаза складкообразования" и т.д., то следует сказать, что все они обозначают явление деформации горных пород в общем процессе образования складчатых горных систем и поясов, т.е. каждая фаза является частью процесса развития орогенов и горообразования (орогенеза). Поэтому в этом смысле их можно именовать "орогеническими фазами", как это было предложено Г.Штилле.

Таким образом, теория тектоники литосферных плит дает вполне определенные ответы на проблемы, которые связаны с теорией орогенических фаз так же, как и на многие проблемы геологии. Поэтому теоретической основой концепции орогенических фаз может являться эта мобилистская теория, а исследование в этом направлении может считаться одной из актуальных проблем современной геологии.

Литература

Алпаидзе В.С. Концепция развития и эволюционные циклы развития земной коры //Мат. 1-ой Республ. конф. (география, геология, геофизика, гидрометеорология). Тбилиси: Изд-во ТГУ. 1988. С.81-83.

Алпаидзе В.С. Геологические формации - продукт эволюции земной коры //Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты (Сб. науч. тр.). Новосибирск: Наука. СО.1990, С.214-219.

Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума.Тбилиси: Изд-во Груз.фил. АН СССР. 1940. 408с.

Джанелидзе А.И. Теория орогенетических фаз сегодня (на груз. яз.) //Тр. ТГУ. Т.46. 1952. С.1-24.

Джанелидзе А.И. Очерки из истории геологии (на груз. яз.). Тбилиси.Изд-во ТГУ. 1959.396 с.

Джанелидзе А.И Об орогенических циклах //Сообщ. АН ГССР. 1963. Т.XXX. №5. с.601-606.

Джолли Дж. История поверхности Земли (пер. с англ.). М-Л.: Геоиздат. 1929(1925). 190с.

- Зоненшайн Л.П. Движение литосферных плит и формирование складчатых поясов//Динамика и эволюция литосферы.М.:Наука. 1986. С.16-32.
- Кокс А., Харт Р. Тектоника плит (пер. с англ.). М.:Мир.1989. 427 с.
- Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ. 1984. 334 с.
- Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положения тектоники плит (пер. с англ.). М.: Мир. 1974. С.243-265.
- Оллиер К. Тектоника и рельеф (пер. с англ.). М.: Мир. 1984. 460 с.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в приложении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 239 с.
- Силлитое Р. Связь металлогенических провинций запада Американских континентов с пододвиганием (субдукцией) океанической литосферы //Новая глобальная тектоника (пер. с англ.). М.: Мир. 1974. С.330-334.
- Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов //Геотектоника. 1990. №6. С.20-31.
- Шатский Н.С. О неокатастрофизме (к вопросу об орогенических фазах и о процессе складкообразования). Избр.тр. Т.II. М.:Наука. 1964 (1937). С.574-591.
- Oxburgh E.R., Turcotta D.L. Thermal structure of island arcs //Bull.Geol.Soc.Am. 1970.V.81.P. 1665-1688.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.1924. P.1-384.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛИСТРИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ

Т.В. Гиоргобиани, Д.П. Закарая

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В статье рассмотрен малоизученный вопрос происхождения листрических разломов, пользующихся широким распространением в складчатых областях, имеющих шарьяжное строение. Показано, что изображенные на геологических профилях этих регионов разноамплитудные перемещения отдельных пластин или чешуй по листрическим разломам практически невозможны в связи с возникновением в этом случае «проблемы пространства». Определено, что затруднение вызвано образованием зон приоткрывания или перекрытия при движении блоков по листрическим изогнутым поверхностям разломов, а также отсутствием места для концентрации перемещенного материала. Высказано предположение, что листрическая форма разломов вторична и образовалась путем деформации ранее существовавших разломов различной морфологии. Приведены кинематические особенности их возникновения, показывающие, что эти нарушения формируются двумя принципиально разными способами: в результате выкручивания фронтальных частей надвигов или вследствие искривления и выполаживания нижних частей взбросов. На этом основании выделены два генетических типа листрических разломов, возникающих из разновозрастных нарушений: новообразованных пологих сколов и ранее сформированных крутых разломов. Описаны опыты, проведенные на эквивалентных материалах с целью экспериментального моделирования листрических разломов, которые подтвердили взгляды авторов о генезисе этих структур. Сделан вывод, что формирование листрических разломов, развитых в пределах покровных структур Южного склона Большого Кавказа, происходило с помощью обоих механизмов.

TO A QUESTION OF AN ORIGIN OF LISTRIC FAULTS

T. GIORGOBIANI, D. ZAKARAIA

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The article deals with the insufficiently explored question of an origin of listric faults widespread in folded areas having an overthrust fabric. It is shown, that represented on geological profiles of these regions different amplitude dislocations of separate slices or flakes along listric faults are practically impossible as in this case "problems of space" will arise. It is defined, that the difficulty is caused by formation of open slightly or overlap zones in terms of block movement along the bent listric surfaces of faults, and also absence of concentration place for the displaced material. The assumption is stated, that the listric form of faults is of secondary origin and was formed due to deformation of earlier existing faults of various morphology. The kinematical features indicative of their occurrence are given, they point to two principally different ways in which dislocations are formed: twisting of frontal parts of overthrusts or distortion and flattening of the lower parts of upthrusts. On this basis two genetic types of listric faults are distinguished: originating from different age disturbances of newly developed flat chopping offs and early formed abrupt faults. Are described tests led on equivalent materials with the purpose of experimental modelling of listric faults, which have confirmed the authors' views on the genesis of these structures. The conclusion is made, that forming of listric faults developed within the limits of nappe structures of the Southern slope of the Greater Caucasus took place due by means of both mechanisms.

Листрические разломы представляют собой крутые, близкие к вертикальным, на поверхности и выполаживающиеся с глубиной до пологих, почти до горизонтальных, залегания разрывных нарушений. В поперечном сечении эти криволинейные разломы имеют форму совка, ковша или лопаты, отчего происходит их название. В начале XX века термин листрическая поверхность был введен Э.Зюссом, под которым он рассматривал отдельные лопатообразные плоскости разломов (Структурная геология., 1991). Позже листрическими поверхностями стали называть и вторичные изгибы надвигов и сбросов. В последнее время содержание термина так расширилось, что уже совершенно разные по морфологии искривления разломов стали относить к листрическим поверхностям, которые не

соответствуют его первоначальному определению (Структурная геология., 1991). Но все-таки в большинстве случаев под этим термином подразумеваются изогнутые подобно совку или ковшу вогнутые или выпуклые кверху поверхности разломов, по которым происходит перемещение различного масштаба (Деннис, 1971; Муравски, 1980; Толковый словарь., 1978). Выпуклые кверху криволинейные нарушения, которые изгибаются сначала полого, а затем более круто, являются перевернутыми листрическими поверхностями и в отличие от типично листовых их называют другим, более точным, термином – козырьковые разломы (Хаин, Ломизе, 1995). Они нависают над опущенными крыльями крутых разломов и сформированы в результате выполаживания верхних частей субвертикальных нарушений (Белоусов, 1948). Авторы, как указано выше, придерживаются более распространенного первоначального определения термина листрических разломов.

Листрические разломы часто распространены в разновозрастных складчатых областях на совершенно различных уровнях земной коры. Они развиты как в ее верхних (первые километры) горизонтах, так и в нижних, опускаясь на глубины первых десятков километров и, таким образом, пересекают значительную часть земной коры, где они устанавливаются данными структурной геофизики. Коровые листрические разломы у поверхности земли падают под углами 50-65°, иногда до 80°, затем их наклоны становятся 25-35°, а в нижних горизонтах углы их наклона уменьшаются до 5-10°. Возникновение этих нарушений обусловлено, как считают некоторые исследователи, существенным изменением вязкостных свойств земной коры в вертикальном сечении, вызванными сменой с глубиной РТ условий. Глубинные листрические разломы имеют крутое падение в холодной эпизоне, в теплой мезозоне и выполаживаются при переходе в горячую катазону. Среди них выделяются сбросы, возникающие в условиях тангенциального растяжения, и взбросо-надвиги, образованные в обстановке сжатия земной коры (Паталаха, Хрычев, 1988; Хаин, Ломизе, 1995). Формирование коровых листрических нарушений в процессе как растяжения, так и сжатия, обусловлено анизотропией земной коры в разных ее зонах и подчинено принципу минимального расхода энергии на образование разлома (Паталаха и др., 1990). Листрическое раскалывание земной коры происходит по причине ее реологической расслоенности. При пересечении сверху вниз областей хрупкого, хрупко-пластического и пластического разрывообразования, глубинные разломы постепенно меняют углы падений своих плоскостей от крутых до пологих, вследствие чего они приобретают листрическую морфологию (Шишкин, Шишкина, 1989).

Листрические разломы, развитые в верхних уровнях земной коры, на глубинах нескольких километров, иногда в пределах 5-8 км от дневной поверхности, также пользуются широким развитием. Они осложняют структуры складчатых систем, иногда входящих только в одну мезозону, особенно в регионах, имеющих шарьяжное строение. Покровы установлены и листрические нарушения известны в разновозрастных складчатых областях, таких как: каледониды Аппалачей (Ирдли, 1954; Кинг, 1961), варисциды Урала (Камалетдинов, 1974), альпиды Альп (Белостоцкий, 1978; Руттен, 1972), Динарид (Белостоцкий, 1978), Карпат (Хаин, Ломизе, 1995), Крыма (Казанцев, 1982) и во многих других регионах. Складчато-покровные структуры развиты также и в пределах Южного склона Большого Кавказа, которые здесь достаточно детально изучены (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977). Шарьяжные структуры в этих областях возникли как в процессе проявления отдельных фаз складкообразования (Белостоцкий, 1978; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961), так и после завершения формирования складчатости (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977).

Судя по геологическим профилям, приводимым в цитированных работах в пределах указанных регионов, широко распространены листрические разломы типа взбросо-надвигов, образованных в условиях интенсивного тангенциального сжатия. Здесь они ограничивают снизу крупные покровы или более мелкие тектонические пластины и чешуи, которые были сформированы в разные эпохи деформации этих областей. Таким образом листрические разломы представляют собой поверхности, по которым смещены покровные структуры, имеющие в поперечном разрезе различные размеры и формы изогнутых пластин или клиновидных блоков. Несмотря на то, что авторы ряда работ (Белостоцкий, 1978; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961; Руттен, 1972) не называют эти разломы листрическими, такой их характер четко виден на разрезах, приведенных в этих публикациях. Вблизи поверхности разломы в основном падают под углами 55-85°, затем они выполаживаются до 35-45° и в более нижних горизонтах

приобретают пологий (15-25°) наклон, иногда доходя до 5°. Амплитуды перемещения по отдельным листрическим разломам, как показано в вышеотмеченных работах, в большинстве случаев составляют первые километры, редко – 10 км, а иногда достигают многих десятков километров.

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных шарьяжным структурам, генезис ограничивающих их листрических поверхностей не может пока считаться окончательно решенным. Возможные механизмы образования листрических разломов были рассмотрены многими исследователями. Сам Э.Зюсс причиной возникновения ковшеобразной формы разломов считал меньшую нагрузку на породы вблизи поверхности, чем в глубоко залегающих зонах. Утверждение о том, что в формировании листрических разломов основная роль принадлежит силе тяжести, содержится и в других ранних работах (Структурная геология..., 1991). Позже некоторые исследователи пришли к выводу, что причиной возникновения нарушений листрической морфологии являются тектонические силы. Предполагалось, что образование листрических разломов связано со сдвиговыми перемещениями в земной коре, при которых напряжения, возникающие вдоль плоскости сдвига, постепенно уменьшаются в верхних слоях, а растягивающие усилия наоборот возрастают. В результате на больших глубинах возникают пологие нарушения, которые вблизи поверхности переходят в крутопадающие разломы (Структурная геология..., 1991). Затем причину формирования листрических разломов стали объяснять различными пластичными свойствами пород на различных уровнях земной коры. На большой глубине в условиях большого всестороннего сжатия породы более пластичны и поэтому в них возникают пологие поверхности скалывания. А вблизи земной поверхности они переходят в более крутые разломы вследствие прохождения ими более вязкой среды (Белоусов, 1948). Некоторые исследователи математическими методами рассчитали возможности возникновения листрических разломов, основанные на отношении прочности пород к растяжению и сжатию (Структурная геология..., 1991).

В настоящее время наиболее распространены несколько альтернативных представлений о происхождении листрических поверхностей. Первое – они образуются в результате складчатости плоскости надвига, при которой он вторично может изогнуться в форме ковша (Структурная геология..., 1991). Второе – выполаживание с глубиной крутых разломов связано с изменением напряженного состояния пород, усилением влияния всестороннего давления и переходом хрупкого разрыва в вязкий (Хаин, Ломизе, 1995). И третье – образование этих нарушений связано со сменой вязкостных свойств земной коры в вертикальном сечении которые вызваны, как было отмечено выше, изменением с глубиной давления и температуры (Паталаха, Хрычев, 1988).

Таким образом, несмотря на почти вековую историю изучения вопроса происхождения листрических разломов, он до сих пор остается не до конца выясненным и поэтому дискуссионным. Между тем вышеотмеченные механизмы их образования никак не могут быть универсальными, поскольку в них, в основном, рассмотрены происхождения только коровых разломов листрической морфологии. Поэтому, на наш взгляд, они не пригодны для решения вопроса возникновения этих нарушений в верхних этажах земной коры. Здесь, где расположено большинство покровных структур, развитых во многих регионах, очевидно, действуют уже другие процессы образования листрических поверхностей. Не рассмотрены механизмы формирования листрических разломов и в многочисленных публикациях (Белостоцкий, 1978; Буртман, 1973; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961; Руженцев, 1971; Руттен, 1972), в том числе и в работе, посвященной тектоническим покровам Южного склона Большого Кавказа (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977). В некоторых из них (Белостоцкий, 1978; Буртман, 1973; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977) высказаны предположения о механизмах образования только козырьковых разломов или пологих нарушений скалывания и рассматриваются особенности перемещений по ним, а генезис разломов листрической морфологии вообще не приводится.

При рассмотрении листрических разломов в поперечном сечении любой складчатой зоны, как правило, по ним отмечают многокилометровые смещения масс, по отношению, подстилающих их структур. В действительности же такие перемещения по листрическим поверхностям, как это заложено в определении термина, по нашему мнению, происходить не могут. Целью работы является показать невозможность разноамплитудных перемещений по

листрическим разломам отдельных пластин и чешуй, изображенных на геологических профилях, помещенных не только в цитированных публикациях, но и в обширной геологической литературе. Авторы хотят обратить внимание на противоречие между крайне сомнительной способностью шарьяжей перемещаться по нарушениям листрической морфологии, с одной стороны, и реальными наблюдаемыми в природе такими смещениями, с другой. В результате, по возможности, дать объяснение этому несоответствию и, тем самым, подойти к решению еще не до конца изученной проблемы формирования листрических разломов.

Предположение о движении аллохтонного блока по листрическому разлому встречает непреодолимые препятствия. В этом можно легко убедиться моделируя возможности и особенности перемещений вдоль листрических поверхностей. Если вырезать листрический разлом из картонной бумаги и постараться произвести по нему взбросо-надвиговые движения разных частей бумаги (блоков), перемещения их относительно друг друга не произойдет (рис. 1, Ia). Однако предположим, что в постели тектонической пластины имеется смазка (глинистые сланцы, эвапориты и т.п.), обеспечивающая скольжение вдоль листрического разлома и рассмотрим возможности ее перемещения. Оно может иметь место только в том случае, если субгоризонтальный отрезок листрического разлома перекрывает часть нижележащего неподвижного блока, а крутая половина его наоборот удалится от прилегающего к нему пассивного блока, образуя, таким образом, зияющее пространство (рис. 1, Ib). При этом активный блок поворачивается по движению часовой стрелки и испытывает перекося в противоположном перемещению блока направлении. Если активный блок (аллохтон) перемещать так, чтобы избежать перекрытия пассивного блока (автохтона), тогда вдоль плоскости разлома произойдет ее приоткрывание, вызывающее значительное растяжение между блоками (рис. 1, Ic). Сходный результат получается, если по листрическому разлому произвести сбросовое перемещение, имитирующее возвращение в исходное положение смещенных ранее по нему блоков. В крутых и пологих частях разлома образуются зияющие участки (рис. 1, Id). При этом аллохтон будет вращаться против движения часовой стрелки, в обратном по его перемещению по разлому направлению. Совершенно очевидно, что такие движения представляются неестественными и в природных условиях происходить не могут. Потому мы можем предполагать, что по листрическим разломам, развитым в складчатых областях, перемещения по ним, как взбросо-надвигового, так и сбросового типа невозможны.

Движения, аналогичные предыдущим, происходят в складчатой структуре, осложненной листрическими разломами (рис. 1, Ia). При перемещении по ним отдельных аллохтонных блоков (пластин) в структуре также образуются зияющие и перекрывающие участки. Кроме того, вследствие кривизны разломов, происходит поворот каждой пластины и их перекося по направлению движения часовой стрелки (рис. 1, Ib). Такой поворот, при котором блоки вращаются в направлении, противоположном движению системы аллохтонных пластин (чешуй), в целом называется антитетическим (Паталаха, 1986). При этом в каждом блоке меняется первичный наклон осевых плоскостей складок. Они становятся круче до вертикального и даже падают в противоположную сторону. Такая вергентность структур не отмечается ни в одном из разрезов, помещенных в вышеупомянутых публикациях (Белостоцкий, 1978; Буртман, 1973; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961; Руженцев, 1971; Руттен, 1972). Такое же приоткрывание вдоль поверхностей листрических разломов и антитетическое вращение блоков наблюдается при сбросовых перемещениях по ним (рис. 1, Ic). Такие движения необходимо произвести при возвращении смещенных чешуй в исходное положение, необходимое для реконструкции первичной недеформированной по листрическим разломам структуры. Как видим, такая попытка не приводит к желательному результату без маловероятного допущения существенного искажения внутреннего строения складчатой зоны, что заведомо неверно.

Сходные деформации происходят в складчатой структуре, в которой имеется один базисный листрический разлом и кулисно расположенные причлененные к нему другие, более мелкие тоже листрические по морфологии разломы, в результате чего отдельные блоки имеют клиновидную форму (рис. 1, Id). В результате вращения искривленных блоков (чешуй) по часовой стрелке, происходящих при сжатии структуры, возникает перекося отдельных чешуй в противоположном общему движению складчатого комплекса направлении (рис. 1, Ib). Вследствие этого структура приобретает антитетический характер, что вызывает нарушение

первичной вергентности складчатости и ее опрокидывание во встречном направлении. Кроме того, вдоль плоскостей разломов одновременно образуются зияющие пространства, а также наблюдаются участки автохтона перекрытые блоками аллохтона. Если произвести по разломам сбросовые перемещения, имитирующие возвращение смещенных пластин в исходное положение, также

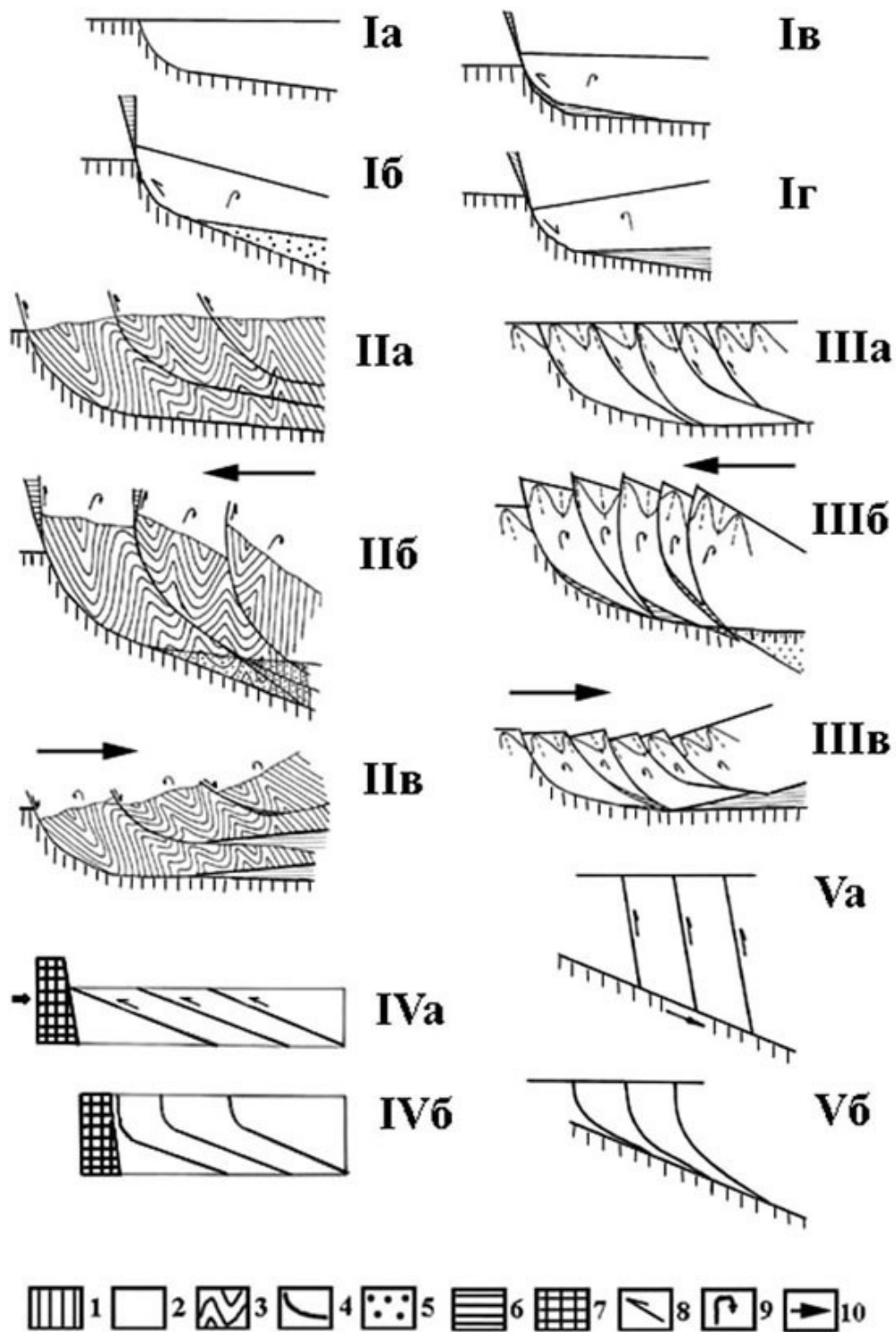


Рис. 1. Различные варианты перемещений блоков по листрическим разломам и возможные механизмы их формирования

1- пассивный блок (автохтон); 2 – активный блок (аллохтон); 3 – складчатые структуры аллохтонных блоков; 4 – листрические разломы; 5 – участки перекрытия; 6 – участки приоткрывания (зияния); 7 – барьер (упор) блокирующий перемещения аллохтонных блоков (пластин); 8 – направление смещения активных блоков по разломам; 9 – направление вращения блоков; 10 – направление движения системы аллохтонных блоков (пластин)

получится антителическая структура, обусловленная вращением отдельных блоков против движения часовой стрелки (рис. 1, Шв). В результате перекоса отдельных пластин осевые плоскости складок в них выполаживаются, а между базисным разломом и оперяющими его нарушениями образуются зияющие и перекрытые участки. Такие особенности складчатой структуры не наблюдаются на профилях, содержащихся в вышеотмеченных работах (Белостоцкий, 1978; Буртман, 1973; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961; Руженцев, 1971; Руттен, 1972).

Таким образом, при перемещении блоков по листрическим разломам возникает «проблема пространства», вызванная приоткрыванием и перекрытием пластин, а также избытком масс, возникающим при оттоке материала при их многокилометровых перемещениях по разломам и отсутствием места их аккумуляции. Ввиду листрической формы нарушения пластины и чешуи по ним будут передвигаться на большие расстояния не только в латеральном, но и в вертикальном направлении. Поэтому вопрос размещения вертикально выдавленных огромных пластин, к тому же лишенных в приповерхностных условиях упора с боков, в этом случае остается нерешенной и требует детального изучения. На разрезах приведенных в цитированной литературе (Белостоцкий, 1978; Буртман, 1973; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961; Руженцев, 1971; Руттен, 1972), не наблюдается вращения блоков (пластин), вызывающих образование антителической структуры, являющейся показателем листрического характера разломов. Такие вращения, как правило, часто наблюдаются в складчатых областях, характеризуются широким развитием – криволинейных разломов (Паталаха, Гиоргбиани, 1975). Все изложенное заставляет усомниться в том, что по листрическим разломам происходили те перемещения, которые обычно рисуются на поперечных профилях любых складчатых областей, даже при допущении возможности возникновения особых физико-механических условий в их пределах, способствующих формированию разломов листрической морфологии.

Вышеизложенные представления опирались на моделирование особенностей перемещения отдельных или нескольких пластин по разломам листрической морфологии с использованием жесткой картонной бумаги. Интересно было выяснить происходят ли аналогичные движения в более пластичной среде, какими являются, например, флишевые толщи, вмещающие складчато-покровные структуры в различных регионах. С целью экспериментального изучения процессов смещений по листрическим разломам в относительно пластичных флишевых толщах, нами были поставлены опыты на эквивалентных материалах. Эксперименты проводились на специальном приборе, позволяющем осуществить боковое тангенциальное одностороннее сжатие. Модельным материалом служил петролатум (П) и смесь петролатума и каолина (К) в весовой пропорции 1:3 и 2:3 (ПК). Исходные модели состояли из параллелепипедных брусков различного размера: длиной 10-19 см, шириной 5-6,5 см и высотой 6-9,5 см. Были поставлены три серии опытов, в которых менялись как вязкостные свойства материалов моделей, так и их структура. В опытах первой серии на продольных боковых поверхностях брусков была начерчена квадратная координатная сетка, для установления кинематики деформаций моделей. В этой же плоскости на сетке наносились линии листрической морфологии, вдоль которых затем разрезались модели. Полученные такими путями поверхности имитировали листрические разломы. Предполагалось, что в природных условиях такие нарушения могли быть образованы в результате проявления одних из вышерассмотренных механизмов формирования листрических поверхностей (Белоусов, 1948; Паталаха, Хрычев, 1988; Структурная геология..., 1991; Хаин, Ломизе, 1995).

В экспериментах первой группы данной серии были использованы модели, состоящие из однородного материала ПК. Они подвергались одностороннему боковому горизонтальному сжатию, которое было приложено со стороны крутой части листрического разлома, т.е. моделировался процесс поддвигания одного блока (пластины) под другой (рис. 2, Ia). После сжатия модели на 23% деформация коснулась только той ее части, которая расположена вблизи среднего переходного отрезка листрического разлома (рис. 2, Ib). Как хорошо видно на сетке, здесь отмечается расплющивание материала и его вертикальное растекание по оси минимального главного нормального напряжения σ_1 . В результате этого процесса произошло локальное поддвигание лежачего крыла этой части разлома под висячий, так что самые верхние горизонтальные линии сетки не разорваны, а только слабо изогнуты. Что касается

субгоризонтального от- резка разлома, то по нему никаких передвижений не наблюдалось.
Очевидно, это торможение

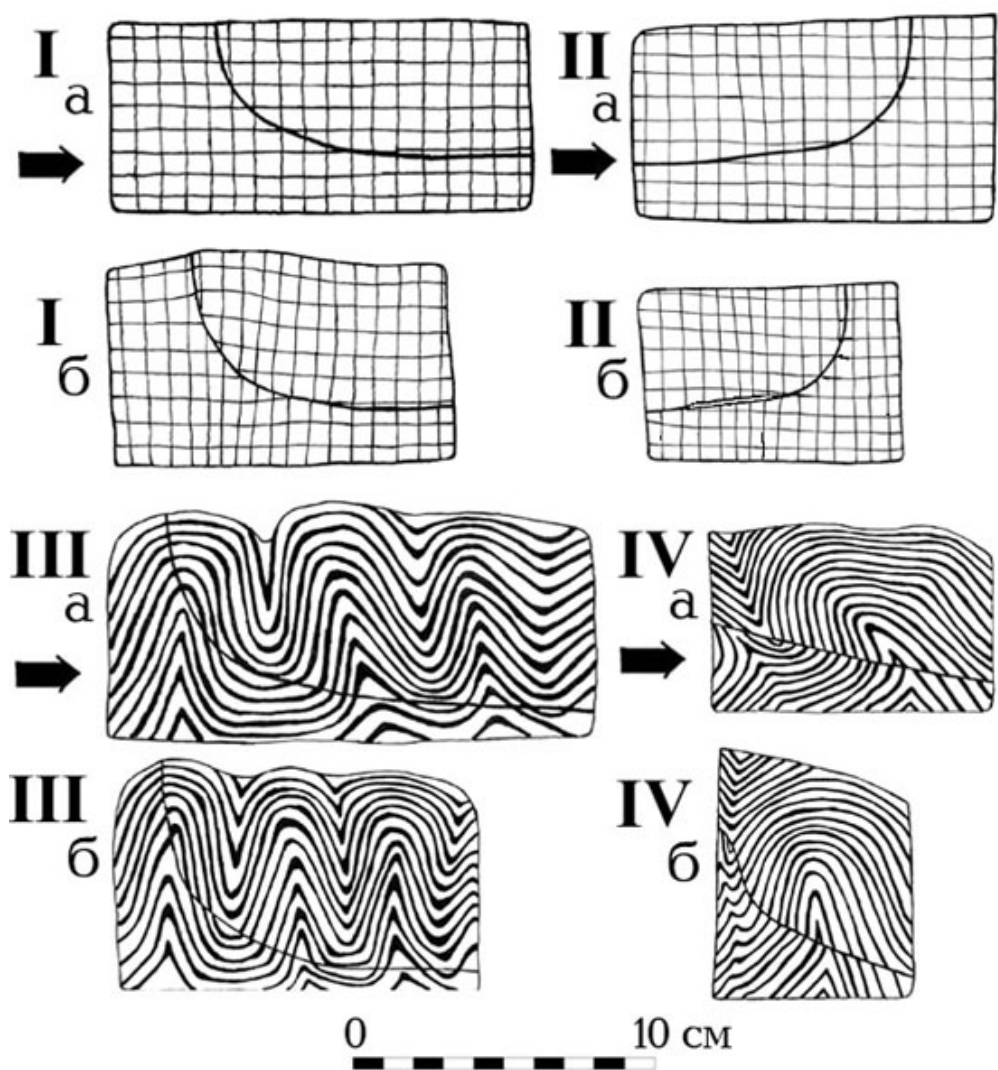


Рис. 2. Эксперименты по изучению возможности перемещения блоков (пластин) по листрическим разломам I – опыт, иллюстрирующий результат попытки поддвижения активного блока под пассивный по нарушению листрической морфологии. II – опыт, иллюстрирующий результат попытки надвижения активного блока на пассивный по листрическому разлому. III – опыт, иллюстрирующий результат попытки поддвижения предварительно интенсивно складчатых блоков (пластин) друг относительно друга. IV – опыт для изучения возможности искривления первичного пологого нарушения (надвига), осложняющего сильно сжатую складчатую структуру и превращения его в листрический разлом. а – исходная модель, б – результат эксперимента.

активного блока затруднило его перемещение по всей поверхности листрического разлома. Следовательно, на этом основании можно сделать вывод, что в целом перемещение аллохтонного блока по всей длине листрического разлома не происходит. Наблюдаемое местное сдвигание по нарушению, при отсутствии таких смещений по другим отрезкам, было обусловлено деформацией прилегающей к среднему отрезку разлома части модели по оси σ_1 .

В опытах второй группы этой серии модели сжимались со стороны пологой части листрического разлома, чем моделировался процесс надвижения одной пластины (блока) на другую (рис. 2, IIa). После сжатия модели на 29% наблюдается неоднородная деформация бруска (рис. 2, IIб). В крутой верхней части разлома перемещение аллохтонной пластины практически не произошло. Зато в пределах субгоризонтального отрезка нарушения отмечается надвижение висячего крыла разлома на лежащее, а также образование на этом участке зияющего пространства (рис. 2, IIб – расширенная часть разлома). Последнее возникло в результате блокирования крутой частью нарушения передвижения аллохтонного блока, что при продолжающемся сжатии вызвало раздвиговое перемещение вдоль плоскости разлома. Как

видим, в этих опытах, как и в предыдущих, смещения по всей поверхности листрического разлома не отмечается. Таким образом, как показали результаты экспериментов первой серии в моделях, состоящих из однородного материала ПК, ни надвиговых, ни поддвиговых перемещений аллохтонных блоков по листрическим поверхностям разломов относительно друг друга не происходит.

В экспериментах третьей группы данной серии моделировался характер перемещения аллохтонных блоков моделей вдоль листрических разломов с помощью “смазки”, представленной в природных условиях глинистыми сланцами, эвапоритами и т.п., что значительно снижает трение на сдвиговой плоскости и способствует более свободному перемещению по ней аллохтонных пластин. Для этого на его поверхность наносился тонкий слой П. Возникшая после сжатия модели картина деформации была почти аналогична рис. 1, 1б, т.е. модели, полученной при движении жестких картонных пластин. Активные блоки модели здесь также поворачивались по часовой стрелке, образуя при этом вдоль изгиба поверхности разлома зияющее пространство. Следовательно, характер перемещения аллохтонных пластин по листрической поверхности зависит не от внутреннего трения, определяющего вязкость (жесткость) материала, а от величины внешнего трения между пластинами.

В опытах второй серии моделям, сложенным из чередования слоев П и ПК, толщиной 1,5-3,5 мм, предварительно была придана сильно сжатая складчатая структура. Моделировались процессы закономерностей подвигания одной складчатой пластины (блока) под другую по листрическому разлому (рис. 2, IIIа). После сжатия модели на 27% она испытала своеобразную деформацию, почти аналогичную опытам первой группы предыдущей серии (рис. 2, IIIб). Перемещение залегающего выше пассивного блока по отношению к активному отмечалась лишь в пределах среднего отрезка листрического разлома и в нижней части крутого взброса, где наблюдались поддвиговые смещения. На остальных участках разлома передвижение пластин (блоков) относительно друг друга не наблюдались. Такая деформация, очевидно, произошла в результате более интенсивного растяжения структуры по оси А, вблизи активного блока. Это вызвало небольшое выкручивание плоскости разлома, способствующее образованию участка локального надвигового смещения в модели. Как видно из результатов экспериментов данной серии, постскладчатые перемещения интенсивно дислоцированных блоков (пластин) вдоль всей плоскости разлома листрической морфологии также не происходит.

Возникает естественный вопрос: действительно ли существуют в природе листрические разломы, изображенные на разрезах в цитированных работах (Белостоцкий, 1978; Буртман, 1973; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977; Ирдли, 1954; Казанцев, 1982; Камалетдинов, 1974; Кинг, 1961; Руженцев, 1971; Руттен, 1972) или нет? Если да, то почему осложненная ими складчатость не имеет антитетическую структуру, возникающую при перемещении по листрическим разломам? Вместе с тем, сомневаться в их наличии нет оснований, поскольку существование некоторых из них, ограничивающих покровы, подтверждено данными бурения (И. Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977). Тогда, что за разноамплитудные смещения по ним произошли до образования листрической формы разломов?

Разрешение этого противоречия возможно лишь при предположении, что фиксируемая в флишевых толщах во многих складчатых областях листрическая форма разломов вторична и образовалась из прямолинейных пологих первичных разломов (надвигов) (рис. 1, IVа). Последние, представляющие собой сколовые разломы, смещение по которым может достигать значительных размеров, возникли в верхнекоровом слое в обстановке интенсивного тангенциального сжатия при достижении напряжения в складчатой зоне предела прочности пород на скалывание (Гончаров, Талицкий, 1988), механизм образования которых здесь не рассматривается. Этому способствует гомогенизация вязкостных свойств различных по составу пластов, вызванная интенсивной складчатостью флишевой толщи, которая уже деформируется не как слоистая пачка, а как реологически однородное тело. Криволинейный характер надвигов приобрели позже, после смещения структур по их поверхностям, в результате выкручивания их фронтальных частей. Крутые наклоны они приняли после того, как перемещение блоков по пологим разломам, ограничивающим крупные покровы или более мелкие тектонические пластины или чешуи, были приостановлены в результате действия внешнего трения, возникшего при их перемещении вдоль плоскости надвига. Происходило это

после достижения покровом максимальной возможной амплитуды передвижения, когда сила реактивного трения в его подошве становится больше величины бокового сжатия.

Кинематику формирования листрообразных разломов можно представить следующим образом. В процессе движения аллохтонной пластины по пологим поддвиговым или надвиговым поверхностям, на каком-то этапе, в связи с усилением силы реактивного трения в сдвиговой зоне, перемещение по разлому затрудняется и постепенно приостанавливается. В этих условиях продолжающееся сжатие складчатой зоны не реализуется в смещении блоков (пластин), и разгрузка тектонических напряжений происходит путем образования крутых наклонов лобовых частей пологих надвигов, в результате чего разлом приобретает листрическую морфологию (рис. 1, IVб). Возникший крутой отрезок листрического разлома оказывает блокирующее влияние на движение пластины и ее перемещение еще более тормозится, а затем полностью прекращается. Только прекращение скольжения первого шарьяжа способствует началу перемещения второй пластины. Расположенная в тыловой части первой и ограниченная снизу пологим надвигом, она повторяет характер движений предыдущей пластины, постепенно перекрывает ее и после возникновения в ее фронтальной части крутого взброса останавливается. Это вновь вызывает смещение следующей пластины и т.д. Следовательно, механизм последовательного шарьирования пластин осуществляется благодаря принятию первичными пологими разломами листрической морфологии. Именно возникновение листрической формы разлома, означающее прекращение передвижения по нему, обуславливает последовательные движения расположенных в тыловой части первых пластин при возобновлении сжатия. В противном случае в процессе повторной деформации по нему вновь произошло бы перемещение и по фронтальной плоскости скользил бы совместно с другими, ограниченными только пологими поверхностями, пластинами. Следовательно, листрическая морфология разлома свидетельствует о прекращении перемещений по ним, т.е. запечатывание подвижности складчатой зоны по разломам. Возможно, такой механизм действует во многих складчатых областях во время последовательного шарьирования отдельных покровов, в том числе и в пределах Южного склона Большого Кавказа (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977). В результате предлагаемой кинематики формирования листрических поверхностей получается картина, наблюдаемая в природе. По надвигу фиксируется перемещение, которое выражается несовпадением отдельных частей складчатой структуры в разных блоках и наряду с этим разлом имеет листрическую морфологию. Как видим внешне, если судить по конечному результату, по листрическим разломам произошли смещения структур. Но, как было показано выше, это ложное представление.

Опыты третьей серии были поставлены чтоб смоделировать образование листрического разлома из пологозалегающего разрывного нарушения (надвига или поддвиг). Для этого на продольную боковую поверхность предварительно сильно складчатой модели была нанесена слабо наклоненная линия, вдоль которой она была разрезана на две части. По полученной таким образом поверхности складчатые блоки сдвигались относительно друг друга, что имитировало их надвиговые (поддвиговые) перемещения (рис. 2, IVа). После сжатия модели, величина которого составила 32%, в зоне, прилегающей к плоскости приложения тангенциального сжатия, произошло искривление первоначально пологого (угол падения 10°) и его постепенное выкручивание до крутого (угол падения 75°) положения (рис. 2, IVб). В результате такой деформации модели, как видим, образовался разлом типично листрической морфологии.

Таким образом, проведенная нами серия экспериментов, с целью моделирования механизма образования листрических нарушений, а также установления возможностей перемещений по ним, подтвердили наши взгляды о генезисе этих структур и показали невозможность каких-либо значительных перемещений аллохтонных блоков (пластин) по разломам листрической морфологии. Вместе с тем опыты показали новые, ранее неизвестные детали процесса передвижения блоков по листрическим разломам. В частности, возникновение на разных его отрезках локальных участков сдвигания, не вызывающие значительных перемещений по всему листрическому нарушению в целом.

Существует и другой вариант разрешения вышеотмеченного парадокса, заключающийся в необходимости допущения противоположного толкования генезиса листрических разломов: образуются они в результате искривления и выполаживания первичного крутого разлома, например взброса, сформированного в процессе складкообразования и характеризующийся

разноамплитудными перемещениями. Такое явление в природе может произойти в результате возникновения в складчатой зоне, в которой широким развитием пользуются крутые разломы с различными амплитудами смещений по ним пологого сколового нарушения, или крупного глубинного пологого разлома в ее основании (рис. 2, Va). Поддвиговые или надвиговые перемещения вдоль поверхности этого магистрального разлома, а также по нарушению внутри складчатой толщи или между ней и прилегающей тектонической зоной, могут вызвать деформацию причленившихся к нему крутопадающих нарушений. Последовательность событий и кинематика образования листрических разломов таковы. В результате движения по сдвиговой зоне базисного разлома крутые нарушения вблизи его начинают искривляться. Они выполаживаются в своих нижних частях, тогда как в верхних остаются крутыми (рис. 2, Vб). Связано это явление с силой реактивного трения, возникающего в зоне вблизи глубинного разлома, которая затормаживает движение нижней части надвигающегося блока. Поэтому перемещение масс здесь происходит медленнее, чем в верхней его части, где скорость их продвижения гораздо больше. В результате происходит выкручивание нижних отрезков крутых разломов вплоть до субгоризонтального положения, и они приобретают листрическую форму (рис. 2, Vб). Вследствие этого приповерхностная структура складчатой зоны оказывается осложненной листрическими разломами, сливающимися на глубине в одну субгоризонтальную поверхность срыва, по которым отмечаются разноамплитудные смещения. Это обстоятельство, на первый взгляд, может привести к неправильному выводу: по листрическим разломам произошли перемещения отдельных частей структуры. Приведенные выше доказательства о невозможности смещений по ним отвергает такое утверждение. В действительности же, как мы видим, образование листрической морфологии разломов знаменуют завершение процесса перемещений по разрывным нарушениям.

В результате вышеописанного процесса в складчатой структуре возникает система надвинутых друг на друга крутопадающих в целом блоков (чешуй), ограниченных листрическими взбросами. Если срыв и сдвиговое перемещение по главному разлому происходит на границе осадочного чехла и фундамента, складчатость в чехле приобретает чешуйчатую структуру, которая характеризуется развитием субвертикально расположенных кверху и изогнутых книзу тектонических клиньев. Когда сколовое нарушение возникает в чехле, на более высоком уровне также отмечается сначала сдвиговое перемещение, а затем выкручивание его фронтальной части, тогда внутри складчатой зоны образуется покров. Последний распадается на серию более мелких чешуй, ограниченных, возникшими при скольжении листрическими взбросами. Следовательно, образованные с помощью второго механизма листрические разломы не ограничивают шарьяжные структуры, как это происходило при первом варианте, а разграничивают субвертикальные тонкие чешуи в пределах одного покрова или отдельных крупных чешуй, развитых в целом в складчатой толще. Различаются они и по морфологии: в первых листвообразных нарушениях пологие составляющие разлома длиннее крутых, а во-вторых, наоборот, крутые длиннее пологих.

Таким образом, по возможному механизму образования среди листрических разломов, развитых на верхних уровнях земной коры, можно выделить два генетических типа, процесс формирования которых протекает в два последовательных этапа: 1) возникновение серии пологих сколовых разломов, с последующими значительными перемещениями по ним; 2) деформация фронтальных частей нарушений, происходивших в процессе последующих движений, с образованием в результате ее выкручивания крутого отрезка разлома. Так формируются, по нашему мнению, листрические разломы первого типа. Второй тип разломов возникает противоположным путем и также проходит две стадии: 1) образование крутопадающих взбросов с различными амплитудами смещения по ним, происходившими во время формирования складчатой структуры; 2) деформация нижних частей крутых разломов, их искривления и выполаживания вплоть до субгоризонтального, в процессе подвиговых или надвиговых перемещений вдоль глубинной пологой наклоненной сдвиговой зоны, по составляющей ее разломом, по отношению которого они расположены кулисообразно.¹

¹ ПРИМЕЧАНИЕ РЕДКОЛЛЕГИИ. Главный постулат авторов статьи о том, что листрическая форма разломов вторична и образовалась путем деформации ранее существовавших разломов различной морфологии, по существу, никем не оспаривается. Однако всеми предыдущими исследователями подчеркивается, что надвиги листрической формы, часто не названные листрическими, образуются в процессе деформации пород, а затем могут испытывать вторичное искривление. Поэтому совершенно некорректно допущение в предлагаемых авторами

Следовательно, листрические разломы, развитые в складчатых структурах разных регионов, в том числе Большого Кавказа, вероятно, возникли из разновозрастных нарушений: в одном случае из новообразованных разломов скалывания, а в другом - из уже существующих взбросовых нарушений. В поперечном сечении покровно-чешуйчатой структуры Южного склона Центрального Кавказа, возможно, распространены оба генетических типа листрических разломов. В южной, внешней Жинвальско-Гомборской подзоне, в пределах развития нескольких отдельных шарьяжей, обуславливающих ее покровно-складчатое строение (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977), очевидно, распространен первый тип листрических разломов. Севернее, во внутренней Шовско-Пасанаурской подзоне, которая имеет в основном складчато-чешуйчатую структуру (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977), вероятно, развит второй тип листрических нарушений. Что касается одноактного образования листрических разломов, без прохождения последовательных этапов, в пределах сильно складчатой зоны, то оно нам кажется трудно объяснимыми в связи с гомогенизацией слагающих ее тощ, которых вязкостные свойства различных пород уже снивелированы. Пока мы не знаем достоверного тектонического механизма, обуславливающего возникновение листрообразных нарушений в пределах только одной мезозоны, где изменения напряженного состояния пород и всестороннего давления не так значительны.

Существующее представление, согласно которому образование разломов листрической морфологии происходит в результате посленадвигового сжатия пологих нарушений, мы считаем неприемлемым по следующим причинам. Во-первых, существуют покровы, ограниченные листрическими поверхностями, которые почти не дислоцированы или деформированы весьма слабо (Белостоцкий, 1978). Во-вторых, в процессе повторного сжатия надвигов, как видно из геологических профилей цитированных работ, они приобретают пликативные структуры весьма различной морфологии, представленные складками и флексурами разного типа (Белостоцкий, 1978; Ирдли, 1954; Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1971). Но это уже складчатые надвиги (Белосов, 1948), которые не являются листрическими разломами в нашем понимании. В-третьих, листрические нарушения в областях, которые испытали вторичную посленадвиговую складчатость, характеризуются весьма однообразными морфологиями – пологими, почти недеформированными или слабоизогнутыми основаниями, с круто загнутыми кверху головами. Кроме того, недостаточно обоснованно, на наш взгляд, высказанное также мнение о том, что часто наблюдающиеся крутые фронтальные ограничения шарьяжей, обусловлены выходами на земную поверхность покровных пластин, которые при этом приобретают сходство с взбросовыми нарушениями (Белостоцкий, 1978). Не отрицая такую возможность в определенных условиях, следует отметить, что выдавливание шарьяжных структур является следствием их перемещений по листрическим поверхностям, а не причиной их образования. Предлагаемые нами способы формирования листрических разломов решают проблему как пространства, так и передвижения по листрическим поверхностям и объясняют наблюдаемые в природе (или изображенные на профилях) разноамплитудные перемещения отдельных частей складчатых структур.

В заключение отметим, что вышеописанные механизмы формирования листрических разломов, вероятно, не исчерпывают все варианты их образований. Возможно, очевидно, их возникновение и другими альтернативными путями и, как следствие, существование других генетических типов листрических нарушений. В свете вышеизложенного возникают сомнения, являются ли листрическими все крутопадающие вблизи поверхности разломы, как их изображают на геологических профилях некоторых регионов. Отсутствие на них характерных для листрических разломов вышеотмеченных признаков, противоречит таким предположениям. Приведенный выше материал заставляет не соглашаться с представлениями о возможности большеамплитудных перемещений отдельных, иногда довольно маломощных пластин и узких чешуй по листрически изогнутым поверхностям разломов, без допущения

экспериментах существования в недеформированной среде уже сформированного листрического разлома. Или, что то же самое, «нанесение» этого разлома на уже полностью сформированную, но не разорванную складчатую структуру. Таких готовых листрических поверхностей в природе не существует. Так как экспериментальное моделирование не что иное, как воспроизведение сущности природных явлений, то в данном случае цель проведения этих экспериментов становится непонятной. Что же касается описываемых в статье механизмов формирования покровных структур Южного склона Большого Кавказа, в том числе путем искривления и выполаживания нижних частей крутых разломов в результате поддвигания автохтона, то они вкратце уже рассмотрены в цитируемой авторами работе (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977, см. с. 70-76 этой работы).

вышеприведенных способов таких смещений. Все это, по нашему мнению, необходимо учитывать при установлении механизма возникновения и истории формирования, сложных покровно-чешуйчатых структур складчатых систем в целом, или их отдельных тектонических зон.

Литература

- Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.:Недра. 1978. 237 с.
- Белоусов В.В. Общая геотектоника. М.-Л.: Госгеоллиздат. 1948. С. 400-410.
- Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра. 1973. 92 с.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1977. Вып. 57. 80 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г. Зарождаются ли "трещины скальвания" путем скальвания? // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 3. С. 18-22.
- Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М.: Мир. 1971. С. 160, 161.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М.: ИЛ. 1954. С.99-152.
- Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука. 1982. 112 с.
- Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука. 1974. 229 с.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ. 1961. С.81-133.
- Муравски Г.Н. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир. 1980. С.-176-177.
- Паталаха Е.И. К проблеме листрических разломов //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С.113-120.
- Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау //Алма-Ата: Наука КазССР. 1975. 195 с.
- Паталаха Е.И., Хрычев Б.А. Листрические разломы в складчатых областях //Геотектоника. 1988. № 4. С. 8-19.
- Паталаха Е.И., Марков М.С., Гарагаш И.А., Федоровский В.М., Артюшкевич П.А. Природа и эволюция листрических разломов //Геотектоника. 1990. № 4. С. 24-37.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука. 1971. С. 133.
- Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир. 1972. С. 163-312.
- Структурная геология и тектоника плит. Под ред. К. Сейферта. Т.2.М.: Мир.1991.С.10-18.
- Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир. 1978. С. 253.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. С. 355-356.
- Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю. О возможном механизме формирования Припятского палеорифта (в свете тектонофизической интерпретации условий образования глубинных листрических разломов) //Геотектоника. 1989. № 6. С. 72-80.

О РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЯХ ОКРИБСКОГО ПОДНЯТИЯ

Г. П. Лобжанидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В статье предпринята попытка показать, что хорошо выраженные в меловых и палеоген-неогеновых отложениях новейшие флексурные ступени на западном и южном ограничениях Окрибского брахиантиклинорного поднятия Северной (Окрибско-Хреитской) подзоны Центральной зоны поднятия Грузинского срединного массива скорее контролируются разновозрастными разломами субстрата домезозойской консолидации. При этом особое внимание уделено вопросу возникновения и развития более долгоживущей и важной Южно-Окрибской (Кутаиси-Сачхерской) продольной дислокации с гораздо активным северным крылом. Менее ясную, но все же тектоническую природу имеют, видимо, северная и восточная границы этого поднятия. Изложен также материал в пользу наличия широтного и близмеридионального разломов посредине Окрибского блока, имеющего, следовательно, мозаично-блоковое строение.

ON FAULT DISLOCATIONS OF THE OKRIBA UPLIFT

G. Lobjanidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

An attempt is made to show that young flexure steps well-expressed in Cretaceous and Paleogene-Neogene sediments on the west and south margins of the Okriba brachianticlinal uplift of the Northern (Okriba-Khreiti) subzone of the Central zone of the Georgian median massif are, most likely, genetically linked to faults of different age observed in the pre-Mesozoic substratum. The close consideration of the problem of the origin and development of the long-lived and potentially seismoactive South Okriba (Kutaisi-Sachkhere) longitudinal fault has revealed that from Liassic to Late Sarmatian this fault had consedimental character with repeated changes of rates and directions of displacements of adjacent blocks. Later, during the collisional stage, the fault turned into the postsedimental reverse fault with upthrown northern limb.

The same, though less clear, tectonic nature have the northern and eastern boundaries of the Okriba uplift. The paper also contains some arguments for the presence of two, latitudinal and submeridional, faults in the central part of the uplift thus stressing its mosaic structure.

По ряду обстоятельств Окриба давно являлась предметом изучения многих исследователей. В значительной степени обновили данные старых авторов Л.К. Конюшевский (1926) и в особенности Б.Ф. Мефферт (1932), однако до сих пор наиболее исчерпывающее исследование этого района и смежных частей связано с именем А.И. Джанелидзе (1940). Последующими крупномасштабными геолого-съёмочными работами заметно расширили круг представлений о регионе Е.К. Вахания и Д.Ю.Папава (1956), В.Я.Эдилашвили (1965), Ш.Х. Гегучадзе (1973), Е.И. Девдариани и Н.Н. Квахадзе с соавторами (1976).

Рассматриваемое поднятие является одной из отчетливо выделяемых тектоно-морфологических единиц Окрибско-Хреитской гетерогенной подзоны (Гамкрелидзе, 1984), окаймленной почти со всех сторон достаточно высокими (до 200–300 м) обрывами известняковых пород мела. Его осадочный чехол в основном сложен юрскими разнохарактерными образованиями общей мощн. до 3,5–4 км, которые в литолого-стратиграфическом отношении подразделяются на несколько свит и горизонтов (Джанелидзе, 1940).

Со структурной точки зрения поднятие представляет собой брахиантиклинорий, пликативные и дизъюнктивные дислокации которого сформированы на разных этапах его тектонического развития. С запада, севера и востока оно граничит, соответственно, с блоковым поднятием Асхи, южным (Сацаликско-Накеральским) бортом блоково(?) приподнятой Шаорской котловины и Хреитско-Перевским поднятием названной подзоны, а с юга

непосредственно соприкасается с Нижнеквирильской синклинальной депрессией самой западной части Дзирульской подзоны Центрального поднятия Грузинского срединного массива¹. Границы эти наглядно выражены как геологически, так и геоморфологически и, обычно, совпадают с неоднократно обновленными разломами, особо активизированными на новейшем, послесреднесарматском, этапе тектонической эволюции региона. В частности, Окрибское поднятие отделяется от резко приподнятого Асхского блока крупной и достаточно высокой (до 500 м) флексурой, хорошо наблюдаемой по правобережью р.Джоноула. От местности Мушулда до р.Джожохетистеле она осложнена зафиксированным нами совместно с Р.Ш. Берадзе дугообразным (в направлении с СВ на ЮВ) взбросом с приподнятым наружным крылом, а также установленным Г.Е. Гуджабидзе (1967) между неокомскими и сенонскими известняками на левой стороне р. Мушунгистеле, западнее с. Чкуми, правым взбросо-сдвигом ЗСЗ простирания.

Данная тектоническая ступень (Джоноульское колено по А. Джанелидзе, 1941) с её осложняющими локальными разрывами скорее всего контролируется развитым в доюрском гранитно- метаморфическом субстрате разломом, по которому относительная амплитуда новейшего, главным образом плейстоценового, воздымания Асхского блока, постепенно увеличиваясь в северо-северо-восточном направлении, достигает 2-2,5 км². Разлом, наличие которого ещё в 1967 году предположил Г. Е. Гуджабидзе, наверное, активен и в настоящее время.

Флексурный уступ, сложенный большей частью меловыми и олигоцен-среднемиоценовыми отложениями, четко фиксируется и по южному ограничению Окрибско-Хреитской подзоны начиная от северной окраины Кутаиси до с.Схвители. На основе геолого-геофизических данных выясняется, что пространственно и генетически эта поверхностная структура связана с глубинным разломом (Кутаиси-Сачхерским), на предположительное существование которого первым указал А.Л.Цагарели (1966). Разлом, видимо, зародился в начале юрского периода, когда вследствие растяжения и раздробления вовлеченной в движения северной части Грузинского срединного массива домезозойской консолидации произошло расширение подвижной области Большого Кавказа (Гамкрелидзе, 1969). Следовательно, история развития этого продольного разлома тесно связана с эволюцией самой Окрибско-Хреитской подзоны.

Он явно определял характер осадконакопления в прилегающих районах. К примеру, в лейасе, в особенности догере и, возможно, в мальме интенсивнее погружался северный блок разлома (имевшего в этом периоде конфигурацию корового сброса), чему соответствовало непрерывное накопление более мощных осадочных и вулканогенно-осадочной серий. Для южного же блока характерны сокращенные мощности синхронных образований и перерывы в осадконакоплении. Вместе с тем этот блок в батское и отчасти позднеюрское время поднимался с такой скоростью, что соответствующие осадки или не отлагались вовсе, или же уничтожались эрозией. Впрочем в батском веке прекрасно выраженная регрессия и непрерывное накопление, выше профиля равновесия, синорогенетического, в основном континентального, материала (угленосная свита) имело место и в Ткибульском районе, прилегающем к разлому с севера; однако в относительном отставании в приподнятии этого блока, по сравнению с южным, для данного времени сомневаться не приходится, хотя после этих движений, имевших преимущественно блоковый характер (Лобжанидзе, 1977), вся Окрибско-Хреитская область окончательно утратила тектоническую “лабильность”.

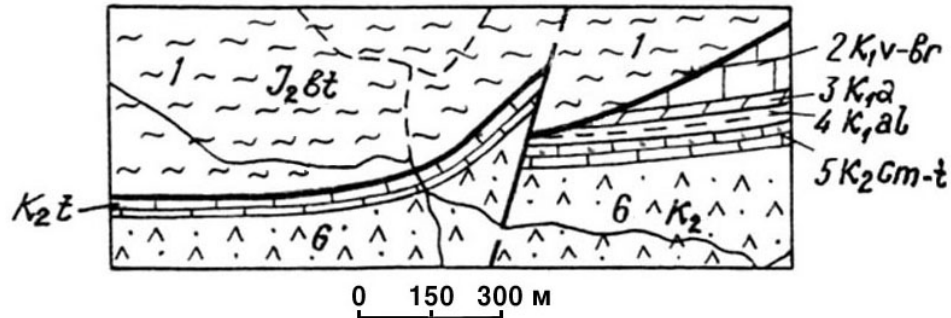
В противоположных направлениях происходили, очевидно, несколько ослабленные движения по данному конседиментационному разлому в течение всего мела, палеогена и неогена (до позднего сармата). В новейшее же время, главным образом в плио-плейстоцене, уже в обстановке коллизии, последовали максимальные по интенсивности вертикальные движения (местами в сопровождении дробления) в прилегающей к разлому с севера области, обусловившие его превращение в постседиментационный взброс. С этими движениями как раз и связано формирование вышеупомянутой попутной флексуры с наклоном крутой части колена

¹ Такое название, предложенное Е.Е. Милановским взамен Грузинской глыбы, на фоне современного уровня изученности структурной геологии Закавказья кажется, пожалуй, более подходящим.

² Величину поднятия порядка 1700-2000 м впервые подсчитал А. Джанелидзе (1941) по различным гипсометрическим положениям неокомских известняков в пограничной полосе Окрибы и Асхи.

(смыкающего крыла) в сторону общего падения слоев. По простиранию заметно меняются как высота, так и угол падения данного крыла.

Сильное поднятие Окрибского брахиантиклинория, естественно, сопровождалось усилением экзогенных процессов. Эрозией (послеплейстоценовой?) были уничтожены как верхнее крыло флексуры, так и послебатский мощный осадочный покров в ядре брахиантиклинория. На фоне таких контрастно-дифференциальных перемещений (в фундаменте) могли проявиться в уцелевшем крутом крыле надразломной флексуры дополнительные, в том числе и гравитационные, явления - опрокидывание слоев, межслоевые скольжения, мелкая, обычно дисгармоничная, складчатость, взбросо- и сбросообразование (рис.1), а также другие осложнения, которые действительно замечаются в природе.



Поверхностным осложнением приразломной части взброшенного северного блока является, наверное, установленный нами совместно с Е.Девдариани и Н.Квахадзе разрыв (взбросо-сдвиг?) ВЮВ простирания на юго-западном участке местности Квешакде с более приподнятым северным крылом (рис. 2).

Рис. 1. Падающий на север взброс, осложненный близмеридиональным сбросо-сдвигом на участке Цуцхватского перевала

- 1 – листоватые сланцы; 2 – ургонские известняки; 3 – мергелистые известняки и мергели; 4 – мергелистые глины; 5 – глауконитовые песчаники и надглауконитовые известняки; 6 – вулканогены свиты мтавари.

Продолжающий ныне активно развиваться разлом (Гамкрелидзе и др., 1998) разделяет области, различно сопротивляющиеся эрозии – мягкие листоватые сланцы бата и пестроцветные породы мальма гораздо легче поддаются размыву, чем крутозалегающие плотные известняки мела (в первую очередь готерива-баррема и сенона) в смыкающем крыле флексуры. В таких случаях (участок Ахалсопельского водохранилища и др.) происходит инверсия рельефа, и именно более пассивное крыло разлома оказывается выраженным в рельефе, создавая впечатление поднятого.

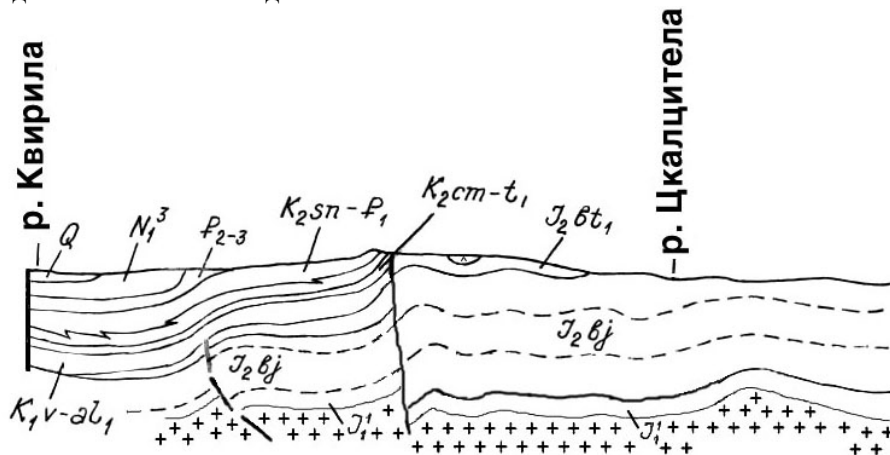


Рис. 2. Поперечный разрез через южную часть Окрибы

Небезынтересно констатировать, что восточнее Окрибы, в разрезе по р.Джручула и на некоторых других участках Хреитско-Сачхерской полосы, в строении флексуры в полном структурном согласии с неокомскими слоями участвуют подстилающие верхнебайосские слоистые туфоогенно-терригенные породы. Этот факт вместе с вышеприведенным материалом

показывает, что допущение в рассматриваемой флексурной полосе краевого надвига меловых известняков на эрозионной поверхности байосской вулканогенной серии, с транспортировкой масс с юга на север, вряд ли можно считать вполне оправданным. Значительно раньше на отсутствие условий для развития подобных дислокаций в Восточно-Абхазском сегменте Абхазско-Мегрельской региональной флексуры, на основе детальных исследований, первым указал И.П.Гамкрелидзе (1966, 1969).

Механизм становления Южно-Окрибской (Кутаиси-Сачхерской) надразломной флексуры, особенно ее колена, в результате скольжения между слоями и, в определенной мере, течения материала внутри самих слоев, существенно контролировался и, видимо, контролируется в настоящее время слоистостью слагающих ее пород.

Нижняя возрастная граница формирования флексуры послесреднесарматская, поскольку: 1) в ущ.р.Дзуса, в 350 м ниже Муджиретского моста, в сложении флексуры, причем в структурном совмещении с более древними слоями, принимают участие спаниодонтелловые известняки карагана; 2) за послекараганско-допозднесарматское время на территории Грузии, да и всего Кавказа, тектоническая активность вообще не имела места.

Моноклираль, круто падающая на юго-юго-восток и осложненная на некоторых участках эрозионной тектоникой, наглядно выделяется и в полосе развития верхнеэоцен-нижнемиоценовых отложений Чхари-Зеда Симонети (Лобжанидзе, 1980). Ее формирование, очевидно, также обусловлено новейшим оживлением разлома в фундаменте с более приподнятым северным крылом, являющимся, быть может, "побочным продуктом" Кутаиси-Сачхерского разлома (рис. 3).

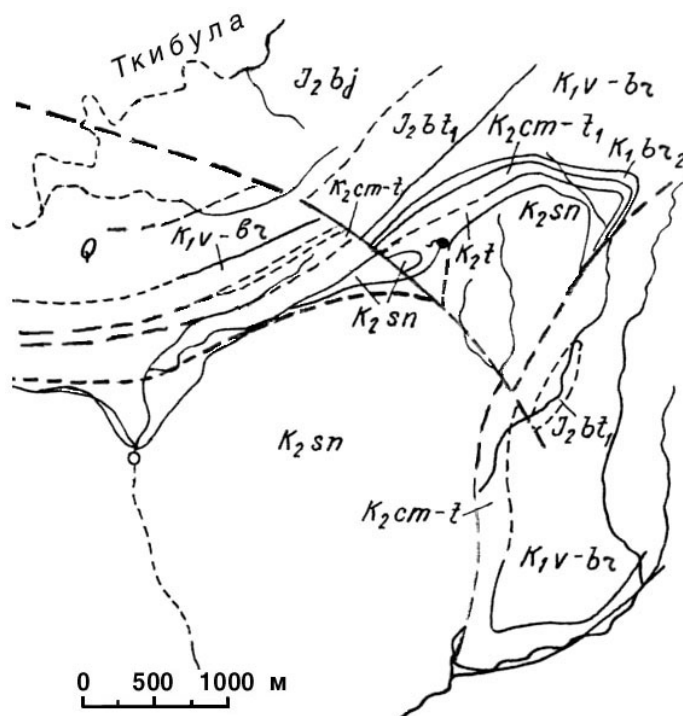


Рис. 3. Схема геологического строения участка Гогни-Ахалсопели

Относительно истинного характера взаимоотношения Окрибского и Шаорского поднятий трудно высказаться. На основании тщательного анализа имеющегося к тому времени достаточно богатого геолого-разведочного материала А. Джанелидзе (1947) сформулировал концепцию постэрозионного (валахского?) концентрического надвига Накеральской дуги с движением к центру Ткибульской котловины. Результатом этой дислокации считал он Ткибульскую полукуполообразную антиклиналь, Сабиласурского надвига (сброса по Б.Ф.Мефферту), Дзированского надвига или "синорогенетического" оползня, а также небольшие дуговые взбросы и многие другие поверхности скольжения с весьма интенсивной мелкой складчатостью (в пластических породах), констатированных вдоль восточно-северо-восточного дугообразного ограничения Ткибульского каменноугольного месторождения. Весьма убедительные данные о серьезной разбитости месторождения нарушениями в виде

сбросов, надвигов, сдвигов и сдвиго-сбросов различной ориентации и разной величины, обуславливающими резкое изменение простирания отдельных его участков, приводятся и в работе Л. Коношевского (1926).

Все отмеченное свидетельствует о том, что в этой приконтактной полосе вышеназванных поднятий слои испытали явные дифференциальные смещения с транспортировкой масс к западу-юго-западу. Тем не менее пока лишь условно можно допустить, что развитые здесь живые поверхностные нарушения представляют собой отражение существующего на глубине главного разлома с более движущимся кверху ЗЮЗ боком. Неуверенность в однозначном решении вопроса в значительной степени связана с плохой обнаженностью данной полосы и её осложнением постэрозионными гравитационными явлениями.

Серьезными становятся затруднения и на северной периферии Окрибского поднятия - в полосе сс. Тхмори-Дгнориса-Твиши-Зуби. Вдоль этой приконтактной части данного поднятия с южным обрывистым бортом Рача-Лечхумской синклинали Б.Ф.Мефферт проводил падающий на север крупный надвиг, несостоятельность построения которого убедительно обосновал А. Джанелидзе (1940, с.160, 161). К востоку от с.Тхмори в сторону с.Хончиори и далее действительно наблюдается взброс, но с перемещением масс не с севера, как это считал Б. Мефферт, а, наоборот, с юга на север. Например, чуть восточнее Тхмори, в великолепно обнаженном разрезе по ущ. р.Квирилы (левый приток р.Шараули) ясно видно, как слоистая толща песчаников и туфогенов верхов порфиритовой серии взброшена с юга на среднеслоистые известняки нижнего неокома, участвующие в сложении падающей на север флексуры. Аналогичная, отчетливо выраженная продольная флексура прослеживается между Тхмори и южным обрывистым склоном вершины Ташава. Здесь же, в верховьях р. Цурци под "аномально" крутыми углами (45-50° и более) падают на ССЗ нижезалегающие слои порфиритовой серии. Создается впечатление, что в этой, примерно десятикилометровой полосе структуры как бы носят надразломный характер. Далее на запад, в окрестностях Дгнориса-Дерчи-Орхва истинная тектоническая картина сильно замаскирована экзотектоническими смещениями. По ущ. р.Риони, чуть севернее свода вроде бы опрокинутой к югу Твишской антиклинали, углы падения в байосских туфопесчаниках достигают больших величин (65-70°). Однако вверх по разрезу они постепенно уменьшаются до 50°, а в низах неокома становятся еще более пологими – 40-45° (Лобжанидзе, 1977). Здесь линию "надвига" Б.Ф.Мефферт проводил немного южнее, по-видимому, вдоль южного крыла названной антиклинали. Если это верно, что нуждается в дополнительном обосновании, тогда одним из возможных объяснений неприуроченности разрыва к современному подножию обрыва неокомских известняков следует, видимо, считать отступающую эрозию. По р.Цхенисцкали между порфиритовой серией байоса и неокомскими известняками расположено достаточно крупное тело кислой эффузивной породы, возможно мальма. Это обстоятельство и недостаточность обнаженности делают еще более неясным характер перехода между рассматриваемыми сопряженными структурными единицами. Вполне допустимо, что в данном разрезе он является постепенным (эрозионно-стратиграфическим).

Литолого-стратиграфические и геоморфологические особенности, а также определенное изменение структурного плана среднеюрских отложений в переходной полосе между Окрибским и Хреитским поднятиями позволяют и здесь предположить наличие поперечного (близмеридионального) разрыва с чуть большим относительным поднятием восточного (Хреитского) блока.

Итак, блоковая природа Окрибского поднятия может считаться более или менее подтвержденной. Сам по себе этот блок, очевидно, не является цельным. Во всяком случае, по имеющимся на сегодняшний день геологическим данным вполне приемлемым кажется предположение Е.И.Девдариани и Н.Н.Квахадзе (1977) о продолжении к востоку, посредине Окрибы, разлома в фундаменте, намечаемого по южному краю Асхского блока (Гуджабидзе, 1967). На самом деле, в пользу возможности существования разлома вдоль субширотной линии Оपुरчхети-Хресили-Ткибули, мне думается, свидетельствуют следующие обстоятельства: 1) бросающееся в глаза изменение направления осей брахиморфных складок с близширотного на северо-восточное (рис. 4); 2) заметное уменьшение мощностей отложений бата, верхней юры и неокома южнее отмеченной линии; 3) проявление позднеюрского вулканизма и распространение анальцимовых песчаников в верхах батского яруса в районе Гелати,

совершенно отсутствующих в синхронных осадках северной Окрибы. Можно констатировать и то, что с намечаемой линией нарушения увязывается, по крайней мере пространственно, Ткибульское 7-балльное землетрясение 1908 года.

Признаки такого разлома ощущаются начиная с батской орофазы, но, возможно, он зародился в начале же усиления байосских нисходящих движений. В случае второго допустимого варианта этот разлом, конечно, вместе с более активным Южно-Окрибским разломом могли выполнять роль выводящих каналов огромного количества продуктов андезито-базальтовых извержений в байосском веке.

Наконец, нельзя считать полностью исключенной возможность продолжения к северу от Зестафони, в сторону Ткибули, субмеридионального разлома (Тмогви-Ацкурского), существование которого было допущено нами совместно с С. Кулошвили при изучении сеймотектонических условий Ахалцихского района в 1985 году³ (рис. 4).

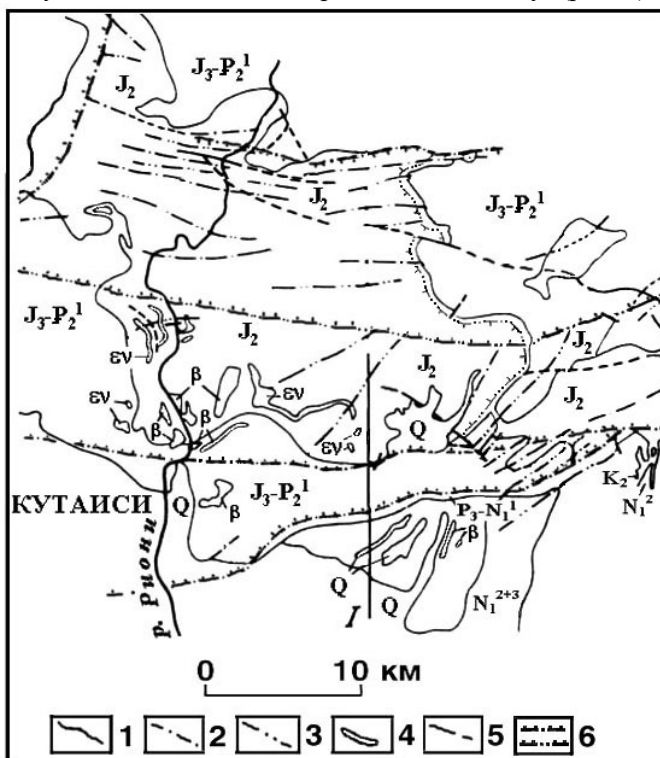


Рис. 4. Схема структурных элементов Окрибского поднятия
 1 – границы между структурными этапами; 2 – оси антиклиналей; 3 – оси синклиналей; 4 – габбисальные тела базальтов и тешенитов; 5 – разрывы; 6 – глубинные разломы: достоверные и предполагаемые. Структурные этажи: Q – четвертичный; N_1^{2+3} – средне – позднемиоценовый; $P_3 - N_1^1$ – олигоцен-раннемиоценовый; $J_3 - P_2^1$ – позднеюрско-эоценовый; J_2 – среднеюрский.

Среди “поверхностных” разрывов можно кратко остановиться на Дзмуисском сбросе северной части Окрибы, который хорошо наблюдается по ущ. р.Лехидари между байосскими туфогенами (с севера) и батскими листоватыми сланцами. К подножью северного склона вершины Велиети последние сменяются породами ткибульской (угленосной) и окрибской (пестроцветной) свит. Так доходит он до Мохоульского обрыва верхнеюрских и неокомских пород, где к субгоризонтально залегающим слоям окрибской свиты и низам неокома с юга примыкают довольно круто падающие на север известняки ургонской фации. На всем протяжении сброса поверхность сбрасывателя падает на юг под углом 60-70°. В восточной части сброса смещение достигает 150 м, однако в западном направлении, как указывал А.И.Джанелидзе (1940), она быстро уменьшается. На востоке, в пределах Накеральского однородного известнякового “мас-

³ В пользу наличия этого поперечного разлома в центральном сегменте Аджаро-Триалетской зоны свидетельствуют, в основном, явные изменения фаций, мощностей и структурного плана среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образований по восточной окраине Ахалцихской депрессии, а также данные исторических сейсмособытий в Тмогви-Ацкурской области.

сива” с лесным покровом проследить линию сброса представляется весьма затруднительным. Тем не менее А.И.Джанелидзе (1940) считал возможным связать этот разлом с замеченным им же в 1925 г. и хорошо изученным на сегодня Махараульским сбросом, с амплитудой до 500 м, осложняющим южную часть Шаорской котловины. В случае такого допущения нужно будет говорить о Дзмуисско-Махараульском сбросе, возможно, достаточно глубокого проникновения

В заключение следует подчеркнуть, что среди названных выше разломов более долгоживущей и потенциально сейсмоопасной является Южно-Окрибская (Кутаиси-Сачхерская) дислокация. С начала лейасовой эпохи до конца среднего сармата она, являясь конседиментационной с меняющимся направлением и скоростями движений примыкающих к нему блоков, существенно влияла на характер осадконакопления в последних. В определенной мере с ней был связан и байосский вулканизм. С позднего сармата, т.е. в начале же коллизионной стадии она превратилась в постседиментационный взброс с относительно активным северным крылом. Именно с более интенсивным поднятием этого крыла увязывается становление Кутаиси-Сачхерской флексурной ступени. Что касается Джоноульского близмеридионального разлома между Окрибским и Асхским блоками, то он скорее всего возник на этапе коллизионной стадии; однако остается неясным, совпадает ли по возрасту резкое поднятие Асхского блока, главным образом в плейстоцене, с зарождением разлома или его оживлением. С коллизионным же этапом связан, по-видимому, формирование структурно-эрозионной границы Окрибского поднятия с Рача-Лечхумской синклиналиной структурой. Существование восточного разрывного ограничения Окрибы, равно как и Гелавери-Хресильского внутриблокового продольного разлома, более определенно ощущается с позднего байоса. В общем, вне сомнения, что имеющиеся в пределах Окрибского поднятия разноранговые и разного типа дизъюнктивы образованы на разных этапах его геологической эволюции.

Литература

Вахания Е.К., Папава Д.Ю. Геологическое строение среднего течения р. Риони //Фонды “Грузнефти”. Тбилиси. 1956. 232 с.

Гамкрелидзе И. П. К тектонике полосы соприкосновения складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы //Сообщ. АН ГССР. 1966.Т.44. №3. С.643-649.

Гамкрелидзе И. П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы //Геотектоника.1969. №4. С.72-84.

Гамкрелидзе И. П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1984. Вып. 86. С. 105-184.

Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В., Кулошвили С.И., Лобжанидзе Г.П., Шенгелая Г.Ш. Карта и каталог активных глубинных разломов территории Грузии (на груз. и англ. яз.) //Сообщ. АН Грузии. 1998.157. № 1. С. 89-94.

Гегучадзе Ш.Х. Геология и история развития междуречья Риони-Квирила (на груз. яз.) //Тбилиси: Мецниереба. 1973. 160с.

Гуджабидзе Г.Е. Геологическое строение средней части междуречья Ингури-Цхенисцкали //Фонды ГИН АН Грузии. Тбилиси. 1967. 440 с.

Девдариани Е.И., Квахадзе Н.Н. Саджая В.Д. и др. Геологический отчет Окрибской геолого-съемочной партии по работам 1973-75 гг. //Фонды Грузгеолдепартамента. Тбилиси. 1976. 478 с.

Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Тбилиси: Изд-во Груз. фил. АН СССР. 1940. 375с.

Джанелидзе А. И. Геологический комплекс горы Асхи (на груз. яз., рез. рус.) //Сообщ. АН ГССР. 1941. Т.11. № 1-2. С. 87-98.

Джанелидзе А. И. К вопросу о строении Ткибульского каменноугольного месторождения //Сообщ. АН ГССР. 1947. Т.VIII. № 6. С.379-386.

Конюшевский Л.К. Отчет о геологическом исследовании месторождений ископаемого угля в районе станций Тквибули-Кутаис-Сачхери- Дзирула. Изд. отдела топлива ВСНХ Грузии. Тифлис. 1926. 163с.

Лобжанидзе Г. П. О соотношении складчатых структур в юрских и меловых образованиях Окрибско-Хреитской зоны //Сообщ. АН ГССР. 1977. 88. № 1. С.113-116.

Лобжанидзе Г. П. О природе дислокаций района Чхари-Зеда Симонети (на груз. яз., рез. англ.) //Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. № 9. С.127-131.

Мефферт Б. Ф. Ткибульский угленосный район. Основные элементы геологического строения и план разведочных работ //Изв. Всес. геол.-разв. объедин. 1932. Т. LI. В.7. С.134-146.

Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами //Глубинное строение Кавказа. М.: Наука. 1966. С.103-112.

Эдилашвили В.Я. Геология районов развития среднеюрских угленосных и олигоценых марганценовых отложений Грузии и смежных с ней областей //Фонды Грузгеолдепартамента. Тбилиси. 1965. 457 с.

КОЛЛИЗИОННОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ МАСС К ЗАПАДУ ОТ АРАВИЙСКОГО СИНТАКСИСА

М.Г. Ломизе

Московский государственный университет
Воробьевы Горы, 119899 Москва

Сложную коллизионную структуру Средиземноморского складчатого пояса маркируют офиолитовые сутуры, деформация которых указывает на их горизонтальный изгиб. Вырисовывается несколько крупных горизонтальных складок (ороклиналей), рассматриваемых как результат вязкого отжимания материала от Аравийского синтаксиса на запад, в Эгейскую область задуговых растяжений. Это отжимание было связано с первыми стадиями альпийской коллизии, начиная с конца среднего эоцена. Особенно выразительны горизонтальные изгибы офиолитовой сутуры Измир-Анкара-Эрзинджан. Среди них левосторонняя Анкарская сигмоида сходна по размерам и условиям формирования с известной Ферганской сигмоидой Тянь-Шаня. Пластичное течение коровых масс сопровождалось локальными проявлениями метаморфизма. К позднему миоцену континентальная кора приобрела достаточную жесткость, так что последующие деформации и направленные на запад смещения пошли по системе молодых сдвигов, активных до настоящего времени.

COLLISIONAL ESCAPE TO THE WEST OF THE ARABIAN SYNTAXIS

M. Lomize

Moscow State University
Vorobyovy Gory, 119899 Moscow

Very complicated collisional structure of the Mediterranean orogenic belt is marked by ophiolite sutures, and deformations of the sutures show their horizontal bending. A few oroclinal folds are distinguished there and we interpret them as a result of ductile tectonic escape to the west of the Arabian syntaxis, towards the Aegean back-arc extensional domain. This escape was connected with the first stages of the Alpine collision since the close of Middle Eocene. The most impressive are the horizontal flexures of Izmir-Ankara-Erzincan ophiolite suture. Sinistral Ankara sigmoid among them seems to be of the same dimensions and origin as the famous Fergana sigmoid in the Tien-Shan. Ductile flow of the rock material was accompanied by local manifestations of metamorphism. By the Late Miocene the continental crust became sufficiently rigid, so that the posterior deformations and westward displacements followed a system of young strike-slip faults which are still active.

В многогранном научном творчестве А.И.Джанелидзе заметное место занимает тектоника. Он проявлял большой интерес к проблемам складчатости и одним из главных механизмов орогенеза считал течение горных пород под давлением со стороны сравнительно жестких массивов земной коры, таких как Грузинская глыба. Эти взгляды нашли впоследствии полное подтверждение в работах по тектонике литосферных плит. Большое значение имели исследования Средиземноморского складчатого пояса, в которых важная роль принадлежит А.И.Джанелидзе и основанной им школе кавказских геологов (И.Гамкрелидзе, 1976; Джанелидзе, 1957; Лордкипанидзе, 1980; Adamia et al., 1980 и др.).

Кавказско-Анатолийский сегмент Средиземноморского пояса дает уникальную возможность проследить всю последовательность тектонических событий от первого субдукционного сокращения Неотетиса в юре к началу коллизии в эоцене и до настоящего момента, когда на границе с южным континентальным обрамлением коллизия все еще соседствует с зоной субдукции, постепенно распространяясь на запад и замещая ее. Вместе с тем, развитие этого сегмента во многом определяется Аравийским синтаксисом, поэтому движения и деформации, обусловленные межконтинентальной коллизией, проявились здесь особенно ярко. Мы считаем, что величина этих движений и деформаций нередко недооценивается. Прослеживание офиолитовых сатур с учетом их последующего изгиба и смещения позволяет по-новому

прочсть альпийскую коллизионную структуру, оно показывает, что на ранних стадиях коллизии преобладали пластичные деформации, обусловленные отжиманием и течением коровых масс от индентора на запад, в область задуговых растяжений над Эгейской зоной субдукции. Образовавшиеся при этом крупные ороклинальные изгибы и сигмюиды размещаются на территории Анатолии.

Главные офиолитовые сугуры. Еще Э.Зюсс, выясняя структуру Средиземноморского складчатого пояса, обратил внимание на распространение зеленокаменных пород, отметив, что именно они маркируют его “наиболее надежные генеральные линии”. Впоследствии это убедительно продемонстрировал А.Гансер, который, исходя из более точного представления о зеленокаменных породах как о триаде Г.Штейнмана, проследил отмеченные ими структурные швы от Альп до Гималаев. Значение подобных швов обрело новый смысл, когда офиолиты были признаны фрагментами древней океанической литосферы. В рамках тектоники плит офиолитовая сугура (шов)- глубинная корневая структура на месте замыкания бассейна океанического типа. Обычно такую сугуру сопровождают выжатые при ее образовании офиолитовые аллохтоны, некоторые из них шарьированы на десятки километров. Сугуры выявляются по приуроченности офиолитов к контрастному сочленению разнородных тектонических единиц. Офиолитовые сугуры особенно важны при расшифровке сложных структурных узлов и, в частности, при прослеживании ороклиналей - складчатых систем, изогнутых в горизонтальные складки. Примером может служить широко известная Ферганская сигмоида в ее сочетании с Таласо-Ферганским сдвигом, их надежно маркирует Алай-Кокшаальская офиолитовая сугура.

Офиолиты и офиолитовые меланжи встречаются почти по всему Средиземноморскому поясу, их размещение, возраст, особенности строения и состава были положены в основу уже нескольких поколений палеорекопструкций мезозойского океана Тетис (Dercourt et al., 1993; Evolution., 1986; Sengör, Natalin, 1997). Между тем на Анатолийском сегменте складчатого пояса с его сложной альпийской структурой, широким проявлением надвигов и шарьяжей, вопрос о былом размещении бассейнов, из которых происходят офиолиты, и даже о числе таких бассейнов океанического типа, остается дискуссионным. В публикациях разных лет представлен весь спектр возможных решений. А.В.Пейве (1969), принимая экстремальную концепцию Э.Бейли и У.Мак-Кэльна (1954) о грандиозном Понтическом шарьяже кристаллических пород континентальной коры, перекрывшем Анатолию, полагал, что все офиолиты этого региона принадлежат единому бассейну, хотя и выступают из-под тектонического покрова в разобценных выходах. Большинство исследователей, напротив, исходят из преимущественно аллохтонного залегания самих офиолитов, которое к настоящему времени установлено во многих местонахождениях - непосредственными наблюдениями, геологическим картированием и бурением. Происхождение офиолитов многие авторы связывают с их шарьированием из двух или трех главных корневых зон, намечающих ветви океана Тетис и приуроченных к северной и южной границам складчатого пояса, а также к его центральной части. Другие считают более вероятным раскрытие в мезозое многочисленных спрединговых трогов и иных малых бассейнов океанического типа, последующее замыкание которых сопровождалось меланжированием и надвиганием офиолитов на ближайшее тектоническое обрамление.

Последний из названных вариантов наполнился новым содержанием с развитием представлений об аккреционной природе рассматриваемой части Средиземноморского пояса. Эта концепция нашла наиболее полное выражение в работах Дж.Шенгера и А.Робертсона с соавторами (Robertson et al., 1996; Sengör, Natalin, 1997; Sengör, Yilmaz, 1981), она предусматривает последовательное наращивание складчатого пояса у активной (субдукционной) Евразийской окраины мезозойско-кайнозойского океана Тетис в результате северного дрифта и причленения к этой окраине микроконтинентов, островодужных и иных комплексов палеоокеана. В таком аккреционном агломерате офиолиты могли быть изначально приурочены к любому стыку вошедших в него тектонических единиц.

Несмотря на разобценность выходов офиолитов Анатолии, разбросанных почти по всей ее территории, большинство их укладывается в протяженные полосы, нередко изгибающиеся по простиранию (рисунок). Тем самым намечаются офиолитовые зоны - полосы распространения офиолитов, прослеживаемые на поверхности. Структурные условия залегания офиолитов разнообразны. В частности, известны зоны, где все офиолиты признаны аллохтонными, шарьированными извне - это останцы покровов, сохранившиеся в линейной

синформе или вдоль молодого разлома. Таким образом, выявление офиолитовой зоны не предопределяет понимание ее тектонической природы, тем более, что условия залегания офиолитов для многих выходов неизвестны. Поэтому важно различать понятия “офиолитовая зона” и “офиолитовая сutura” (“офиолитовый шов”). Последнее представляет собой геотектоническую категорию, в значительной мере концептуальную. В рамках тектоники плит офиолитовый шов - глубинная корневая структура на месте замыкания бассейна океанического типа, которая выявляется не только по размещению офиолитов, но и по контрастному сочленению разнородных тектонических единиц.

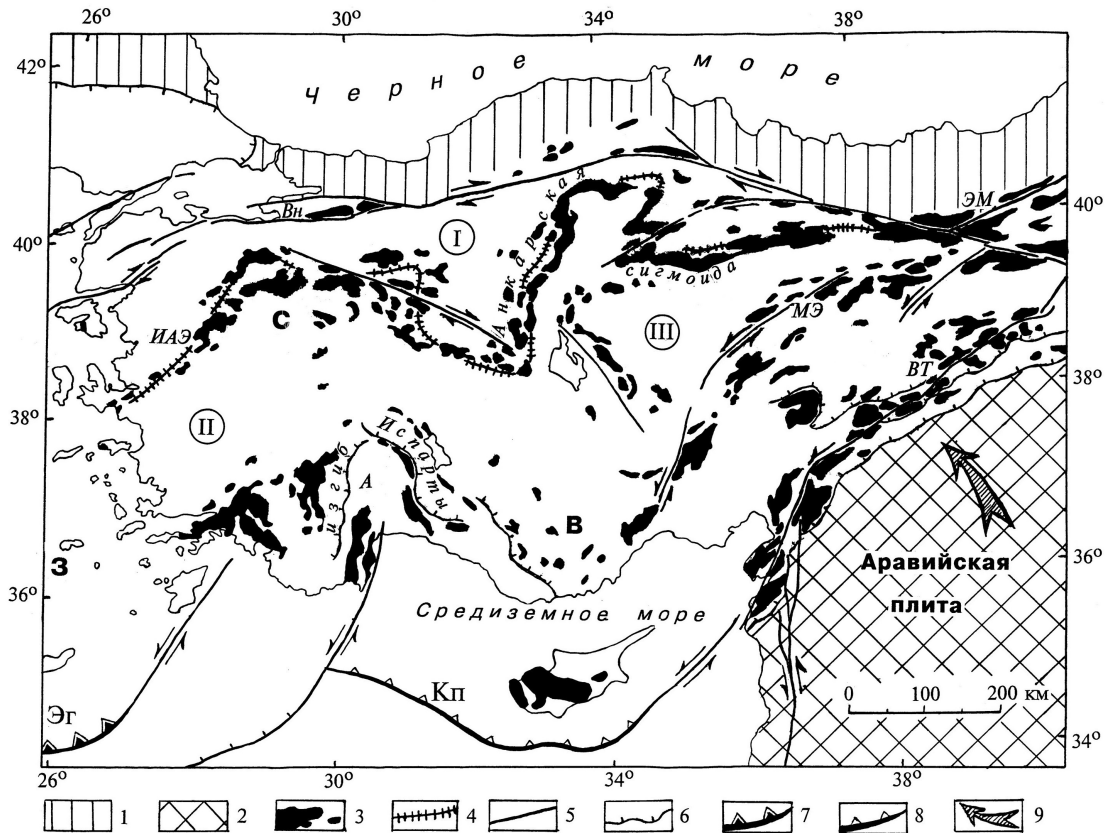


Рис. Горизонтальные изгибы офиолитовых сатур к западу от Аравийского синтаксиса, по М.Г. Ломизе (2000). Размещение офиолитов дано по публикациям И.Алтынли (I.E. Altinli), Ф.Байкала (F. Baykal), Г.Бергуняна (H. Bergougnan), М.Блюменталя (M. Blumenthal), К.Фуркена (C. Fourquin), Т.Жюто (T. Juteau), А.Калафатчиоглу (A. Kalafatcioglu), И.Кетина (I. Ketin), Дж.Шенгера (A.M.C. Sengör), О.Тюйсюза (O. Tuysuz), И.Илмаза (Y. Yilmaz) и др., а также по опубликованным листам Геологической карты Турции масштаба 1:500 000.

1-2 - континентальное обрамление складчатого пояса: евразийское (1) и аравийское (2); 3- офиолиты, офиолитовые меланжи и олистохромы; 4- линия офиолитовой сатуры Измир-Анкара-Эрзинджан; 5- разломы, главным образом сдвиги; 6- надвиги; 7-8 - зоны субдукции: активная (7) и отмирающая (8); 9- движение Аравийского индентора на ранних стадиях коллизии. Наиболее вероятные офиолитовые сатуры, в том числе вовлеченные в шарьирование: Внутрпонтийская (Вн), Эрзинджан-Малокавказская (ЭМ), Измир-Анкара-Эрзинджан (ИАЭ), Анталья (А), Мерсин-Эрзинджан (МЭ), Восточнотаврская (ВТ). Главные сиалические массивы гондванского происхождения: Сакарья (I), Мендересский (II), Кыршехирский (III). Ороклинали Анатолии: Восточная (В), Срединная (С), Западная (З). Зоны субдукции: Эгейская (Эг) и Кипрская (Кп).

В Анатолии намечено несколько наиболее вероятных офиолитовых сатур (Книппер, 1975; Bergougnan, Fourquin, 1980; Juteau, 1979; Sengör, Yilmaz, 1981; Tüysür, 1995), по структурному положению среди них различаются краевые и внутренние сатуры (Ломизе, 2000). Краевые сатуры Внутрпонтийская, Эрзинджан-Малокавказская и Восточно-Таврская отделяют складчатый пояс от его континентального обрамления. Между ними прослеживаются внутренние сатуры: Измир-Анкара-Эрзинджан, Мерсин-Эрзинджан и Анталья. Судя по широкому распространению офиолитов и неоднородности складчатого пояса, вполне вероятно существование других, более мелких сатур, например, вдоль западной границы Кыршехирского массива, где есть выходы офиолитов в полосе Тузгель-Позанты.

Следует отметить разнородность офиолитовых комплексов, отнесенных на рисунке к Восточно-Таврской сутуре. Среди них представлены как офиолиты, обдуцированные на пассивную аравийскую окраину океана еще в конце кампана - начале маастрихта, так и те, становление которых произошло в эоцене, когда перед Аравийским выступом закрылся последний океанический бассейн с его небольшими ответвлениями (Sengör, Natalin, 1997; Sengör, Yilmaz, 1981; Yilmaz, 1993).

Сутурирование (полное замыкание) участков Неотетиса, представленных мезозойскими офиолитами Анатолии, началось в поздне меловое время (в раннем сеноне) и завершилось в конце среднего эоцена, таким образом заключительный этап эволюции океана на меридиане Аравийского клина продолжался 45-50 млн.лет. Этому заключительному этапу предшествовало начальное сокращение мезозойского океана, которое компенсировалось субдукцией под Евразийскую окраину и сопровождалось формированием Среднегорско-Понтийского Закавказского вулканоплутонического пояса с характерным строением, составом пород и оруденением (Lomize, 1998).

Сутурирование протекало в несколько фаз и продвигалось с севера на юг по мере разрастания аккреционного пояса Евразийской окраины. Закрытие океанического бассейна произошло: для Внутрипонтийской краевой сутуры к началу коньякского времени (Yilmaz et al., 1995), для сутуры Измир-Анкара-Эрзинджан в конце позднего мела в палеоцене (Sengör, Natalin, 1997; Tüysür et al., 1995), для сутуры Анталья в конце палеоцена в эоцене, для сутуры Мерсин-Эрзинджан в конце среднего эоцена (Sengör, Yilmaz, 1981). Краевая Восточно-Таврская сутура образовалась в эоцене (Yilmaz, 1993), скорее всего в конце среднего эоцена, это означало смыкание аккреционного пояса с Аравийским выступом и послужило началом межконтинентальной коллизии (Dercourt, 1993), которая отмечена складчатостью и надвигообразованием в прилегающих областях Средиземноморского пояса (Короновский и др., 1997; Хаин, 1984). К западу от Аравийского выступа краевая сутура омолаживается, а еще дальше, перед фронтом Эгейской дуги, появляются реликты еще не сутурированного океанического бассейна.

Горизонтальный изгиб офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс. В ходе коллизии с позднего эоцена расстояние между Аравийским клином и Евразийской плитой сократилось приблизительно на 550 км (Savostin et al., 1986). Такое продвижение Аравийского индентора определило масштаб коллизионных деформаций, для которых решающее значение имело резкое различие геодинамических условий на востоке и на западе Анатолийского сегмента. К западу от трансформного разлома Мертвого моря резко снижается напряженность коллизии. Она убывает и далее, по мере омоложения коллизионного контакта вплоть до Эгейской островной дуги, где субдукция океанической литосферы еще не завершилась. Судя по пододвиганию подводной горы Бэннок на западном фланге дуги, субдукция там продолжается при нормальном сцеплении литосферных плит.

Над Эгейской зоной субдукции вулканизм и структуры растяжения известны с олигоцена (Лимонов, 1999), следовательно заложение зоны субдукции произошло еще раньше. Таким образом, интенсивное коллизионное сжатие складчатого пояса перед Аравийским клином изначально соседствовало с отсутствием такого сжатия западнее, на субдукционном отрезке конвергентной границы. Поэтому продвижение Аравийского индентора компенсировалось прежде всего отжиманием горных масс на запад, вдоль складчатого пояса, что подтверждается и прямыми наблюдениями в наши дни. К востоку от индентора такой свободы перемещения не было, так что коллизионные деформации по разные стороны от Аравийского клина развивались асимметрично.

Соседство “Армянского сгущивания” с “Эгейско-Малоазиатской виргацией” еще в 30-х годах отмечал Р.Штауб. Позже Я.Брюн (Brunn, 1976) предложил более развернутую модель, получившую впоследствии полное подтверждение: она предполагала не только западное перемещение горных масс Анатолии от Аравийского выступа, но и дальнейшее их выпячивание на юг (в направлении обратном движению Аравии) с образованием Таврской и Эгейской дуг. М.Л. Баженов, В.С.Буртман (1990) и М.Л.Копп (1997) включили эти соотношения в общий контекст коллизионных деформаций Средиземноморского складчатого пояса.

Ороклинальные складки, выявляемые по офиолитовым сутурам, существенно дополняют представления о коллизионных деформациях к западу от Аравийского клина. Наиболее выра-

зительны изгибы офиолитовой сутуры Измир-Анкара-Эрзинджан. При общей протяженности почти 1500км она образует горизонтальные складки, которые огибают сиалические массивы: Мендересский, Кыршехирский и Сакарья (рисунок). Конфигурация изгибов такова, что на центральном отрезке сутуры вырисовывается левосторонняя сигмоида, которую мы назвали Анкарской сигмоидой (Ломизе, 2000). Ее северное колено, осложненное дополнительной складкой, прослеживается между Чанкыры и Йозгатом (Tüysür et al., 1995), южное колено – западнее озера Тузгель. Почти меридиональное смыкающее крыло сигмоиды длиной почти 250км проходит непосредственно восточнее Анкары, так что по размерам она сходна с Ферганской сигмоидой Тянь-Шаня. Если предположить, что до деформации офиолитовая сутура Измир-Анкара-Эрзинджан была прямолинейной, то распрямление складок даст продольное (широтное) сокращение пространства при горизонтальном смятии сутуры 350-400км, но сокращение могло быть и меньшим.

Почти параллельно изгибам этих горизонтальных складок прослеживаются и более южные выходы офиолитов Ликийского Тавра, Анталы и Мерсин-Эрзинджанской зоны. Давно известен описанный М.Блюменталем “угол Испарты” (правильнее “изгиб Испарты”, поскольку в оригинале “*courbure d’Isparta*”) - резкий поворот структур севернее Анталы, где под острым углом сходятся простирающиеся, свойственные Эгейской и Кипрской дугам. Этот поворот тоже отмечен офиолитами, хотя их размещение в современной структуре искажено позднейшими надвигами.

В целом, таким образом, офиолитовые сутуры маркируют в пределах Анатолии сложную внутреннюю структуру Средиземноморского пояса, по ним вырисовываются три ороклинальных изгиба (см. рис). Восточная ороклиналь обращена выпуклостью на юг, ее свод выражен поворотом складчатой системы Западного Тавра, а в ядре находится осложняющая ее Анкарская сигмоида (см. выше). Западная ороклиналь, также обращенная сводом на юг, попадает в пределы Анатолии только одним крылом. Срединная ороклиналь соединяет обе эти складки, ее свод обращен на север, а ядро обрисовано изгибом Испарты. В общих чертах все три изгиба складчатых систем были замечены уже несколько десятилетий назад Я.Бруном (Brunn, 1960), который тогда же предположил, что их образование обусловлено давлением Аравийского выступа.

О времени изгиба офиолитовых сутур можно судить лишь приблизительно. Палеомагнитные определения для образцов, отобранных по обе стороны угла Испарты показали, что 20-15 млн. лет назад (бурдигал-ланг) там произошло полное перемагничивание пород, а в последующее время вся структура, как единое целое, была повернута против часовой стрелки на 30⁰ (Morris, Robertson, 1993). Наиболее вероятно, что пластичные деформации коровых масс развивались на ранних и средних стадиях межконтинентальной коллизии, с конца среднего эоцена до начала позднего миоцена. Образование крупных горизонтальных складок определялось выдавливанием и течением коровых масс в свободную от коллизионного сжатия область западнее Аравийского клина.

Структурный рисунок, полученный по офиолитовым сутурам, позволяет судить о кинематике этого коллизионного течения. В горизонтальные складки были изогнуты внутренние сутуры складчатого пояса, что лучше всего видно по сутуре Измир-Анкара-Эрзинджан. Конфигурация краевых сутур существенно не изменялась, поскольку она по-прежнему определялась контуром континентального обрамления. При этом перед фронтом Аравийского выступа у краевой сутуры заметно сгущивание офиолитов, а в Понтидах, на скользящей границе с евразийской окраиной, напротив, происходили будинаж и растаскивание офиолитов вдоль края континента. Хорошо читается Аравийский синтаксис, где офиолитовые зоны сближаются и образуют единый узел в районе Эрзинджана (Ломизе, 1970).

Очевидна пространственная связь главных ороклинальных складок Анатолии с Эгейской и Кипрской субдукционными дугами, их прямое геометрическое соответствие, однако происхождение таких соотношений остается неясным. К началу межконтинентальной коллизии Эгейская зона субдукции уже существовала (в нескольких сотнях километров севернее современной) поэтому Западная ороклиналь скорее всего вторична по отношению к ней и изгибалась к югу вместе с островной дугой, по мере раскрытия задугового бассейна. Кипрская зона субдукции, возможно, заложила позднее, развивалась недолго и неполно (Лимонов, 1999). Не исключено, что уже выгибавшаяся на юг Восточная ороклиналь Анатолии своим давлением

предопределила место заложения Кипрской дуги, в тылу которой лишь позже, со среднего миоцена появились задуговые структуры растяжения. Впоследствии, после отмирания этой зоны субдукции в плиоцене, все движение коровых масс от Аравийского клина направилось мимо нее в задуговую область растяжения над все еще активной Эгейской зоной субдукции. Это отчетливо выражают векторы современных движений по данным глобальной системы местоопределения (GPS) (Relinger et al., 1977).

Свидетельством благоприятных для пластичной деформации условий, которые существовали на ранних и средних стадиях коллизии, служит интенсивный метаморфизм (от зеленосланцевого до амфиболитового) в Мендересском и Кыршехирском массивах, он датирован концом эоцена - началом олигоцена (Sengör et al., 1984). По мере консолидации неоднородной, аккреционной по своему происхождению коры складчатого пояса, пластичные деформации сменялись разрывными. При этом, как справедливо отмечал Н.Павони (Pavoni, 1961), формирование структурных дуг на юге Анатолии могло происходить одновременно (и в закономерном сочетании) с правосторонним сдвигом по Северо-Анатолийскому разлому. Судя по структурному рисунку, Анкарская сигмоида, как внутреннее осложнение Восточной ороклинали, формировалась сравнительно поздно, в связи с активностью этого разлома и опережающего его правостороннего сдвига. К позднему миоцену континентальная кора приобрела высокую жесткость и, когда с началом красноморского спрединга продвижение Аравийского индентора ускорилось (Evolution..., 1986), дальнейшее перемещение горных масс на запад пошло по системе разломов, преимущественно сдвигов, активных до настоящего времени (Barka et al., 1996).

В целом, таким образом, по характеру деформаций к западу от Аравийского синтаксиса выделяются два этапа альпийской коллизии. На первом этапе, с конца среднего эоцена по средний миоцен (около 30 млн. лет), преобладало пластичное течение коровых масс от индентора, формировались ороклинали складчатого пояса, при этом офиолитовые сутуры были изогнуты в крупные горизонтальные складки. На втором этапе коллизии, с позднего миоцена по настоящее время (около 10 млн. лет), вместе с консолидацией коры возрастала роль разломов, формировалась система сдвигов, а на западе региона также и многочисленных сбросов. Дробление жесткой коры сопровождалось вулканизмом, приуроченным к участкам локального растяжения литосферы (Короновский, 1994). Разломный стиль деформаций определился особенно четко в последние несколько миллионов лет, установилась современная кинематика, ясно выраженная в данных сейсмологии и космической геодезии: вращение Анатолийской плиты от индентора (против часовой стрелки), сопровождающееся ее внутренней деформацией по диагональным сдвигам, а на западе, в области задуговых растяжений над Эгейской зоной субдукции, по системе сбросов (Barka et al., 1996; Reilinger et al., 1997).

Преобладание пластичных деформаций на ранних стадиях межконтинентальной коллизии, отчетливо выраженное продольное для складчатого пояса течение горных масс от индентора с образованием ороклиналей и более мелких горизонтальных изгибов, по-видимому, особенно свойственны складчатым областям аккреционного происхождения с их структурной неоднородностью и неконсолидированным состоянием коры.

Литература

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты - Кавказ - Памир. М., 1990.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси. 1976.

Джанелидзе А.И. Складкообразование и седиментация //CGI, XX sess. Section V. Relations entre la tectonica y sedimentation. Mexico. 1957.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области //Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып.267. М. 1975.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе // Тр. Геол. ин-та РАН. Вып.506. М. 1997.

Короновский Н.В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 35-48.

- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гушин А.И., Зарщиков А.А., Панина Л.В., Романовская М.А. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1997. № 4. С. 5-12.
- Лимонов А.Ф. Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время // Автореф. докт. дисс. М. 1999.
- Ломизе М.Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья // *Изв. вузов. Геол. и разведка*. 1970. №11. С. 32-41.
- Ломизе М.Г. Горизонтальные изгибы офиолитовых сутур и коллизионная кинематика Анатолии // *Докл.РАН*. 2000. Т. 371. №2. С.667-670.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси. 1980.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // *Геотектоника*. 1969. №4. С.5-21.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М. 1984.
- Adamia Sh., Bergougnan H., Fourquin C., Haghypour A., Lordkipanidze M., Ozgul N., Ricou L., Zakariadze G. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses // *Mem. Bur. rech. geol. et minières*. 1980. №115. P.122-136.
- Bailey E., McCallien W. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust // *Transactions Royal Soc. Edinburgh*. 1954. Vol. 62. Part 2. P.403-440.
- Barka A., Saroglu F., Emre O., Kuscu I. Active faults of Turkey // *Journ. Earthquake Prediction Research*. 1996. Vol. 5. № 2. P.413-421.
- Bergougnan H., Fourquin C. Un ensemble d'elements communs a une marge active alpine des Carpathes meridionales a l'Iran central: le domaine irano-balkanique // *Bull. Soc.geol. France*. 1980. T.22 №1. P.61-83.
- Brunn J. Les zones helleniques internes et leur extension. Reflexions sur l'orogenese alpine // *Bull. Soc. geol. France*. 1960. T. 11. 4. P. 470-477.
- Brunn J. L'arc concave zagro-taurique at les arcs convexes taurique et egeen: collision et arcs induits // *Bull. Soc. geol. France*. 1976. T.18. № 2. P.553-567.
- Dercourt J., Ricou L., Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Paris. 1993.
- Evolution of the Tethys. Editors: J.Aubouin, X.Le Pichon, A.S.Monin // *Tectonophysics*. 1986. Vol.123. №1-4. P.1-315.
- Juteau Th. Ophiolites des Taurides: essai sur leur histoire oceanique // *Revue geol. dynamique geogr. physique*. 1979. Vol. 21. №3. P.191-214.
- Lomize M. The final evolution and extinction of Tethyan active margin (from the Srednogorie to the Minor Caucasus) // *Carpatho-Balcan Geol. Assoc. XVI Congr. Abstracts*. Vienna. 1998. P.343.
- Morris A., Robertson A. Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 220. №1/4. P.243-266.
- Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung // *Geol. Rundschau*. 1961. Bd.51. №1. P. 122-139.
- Reilinger R., McClusky S., Oral M., King R., Toksoz M., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone // *Journ. Geophys. Research*. 1997. Vol. 102, № B5. P. 9983-9999.
- Robertson A., Degnan P., Collins A., Jones G., Pickett E., Sharp I. Role of subduction-accretion processes in the assembly of the Tethyan orogenic belt in the Eastern Mediterranean region // *30th Int.Geol.Congr. Abstracts*. Vol. 1. Beijing. 1996. P. 314.
- Savostin L., Sibuet J.-C., Zonenshain L., Le Pichon X., Roulet M.-J. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123, № 1-4. P.1-35.
- Sengör A., Natalin B. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press. 1997. P.486-640.
- Sengör A., Satir M., Akkok R. Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. №7. P.693-707.
- Sengör A., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. № 3-4. P.181-241.

Tüysüz O., Dellaloglu A., Terzioglu N. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey //Tectonophysics. 1995. Vol.243. №1-2. P.173-191.

Yilmaz Y. New evidence and model on the evolution of the south-east Anatolian orogen //Geol. Soc. Am. Bull. 1993. Vol. 105. № 2. P. 251-271.

Yilmaz Y., Genc S., Yigitbas E., Bozcu M., Yilmaz K. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia //Tectonophysics. 1995. Vol. 243. №1-2. P.155-171.

О СВЯЗИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ С ОРОГЕНЕТИЧЕСКИМИ ФАЗАМИ (НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОГЕНА КАВКАЗА)

Ф.Д. Маисадзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Пиренейская эпоха тектогенеза на Кавказе вызвала существенные палеогеографические и фациальные изменения.

В начале позднего эоцена в результате древнепиренейской (триалетской) складчатости произошло частичное замыкание большей части Крымско-Кавказского бассейна, в следствие чего сформировалась восстановительная среда, где в условиях сероводородного заражения начали отлагаться лиролепидовые мергели эгрисской (кумской) свиты.

В результате новопиренейской складчатости аналогичный процесс стагнации и сероводородного заражения Крымско-Кавказского морского бассейна проявился сильнее и в больших масштабах и продолжался в течение олигоцена и раннего миоцена. В это время установились своеобразные условия седиментации, обусловившие накопление терригенных отложений майкопской серии.

Исходя из характера биоты, геохимии и литологии майкопской серии можно заключить, что она образовалась в условиях, близких к "модели Черного моря".

ON THE RELATION BETWEEN SEDIMENTATION AND OROGENIC PHASES (BY THE EXAMPLE OF PALEOGENE OF THE CAUCASUS)

F. Maisadze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The Pyrenean phase of tectogenesis caused essential changes in paleogeographic and facial conditions in the Caucasus. It was connected with the beginning of the orogenic stage in the region.

At the beginning of Late Eocene, as a result of the Early Pyrenean (Trialetian) folding, the partial closing of the main part of the Crimean – Caucasian basin occurred, resulted in the formation of medium of sedimentation where, under hydrosulphuric conditions, the Egrissi (Kuma) suite of *Lirolepis* marls started to deposit.

From the beginning of Oligocene as a result of the Neopyrenean folding the analogous process of stagnation and hydrosulphuric pollution of the Crimea – Caucasian basin developed in greater scale and intensity, it lasted during the whole Oligocene and Early Miocene causing the deposition of terrigenous facies of the Maikop suite. Judging by biota, geochemistry and lithology of the Maikop suite it may be proposed that it formed under the conditions close to the “model of the Black Sea”.

Как известно, проявление орогенетических фаз выражается, с одной стороны, механическими деформациями пород, с другой - изменением характера осадконакопления. Первая проявляется в складкообразовании, в образовании разрывных нарушений, в надвигообразовании и др. Что касается осадконакопления, то оно выражается в изменении фациальных условий и мощностей осадков, а также конфигурации седиментационных бассейнов. Отложения, непосредственно сопутствующие орогенетическим фазам, большей частью представлены синорогенными регрессивными образованиями, являющимися прямым следствием и мерой продолжительности тектонических движений, что на примере Окрибы (Западная Грузия) было проиллюстрировано А.И.Джанелидзе (1940) для чегемской (батской) фазы складчатости. Данная фаза здесь выражена как угловым и стратиграфическим несогласиями (в одном случае киммериджа на бате, в другом - нижнего келловоя на байосе), так и регрессивными образованиями (угленосная формация).

На примере верхнеэоценовых отложений Адлерской депрессии нам также удалось установить характер, длительность и время проявления новопиренейской (собственно пиренейской) складчатости на южном склоне Большого Кавказа (Маисадзе, 1984), о чем более подробно будет сказано далее.

Несмотря на то, что связь характера осадконакопления с тектоническими движениями не вызывает сомнения, в каждом случае следует установить в чем выражается эта зависимость и как она устанавливается.

Этому вопросу была посвящена статья А.И.Джанелидзе (1957), в которой на основании анализа мезо-кайнозойской истории геологического развития Грузии рассматривались основные орогенетические фазы и сопутствующие им отложения. Высказанные в этой статье основные положения и выводы до настоящего времени не потеряли своей значимости, однако накопившийся за последующие годы фактический материал, естественно, потребовал по-новому осветить и уточнить некоторые из этих вопросов, и в том числе своеобразии палеогеновых седиментационных бассейнов в течение пиренейского тектогенеза.

Свидетельством того, что орогенетическим движениям сопутствуют значительные палеогеографические преобразования и изменения фациальных условий, могут служить палеогеновые бассейны Кавказа в начале позднего эоцена и в олигоцене.

В настоящее время в палеогене установлено проявление двух фаз складчатости, представляющих собой пиренейскую эпоху тектогенеза, имеющую, видимо, глобальный характер (Хаин, 1980). Первая фаза - древнепиренейская (триалетская, иллирийская) - проявилась перед поздним эоценом, а вторая - новопиренейская (собственно пиренейская) - перед олигоценом.

В результате этих фаз складчатости в рассматриваемом регионе, как и во всей Альпийской складчатой системе, произошли существенные изменения палеогеографического и фациального характера. С ними связано начало орогенного этапа ее развития. В частности, начало этого события в Балканском регионе связывается с древнепиренейской (иллирийской), а на Кавказе - с новопиренейской фазами складчатости.

Древнепиренейская фаза на Кавказе впервые была выделена П.Д.Гамкрелидзе (1949) в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны под названием триалетской, которая здесь выразилась по-разному и с неодинаковой силой.

В частности, в Аджаро-Триалетской зоне в это время произошли существенные палеогеографические преобразования, что нашло свое отражение в частичной инверсии рельефа и в регрессии моря, в результате чего центральная часть бассейна, до этого являвшаяся местом интенсивного осадконакопления, превратилась в зону поднятия (частная инверсия по И.Гамкрелидзе, 1976), разделившего палеогеновый бассейн на северную и южную части. Одновременно с этим, в результате дифференцированных движений, вдоль глубинных разломов (Чохатаурский, Сурамско-Гокишурский) с конца среднего эоцена началось формирование Гурийской депрессии. При общем погружении этой части Аджаро-Триалети внутри будущей депрессии по меридиану Ланчхути-Озургети происходили конседиментационные поднятия в виде кордильер, разграничивающих депрессию в латеральном направлении на две части (Надареишвили, 1968).

В вулканогенно-осадочных образованиях, слагающих большую часть Аджаро-Триалетской зоны, синорогенные образования обычно трудноуловимы. Их наличие зафиксировано в Южноимеретинском предгорье и на северном склоне Месхетского хребта, где эти отложения слагают верхнюю часть среднеэоценовой гурийской свиты и представлены регрессивными образованиями "горизонта биотитовых туфов". С этой фазой, по нашему мнению, связано образование тбилисских олистостромов ("конгломераты запутанного напластования") в конце среднего эоцена (Маисадзе, 1999).

С триалетской фазой связано прекращение Черноморско-Аджаро-Триалетского рифтогенеза и начало режима сжатия и дифференцированных движений (И. Гамкрелидзе, 1976), что в позднем эоцене вызвало резкое ослабление вулканизма в большей части Аджаро-Триалетской зоны.

В другой части Малого Кавказа триалетская складчатость хорошо выражена на территории Армении, где произошли значительные изменения в плане расположения крупных структурных элементов. В частности, она отчетливо проявилась в Ереванско-Ордубадской и

Присеванской зонах, особенно в последней, где происходит инверсия геотектонического режима. В Севанско-Акеринской зоне с этой фазой связано начало внутреннего расчленения и формирование крупных складчатых структур.

В результате относительного поднятия осевой зоны Базумо-Зангезурской эвгеосинклинальной зоны образовались широтные боковые прогибы, где накопились вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования. Наблюдается повсеместное (за исключением мульдовых частей синклиналиев) трансгрессивное залегание отложений верхнего эоцена.

После триалетской складчатости на территории Армении в позднем эоцене отлагались нормально-осадочные песчано-глинистые и карбонатные флишевые (Приараксинская зона), туфоосадочные (Ехегнадзорская синклиналь) и вулканогенные (Севано-Зангезурская зона) образования, местами переслаивающиеся с туфоосадочными породами (Габриелян и др., 1996).

В крайне восточной части Малого Кавказа древнепиренейская фаза ознаменовалась осушением значительных областей осадконакопления. На Малом Кавказе она сопровождалась также проявлением интрузивного магматизма.

В пределах южного склона Большого Кавказа древнепиренейская складчатость проявилась слабо. На небольших участках Гагрско-Джавской зоны наблюдается трансгрессивное залегание верхнеэоценовых отложений на более древних образованиях (Сханарская синклиналь, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали, Душетский р-н и др.).

Стратиграфические несогласия, указывающие на проявление тектонических движений, должны носить региональный характер, т.к. их наличие в отдельных разрезах может быть обусловлено и другими явлениями, в частности, подводным размывом или подводными поднятиями с “нулевой седиментацией”, имеющих локальное развитие. Примером такого несогласия могут служить некоторые разрезы Абхазии (рр.Гумиста, Кодори, с.Цебельда), где над нижнеэоценовыми слоями без каких-либо признаков несогласия непосредственно залегает верхняя часть среднего эоцена (Маисадзе, 1999).

В стабильных в тектоническом отношении частях рассматриваемого региона (Южнокавказская межгорная впадина, Предкавказье), где триалетская фаза в структурном плане особых следов не оставила и где в течение всего эоцена и олигоцена продолжалась непрерывная седиментация (глубоководные участки бассейнов), данная фаза, как и новопиренейская, выразилась по-своему.

В начале позднего эоцена, за исключением флишевых бассейнов южного склона Большого Кавказа и, отчасти, Аджаро-Триалетского бассейна, Приараксинской и Севано-Зангезурской зон, Ехегнадзорской синклинали и ряда участков Малого Кавказа, в результате триалетской складчатости, произошло замыкание большей части Крымско-Кавказского бассейна и ослабление его связи с океаном, в результате чего сформировалась восстановительная среда седиментации, где в условиях сероводородного заражения морской среды начала отлагаться эгрисская свита (лиролеписовые мергели), являющаяся аналогом кумской свиты Северного Кавказа.¹

В это же время в условиях эпиконтинентального моря продолжалась карбонатная седиментация, при которой началась частичная стагнация морской среды, вызвавшая ее сероводородное заражение. Возможно, этот процесс стагнации на отдельных участках бассейна (Гурийский хребет, Южноимеретинское предгорье) начал проявляться с конца среднего эоцена (Маисадзе, 1999)

Как известно, в водах, лишенных кислорода, карбонаты растворяются и осаждаются терригенные отложения. Однако в рассматриваемом бассейне в начале позднего эоцена процесс стагнации не был столь существенным, что и обусловило здесь осаждение мергелей. Зато отчетливо наблюдаются признаки застоя морской среды. В условиях сероводородного заражения и нарушенного газообмена могут существовать лишь планктонные и активно плавающие организмы. Донная фауна в таких случаях отсутствует, однако она могла существовать в мелководных участках бассейна, выше верхней границы сероводородного заражения. В подобных условиях, при высокой плотности фауны (в таксономическом

¹ В отдельных местах Кавказского региона аналоги эгрисской свиты (зона *Globigerina turemenica*) относятся к бартонскому ярусу (Геология Азербайджана, 1997; Крашенинников, Птухян, 1988 и др.)

отношении она была однообразна), широким развитием пользовались лишь активно плавающие организмы.

Следует предполагать, что накопление значительной массы органического вещества в осадке (продукты разложения рыб) в условиях восстановительной среды, обусловило также образование сингенетического пирита. Замедленное разложение органического вещества в водах, зараженных сероводородом, явилось причиной темной (до черного) окраски лиролеписовых мергелей.

На большей части Северного Кавказа в начале позднего эоцена накапливалась кумская свита в условиях обширного моря с относительно нормальной соленостью (пектениды, радиолярии, пелагические фораминиферы) и с несомненным сероводородным заражением в придонных слоях глубокой части бассейна (Сомов, 1977).

Условия и механизм сероводородного заражения бассейна более детально будут рассмотрены при освещении седиментационной обстановки олигоценового бассейна, когда этот процесс проявился сильнее и в больших масштабах.

Вскоре, после осаждения лиролеписовых мергелей, полностью возобновилась связь бассейна с открытым морем, установились нормальные условия осадконакопления и начали осаждаться нормально-осадочные образования (аргветская и клдианская свиты, верхнекоунская подсвита, белоглинская свита и др.).

Новопиренейская фаза проявилась намного четче, чем предыдущая и охватила обширную область не только Кавказа, но и всей Альпийской складчатой системы.

Она, как и триалетская, в рассматриваемом регионе выразилась неодинаково. Если в депрессионных участках бассейнов в позднем эоцене - раннем олигоцене продолжалась непрерывная седиментация, то в периферийных участках бассейнов происходило трансгрессивное налегание нижнеолигоценых отложений на более древние образования (предгорья Большого и Малого Кавказа, сводовые части антиклинальных структур).

На южном склоне Большого Кавказа с рассматриваемой фазой связано возникновение местами несогласия, а также накопление на больших площадях регрессивных образований. На активные тектонические движения в этой области указывает широкое развитие верхнеэоценовых олистостромов.

В восточном флишевом бассейне (восточнее р.Диди Лиахви) новопиренейская складчатость выразилась в осаждении регрессивной верхней части ильдоканской свиты, в которой присутствуют отдельные пачки грубого флиша (рр.Алеура, Меджуда).

Одним из интересных участков рассматриваемого региона, где наблюдается резкая фациальная смена, обусловленная орогенетической (новопиренейской) фазой, является Адлерская депрессия (рис.). Участвующие в ее строении отложения представлены фаунистически хорошо охарактеризованными всеми ярусами палеогена.

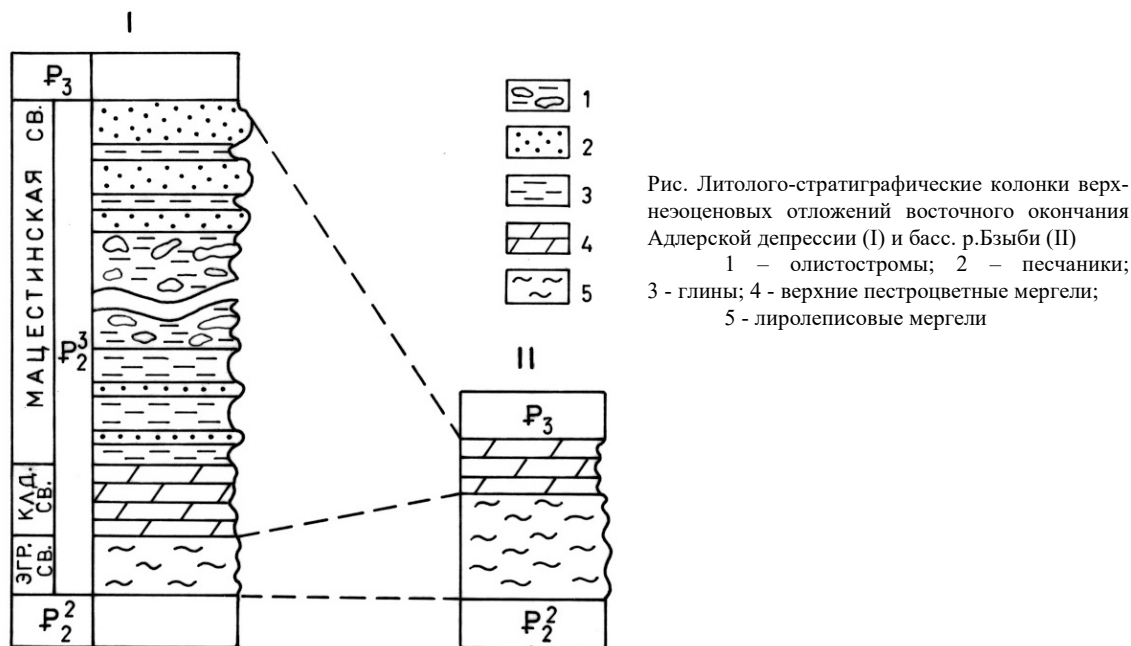


Рис. Литолого-стратиграфические колонки верхнеэоценовых отложений восточного окончания Адлерской депрессии (I) и басс. р.Бзыби (II)
1 - олистостромы; 2 - песчаники;
3 - глины; 4 - верхние пестроцветные мергели;
5 - лиролеписовые мергели

Особого интереса заслуживают верхнеэоценовые образования. Их фациальный анализ показывает, что они представлены двумя литологически четко различающимися подфациями. С одной стороны, это субплатформенные мелководные отложения (до 75 м), аналогичные осадкам Грузинской глыбы и охватывающие нижнюю часть верхнего эоцена (лиролеписовые мергели, верхние пестроцветные мергели), а с другой - мощные (до 350 м) карбонатно-терригенные образования молассоидного типа, характерные для предгорного прогиба (мацестинская свита).

Мацестинская свита расчленяется на три горизонта: нижний - песчано-глинистый, средний - "горизонт с включениями" (олистоостромы) и верхний - глинисто-песчанистый.

Песчано-глинистый горизонт совершенно согласно, без следов перерыва сменяет нижележащие пестроцветные мергели верхнего эоцена. В нижней части он представлен мергелями. Вверх по разрезу постепенно возрастает количество и мощность песчаниковых прослоев.

Переход "горизонта с включениями" в подстилающий (песчано-глинистый) и следующий за ним (глинисто-песчанистый) горизонты согласный. Благодаря литологическому различию, граница между ними довольно четкая. Весь обломочный материал, слагающий олистоостромы, является продуктом переотложения осадков, непосредственно участвующих в строении Адлерской депрессии. По своей природе и происхождению "горизонт с включениями" является подводно-оползевым образованием и представляет собой олистоостром.

Верхний, глинисто-песчанистый горизонт слагается чередованием глин и песчаников. Роль последних вверх по разрезу заметно возрастает.

Мощность всей мацестинской свиты составляет 320-350 м.

Литологический характер и большая мощность мацестинской свиты по сравнению с нижележащими отложениями (эгрисская и кддианская свиты), определенно указывают на ее регрессивный характер. Фаунистическая охарактеризованность и точный возраст горизонтов, слагающих мацестинскую свиту, являющуюся синороженным образованием, дают полное представление о характере и времени проявления новопиренейской складчатости (Маисадзе, 1984).

По-соседству, на Грузинской глыбе, в басс. р. Бзыби синхронные образования представлены исключительно субплатформенной фацией в виде лиролеписовых и пестроцветных мергелей общей мощностью всего 70-100 м (рисунок).

Сравнительный анализ литолого-фациального характера и мощностей верхнеэоценовых образований Грузинской глыбы и Адлерской депрессии четко указывает на то, что во второй половине позднего эоцена в пределах Адлерской депрессии имело место прогибание дна бассейна и привнос значительного количества терригенного материала, обусловившего накопление мощной мацестинской, а затем в олигоцене - хостинской и сочинской свит.

Олистоостромы, развитые в восточной части южного склона Большого Кавказа (восточнее р. Риони), по нашему мнению, синхронны отложениям "горизонта с включениями", и тем самым они фиксируют момент максимального проявления новопиренейской складчатости в пределах южного склона Большого Кавказа.

Учитывая вышесказанное, а также то, что верхнеэоценовые олистоостромы широко распространены и в других регионах Альпийской складчатой системы, по нашему убеждению, они должны быть отнесены к "событийным отложениям". Они являются своеобразными маркирующими образованиями, дающими возможность корреляции тектонических движений как в Альпийской складчатой системе, так и за ее пределами. Их становление, по-видимому, связано с началом процесса покровообразования на южном склоне Большого Кавказа.

В Аджаро-Триалетской зоне данная фаза хотя и проявилась слабее триалетской, все-таки вызвала заметные изменения в палеогеографии рассматриваемой территории, особенно ее западной части.

С ней связана регрессия моря и осушение седиментационных бассейнов. Лишь в восточной и северной частях Триалетского хребта и в Ахалцихской депрессии сохранились остаточные бассейны с продолжающейся седиментацией.

На северной периферии Триалетского хребта вместо лиролеписовых мергелей отлагались грубозернистые кварц-аркозовые песчаники и глины с прослоями конгломератов. На отдельных участках Притбилисского района во второй половине позднего эоцена осаждались

регрессивные образования, представленные исключительно конгломератами (западнее с.Окрокана, по дороге Коджори-Кикети и др.), являющимися синхронными образованиями нуммулитовой свиты.

На Малом Кавказе с новопиренейской фазой связаны значительные складкообразовательные движения, сформировавшие покровно-складчатую структуру Севанско-Акеринской зоны. В конце позднего эоцена здесь происходит надвигание Сомхитско-Карабахской зоны на Севанско-Акеринскую, а под последнюю - пододвигание Мисханско-Кафанской зоны (Гасанов, 1983).

В центральной и северо-восточной частях Малого Кавказа в это время образовалась обширная низкогорная суша.

В результате этих существенных перестроек в конце позднего эоцена произошла регрессия моря, значительное сокращение областей осадконакопления и их смещение к юго-западу (в среднеараксинскую впадину) и северо-востоку (в Куринскую впадину). Именно в этих впадинах и прилегающих к ним участках в раннем олигоцене продолжается осадконакопление.

Значительное прогибание в позднем эоцене наблюдается и в юго-западной части Малого Кавказа, где отложились осадочные образования флишеидного типа (Али-заде и др., 1996)

В северо-западной части Севано-Ширакского синклинория в раннеолигоценное время продолжал существовать мелководный морской бассейн (Лорийский залив Ахалцихского бассейна), где отлагались трансгрессивные терригенно-карбонатно-пирокластические отложения.

В пределах Приараксинской миогеосинклинальной зоны, где новопиренейская фаза проявилась относительно слабо, наиболее глубокая часть существовавшего здесь мелководного моря располагалась в мульдовой части Еревано-Вединского прогиба, где мощность нижнеолигоценых отложений достигает максимума (900 м). По своей природе эти отложения рассматриваются как раннеорогенная морская моласса (Габриелян и др., 1996).

С новопиренейской фазой, по-видимому, связано также резкое убывание вулканизма в начале олигоцена в тех районах Армении, где в позднем эоцене происходила интенсивная вулканическая деятельность.

В области Тальша, где в позднеэоценовое время происходило прогибание и накопление туфогенно-осадочных, вулканогенных и алеврито-песчаных пород, рассматриваемые тектонические движения сопровождалось общим поднятием и складчатостью данной области (Шихалибейли, 1981).

На Северном Кавказе (Ставрополье, Азово-Кубанская впадина) в условиях мелководного бассейна в заключительную стадию накопления осадков верхнего эоцена (верхние слои белоглинской свиты) отчетливо проявились регрессивные явления (Сомов, 1977).

После окончания пиренейской эпохи тектогенеза, ознаменовавшейся началом раннеорогенного этапа, на Кавказе, как и во всем Альпийском средиземноморском поясе, сформировались основные морфоструктурные элементы, которые в результате последующих этапов развития во многом предопределили характер и облик современного геологического строения рассматриваемого региона.

В результате пиренейского тектогенеза произошло замыкание Западного, а затем (в конце позднего эоцена) и Восточного флишевого бассейнов южного склона Большого Кавказа. В предгорных прогибах в олигоцене накапливались терригенные отложения хостинской и сочинской свит (Адлерская депрессия) и свита кинта (Кахетинская зона).

В результате разрастания складчатых областей Большого и Малого Кавказа и прогибания Куринской впадины формируются межгорные и передовые прогибы, где в течение олигоцена в основном накапливались отложения майкопской серии.

С начала олигоцена в большей части Кавказско-Крымского региона установились своеобразные условия седиментации, обусловившие накопление отложений майкопской серии.

Фациальный характер однообразной по литологическому составу майкопской серии указывает на накопление ее в плохо аэрируемой среде, ниже нормального базиса действия волн, в условиях стагнации, когда происходит частичное или полное сероводородное заражение морского бассейна.

Схожие фациальные условия нами уже описывались для начала позднего эоцена (время отложения лиролеписовых мергелей). Если тогда сероводородное заражение бассейна сравни-

тельно быстро сменилось нормальными условиями седиментации, то в рассматриваемом случае установившиеся условия существовали в течение всего олигоцена и раннего миоцена.

Для восстановления условий седиментации и механизма формирования застойных водоемов существует несколько моделей (Хэллем, 1983; Найдин и др., 1986 и др.). Одной из них является “модель Черного моря”, которая считается типичным примером замкнутого бассейна. В нем циркуляция воды ограничена и происходит плотностное расслоение морской воды и, если этот процесс длится в течение длительного времени, ниже границы высокой плотности происходит обеднение морской воды кислородом.

Как уже отмечалось, при дефиците кислорода в придонной части бассейна происходит значительное или полное вымирание бентосных организмов, в то время как выше границы застоя, где существуют благоприятные условия для существования органического мира, наблюдается высокая биопродуктивность морской среды. В результате отмирания и опускания на дно бассейна фито- и зоопланктона, служивших пищей для бактерий, в частности, для сульфат-редуцирующих бактерий, происходит восстановление сульфатов морской воды до сероводорода.

Как показали исследования осадочных образований Черного моря, бескислородные условия по времени совпадают с климатическими оптимумами. Предполагается, что в четвертичном периоде морская вода Черного моря полностью была насыщена кислородом (Хэллем, 1983).

Специальные исследования майкопских отложений Крыма и Кавказа по воссозданию палеоэкологических и палеогеографических условий олигоценового бассейна (Страхов, 1932; Геккер, Мерклин, 1946; Мстиславский, Коченов, 1960; Столяров, Ивлева, 1989 и др.) показали, что массовое захоронение рыб происходило, по-видимому, в сероводородных впадинах – ловушках в пределах шельфа. Они образовывались под влиянием глубоководных течений и массовой гибели организмов или за счет диагенетического преобразования илов. Последние были обогащены органическим веществом. Не исключена возможность, что по отдельным разломам в морской бассейн поступал сероводород. Эти факторы могли служить причиной массовой гибели планктона и захоронения фосфатизированных скелетов рыб и их чешуй.

Исходя из характера биоты, геохимии и литологии майкопской серии можно заключить, что она образовалась в условиях, близких к “модели Черного моря”. В частности, в условиях заметного сероводородного заражения морской воды, когда существовали лишь планктонные и активно плавающие организмы, остатки чешуй которых так характерны для пород майкопской серии. Небольшой комплекс планктонных фораминифер, содержащихся в майкопской серии, указывает на полузамкнутый характер олигоценового бассейна, который временами ненадолго восстанавливал связь с океаном, в результате чего в бассейн проникали новые группы фораминифер (Лалиев, 1964).

В целом “майкопская морская глинистая формация олигоцен-нижнего миоцена может быть отнесена к разряду уникальных образований, не имеющих геологических аналогов” (Столяров, Ивлева, 1989).

В заключение следует отметить, что приведенные выше примеры еще раз подтверждают значительную зависимость осадконакопления с орогенетическими движениями как в процессе складчатости, так и после ее завершения.

Изучение фациальных изменений и анализ мощностей пород, особенно там, где имеются непрерывные разрезы и где отсутствуют прямые признаки тектонических движений (угловое несогласие), могут иметь решающую роль в установлении тектонических фаз. Фациальные условия, установившиеся в большей части Кавказа в начале позднего эоцена (после триалетской складчатости) и в олигоцене (после новопиренейской складчатости), по нашему мнению, являются ярким тому подтверждением.

Литература

Али-заде А.А., Али-заде К.А., Алиуллу Х.А. Геологические и биотические события позднего эоцена - раннего олигоцена. Регион XI. Азербайджан. Ч.I. М.: ГЕОС, 1996. С. 118-130.

Габриелян А.А., Григорян С.М. и др. Геологические и биотические события позднего эоцена - раннего олигоцена. Регион X. Армения. Ч.I. М.: ГЕОС, 1996. С. 98-111.

- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1976. Вып. 52. 225 с.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 1949. 508 с.
- Гасанов Т.Аб. Палеогеновые олистостромы Малого Кавказа // Геотектоника. 1983. №5 С.74-83.
- Геккер Р.Ф., Мерклин Р.Л. Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. биол. наук. 1946. № 6. С.22-52.
- Геология Азербайджана. Т.1. Стратиграфия. Часть вторая. Мезозой и кайнозой. Баку: Nafta-Press. 1997, 636 с.
- Джанелидзе А.И. К вопросу об орогенетических фазах // Сов. геол. 1940. №5-6. С.172-174.
- Джанелидзе А.И. Складкообразование и седиментация // GGJ. Section V - Relations entre la Tectonica y Sedimentation. Mexico. 1957. С.289-302.
- Крашенинников В.А., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным микрофораминиферам и нуммулитам // Вопр. микропалеонт. 1988. Вып. 28. С.60-98.
- Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра. 1964. 308 с.
- Маисадзе Ф.Д. О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С.148-152.
- Маисадзе Ф.Д. Палеогеография и геологическое развитие Грузии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. 1999. Вып. 111, С. 214.
- Мстиславский М.М., Коченов А.А. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в “красных водах” // ДАН СССР. 1960. Т.134. № 5. С.1021-1023.
- Надареишвили Г.Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья (на груз. яз.) // Дисс. кандид. геол.-мин. наук. 1968. 341 с.
- Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. // Палеогеография и палеоокеанология. М.: Недра. 1986. 262 с
- Сомов В.Д. Основные черты палеогеографии восточных и центральных областей Северного Кавказа и Предкавказья в палеоэоценовую и эоценовую эпохи // Геология мезозойских и палеогеновых отложений Северо-Восточного Кавказа. Грозный. 1977. С.161-179.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях //Литол. и полез. ископаемые. 1989. №1. С.32-65.
- Страхов Н.М. К вопросу о причинах и времени сероводородного заражения Черного моря // Землеведение. 1932. Т. XXXI. № 1-2. С.79-92.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра. 1973. 510 с.
- Хаин В.Е. Орогенез и тектоника плит // Тектоника. Геология альпид “тетического происхождения”. М.: Недра, 1980. 5-15 с.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир. 1983. 326 с.
- Шихалибеги Э.Ш. Основные черты тектонического развития Азербайджана (статья II – Позднегеосинклинальная стадия альпийского этапа) // Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1981. № 2. С.43-55.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕМЕЛОВОЙ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ГРУЗИИ

Э. В. Варсимашвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Нижнемеловые флишевые отложения Грузии состоят из различных типов и разновидностей флиша. Выделены генетические типы осадков, слагающих флишевые отложения исследованного региона (подводно-оползневые, плотных зерновых потоков, потоков разжижения и турбидных течений), которые образовались в троговой обстановке, контролируемой тектоническими и эвстатическими факторами.

REGULARITIES OF STRUCTURE AND FORMING CONDITIONS OF EARLY CRETACEOUS FLYSCH FORMATION IN GEORGIA

E. Varsimashvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Lower Cretaceous flysch deposits of Georgia consist of different types and varieties of flysch. Here genetic types of deposits constituting flysch sediments of the studied region are distinguished: subaqueous slumps, dense grainflows, liquefactive flows and turbidity currents which had formed in trough conditions under the control of tectonic and eustatic factors.

Флишевые отложения, являющиеся в основном осадками гемипелагической обстановки, как известно, более или менее хорошо изучены. Термин "флиш" впервые был использован Б. Штудером (1827) в Альпах для крупных серий осадков, состоящих, в основном из алевроитовых песчаников и глинистых сланцев. Термин первоначально имел сугубо литологическое значение. Несколько другое понятие придается этому термину авторами, которые под понятием "флиш" подразумевают геотектонику, образовавшуюся в определенной геотектонической зоне и на определенной стадии развития геосинклинали. В настоящее время многими исследователями флиш рассматривается с точки зрения его генезиса и литологических признаков. Такое толкование флиша принято и в представленной работе.

Характерными особенностями нами изученных нижнемеловых флишевых отложений являются наличие двух основных гранулометрических групп осадков: 1) реседиментационных фанеромерных (псефитов, псаммитов, алевроитов) и 2) фоновых криптомерных (пелитов, глинисто-карбонатных и карбонатных илов). Для исследованного комплекса свойственно ритмическое строение, заключающееся в повторении по разрезу слабо варьирующих по составу разномасштабных (от долей сантиметра до первых десятков метров) ритмов. Они начинаются с относительно более крупнозернистого реседиментационного осадка, сменяются сверху тонкозернистыми образованиями и заканчиваются фоновыми пелитовыми, что и обуславливает резкую границу между ритмами. Судя по текстурным интервалам, ритмы в них часто неполные, реже полные. Основные структуры пород изученного комплекса преимущественно псаммитовые, алевроитовые и пелитовые; второстепенные - псефитовые и микрозернистые. Текстуры разнообразные - горизонтальные, косослоистые и др.; резко доминирует горизонтальная слоистость. Внутренними структурами являются градиционная слоистость, нижняя и верхняя параллельная ламинация, мелкомасштабная косая слоистость, конволюция течений и знаков ряби. Почти каждая нижняя поверхность слоев реседиментационных пород, отвечающая нижней границе ритма, покрыта различного рода знаками и гиероглифами. Изучение гиероглифов дает определенный материал для восстановления физико-географических условий - обстановки осадконакопления нижнемеловых отложений. Разнообразные по своей скульптуре, величине и рельефности изученные флишевые гиероглифы естественно и различного происхождения - механогиероглифы представлены гиероглифами вкалывания, волочения и подпрыгивания. Массовое распространение имеют эрозионные гиероглифы - серповидные знаки отпечатков желобков размыва и

др. Встречаются продольные и неправильной формы выпуклости. Часто присутствуют ядра внедрения и знаки - слепки размыва, которые образуются турбидными течениями, и ориентация острых кончиков, указывающие на направление течений.

Биоглифы многочисленны и разнообразны - широко распространены следы биотурбации, ходы илоедов и др. Они представлены в виде валиков, слепков со следами ползания червей, имеющих то прямые, то круглые, то дугообразные и др. формы.

Отмеченные гиероглифы развиты в основном в готеривских и барремских отложениях. Надо отметить, что крупные натечные гиероглифы, обращенные острыми кончиками языков, в основном, на северо-запад и юго-восток (по азимуту NW-310-350⁰, SO-100-140⁰ за редким исключением), вероятно, еще раз подтверждают наши предыдущие выводы об основных источниках питания нижнемелового флишевого комплекса - Болшекавказский архипелаг и батская кордильера (Варсимашвили, 1992).

По составу и источнику материала слагающих пород отложения нижнемелового времени, обладая всеми вышеотмеченными признаками, свойственными флишу в целом, отвечают понятию флишевая формация, в которой, по И.К. Начеву (Nachev, 1987), различаются кластическо-известняковый и граувакково-алевролитовый типы флиша.

В кластическо-известняковом типе флиша, который развит в основном в нижних горизонтах изученного комплекса и в альбских отложениях по гранулометрическому составу пород по характеру и по мощности элементов ритма выделяются разновидности: кластическо-известняковый (грубый флиш берриас-нижний валанжин), мергельный (верхний валанжин) и мергелно-аргиллитовый (альб); в граувакково-алевролитовом типе флиша выделены песчаниково-аргиллитовый (нормальный - готерив), песчаниковый (нижний баррем) и аргиллитовый (верхний баррем-апт). Эволюция осадконакопления в нижнемеловом бассейне изученного региона находит свое отображение в закономерном изменении вышеотмеченных типов флиша в восходящем разрезе.

Изучив текстурные особенности нижнемеловых пород исследованного региона, проанализировав их петрографический состав и строение разрезов, по характеру способа транспортировки обломочного материала, в нижнемеловом бассейне седиментации изученного региона выделены следующие генетические группы осадков (Варсимашвили, 1992), возникшие: 1) подводными оползнями, 2) зерновыми потоками, 3) потоками разжижения и 4) турбидными течениями. Эти разные генетические типы осадков являются реседиментационными. Их образование предопределяется процессами ремобилизации и ретранспортировки первичных более мелководных осадков течениями разной плотности, вещественного и гранулометрического состава и их реседиментации в более глубоководной обстановке нижнемелового седиментационного "Восточного флишевого бассейна". В разрезах изученного региона вышеотмеченные реседиментационные породы ритмично чередуются с фоновыми, что и называется флишем.

Рассматривая генетический профиль, составленных нами характерных литологических разрезов нижнемеловых флишевых образований исследованного региона (рис.), можно проследить следующую картину: в берриас-валанжинское время в исследованном бассейне накопились подводно-оползневые флюксотурбидиты. Они представлены известняковыми гравелитами (свита темных мергелей и кластических известняков - млетская свита). Осадки сложены более или менее скатанными обломками микрозернистых, органогенных или органогенно-детритовых известняков с незначительной примесью алюмосиликатного кластического материала, погруженных в глинисто-карбонатный матрикс. Размеры обломков 2-5 мм. Характерна слабая сортировка материала.

Цемент в основном базального, реже порового типов. Нижние и верхние контакты слоев резко выражены. Они ритмично чередуются с фоновыми мергелями. Источниками сноса для этих реседиментационных осадков служили карбонатные отложения верхней юры, развитые на внутрибассейновых поднятиях, а также на батской кордильере, существующей в это время на юге бассейна.

Верхние горизонты нижнего валанжина и отложения верхнего валанжина - свита песчано-глинистых известняков и мергелей (эдисская свита) представлена осадками мутьевых течений (турбидитами). Эти реседиментационные осадки состоят из тонкозернистого обломочного материала со свойственной вертикальной отсортированностью. Каждый слой характеризуется четкой подошвой и постепенным переходом в фоновый пелитоморфный осадок (со следами биотурбации, отпечатками ходов илоедов и др). Турбидиты обладают различной осадочной тексту-

рой. В отдельных толщах реседиментационного осадка, как правило, наблюдается закономерная последовательность градационных интервалов (a,b,c,d,e) Боума.

Источниками питания изученных нами вышеотмеченных турбидитных осадков служили опять-таки внутрибассейновые поднятия, сложенные верхнеюрскими мелководными карбонатными отложениями, а также бескарбонатные образования, развитые на Сванетском поднятии (дизская серия).

Стратиграфически вышележащие ниже- и верхнеготеривские отложения (баханская свита и пасанаурская нижняя подсвита) нами отнесены к осадкам, образованным плотными зерновыми потоками. Эти отложения представлены карбонатными песчаниками, песчанистыми известняками, мергелями и аргиллитами. Для этих реседиментационных пород характерны средне- и мелкопсаммитовый состав и массивная текстура, резкие границы, на нижней поверхности знаки нагрузки и вымывания. В верхних частях слоя часто развиты косоволнистая, изредка градационная слоистости. В терригенной части песчаников зернового потока почти не встречается карбонатный материал. Мощность их слоев значительна (до 2,5 м). По многочисленным замерам подошвенных знаков направление движений зерновых потоков, в основном, двустороннее - с северо-запада на юго-восток в Верхней Раче, в Кахети же с юго-востока на север и северо-запад. В центральной части бассейна - в Шида Картли осадки зерновых потоков фациально замещаются турбидитными образованиями, где реседиментационные осадки представлены алевроитами - дистальными турбидитами с интервалами С-Е и В-С модели Боума, которые характеризуются тонкозернистым составом, малыми мощностями слоев и резкой нижней границей. В соответствии с этим предполагаем, что источниками сноса для этих реседиментационных групп пород служили с одной стороны (с запада) вышеуказанное Сванетское поднятие (дизская серия), с севера - древний Большекавказский архипелаг, а с юга - батская кордильера, на склонах которых эродировались как терригенные отложения лейаса и доггера, так и образования кристаллического субстрата, сложенного гранитоидами и метаморфитами. На разные источники указывает также минеральный состав песчаников - в восточно - кахетинской ТМП состав и соотношение устойчивых аксессуаров отличаются от таковых других провинций (количество силлиманита в тяжелых фракциях достигает 50%, тогда как в центральной и западной частях бассейна этот минерал вовсе не встречается).

Пасанаурская средняя подсвита (нижний баррем) толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников по своим генетическим признакам нами отнесена к отложениям, образованным потоками разжижения. Реседиментационные осадки потоков разжижения, средне-крупнопсаммитового состава, имеют массивные и большие мощности слоев - 10-12 м. Им свойственны также характерные текстуры отжатия воды, знаки нагрузки и текстуры выжимания. Реже наблюдается слабая гранулометрическая сортировка материала. Границы слоев резкие, нередко встречаются эрозионные опечатки на подошве слоя. Для этой свиты характерно ритмичное чередование толстослоистых (до 12 м) реседиментационных песчаников с тонкими (0,01-0,15 м) фоновыми аргиллитами. Питательным субстратом этого генетического типа пород, по замерам подошвенных знаков для установления направлений движений разжиженных потоков, в основном, является та же батская кордильера, на склонах которой происходила эрозия, за исключением вышеуказанных отложений, также микроклиновых гранитов (развитие аркозово-кварцевых песчаников). На одностороннее направление течения потоков указывает и то, что мощность отдельных слоев реседиментационных пород и крупность зерен осадков значительно уменьшается с востока на запад. В этом генетическом типе (разжиженных потоков) нами прослежен мшанковый горизонт, представленный известняковым гравелитом, текстура которого по простиранию меняется (размер зерен уменьшается в восточном направлении); предполагаем, что источником питания этого слоя, как было отмечено выше, являлась батская кордильера, размываемая к этому времени на юго-западе бассейна осадконакопления.

Стратиграфически выше развита пасанаурская верхняя подсвита (верхний баррем) и тетраховская свита (апт) отнесенные нами к реседиментационным образованиям плотных зерновых потоков; эти реседиментационные породы более мелкозернистые, фоновые же отложения в этот отрезок времени играют более значительную роль, что объясняется менее интенсивным размывом питающего субстрата.

Павлеурская свита (альб) по своей природе соответствует образованиям турбидных потоков - дистальному флишу, источником которого считаем опять-таки кордильеру, сложенную большей частью карбонатными породами, а также в верхних горизонтах продуктов альб-сено-

манского вулканизма.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, на нижнемеловом этапе развития "Восточного флишевого бассейна" в Грузии по способам транспортировки материала можно выделить, в основном, четыре типа флишеобразования, последовательно сменяющих друг друга во времени и в пространстве.

Проблема происхождения флиша, несмотря на многочисленные исследования, продолжающиеся уже много лет, остается не решенной однозначно. О происхождении флиша и флишевой ритмичности существует, в основном, две наиболее распространенные гипотезы.

Гипотеза колебательных движений, или осцилляционная гипотеза (Вассоевич, 1948 и др.) была до недавнего времени наиболее популярной. Согласно этой гипотезе, ритмичность возникает благодаря перемещению береговой линии и изменению глубины моря. Обмелению бассейна соответствует образование грубозернистой части ритма, а углублению - тонкозернистой. Сторонники гипотезы эпизодического взмучивания осадков (Келлер, 1947) стали понимать флиш и особенно флишевую формацию более широко и флишевыми называть толщи, не обладающие всеми обязательными признаками. Они определяют флишевую формацию как парагенетическую совокупность отложений, среди которых резко преобладают турбидиты. Таким образом, гипотеза эпизодического взмучивания предполагает периодическое взмучивание масс осадков, накопившихся в прибрежной полосе моря и их перенос в виде оползней, а затем мутьевых потоков в более глубоководные участки бассейна, где они отлагались в виде турбидитов. В периоды затишья между мутьевыми потоками отлагались тонкие фоновые илы. Предполагают, что взмучивание осадков происходит вследствие землетрясений, моретрясений и возникновения при этом волн цунами; последние часто связаны с глубинными конседиментационными разломами на границе трогов и кордильер, а также в зонах субдукции.

О связи флишеобразования с эвстатическими колебаниями уровня моря Мирового океана интересное соображение высказал В.Т.Фролов (1988), который на основе исследования плейстоценовой эпохи указывает, что "...резкое, до 100 м и более, падение уровня Мирового океана создавало возможность выноса реками своих наносов почти до бровки шельфа, откуда они легко уходили в канионы и у подножия континентального склона формировали турбидитные конусы. Эта закономерность позволяет и в глубоком прошлом по усилению турбидитообразования предполагать эвстатические колебания уровня океана..."

Наряду с вышеотмеченным, некоторые исследователи (Леонов, 1972), сравнивая флишевые образования с современными морскими осадками Черноморского и Атлантического бассейнов, предполагают, что осадки, имеющие большое сходство с флишем, в настоящее время образуются на материковом склоне и у его подножья и что структура этой зоны бассейнов соответствует требованиям, которые были предъявлены ранее к бассейнам флишенакпления. Тем самым они допускают, что флиш - образование континентального склона и его подножья.

Основное разногласие между вышеуказанными гипотезами касается возможной глубины флишенакпления. В настоящее же время ряд геологов считают, что проблемы батиметрии флиша вообще не существует, и флиш мог отлагаться как в прибрежных зонах, так и на значительных глубинах (Фролов, 1988).

Детальные исследования и анализ полученных данных позволяют высказать несколько иное соображение о происхождении нижнемелового флишевого комплекса изученного региона. Преобладание в верхневаланжинско-раннеготеривских и альбских образованиях тонкозернистых глинистых пород, обогащенных пиритом, быстрая смена их тонкозернистыми карбонатными отложениями (мергелями и известняками), микрофауна открытого моря и другие признаки указывают на относительно глубоководную обстановку этой зоны осадконакопления. По характерным же текстурным признакам основных типов пород (косая слоистость, наличие обуглившихся растительных остатков в фоновых осадках, риппельмарки, быстрая смена гранулометрии по простиранию и др.) позднеготеривско-аптские отложения относятся к сравнительно мелководным осадкам.

Что касается морфологии бассейна осадконакопления исследованных отложений, рассматривая флиш как отложения подводного склона и его подножия предполагаем, что образование нижнемеловых флишевых отложений происходило в определенной зоне водоема, которая характеризовалась наименее стабильным гидродинамическим и нестабильным своеобразным гидрохимическим режимами, и что в бассейне одновременно латерально накапливались и нормальные морские осадки.

Говоря о механизме образования изученного флиша, как уже отмечалось, считаем, что осадконакопление в бассейне флишеобразования происходило из мутьевых (суспензионных) потоков, спазматически возникающих вследствие гравитации и колебания уровня мирового океана с наложением влияния климатических факторов, морских течений, сейсмических явлений, динамики бассейна и др.

Таким образом, изученный нижнемеловой флишевый комплекс образовался в троговой обстановке, контролируемой тектоническими и эвстатическими факторами.

Литература

- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Гостехиздат. 1948. 240 с.
- Варсимашвили Э.В. Седиментологические особенности и генетические типы флишевых отложений раннемелового бассейна ЮСБК // Литол. и полезн. ископ. Наука. 1992. №4. С.39-50.
- Геология СССР. т. X. ГССР. М.:Недра. 1964. 655 с.
- Келлер Б.М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа //Тр. ГИН АН СССР. 1947. Вып. 48. 125 с.
- Леонов М.Т. Флиш-образование подводного склона //Литол. и полезн. ископ.1972.№2. С.34-45.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития флиша. М.: Мир.1967. 98с.
- Фролов В.Т. Флишевая формация-уточнение понимания //БМОИП. Отд.геол.1988.Т.63. Вып.4. С.16-31.
- Nachev Y.K. Resedimentary rocks, sedimentation and origin of flysch //Geol Balcanica. 1987. 17, 3. Sofia, April. P.15-26
- Studer. B. Geognostische Bemerkungen uber einige Teile der nordeichen Alpenkette. G. Mineral 1827 Bd 1. P.39-84.

ВЕРХНЕОЦЕНОВЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ УЩЕЛЬЯ РЕКИ АРАГВИ

Н. Э. Гагнидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

На Южном склоне Большого Кавказа олистостромы находятся на разном стратиграфическом уровне. В ущ. р. Арагви отмечаются два уровня верхнеэоценовых олистостромов: в основе верхнего эоцена и в самой верхней части верхнего эоцена. В строении олистостромов участвует обломочный материал, представленный докембрийскими и типичными герцинскими гранитоидами, нижнеюрскими сланцево-песчаниковыми, среднеюрскими вулканогенными, верхнеюрскими известняками и меловыми и палеогеновыми карбонатно-терригенными осадками. Матрикс олистостромов представляет алевроито-пелитовый карбонатный осадок.

THE UPPER EOCENE OLISTOSTROMES OF THE ARAGVI RIVERGORGE

N. Gagnidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

On the Southern Slope of the Greater Caucasus the olistostromes are spread at different stratigraphic levels. In the Aragvi rivergorge at lowermost and uppermost parts of the Upper Eocene two levels of the Upper Eocene olistostromes are observed. Olistostromes are built of Pre-Cambrian and typically Hercynian granitoids, Lower Jurassic volcanogenic sediments, Upper Jurassic limestones and also Cretaceous and Paleogene carbonate-terrigenous sediments. Olistostrome matrix is represented by aleuropelitic carbonate sediments.

Введение

В геологическом строении многих районов мира участвуют комплексы своеобразных пород - олистостромы, которые представлены валунами и глыбами хаотически нагроможденного несортированного материала и который слагает линзы, прослои и мощные горизонты на протяжении многих десятков и сотен километров. На эти образования геологи обратили внимание еще в конце XIX века. Хаотические комплексы многими исследователями были описаны под разными наименованиями: дикий флиш, глыбовые брекчии, мегабрекчии, хаотические брекчии, горизонты с включениями, тиллитоподобные конгломераты, олистостром.

В современном периоде описывают три категории подобных образований: тектонические, ледниковые и осадочно-оползневые, которым итальянские геологи дали название "олистостромы". Однако точно диагностировать и различать данную разновидность весьма сложно, а в некоторых случаях – практически невозможно, что вызвано не только морфологическим сходством, но и их генетической общностью.

Исследованию данных осадков на Южном склоне Большого Кавказа посвящены многие научные работы: В.П. Ренгартена, Н.Б. Вассоевича, М.И. Варенцова, И.Р. Кахадзе, Н. Канделаки, Келлера, Ш.А. Адамия, Д.Г. Ахвледиани, П.Д. и И.П. Гамкрелидзе, М.Г. Леонова, М. Коппа, Дж.Н. Канделаки, Ф.Д. Маисадзе, М. Мамедова и других. Столь большой интерес к олистостромам можно объяснить тем, что они широко распространены во всем Альпийском складчатом поясе (Леонов, 1975, 1981). Олистостромы - своеобразные маркирующие горизонты, которые дают возможность корреляции тектонических движений как в Альпийской складчатой системе, так и за ее пределами (Маисадзе, 1999).

На Южном склоне Большого Кавказа олистостромовые образования находятся на разном стратиграфическом уровне, особенно широко распространены верхнеэоценовые олистостромы. Рассматриваемые образования неравномерно распределены. Их незначительная часть приходится на Сочи - Адлерскую депрессию и является составной частью мацестинской регрессивной свиты. Образование данной свиты некоторые исследователи связывают с новопиренейской фазой складчатости (Маисадзе, 1994). Основная часть верхнеэоценовых олистостромов развита

на восточном сегменте Южного склона Большого Кавказа, южнее флишевой зоны, на протяжении более 200км (Леонов,1975). На западе его крайние выходы встречаются в басс. р. Риони и оттуда в виде почти непрерывной полосы (в общекавказском направлении) распространяются на правое побережье р.Джеджора и дальше в басс. рр. Лиахви, Меджуда, Ксани, Арагви и Иори. Мощность этих осадков колеблется от нескольких до 300-400м. Этот горизонт брекчий и конгломератов трансгрессивно налегает на образования юрского, верхнемелового и палеогенового возраста.

Горизонт брекчий в ущ. р. Арагви впервые выделил в 1932г. В.П. Ренгартен. Однако первые данные об этих осадках встречаются в трудах Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и Карка.

Вопрос возраста горизонта “глыбовых брекчий и конгломератов” на протяжении длительного времени был спорным. Одни исследователи эти осадки относили к нижнему эоцену (Ренгартен, 1924), другие – к среднему эоцену (Варенцов, 1950). Н.Б. Вассоевич отмечал, что глыбы находятся в верхнемеловых и эоценовых образованиях во вторичном залегании (Вассоевич, 1940). Н.И. Мревлишвили (1953) на основе найденной в цементе брекчий-конгломератов фауны нуммулитов определил их возраст как верхнеэоценовый.

Тектонически в районе исследований олистостромы приурочены к Жинвальско-Пховельским и Садзегурско-Шахветильским покровам и с Ксанско-Аркальскому паравтохтону, Жинвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тианетской зоны (рис.1). Надо отметить, что в пределах Садзегурско-Шахветильского покрова имеются олистостромы маастрихтского возраста у с. Цихидзери, на левом берегу р. Аркалы и в ущ. р. Саканапехеви, а в пределах Жинвальско-Пховельского покрова и Ксанско-Аркальского паравтохтона - олистостромы верхнеэоценового возраста. В частности, в Жинвальско-Пховельском покрове у с.Ананури нами описаны разрезы вдоль газопровода и Военно-Грузинской дороги.



Рис. 1. Основные тектонические единицы междуречья Риони-Алазани (по Дж. Канделаки, 1987)

I - мегантиклинорий Большого Кавказа; I₁ - антиклинорий Главного хребта; I₂ - синклинорий Южного склона; I₂¹ - Казбегско-Лагодехская зона; I₂² - Местийско-Тианетская зона; 1-Гудамарская подзона; 2-Мтиулетская подзона; 3-Алисигорско-Чинчельский покров; 4-Садзегурско-Шахветильский покров.

II - Закавказская межгорная область; II₁ - Гагрско-Джавская зона; II₁¹ - Ксанско-Аркальский покров; II₂ - Грузинская глыба; II₂¹ - Окрибско-Хреитская подзона; II₂² - Дзирульский выступ; II₂³ - Восточная зона погружения Грузинской глыбы (Канделаки, 1975)

В разрезе вдоль трассы газопровода верхнеэоценовые олистостромы непосредственно залегают на нормально-осадочных породах этого же покрова (И.Гамкрелидзе, 1997). Выход верхнеэоценовых олистостромов в этом разрезе –100 м. По мнению исследователей, этот контакт может быть тектоническим; что касается южного края олистострома, то он сорван Жинвальско-Пховельским надвигом и налегает на нормально-осадочные образования Ксанско-

Аркальского паравтохтона. Гипсометрически ниже, на левом берегу р. Аркала, ширина выхода этого олистострома 15 м.

Вдоль Военно-Грузинской дороги, вблизи Ананурского моста, хорошо виден тектонический контакт верхнеэоценовых олистостромов с образованиями нижней части верхнего эоцена (возрасты осадков уточнены нанопланктоном, Т. Гавтадзе)(И.Гамкрелидзе, 1997). Вдоль дороги ширина выхода олистостромов 150 м. Затем, как и в разрезе вдоль газопровода, олистостромы с юга ограничиваются надвигом - основание Жинвальско-Пховельского покрова (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977). И здесь, южнее разрыва расположены нормально-осадочные породы, представленные коричневато-серыми, коричневыми почти черными, средне- и тонкослоистыми плитчатыми, битуминозными мергелями со множеством остатков чешуй рыб, в том числе *Lirolepis caucasica Rom.* Эти отложения в литературе известны как лиролепидовые мергели (Маисадзе, 1999).

В пределах Ксанско-Аркальского паравтохтона, в разрезе р.Банцуртхеви, левого притока р.Аркалы, верхнеэоценовые олистостромы непосредственно залегают на распространённых в средней полосе автохтона песчаниках и аргиллитах ааленского возраста. Ширина выхода олистостромов 220 м, его нижняя часть представлена размытым материалом ааленской свиты, а в верхней части появляются валуны и глыбы верхнеюрских известняков размером 1-1,5 м³ и больше. В восходящем разрезе на олистостроме залегают определенная нанопланктоном нормально-осадочная свита верхней части верхнего эоцена (И.Гамкрелидзе, 1997).

Таким образом, в районе отмечается два уровня верхнеэоценовых олистостромов: в основе верхнего эоцена и в самой верхней части верхнего эоцена (Жинвальско-Пховельский покров, севернее Гагрско-Джавской зоны) (И.Гамкрелидзе, 1997), подтверждающее мнение о верхнеэоценовой трансгрессии на этом участке (Мревлишвили, 1993).

Петрография олистолитов

В строении олистостромов, в возрастной последовательности, участвуют палеозойские гранитоиды, средне- и верхнеюрские образования (ааленские, байосские, келловейские, оксфордские, киммеридж-титонские), а также меловые и палеогеновые осадки.

Для изучения составных компонентов олистостромов, используем микроскопические описания минералов иммерсионным методом и в плоско-параллельных шлифах пород, результаты химического и рентгено-структурного анализов. Составной материал олистостромов – олистолиты -представлены всеми структурными типами пород: псефитовым, псаммитовым, алевроитовым и пелитовым.

Размеры материала меняются в широких пределах, от нескольких миллиметров до 1,5-2 м и от десятков до сотни метров. Иногда видны блоки нескольких слоев, микроолистоплаки (полосатые аргиллиты, кремни, известняки и пелитолиты). Обломочный материал весьма угловат. Обработка фактически незаметна и в разрезе имеет различную ориентацию. Иногда встречаются гальки и валуны гранитоидов различной степени окатанности (почти до сферической). В наибольшем количестве (до 70%) в олистостромах встречаются белые зернистые органогенные олистолиты известняков верхнеюрского возраста (рис.2). В незначительном количестве – крем-



Рис.2. Верхнеэоценовый олистостром с олистолитами верхнеюрских известняков (ущ. р. Арагви)

нистые осадки, аргиллиты, алевролиты и песчаники сеноманских и нижнемеловых терригенных флишевых осадков. В обломках выделяются также почти все разновидности различных по цвету и составу, верхнемеловых известняков: темно-красные, розовые, зеленоватые, серые, зернистые, песчанистые и глинистые известняки. Эти разновидности известняков представляют собой продукты размыва турон-сенонских карбонатных толщ.

Из магматических пород встречаются гальки гранитоидов размером 10x15 см и более, идеально обработанные, а также микролитовые эффузивы порфириров среднего состава разнообразной структуры, обломки кварцевых альбитофириров и дацитов. В гальках гранитоидов выделяются розовая и серая разновидности. На основании петрографического изучения нами были установлены следующие типы гранитоидов: мигматический гранитоид, порфирировидный плагиогранит.

Гранитоиды района мы изучили методом ультрамикроскопических аксессуариев под руководством О.Ш.Надареишвили. Выяснилось, что в строении олистостромов участвуют два ви-

да гранитоидов: I-докембрийские и II-типичные герцинские гранитоиды. Докембрийские гранитоиды содержат ультрамикроскопические аксессуары: циркон, апатит, волосовидный рутил. А гранитоиды второго типа – нет (О.Надареишвили, 1960).

На отдельных участках в олистостромах встречаются кварцевые альбитофиры, диабаз-порфиры офитовой структуры. Этот материал плохо обработан, в большинстве случаев угловатой формы, сцементирован песчанистым пелитолитом, иногда кальцитом, в цементе часто встречаются зерна кварца, плагиоклаза, глауконита. Кварц более-менее обработан. Встречаются два вида кварца: эффузивный и метаморфический. Плагиоклазы карбонатизированы, некоторые регенерированы в виде идиоморфных кристаллов. Глауконит обычно в виде круглых зерен. Цемент представлен кальцитом, с пелитовыми примесями.

В строении олистострома ведущую роль играют верхнеюрские рифогенные известняки. В сравнительно меньшем количестве – известняки разных видов верхнемелового возраста. Выделяются органогенные, хемогенные и кластогенные, зернистые и пелитоморфные разновидности. Широко распространены фораминиферовые известняки, встречаются глобигериновые, фитонеловые и орбитоидные известняки. В некоторых участках в слое известняка раковины фораминифер неравномерно распределены и создают неправильные, линзовидные формы. Образование таких скоплений объясняется перенесением их потоками и накоплением в участках слабого течения или спокойного осадконакопления (Чечелашвили, 1981).

Встречаются также биоморфные, биодетритовые и шламовые известняки, в которых содержание $\text{CaCO}_3 = 90-95\%$.

С целью установления причины, вызвавшей образование макроскопически и микроскопически подобных, но отличающихся по цвету верхнемеловых известняков предшествующие исследователи провели анализ образцов этих пород. Результаты химического анализа показали, что цвет пород меняется независимо от содержания окиси Fe (Чечелашвили, 1981). Л.И.Татаришвили (1975) причину окрашивания цветных известняков объясняет существованием в среде осадконакопления на стадии диагенеза окислительного этапа.

Песчаники по составу многообразны - олигомиктовой, полимиктовой и смешанной групп (рис.3, 4). Олигомиктовые песчаники представлены слюдисто-плагиоклазовыми, кварцевыми и слюдисто-кварцевыми разновидностями. Полимиктовые – миксто-грауваккового состава.

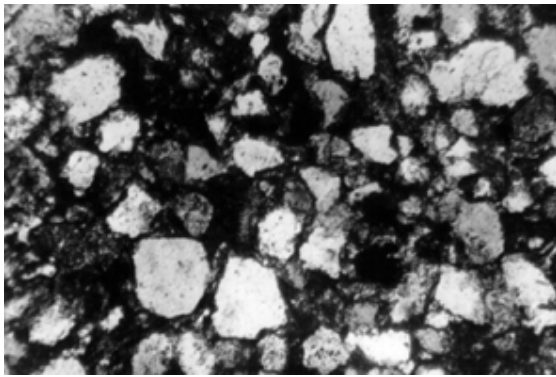


Рис. 3. Песчаник мелкозернистый, полевопатово - кварцевый.
Цемент – известково-пелитовый порового типа,
Ник.//, ув.70^x

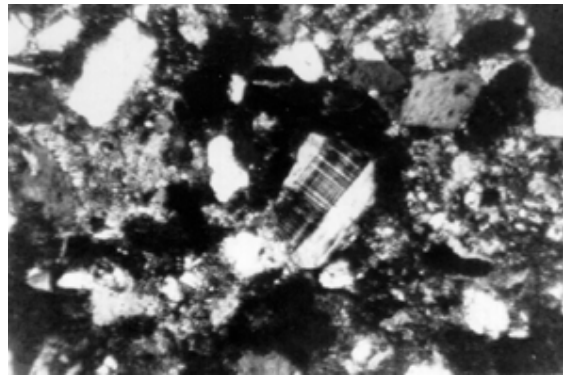


Рис.4. Песчаник разномзернистый, аркозово-кварцевый.
Ник. +, ув.70^x

Слюдисто-плагиоклазово-кварцевые песчаники мелкозернистые (0,08-0,4 мм). Породообразующие минералы – кварц, полевые шпаты и обломки пород. Иногда встречаются отдельные зерна циркона и турмалина. Среди компонентов преобладает кварц, есть как изометрические, так и удлиненные кристаллы угловатой и зубчатой формы; характеризуются преимущественно волнистым погасанием. На втором месте (после кварца) по количеству - полевые шпаты; чаще всего встречаются полисинтетические двойники. Плагиоклаз иногда свежий, часто претерпевает пелитизацию и серицитизацию, иногда замещен карбонатом. В данных песчаниках часто встречаются регенерированные зерна альбита.

В этих песчаниках существенную роль играют слюды, которые чаще всего представлены мусковитом, реже биотитом и еще реже хлорит-мусковитом. Цемент описанных песчаников в большинстве случаев карбонатного, иногда гидрослюдисто-серицитового или хлорит-гидрослюдистого состава. Тип цементации – выполнения пор, иногда встречается контактовый или базальный. В цементе песчаников часто отмечаются акцессорные минералы: циркон, турмалин и рутил.

Из группы полимиктовых песчаников широко распространены миксто-граувакковые песчаники, которые состоят из окатанных обломков пород, кварца и полевого шпата. Чешуи слюды чаще изменены. Обломки порфиритов хлоритизированы и лимонитизированы.

Алевролиты темного цвета, тонкослоистые, иногда расланцованные, часто полосатые и на поверхности напластования заметны скопления чешуек слюды. Отдельные слои характеризуются градиционной слоистостью, а некоторые отсортированностью. В отличие от песчаников, характеризуются лучшей сортировкой материала. В небольшом количестве содержит песок и примеси пелитовой фракции (рис. 5).

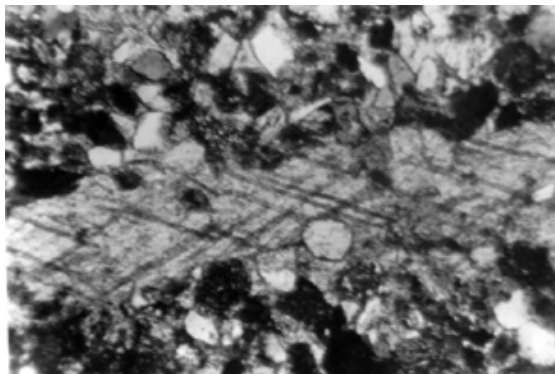


Рис.5 Алевролит с кальцитовым цементом контактового типа Ник.+ , ув.70^x

В терригенных компонентах алевролитов преобладают кварц, плагиоклаз, составляющие 75-95% легкой фракции. Встречаются зерна хлорита, турмалина, магнетит-ильменита и чешуи слюд; из обломков пород - эффузивы, силициты, аргиллиты и известняки. Иногда отмечаются

остатки фауны. Цемент – базальный, иногда поровый, по химическому составу почти не отличается от вышеописанного цемента песчаников.

Источник материала алевролитов должен быть тот же, что и песчаников. Более мелкие алевроитовые зерна, наверно, переносились к глубоким частям бассейна, а затем донными течениями перераспределялись по всему бассейну.

Аргиллиты и плотные глины микроструктурно различаются смешанно-волокнисто-ориентированные, ориентированные чешуйчатые и смешанно-чешуйчатые аргиллиты.

Микроскопическое изучение шлифов и иммерсионных препаратов показало, что данные породы полиминерального состава. Показатели преломления чешуй минералов глины колеблются в пределах 1,498-1,565. Существуют такие чешуи, показатель преломления которых близок к гидрослюде.

По содержанию CaCO_3 выделяют слабо и сильно карбонатные виды. Часто в глинах и аргиллитах встречается кремнезем в виде опала и халцедона. С помощью химического анализа выяснилось, что в аргиллитах $\text{Al}_2\text{O}_3=16,92\%$, $\text{K}_2\text{O}=3,92\%$, а рентгеноструктурно они гидрослюдистого и хлоритового состава ($\text{MgO}=3,81\%$ $\text{FeO}=2,8\%$).

В олистодромах силициты встречаются в небольшом количестве. Микроскопически эти образования состоят из однородной криптокристалльной, иногда почти изотропной кварцево-халцедонной массы, показатель преломления которой $N=1,534\pm 0,004$; реже радиально-лучистые, отмечаются характерные для сеномана скелеты организмов.

Для данных пород инфракрасным спектроскопическим методом были установлены характерные для кварца эффекты поглощения и по результатам химического анализа, в кремнях ананурского горизонта основной компонент – кварц, $\text{SiO}_2=96-65\%$ (а свободная кремниевая кислота 95-59%) (Татаршвили, 1975).

Матрикс

Матрикс олистодромов представлен алевро-пелитовым карбонатным осадком. На отдельных участках количественное соотношение матрикса и олистолитов разное. Имеются участки, где матрикс составляет 50% и более, в некоторых местах наоборот- очень мало (рис.6).

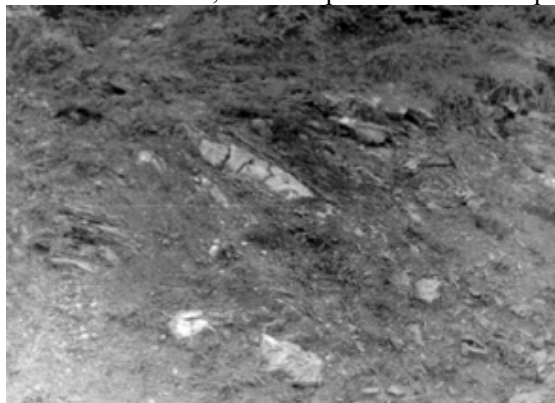


Рис.6. Верхнеэоценовый олистодром, матрикс - алевро-пелитовый (ущ. р. Арагви)

С целью минералогического изучения пелитовой массы матрикса провели химическое и рентгеноструктурное исследование его образцов, в результате которого были установлены значительные изменения отдельных компонентов, в частности: $\text{SiO}_2=57,74-505\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=17,85-129\%$, $\text{CaO}=18,75-0,60\%$.

В данных осадках представление о минералогическом составе тонкодисперсной фазы дают данные рентгеноструктурного исследования. Они представлены массой, смешанно-слоистой (сметит) и упорядоченной структуры, которая характеризуется гидрослюдистым, монтмориллонитовым составом. На отдельных участках в матриксе наблюдаются карбонатные конкреции, в некоторых местах тонкие корки гипса.

Минералогическое исследование показало, что в нем содержание тяжелой фракции ~0,5% и, главным образом, представлена группой рудных и устойчивых минералов. Из устойчивых – распространены циркон (5-38%), турмалин (3,8-4,5%), апатит, гранат. В легкой фракции встречаются мусковит, карбонат кальция, кварц и (немного) плагиоклаз.

Таким образом, по результатам минералогического анализа данных осадков нужно предположить, что источником их питания являлся кислый субстрат, который был построен гранитоидами и метаморфическими породами, а также осадочный комплекс, сложенный рифогенными известняками, сланцами и песчаниками, на что указывает группа устойчивых минералов.

По мнению исследователей, питающая кордильера верхнеэоценовых олистостромов была расположена южнее флишевого бассейна и охватывала северный край Гагрско-Джавской зоны и частично южный край флишевой зоны. Эта кордильера подавала грубообломочный материал затопленным участкам и южному краю (И.Гамкрелидзе, 1994) бассейна. На южном склоне уже в конце эоцена проявились интенсивные деформации, свидетельствующие о начале коллизии. По мнению В.Е.Хаина, коллизия, приведшая к образованию складчато-покровного сооружения Большого Кавказа, началась в конце эоцена, которую он называет раннеколлизийным этапом, а ее главный этап – собственно орогенный – наступил лишь в позднем миоцене.

Трансгрессивное залегание верхнеэоценовых образований на древних осадках, включая юрско-среднеэоценовый, с одной стороны должно указывать на проявление раннепиренейской фазы складчатости, а с другой – на существование олистострома в верхней части верхнего эоцена на позднепиренейской фазы.

Вообще, как отмечают, позднепиренейская фаза ярко выражена во всем центральном сегменте Средиземного моря.

Литература

Вассоевич Н.Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье //Зап. Всеросс. мин. об-ва. Ч. XIX. №2-3. 1940. С.395-417.

Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.:Изд-во АН СССР. 1950.257 с.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1977. Вып.57. 81 с.

Гамкрелидзе И.П. и др. Палеогеографические и тектонические условия залегания верхнеэоценовых олистостромов. ЮСБК. Фонды ГИН АН Грузии.Тбилиси. 1997. С.52-63.

Канделаки Дж.Н. История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречья Лиахви и Иори). Кандид. дисс. 1975. Фонды ГИН АН ГССР.

Леонов М.Г. Дикий Флиш Альпийской области //Тр.ГИН АН СССР.1975.Вып.199.138 с.

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей //Тр. ГИН АН СССР.1981. Вып. 344.171 с.

Маисадзе Ф.Д. О верхнеэоценовых олистостромах Южного склона Большого Кавказа. Стратиграфия, геологическая корреляция. Т 2, №1.1994.С.95-100.

Маисадзе Ф.Д. Палеогеография и геологическое развитие Грузии в палеогеновое время // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып.111.214 с.

Мрвлишвили Н.И. Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района (на груз. яз.). Фонды ГИН АН ГССР.1953. 166 с.

Надареишвили О.Ш. О корреляции древних гранитоидов с помощью ультрамикроскопических акцессориев //Тр. КИМС. 1960. Вып. II(4). С.21-34.

Ренгартен В.П. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923г //Изв. Геолкома. 1924. XI-III. №2.

Татаришвили Л.И. Об условиях образования пестрой окраски в отложениях верхнесенонского флиша Горной Кахетии //Тр. ВНИГНИ. 1975. Вып.188. С.202-214.

Хаин В.Я. Краткий комментарий к статье Ф.Д.Маисадзе “Стратиграфия, геологическая корреляция”. 1994. Т.2. №1. С.95-102.

Чечелашвили И.Д и др. Литология верхнеюрско-меловых отложений ЮСБК //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1981.Вып. 72. 280 с.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ
ВУЛКАНОГЕНОВ ИМЕРЕТИИ
(МЕЖДУРЕЧЬЯ РР. ЦАБЛАРИСЦКАЛИ-ЗВАРУЛА)**

Т.Р. Шенгелия

Кавказский институт минерального сырья
ул. З. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси

Северный склон Месхетского хребта на территории южной Имерети (в пределах рр. Цабларисцкали-Зварула) сложен в основном вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена, которые расчленяются на ликанскую, нагваревскую и чидильскую свиты. Вулканиды изученной территории относятся к породам известково-щелочной, субщелочной, а в единичных случаях к высокощелочной серии. Дифференциация расплава протекала в двух направлениях: (1). базальт→андезит→делленит и (2) базальт→трахибазальт→трахит. Различия в петрохимических показателях позволяют выделить два этапа вулканизма, формировавшего палеогеновый комплекс вулканогенно-осадочной формации и установить комагматичность секущих тел (дайки, интрузии) с лавами и лавобрекчиями разных стратиграфических уровней.

**PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF THE EOCENE VOLCANOGENES OF IMERETI
(INTERFLUVE OF R.R. TSABLARISTSKALI-ZVARULA)**

T.Shengelia

Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str., 85, 380062 Tbilisi

The northern slope of the Meskheta mountain range on the territory of south Imereti, (within r.r. Tsablaristskali-Zvarula) is mainly formed with the volcanic-sedimentary formations of Middle eocene, which are represented by Lycan, Nagvarevi and Chydil suites. The volcanites of the studied territory belong to the rocks of calc-alkaline, subalkaline series, but in single instance to high-alkaline ones. The differentiation of melt proceeded in two directions: 1. basalt→andesite→dellenite; and 2. basalt→trachybasalt→trachyte. The differences in petrochemical indices permit to mark out two stages of volcanism forming Paleogene complex of volcanic-sedimentary formation, and to establish a comagmatic character of cross-cutting bodies (of dikes, intrusions) with the lavas and lavabreccias of different stratigraphic levels.

Северный склон Месхетского хребта на территории Имеретии (в пределах междуречья рр. Цабларисцкали-Зварула) сложен в основном среднеэоценовой вулканогенно-осадочной толщей, мощность которой в этой части региона превышает 4 км. По литолого-фациальным и петрографо-петрохимическим особенностям, а также по скудным микропалеонтологическим данным она подразделяется на: ликанскую, нагваревскую и чидильскую свиты.

В рассматриваемой части Аджаро-Триалетской зоны за верхнемеловыми известняками и мергелями следуют палеоцен-нижнеэоценовые отложения, представленные ритмично чередующимися мергелями и аргиллитами с примесью песчано-алевритового материала. В верхней части этих отложений появляется пирокластический материал, состав которого соответствует роговообманковым и оливиновым базальтам (Дзоценидзе, 1948; Надареишвили, 1973). Количество последних в восходящем разрезе постепенно возрастает. Мощность этих отложений в басс. рр. Кершавети-Сакраула, а также вдоль Сахуларского надвига варьирует в пределах 150-1200 м. К северу, в полосе соприкосновения Аджаро-Триалетской зоны с Грузинской глыбой флишевые отложения фациально замещаются пестроцветными мергелями, мощность которых не превышает 4-45 м (рр. Зварула, Легвана). Следовательно, первые вспышки палеогенового вулканизма в флишевом бассейне отмечались еще в конце раннего эоцена (Дзоценидзе, 1948). Отсутствие в пестроцветных мергелях пирокластического материала указывает на то, что вулканический процесс на периферические части флишевого бассейна не распространился.

Флишевые отложения вверх постепенно сменяются ликанской свитой, возраст которой соответствует низам среднего эоцена. Она сложена преимущественно разнообломочными песчорокрасненными туфами роговообманковых и оливиновых базальтов и карбонатными туфами гиллитами. Меньшим распространением пользуются также лавовые покровы и тонкообломочные вулканические брекчии аналогичного состава. Лишь в районе междуречья рр. Цабларисцкали-Сакраула в верхней части свиты располагаются лавы и тонкослоистые разнообломочные туфы делленитового состава. На территории курорта Саирме, в слоистых туфах ликанской свиты расположено дифференцированное интрузивное тело, состав которого меняется от габбро-монзонита до кварцевого габбро-монзонита (видимой мощн. 170 м). В западной части (рр. Цабларисцкали-Сакраула) мощность ликанской свиты превышает 1500 м, в полосе же развития палеоцен-нижнеэоценовых мергелистых отложений (рр. Легвана, Вахани, Зваре) ее мощность резко сокращается и не превышает 50-65 м.

Следующая выше нагваревская свита по стратиграфическому положению соответствует средней части среднего эоцена. Она, в основном, сложена чередующимися пачками разнообломочных слоистых туфов и вулканических брекчий. На разных стратиграфических уровнях встречаются также лавы и лавобрекчии оливиновых калибазальтов, оливиновых, оливин-биотитовых, роговообманковых, роговообманково-биотитовых базальтов, а также трахибазальтов, трахитов, андезибазальтов, трахиандезитобазальтов и андезитов. Среди вулканокластических пород наибольшим распространением пользуются тонкослоистые туфы и массивные тонкообломочные вулканические брекчии. На территории с. Кведа Зегани слоистые туфы нагваревской свиты секутся интрузивным телом монзонит-порфирирового состава (видимая мощность до 100 м). В районе гор Начихура и Звенидаура в грубообломочных туфах свиты в виде пудингов находятся сегрегации: роговообманкового габбро, роговообманкового пероксенита, роговообманкового кварцевого диорита, горблендита, анортозита и кварцевого анортозита. Общая мощность свиты от 450 м до 2000 м и более.

Выше нагваревской следует чидильская свита. Она занимает водораздельную часть Месхетского хребта и сложена массивными, чаще глыбовыми вулканическими брекчиями? Переслаивающимися с лавами и лавобрекчиями оливиновых и роговообманковых базальтов. В обломках вулканических брекчий редко, но встречаются биотитовые и лейцитовые базальты. Мощность свиты варьирует от 600 м до 1800 м и более.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная толща сечется дайковым комплексом разного состава: оливинового базальта, оливинового калибазальта, лимбургита, делленита, эсексит-диабазы и оливинового долерита.

Верхнеэоценовые отложения обнажаются лишь в северо-восточной части изученной территории (полоса Вахани-Зваре). Они согласно следуют за среднеэоценовой толщей и представлены граувакковыми песчаниками, аргиллитами и мергелями (100-120 м).

Исходя из вышеизложенного следует, что эоценовая вулканогенно-осадочная формация в основном сложена базальтоидами. На разных стратиграфических уровнях появляются в подчиненном количестве и более кислые дифференциаты.

Анализ петрохимических особенностей базируется на данных 128 полных силикатных анализов, которые выполнены в химической лаборатории КИМСа (рук. Л.Долаберидзе). Часть аналитических данных предоставлена Г.Ш.Надареишвили. Вся выборка разбита на группы фациально-генетически идентичных типов: лавы, лавобрекчии, брекчиевые включения, дайки и интрузивные тела. В пределах каждой группы пород образцы расчленены в соответствии с возрастом (по свитам) и минеральному составу. Анализ имеющегося материала показал, что по преобладающему большинству петрохимических характеристик чидильская свита близка к нагваревской. Поэтому в дальнейших обсуждениях рассматривается нами как единый комплекс.

На диаграмме K_2O+Na_2O/SiO_2 (рис.1.) видно, что вулканы изученной территории относятся к породам: известково-щелочной, субщелочной, а в единичных случаях высокощелочной серии. Дифференциация расплава протекала в двух направлениях: (1). базальт→андезит→делленит и (2). базальт→трахибазальт→трахит.

Увеличение общей щелочности лав и лавобрекчий, по мере возрастания содержания SiO_2 однозначно определяется ростом концентрации в них Na_2O (рис.1) в то время, как ср. содержание K_2O остается практически неизменным. Эти тенденции приводят к изменению отношения K_2O к Na_2O , по мере увеличения содержания SiO_2 . Для базальтов это отношение колеблется

в широких пределах (от 2.26 до 0.08) с тенденцией уменьшения значения K_2O/Na_2O по мере увеличения кремнекислотности. В более кислых дериватах отношение K_2O/Na_2O остается практически постоянным изменяясь в интервале от 0.8 до 0.4. Исключениями являются единичные образцы трахитов, в которых это отношение составляет 1.9-1.5.

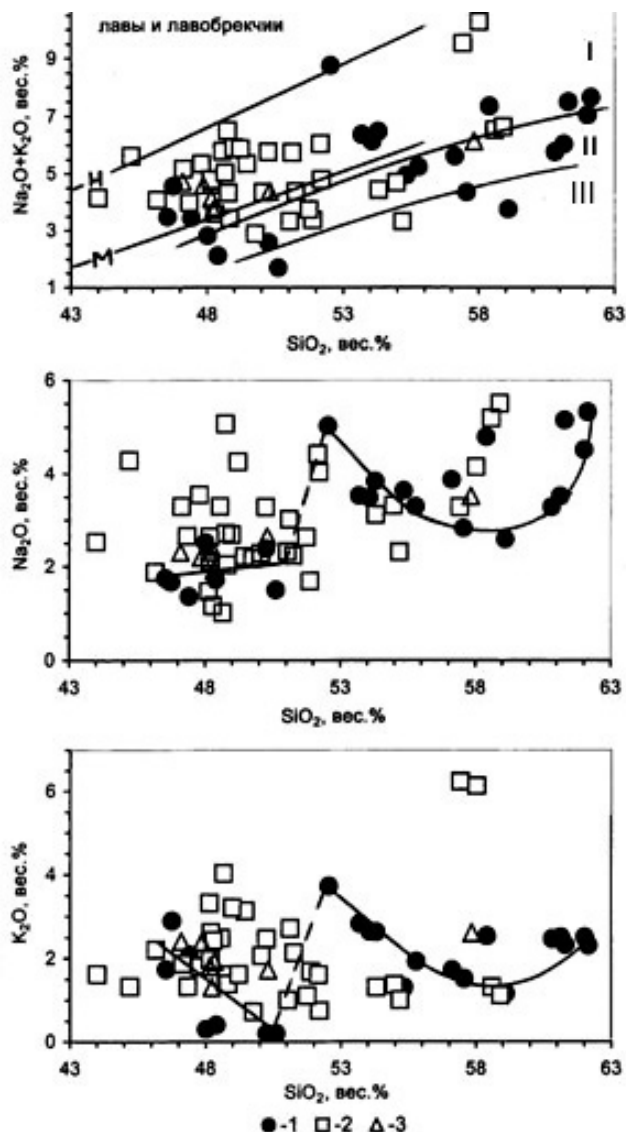


Рис.1.Соотношения щелочей к SiO_2 в лавах и лавобрекчиях

1 – ликанская свита; 2 – нагваревская свита; 3 – чидильская свита.

М – границная линия между полями щелочных и толеитовых базальтов (Macdonald, Katsura, 1964)

Н – границная линия между полями щелочных и высокощелочных базальтов (Saggerson, Williams, 1964)

I-II-III – поля щелочных, высокоглиноземистых и толеитовых базальтов (Kuno, 1966).

Корреляционным анализом (табл.1) выявляется связь Na_2O с CaO (рис.2) при отсутствии связи Na_2O с K_2O . Этот факт указывает на то, что ведущим фактором накопления Na в кристаллизующейся породе являются Ca-Na-вые фенокристаллы плагиоклазов.

Содержание CaO в проанализированных породах аномально высокая. Возможность привноса значительного количества Ca (в форме $CaCO_3$) на эпигенетической стадии отвергается как вышеупомянутой корреляционной связью, так и отсутствием корреляционных связей (табл.1) между CaO и п.п.п. (CO_2+H_2O). Следовательно, исходный расплав был богат CaO .

Характерной чертой вулканитов является и низкая титанистость (обычно $TiO_2 < 1\%$). Этой особенностью они схожи с аналогичными породами Гурии и Аджарии (Надареишвили, 1964, 1974; Лордкипанидзе, 1974).

Помимо указанного выше отметим положительную корреляцию в триаде Fe-Ca-Mg, связанную с количественными вариациями в вулканитах оливина и пироксенов (рис.2).

Отрицательная корреляционная связь между Na (а иногда и K) с указанной выше триадой отображает конкуренцию полевых шпатов и темноцветных минералов (табл.1).

Таблица 1

Коэффициенты парной корреляции (уровень значимости 0.99)

лавы и лавобрекчи (N=64)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.
SiO ₂	1,000		-0,540		-0,339			-0,870	-0,796	0,599		-0,319
Al ₂ O ₃		1,000										
Fe ₂ O ₃	-0,540		1,000					0,546	0,352	-0,388		
FeO				1,000				0,336	0,340	-0,330	-0,323	
P ₂ O ₅	-0,339				1,000							
TiO ₂						1,000	0,307					
MnO						0,307	1,000					
CaO	-0,870		0,546	0,336				1,000	0,714	-0,757	-0,312	
MgO	-0,796		0,352	0,340				0,714	1,000	-0,599		0,312
Na ₂ O	0,599		-0,388	-0,330				-0,757	-0,599	1,000		
K ₂ O				-0,323				-0,312			1,000	
п.п.п.	-0,319								0,312			1,000

дайки (N=34)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.
SiO ₂	1,000				-0,473			-0,498		0,452		-0,563
Al ₂ O ₃		1,000		-0,438				-0,507	-0,704			
Fe ₂ O ₃			1,000	-0,518								
FeO		-0,438	-0,518	1,000					0,608		-0,475	
P ₂ O ₅	-0,473				1,000						0,535	
TiO ₂						1,000	0,463					
MnO						0,463	1,000	-0,595				
CaO	-0,498	-0,507					-0,595	1,000	0,641	-0,512		
MgO		-0,704		0,608				0,641	1,000	-0,463	-0,531	
Na ₂ O	0,452							-0,512	-0,463	1,000		
K ₂ O				-0,475	0,535				-0,531		1,000	
п.п.п.	-0,563											1,000

включения брекчий (N=23)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.
SiO ₂	1,000					-0,693		-0,729	-0,752	0,611		
Al ₂ O ₃		1,000							-0,624	0,649		-0,562
Fe ₂ O ₃			1,000	-0,632								
FeO			-0,632	1,000				0,564			-0,567	
P ₂ O ₅					1,000							
TiO ₂	-0,693					1,000		0,688				
MnO							1,000					
CaO	-0,729			0,564		0,688		1,000	0,502		-0,635	
MgO	-0,752	-0,624						0,502	1,000	-0,809		
Na ₂ O	0,611	0,649						-0,809	1,000			-0,500
K ₂ O				-0,567				-0,635			1,000	
п.п.п.		-0,562								-0,500		1,000

На фоне этих общих закономерностей в петрохимических особенностях ликанской и верхележащих свит выявляется ряд специфических особенностей (табл.2; рис.1);

1. Вулканыты ликанской свиты эволюционируют от субщелочных и известково-щелочных базальтов до андезитов и делленитов, а нагваревской и чидильской свиты в двух направлениях: известково-щелочной базальт-андезит и субщелочной и высокощелочной – базальт-трахибазальт-трахит.

Режим излияния и соотношение базальтов и более кислых дериватов в ликанской и более поздних свитах существенно различаются.

2. На рис.1 в породах ликанской свиты хорошо виден разрыв по кремнекислотности в интервале SiO₂=50.6-53.8%. Ранее аналогичное явление описано М.Б.Лордкипанидзе (1974) для

палеогенового вулканизма Аджарии. Аналогичные скачкообразные изменения зафиксированы в содержаниях и Fe и Ca.

В вышележащих породах подобный разрыв не наблюдается.

Таблица 2

Коэффициенты парной корреляции в базальтах лав и лавобрекчий
(уровень значимости 0.975)

ликанская свита (N=8)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.
SiO ₂	1,000		-0,772	-0,768				-0,804		0,720		
Al ₂ O ₃		1,000										
Fe ₂ O ₃	-0,772		1,000									
FeO	-0,768			1,000				0,913		-0,880		-0,844
P ₂ O ₅					1,000							
TiO ₂						1,000						
MnO							1,000					
CaO	-0,804			0,913				1,000		-0,931		-0,808
MgO									1,000			
Na ₂ O	0,720			-0,880				-0,931		1,000		0,813
K ₂ O											1,000	
п.п.п.				-0,844				-0,808		0,813	0,719	1,000

нагваревская и чидильская свиты (N=34)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.
SiO ₂	1,000							-0,491	-0,659			-0,380
Al ₂ O ₃		1,000						-0,501	-0,674	0,369	-0,513	-0,354
Fe ₂ O ₃			1,000	-0,606								
FeO			-0,606	1,000								
P ₂ O ₅					1,000			-0,384			0,389	
TiO ₂						1,000						
MnO							1,000					
CaO	-0,491	-0,501			-0,384			1,000	0,363	-0,469		
MgO	-0,659	-0,674						0,363	1,000		0,349	0,349
Na ₂ O		0,369						-0,469		1,000	-0,428	
K ₂ O		-0,513				0,389			0,349	-0,428	1,000	
п.п.п.	-0,380	-0,354							0,349			1,000

3. В выборках базальтов и делленитов в пределах ликанской свиты фиксируется отрицательная корреляционная связь K₂O+Na₂O и SiO₂. При этом в интервале увеличения SiO₂=51-54% происходит скачкообразное увеличение щелочности пород.

В породах нагваревской и чидильской свит подобные корреляционные связи и скачкообразные изменения отсутствуют.

Указанные выше различия позволяют выделить два этапа вулканизма, формировавшего палеогеновый комплекс вулканогенно-осадочной формации изученной территории. Первый этап во времени соответствует самым верхам нижнего эоцена – началу среднего эоцена (ликанская свита), а второй – середине и концу среднего эоцена. Он носил пульсационный характер, отразившийся в формировании нагваревской и чидильской свит, различающихся по характеру и распределению эффузивного и эксплозивного материала.

Брекчиевые включения по среднему составу и корреляционным связям во многом идентичны лавам (сравни диагр. 1-3), т.е. вероятнее всего они являются продуктами одного и того же процесса.

В заключении кратко рассмотрим петрохимические особенности субвулканических тел (дайки, интрузии. рис. 2,3; табл.1).

Выявленные на изученной территории Саирмская и Сакраульская интрузии резко отличаются друг от друга (рис.3).

Состав Саирмской интрузии отвечает низкощелочным породам Na-вого ряда ($K_2O/Na_2O=0.18$), а Сакраульской высокощелочным породам K-вого ряда ($K_2O/Na_2O=1.0$). Различия в щелочности в первую очередь определяются концентрацией K_2O (см. рис.3).

Дифференциация Саирмской интрузии приводит к накоплению в остаточном расплаве щелочных элементов и Fe. При этом степень восстановленности Fe резко возрастает от $FeO/\Sigma Fe=0.56\pm 0.1$ в периферических частях до $FeO/\Sigma Fe=0.66\pm 0.1$ в центральной части.

Сакраульская интрузия характеризуется близкой концентрацией железа, но резко окислительной обстановкой ($FeO/\Sigma Fe=0.38\pm 0.4$).

По основным петрохимическим показателям Саирмская интрузия комагматична лавам ликанской свиты, а Сакраульская – нагваревской свите.

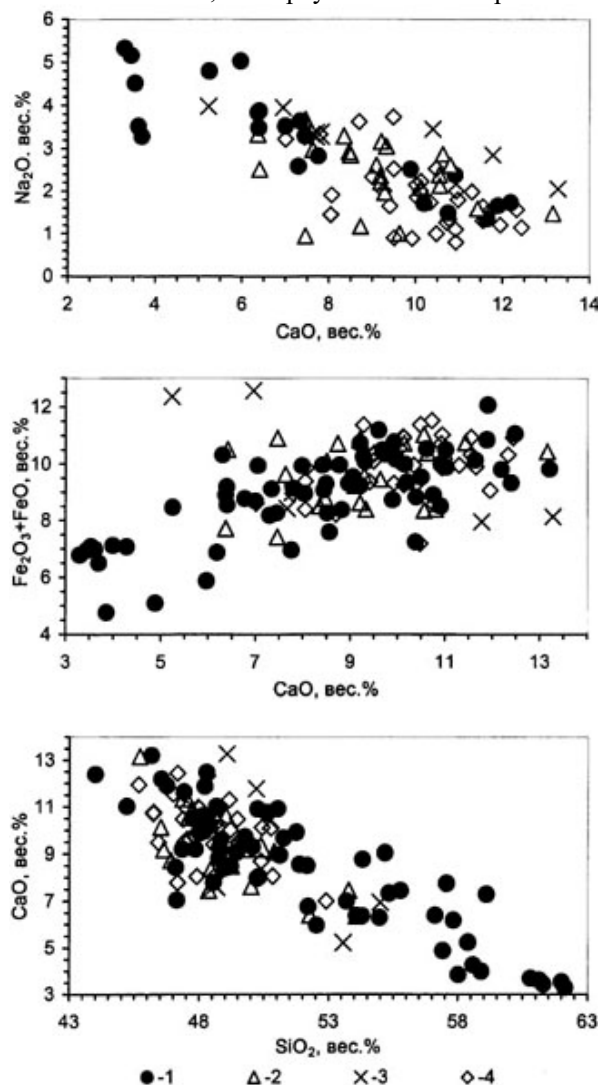


Рис. 2. Примеры корреляционных связей элементов в лавах и лавобрекчиях (1); включениях брекчий (2); интрузиях (3) и дайках (4).

Даечный комплекс в пределах изученной территории, в основном, представлен базальтами и реже лимбургитами и делленитами. Спецификой даек базальтового состава являются широкие вариации отношений K_2O/Na_2O (от 5.8 до 0.1, при среднем значении 1.8). Это объясняется в первую очередь широким спектром содержания в них K_2O (от 0.16 до 5.2%). В противоположность с интрузиями, степень окисленности железа в дайках возрастает по мере увеличения кремнекислотности. В целом по петрохимическим особенностям они во многом близки к вмещающим их свитам (сравни диагр. 1-3).

Описанные выше резкие изменения тенденции в поведении щелочных и ряда других элементов (Fe^*O , CaO) по мере возрастания кремнекислотности пород с содержанием $SiO_2=50.6-53.8\%$ не могут быть объяснены в рамках нормальной эволюции расплава. Мы в

настоящее время затрудняемся дать генетическую интерпретацию этим фактам, которые требуют более детального и разностороннего исследования.

Анализ имеющихся данных по палеогеновому вулканизму территории Имерети (междуречья рр. Цабларисцкали-Зварула) и сопредельных территорий (Дзоценидзе, 1948; Надареишвили 1968, 1973, 1974; Шубладзе, 1968; Татишвили, 1972; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974) позволяет заключить, что основные положения о характере и составе эволюции вулканизма справедливы для Аджаро-Триалетской зоны в целом. В частности, палеогеновый вулканизм Имерети характеризуется резким преобладанием базальтов, биполярностью, сравнительно низкой щелочностью, низкой титанистостью, тесной ассоциацией пород разной щелочности, широким распространением роговообманковых базальтов, содержащих ультраосновные роговообманковые нодулы.

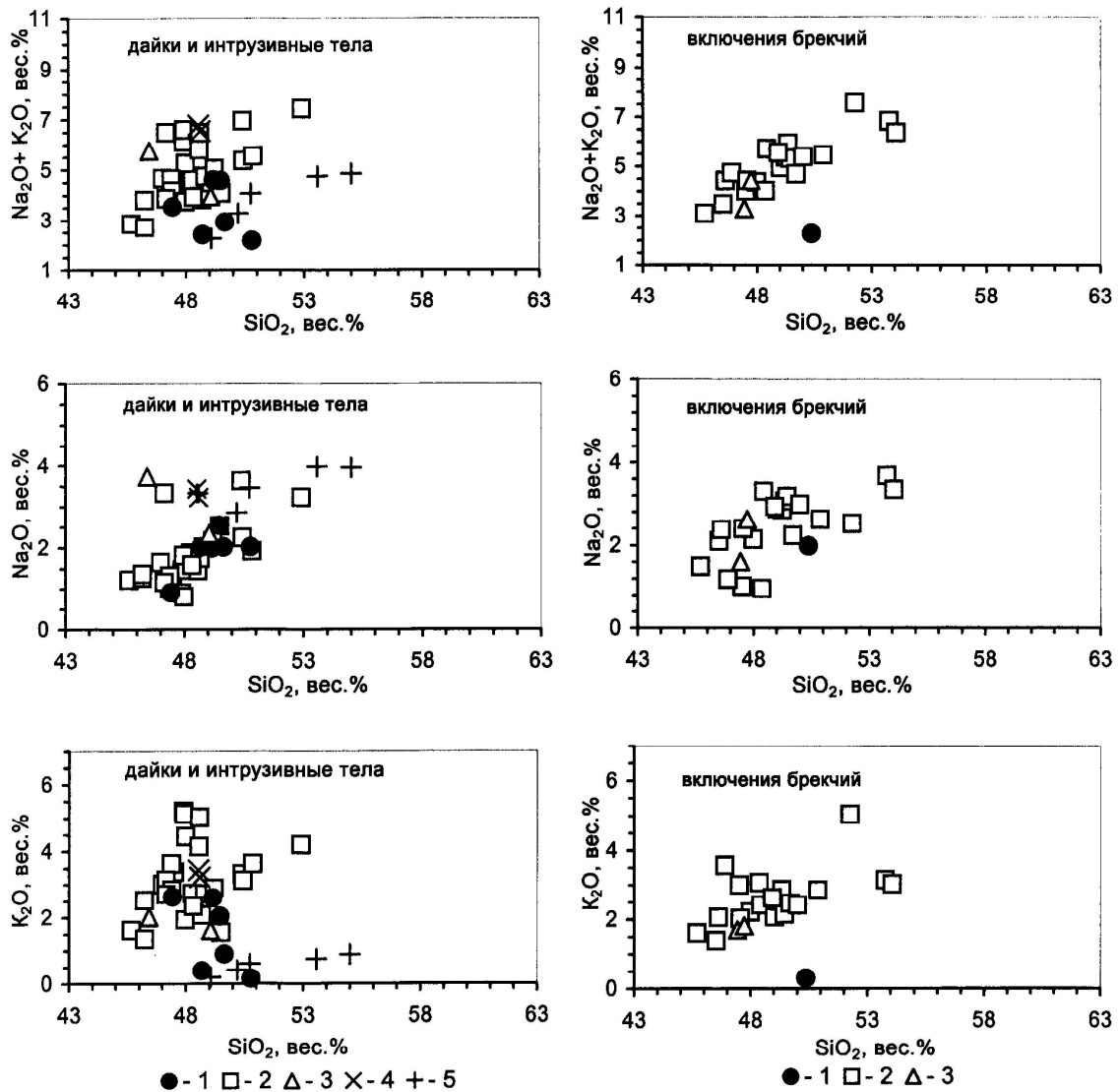


Рис.3. Соотношения щелочных элементов с SiO_2 в дайках, интрузиях и во включениях брекчий

Дайки и интрузии:

1 – 3 дайки (1 – ликанская свита; 2 – нагваревская свита; 3 – чидильская свита)

4 – 5 интрузивные тела (4 – Сакараульская интрузия; 5 – Саирмская интрузия)

Включения брекчий:

1 – ликанская свита; 2 – нагваревская свита; 3 – чидильская свита.

Отметим также, что ниже- и среднеэоценовый комплекс Имерети по своим петрохимическим особенностям близок к вулканизму интрадуговых рифтов (Ishibashi, 1970; Gorton, 1977).

Литература

- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Монография. №1. 1948.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии //Тр. ГИН АН ГССР. Тбилиси: Мецниереба. 1974.
- Микадзе Г.А. Палеогеновый вулканизм Юго-Восточной Грузии. Тбилиси: Изд-во Мецниереба. 1968.
- Надареишвили Г.Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретинского предгорья //Автореф. кандид. дисс.Тбилиси: Мецниереба.1968.
- Надареишвили Г.Ш. Фации и генетические типы палеогеновых вулканогенно-осадочных образований северного склона Аджаро-Имеретинского хребта //Вопр. геох. и петрол. (Тр. ГИН АН ГССР). Нов.сер. Вып.38. 1973.
- Надареишвили Г.Ш. Эоценовый вулканизм Юго-Восточной Гурии //Тр. ГИН АН ГССР.Тбилиси: Мецниереба. 1974.
- Татишвили М.Г. Петрография и петрохимия продуктов среднеэоценового вулканизма южного склона Ахалцихо-Имеретинского хребта //Изд-во геол. общ-ва ГССР. Т.7. 1972.
- Шубладзе Р.П. К петрохимии верхнеэоценовых вулканогенных пород (Адигенская свита) Ахалцихской депрессии //Сообщ. АН ГССР. Т.ХІХ. №1. 1968.
- Gorton M.P. The geoschemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides //Geoch. Cosmoch. Acta. N5. V.41. 1977.
- Ishibashi K. Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from northern Kyushu, Japan //Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. V.ХХ. N1. 1970.

ЭВОЛЮЦИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ КАВКАЗА В УСЛОВИЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ

Н.В. Короновский, Л.И. Демина

Московский государственный университет
Воробьевы Горы, 119899 Москва

Физико-химические свойства расплавов и химизм магматических пород в условиях коллизии определяются не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления. Большую роль играют процессы ликвации, метасоматические процессы, изменения режима общего давления на расплавы и температуры при их движении к поверхности.

Расплавы андезит-дацитового состава в процессе эволюции испытывают разогрев (до 1150°) и повышение внутреннего давления (до 1,5 ГПа), что отражается на химическом составе кристаллизующихся минеральных фаз и вулканитов в целом.

Силикатный расплав способен выдерживать избыточное давление относительно долгое время, достаточное для кристаллизации вкрапленников.

Высокое внутреннее давление, перегрев и низкая вязкость магмы обеспечивают быструю транспортировку ее к поверхности.

EVOLUTION OF NEOGENE-QUATERNARY MAGMATIC MELTS OF THE CAUCASUS IN CONDITION OF CONTINENTAL COLLISION

N. Koronovsky, L. Demina

Moscow State University
Vorobyovy Gory, 119899 Moscow

Physico-chemical characteristics of melts and chemical activity of magmatic rocks in conditions of collision are defined not only in thermodynamic and geodynamic conditions of melting. Liquation and metasomatic processes, changing a mode of general pressure on melts and temperatures under their motion to surfaces are of great importance as well.

Andesite-dacite melts are subject to warming (up to 1150°C) and increasing of internal pressure (up to 1,5 Gpa) during their evolution. It has an effect on the chemical composition of crystallizing mineral phases and volcanites as a whole.

The silicate melt is capable to bear a surplus pressure comparatively for a long time, sufficient for crystallization of phenocrysts. High internal pressure, overheat and low viscosity of magma ensure its quick transport to the surfaces.

Континентальная коллизия - геодинамический режим, который в настоящее время проявляется на протяжении многих тысяч километров в Средиземноморско-Гималайском подвижном поясе. Зонам коллизии свойственны интенсивные складчато-надвиговые деформации, высокоградиентные метаморфические преобразования, магматизм.

Магматизм, проявляющийся в коллизионных зонах и сопровождающий эпоху коллизии, весьма разнообразен. Вместе с тем он практически не используется в тектонических построениях и палеогеодинамических реконструкциях. В статье на примере Кавказского сектора Альпийской складчатой области рассматриваются некоторые аспекты интерпретации вулканических комплексов как показателей геодинамических и палеотектонических обстановок в условиях коллизии.

Постановка проблемы. Альпийская складчатая область сформировалась в позднем кайнозое при столкновении двух крупных литосферных плит - Евразийской и Африкано-Аравийской. Это столкновение, естественно, происходило в разных регионах не одновременно и в различных геодинамических условиях. Так, в пределах Кавказского пересечения Альпийского пояса основную роль играла Аравийская плита, северное окончание которой представляло собой своеобразный индентор, под влиянием продвижения которого к северу и сформировались главные структурные единицы Альпийского складчатого пояса. Сжатие, формирование сети разрывных нарушений, образование гор и межгорных впадин за последние 11-10 млн.лет, начиная

с позднего миоцена, сопровождалось проявлением субаэрального вулканизма, распределенного по площади крайне неравномерно. Вулканиды, относящиеся в целом к известково-щелочной серии, формировались в обстановке коллизии, а не субдукции и геохимически отличаются от субдукционных. Каким образом, где и когда возникли расплавы, давшие начало этому вулканизму? Какие геодинамические обстановки существовали на уровне генерации первичных магматических очагов? Как вели себя расплавы в условиях континентальной коллизии? Все эти вопросы обсуждаются в статье.

Результаты исследования и их обсуждение. Коллизионный этап в развитии Кавказского сектора Альпийской складчатой области начался в конце позднего мела, когда закрылся бассейн с корой океанического типа и офиолиты оказались обдуцированы из Севанской зоны к северу и к югу. Однако в более южных районах, в частности, в Периаравийской зоне возможно существование океанических бассейнов вплоть до позднего эоцена, о чем свидетельствует известково-щелочной вулканический пояс Урмия-Дохтар. Коллизия Евразийской и Африкано-Аравийской плит от начала их первого соприкосновения и до современного положения происходила в несколько этапов и не была равномерной в связи с изменением скорости конвергенции литосферных плит (Короновский, 1998; Зоненшайн, 1987). Для наших целей имеет значение заключительный этап "жесткой" коллизии, начавшийся 11-10 млн. лет тому назад. В это время уже произошло "спаивание" всех разнородных структурных элементов Кавказского сектора в единое целое, а до этого они испытывали "приработку", занимая наиболее выгодное положение в общей структуре региона. На западе в эоцене началось быстрое погружение Черноморской впадины, а на востоке - Южно-Каспийской. Все процессы субдукции прекратились, и структурные единицы, сложенные относительно пластичными толщами, подверглись субгоризонтальному расплющиванию или сдвигу по Л.М.Расцветаеву (1997).

С позднего миоцена начала формироваться современная структура Кавказского сектора, включая и разломную сеть. В последние 11-10 млн. лет господствовала обстановка общего субмеридионального сжатия с некоторыми колебаниями главной ориентировки сжимающих сил. Аравийская плита ускоренно двигалась к северу, вызывая изгиб структурных дуг на Малом Кавказе и сеть левых и правых диагональных и субширотных сдвиговых зон и отдельных сдвиговых нарушений, а также субширотных надвигово-покровных зон с надвиганием масс к югу и к северу, в сторону Закавказского микроконтинента. Вдоль сдвигов возникли участки присдвиговых растяжений, с которыми и связаны проявления вулканизма. С позднего миоцена начинается коллизионный вулканизм, проявившийся в три фазы: 1) поздний миоцен-ранний плиоцен; 2) поздний плиоцен; 3) поздний плиоцен - антропоген (Милановски, Короновский, 1973). Первая фаза была наиболее мощной и развитой на Малом Кавказе, в позднем миоцене - антропогене вулканизм распространился на север вплоть до северного склона Большого Кавказа. Проявления вулканизма на поверхности повсеместно связано с обстановками локального, местного растяжения, обусловленного региональным полем субмеридионального сжатия. Следовательно, 11-10 млн. лет назад создались условия благоприятные для формирования первичных очагов магмы, давшей коллизионные вулканиды.

Как показали наши исследования, коллизионным вулканидам свойственны геохимические черты, присущие с одной стороны породам субдукционных зон, а с другой – континентальных рифтов (Короновский, Демина, 1996; Демина, Симонов, 1999). Различия устанавливаются только при детальном анализе распределения редких элементов, включая REE, которые более чутко реагируют на изменения термодинамических условий плавления, обусловленных в свою очередь геодинамическим режимом. При континентальной коллизии геодинамические режимы на уровнях зарождения магм и их проявления на поверхности существенно различаются. Проведенные структурные исследования, изучение полей напряжений позволили доказать связь извержений с локальными структурами растяжения, возникшими, тем не менее, в обстановке общего сжатия. Встает вопрос о глубинных обстановках на уровне первичного магмообразования, которые в условиях коллизии резко неоднородны и сильно отличаются от поверхностных.

Сложность интерпретации химизма вулканидов, образовавшихся при континентальной коллизии состоит в том, что в их химизме, по-видимому, остается некоторая "память" от доколлизионных процессов с одной стороны и с другой, они уже начинают реагировать на зарождающуюся новую геодинамическую обстановку постколлизионного континентального рифтогенеза (Демина, Симонов, 1999).

Однако в отличие от континентального рифтогенеза растяжение при коллизионном процессе относительно малоглубинное, распространяющееся до основания земной коры и на небольшие глубины верхней мантии. Это подтверждается термодинамическими расчетами глубин магмогенерации для базальтов Кавказского пересечения. С севера на юг она возрастает, и, если первичные вулканиды Большого Кавказа и частично Малого выплавляются в нижней части коры или на ее границе с верхней мантией на глубинах 35-45 км, то вулканиды Восточной Анатолии выплавляются уже в пределах верхней мантии (рис.1). Этим объясняется существенное отличие базальтов Восточной Анатолии от пород более северных районов Кавказа в сторону их большей магнезиальности и титанистости и большим сходством с вулканидами континентальных рифтов. Как уже отмечалось, вулканиды Кавказского пересечения относятся к известково-щелочной серии (рис.2), однако к югу в их химизме отчетливо проявляется толеитовая тенденция (рис.3).

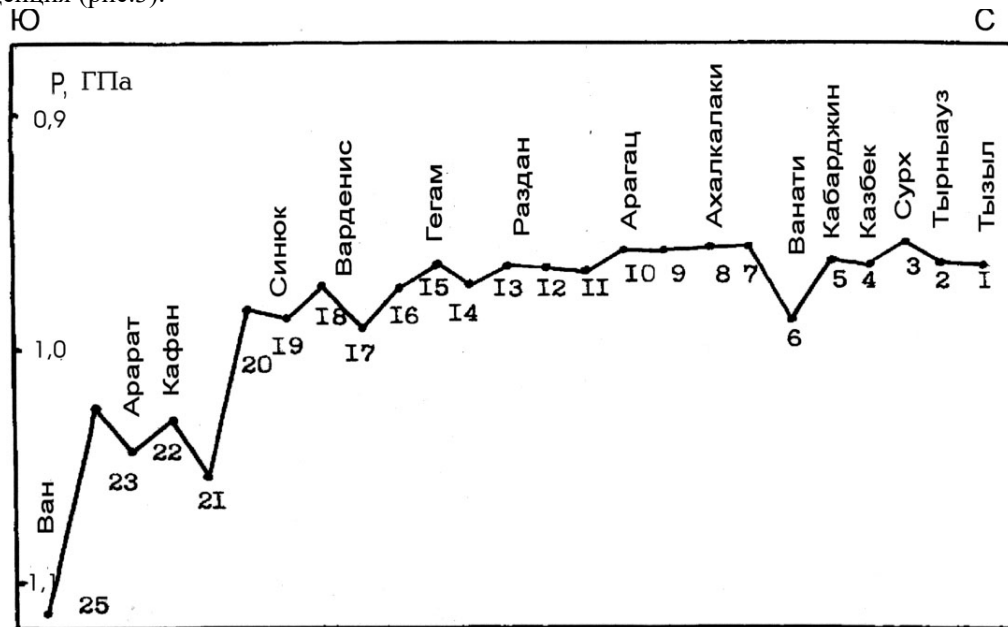


Рис.1. Расчетные давления генерации основного расплава для Кавказского пересечения. Метод по Н.В.Короновскому, Л.И.Деминой (1989)

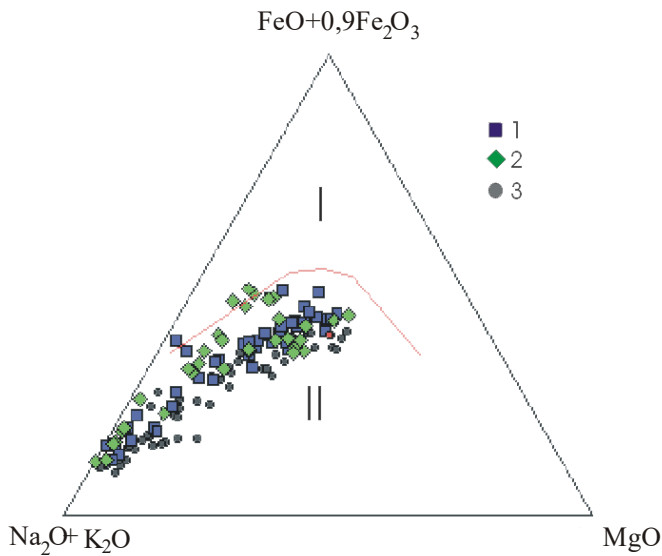


Рис. 2. Диаграмма AFM для вулканидов Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. I – толеитовая; II – известково-щелочная серии вулканических пород: 1-Восточной Анатолии, составы по Д.А.Пирсу и др. (Pearce et al., 1990); 2 - Малого Кавказа, 3 -Большого Кавказа, составы по В.С.Попову и др. (1987)

Модель коллизионного магматизма рассмотрена в работах Н.В.Короновского, Л.И.Деминой (1996) и Л.И.Деминой с соавторами (1999), в которых показано, что помимо декомпрессии,

плавлению в условиях коллизии способствуют процессы окисления глубинных флюидов, явления дегидратации минералов, повышающие парциальное давление воды во флюиде, диссипативное выделение тепла при пластичном деформировании вещества нижней коры. Вопрос состоит в том, какой процент вносит каждый процесс в общий объем выплавляемых магм. Следует отметить, что модель коллизионного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных флюидов наиболее полно объясняет химические особенности вулканитов.

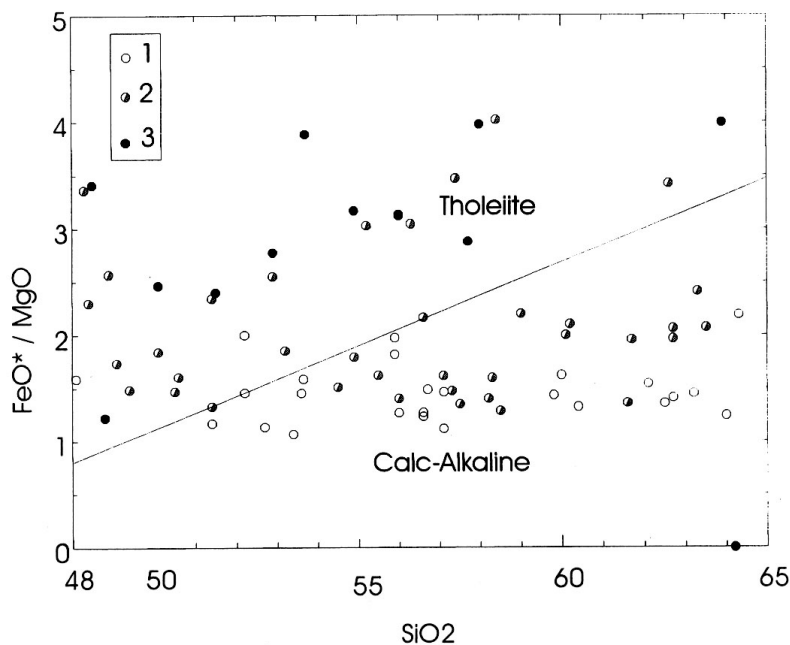


Рис. 3. Диаграмма SiO₂-FeO/MgO для вулканитов Кавказского сектора. Поля толеитовой и известково-щелочной серий по А. Миасиро (Miyashiro, 1974). Вулканиты: 1-Большой Кавказ, 2-Малый Кавказ, 3-Восточная Анатолия. Составы пород по В.С.Попову и др. (1987) и Д.А.Пирсу и др. (Pearce et al., 1990)

Физико-химические свойства расплавов и химизм магматических пород определяются при коллизии не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления. Как показывает детальное изучение химического состава коллизионных вулканитов Большого Кавказа, реакционных кайм расплава с ксенолитами вмещающих пород и минералов из них на микрозонде, термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную, многоэтапную эволюцию.

Большую роль играют, по-видимому, процессы ликвации, метасоматические процессы, изменения режима общего давления на расплавы при их движении к поверхности, отставание расплавов на некоторых глубинах достаточно долгое время. Рассмотрим некоторые из этих явлений.

Процессы ликвации расплавов зафиксированы в полосчатых дацитах голоценового возраста Эльбруса. На первый взгляд различия в химическом составе дацитов (табл.1) не столь существенны, особенно по содержанию Si, Al, Mg, Ca. Вулканиты, слагающие разные по цвету участки, различаются содержанием Ti, Cr, Mn, Ni, Na, K, P.

Расчеты на нормативный состав показывают, что эти породы образовались из совершенно разных расплавов. Черные дациты пересыщены глиноземом (нормативный корунд), несмотря на то, что содержание нормативного кварца в них выше, чем в бурых. Бурые дациты, в отличие от черных, содержат нормативный диопсид. Кроме того породы резко различаются соотношениями нормативных альбита и ортоклаза. В черных дацитах в больших количествах присутствуют мелкие кристаллы апатита, турмалина, что свидетельствует о насыщенности их кислотными летучими компонентами (P, V). Совершенно очевидно, что расплавы, из которых образовались разные по цвету породы, различались прежде всего режимом щелочей и летучих. Последние, как известно, в большей степени определяют процессы ликвации (Маракушев, Яковлева, 1975).

В более крупных масштабах процессы ликвации проявились в генезисе посткальдерных андезитов Чегема. Гипотезе о происхождении их за счет смешения основных и кислых магм

Таблица 1

Химический и нормативный состав полосчатых дацитов Эльбруса

№ обр.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,25	67,20	67,19	66,76	66,71	68,88
TiO ₂	0,95	0,99	0,88	0,59	0,60	0,55
Al ₂ O ₃	15,54	15,49	15,36	15,73	15,70	15,79
FeO	3,77	3,74	3,71	3,29	3,25	3,31
MnO	0,02	0,03	0,03	0,14	0,15	0,12
MgO	1,42	1,35	1,34	1,41	1,42	1,43
CaO	3,33	3,29	3,33	3,38	3,40	3,35
Na ₂ O	3,58	3,50	3,62	4,56	4,60	4,50
K ₂ O	3,06	3,11	3,01	2,46	2,46	2,44
Cr ₂ O ₃	0,90	0,88	0,77	1,67	1,71	1,81
NiO	0,23	0,24	0,31	0,02	0,04	0,03
Сумма	99,65	99,82	99,55	100,01	100,04	100,14
Нормативный состав (CIPW)						
Q	23,46	26,08	23,28	19,72	19,49	20,07
Cd	0,33	2,56	0,10	-	-	-
Ort	18,36	18,46	18,06	14,9	14,79	14,67
Ab	30,47	29,74	31,09	39,24	39,60	38,73
An	16,61	10,55	16,77	15,45	15,19	15,96
Di	-	-	-	1,35	1,65	0,8
Нур	8,96	8,69	9,01	8,31	8,11	8,71
Plm	1,81	1,89	1,7	1,14	1,16	1,06

1-3 – дациты черные; 4-6 – дациты бурые. Анализы выполнены на микрозонде “Самсап”, кафедры петрологии геологического ф-та МГУ

противоречат однотипность спектров REE для андезитов и сосуществующих с ними вулкани-тов другого состава, наличие общих трендов химического состава (табл.2, рис.4). На рис.5 хо-рошо видно, что посткальдерные андезиты Чегема, которые трактуются как продукты смеше-ния гипотетических базальтов и дацит-риолитов (Лятифова, 1993) находятся на одних линиях тренда с последними, обнаруживая разрыв по кремнекислотности с 64 до 68 масс.% SiO₂, что говорит о принадлежности их к продуктам единой магмы, а разрыв в области кремнекислотно-сти скорее свидетельствует о расслоении расплава под действием потока флюидов, находяще-гося под большим давлением. Обилие игнимбритов и высокоэксплозивный тип вулканизма подтверждают это.

Детальное изучение химического состава вкрапленников, слагающих гломеропорфиро-вые сростки из лав вулканов Эльбрус, Казбек, Сурх-Крандух (табл. 3-5) позволило проследить эволюцию РТ условий, в которых находился расплав до появления на поверхности. Диаграммы состав-парагенезис для некоторых вулкани-тов приведены на рис. 6. Общим для всех вулкани-тов является тот факт, что наиболее ранние парагенезисы Amf+Pl, Amf+Срх+Pl указывают на минимальные температуры расплава. Более поздние парагенезисы, Орх+Pl, Орх+Pl+Vi, как пра-вило, более высокотемпературные. При этом происходит изменение химического состава рас-плава в сторону большей глиноземистости и меньшей основности.

Наиболее достоверно термодинамические условия, при которых существовал расплав, удалось определить для андезитов вулкана Сурх-Крандух. Температура рассчитывалась по хи-мическому составу сосуществующих минералов (парагенезисам вкрапленников), а давление - по содержанию Al₂O₃ в ортопироксенах по методикам, описанным в работах Л.Л.Перчука (1973) и Т.И.Фроловой и др. (1989). Поскольку пироксеновый геобарометр был откалиброван по ортопироксенам из включений в базальтах, термодинамические условия кристаллизации ко-торых располагались выше моновариантного раздела фаций гранатовых и шпинелевых лерцо-литов (P=1,5 ГПа при T=600-1100°C), в уравнение для расчета давлений была введена поправка на уровень генерации первичных магм для Кавказа (P=1 ГПа). В табл. 3 приведены составы ан-дезитов и вкрапленников из них, а также состав полнокристаллической породы, слагающей ре-акционную кайму на границе с ксенолитом. Порода имеет по сути метаморфический парагене-зис Орх+Срх+Pl+Kfs+Q, отвечающий двупироксеновым гнейсам гранулитовой фации (рис.6-г). РТ условия кристаллизации вкрапленников имеют несколько более высокие значения, чем ми-

нералов из реакционной каймы, но в целом близки. Расчетные давления генерации основной магмы для вулкана Сурх-Крандух ($P=0,95$ ГПа) ниже (рис.1). Если допустить, что разница в давлениях ($P=0,09-0,12$ ГПа) отражает различия в глубинности генерации магм и их последующего нахождения при кристаллизации вкрапленников, то расплав при этом должен был бы опуститься примерно на 3-4 км вниз по сравнению с глубиной выплавления. Можно предположить

Таблица 2

Химический состав андезитов и дацитов Чегемской кальдеры

№ пп.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	D-1	D-2
SiO ₂	62.61	60.02	63.55	63.15	62.14	63.91	69.07	70.59
TiO ₂	0.83	1.05	0.73	0.74	0.81	0.78	0.44	0.28
Al ₂ O ₃	16.05	17.13	15.71	16.02	15.86	16.04	15.6	13.7
FeO	4.85	5.73	4.42	4.55	4.38	5.23	2.58	2.35
MnO	0.05	0.07	0.06	0.06	0.08	0.05	0.05	0.04
MgO	3.01	3.21	2.98	2.55	4.99	1.75	1.53	0.7
CaO	4.91	5.71	3.65	3.9	4.45	4.35	2.12	1.21
Na ₂ O	3.95	4.01	4.05	4.02	3.91	3.86	4.42	3.9
K ₂ O	2.43	2.06	2.52	2.54	2.61	2.18	3.4	3.95
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.25	0.22	0.21	0.36	0.22	0.14
п.п.п.	1.01	1.02	1.85	1.65	0.55	1.13	0.65	2.21
Сумма	99.91	100.22	99.77	99.4	99.99	99.64	100.08	99.07
Cr	14	15	81	80	88	47	40	42
Ni	21	17	32	40	41	25	14	12
Co	14	20	18	19	22	19	17	14
V	95	95	90	100	77	120	50	40
Rb	77	71	52	41	62	67	84	145
Cs	5	3	5	4	3	4	3	3
Ba	411	342	415	405	410	425	610	435
Sr	323	300	218	181	265	255	225	146
Li	16	17	18	27	16	18	15	14
Nb	11	8	9	12	10	9	8	16
Zr	245	248	215	162	204	221	232	125
Y	26	25	22	18	25	24	22	26
La	43	34	42	41	40	40	50	51
Ce	61	49	66	61	63	60	64	62
Nd	31	24	28	29	32	30	24	24
Sm	5.5	5.2	5.5	5.8	5.2	5.3	3.9	5.4
Eu	1.2	1.49	1.4	1.35	1.6	1.5	1.3	0.7
Gd	4.12	4.35	4.2	4.5	4.7	4.6	2.8	3.7
Tb	0.65	0.62	0.64	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6
Er	1.81	2.11	1.9	1.7	1.8	1.9	1.4	1.8
Yb	1.62	2.46	1.8	1.7	1.75	1.8	0.96	1.6
Lu	0.24	0.22	0.28	0.23	0.21	0.27	0.15	0.15

Обр. 1-6 - андезиты; 7,8 - дациты. Силикатные анализы выполнены в лаборатории геологического факультета МГУ М.П.Юкиной, REE - инструментальным нейтронно-активационным методом (ИЛС РАН), остальные микроэлементы определены количественным рентгено-спектральным (ГЕОХИ РАН)

также, что силикатный расплав способен выдерживать избыточное давление относительно долгое время, достаточное для кристаллизации вкрапленников. О возрастании общего давления на расплав в условиях коллизии свидетельствует разница в глиноземистости и магнезиальности вкрапленников различных генераций гиперстенов Эльбруса (табл. 4) и пироксенов Чегема (Ляtifова, 1993).

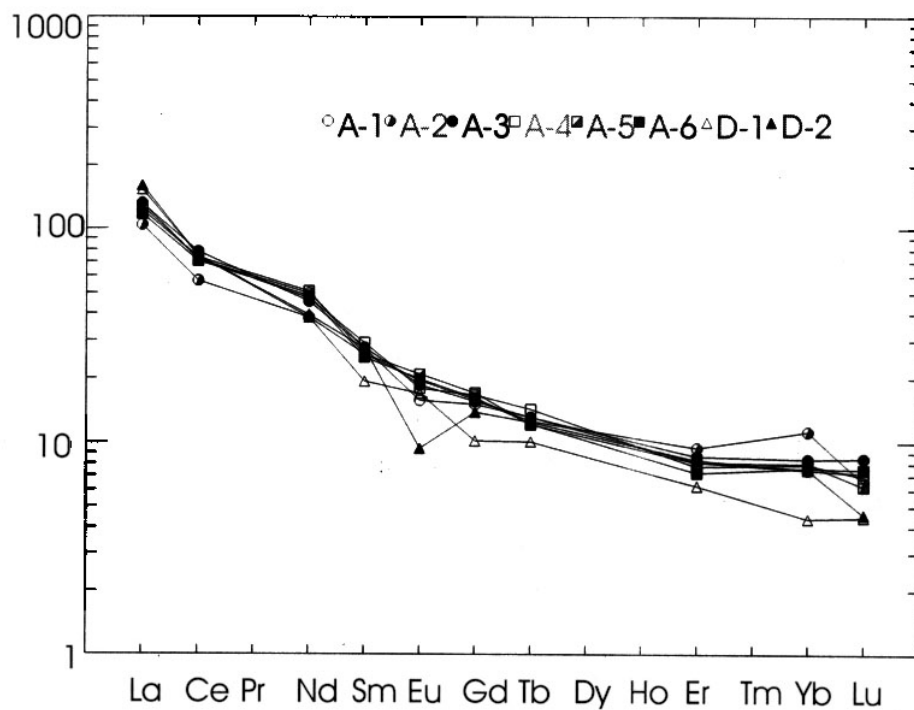
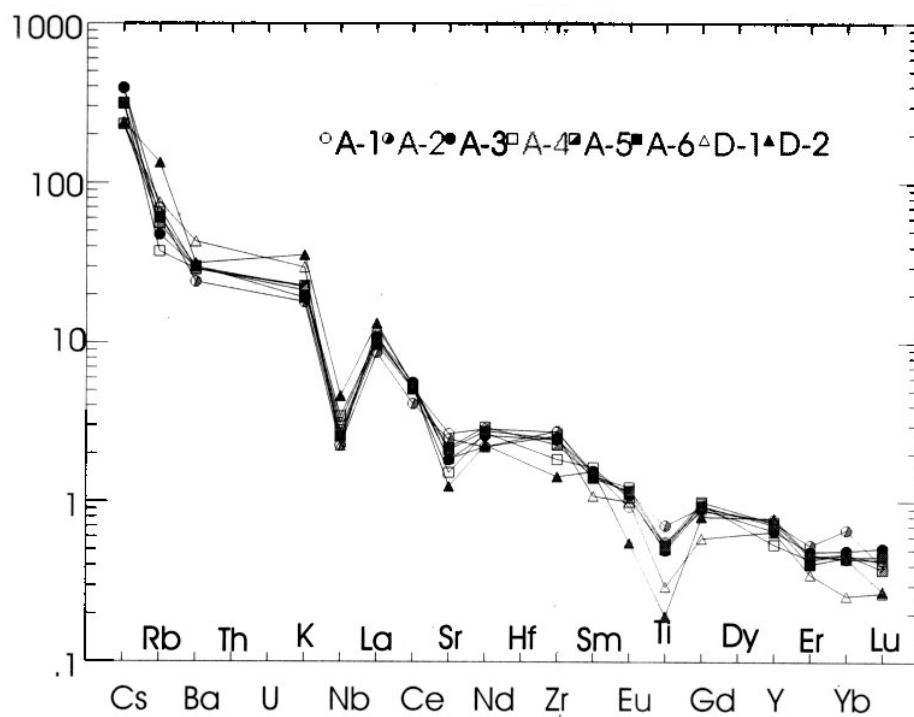


Рис. 4. Распределение микроэлементов и REE в дацитах и посткальдерных андезитах Чегема, нормализованных по N-MORB и хондриту. Составы пород и номера образцов см. в табл. 2

Термодинамические расчеты PT условий кристаллизации вкрапленников из дацитов Эльбруса показывают, что наиболее ранний парагенезис (Amf+Crx+Pl) кристаллизовался при $T=750-780^{\circ}\text{C}$. Ромбический пироксен появляется при $T > 850^{\circ}\text{C}$ и устойчив вплоть до 1150°C , при этом давление меняется от 1,02 до 1,42 ГПа. В этом случае, если принимать, что давление отражает только уровень глубинности, приходится допускать миграцию расплава уже на 10-12 км вниз по сравнению с уровнем генерации магмы, что вряд ли возможно. Эволюция PT условий, при которых существовал расплав, показана на рис. 7. Вначале шло повышение как темпе-

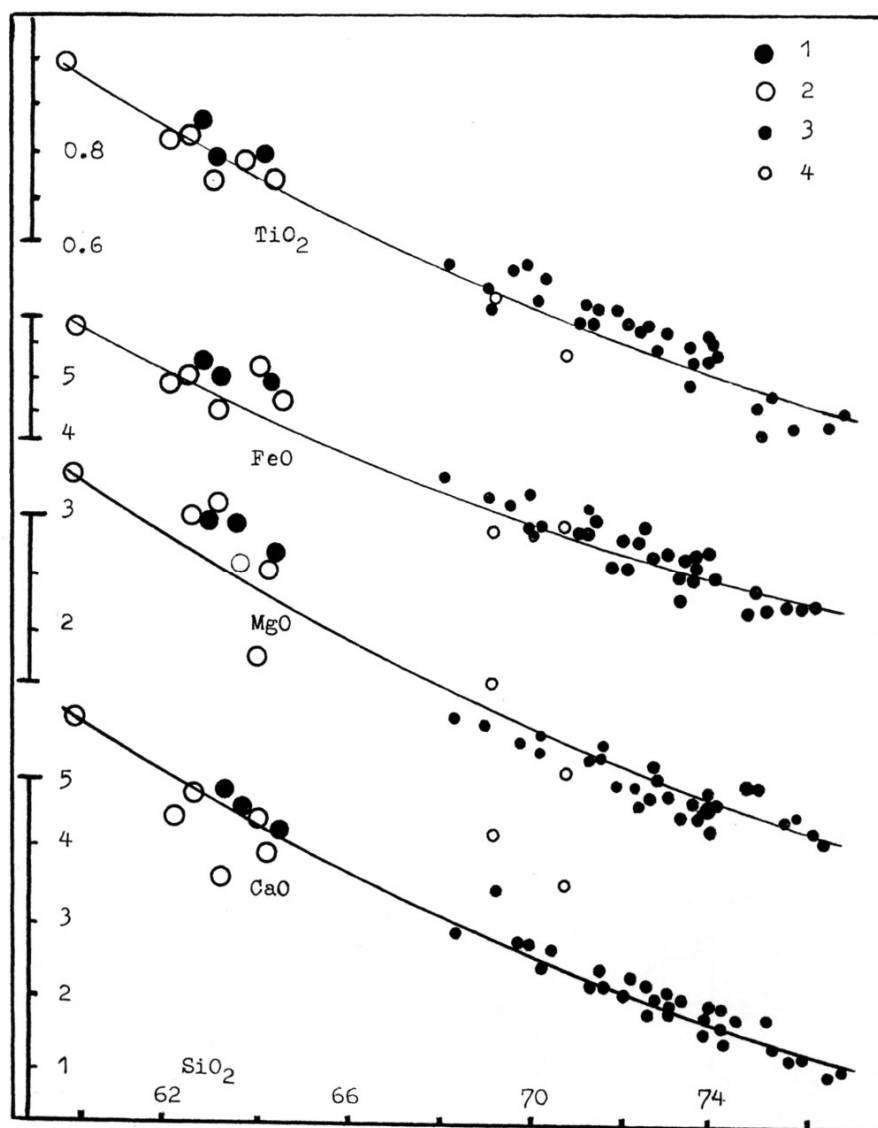


Рис. 5. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{CaO}, \text{MgO}, \text{FeO}, \text{TiO}_2$ (в мас.%) для вулканитов Чегема. 1,2 - посткальдерные андезиты; 3,4 - дациты. Составы пород: 1,3 - по Е.Н.Лятифовой (1993); 2,4 - данные авторов (табл.2).

ратуры, так и давления, затем давление, достигнув максимума, начало падать, но температура при этом продолжала повышаться. Повышение температуры расплава зафиксировано также в химическом составе вкрапленников из риодацитов Казбека и андезитов Сурх-Крандуха (рис.8). Повышение температуры можно объяснить разогревом магмы при ее течении за счет вязкого трения. Это явление неоднократно обсуждалось в литературе (Shaw, 1969; Луцицкий, 1971; Федотов, 1976 и др.) Поскольку вязкость магмы зависит от температуры, ее разогрев приводит к падению вязкости. Это в свою очередь увеличивает скорость течения, что приводит к дальнейшему разогреву. При определенных условиях процесс приобретает лавинный характер, а прогрессирующий разогрев может вызвать испарение магмы и взрывы в ней (Fujii, Yueda, 1974). Разогрев магмы, а также высокое внутреннее давление в расплаве, превышающее литостатическое, должны способствовать быстрому подъему магмы к поверхности.

Выводы. В обстановке коллизии физико-химические свойства расплавов и химизм магматических пород определяются не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления. Большую роль играют процессы ликвации, метасоматические процессы, изменения режима общего давления на расплавы и температуры при их движении к поверхности.

Таблица 3
Химический состав и кристаллохимические формулы андезитов и минералов из них
вулкана Сурх-Крандух

окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Порода	Ol	Orx	Срх	Pl	Порода	Orx	Срх	Kfs	Pl
		вкрапленники					кайма			
SiO ₂	57.22	39.95	53.46	52.13	53.93	58.18	55.08	54.39	66.67	63.35
TiO ₂	0.66	0.03	0.44	0.84	0	0.6	0.11	0.27	0.02	0
Al ₂ O ₃	17.95	0.13	0.87	1.96	29.18	18.24	0.54	0.67	18.52	22.06
Feo	5.52	14.43	17.42	10.6	0.53	4.84	20.09	10.35	0.37	0.6
Mno	0.17	0.12	0.41	0.29	0	0.11	0.42	0.24	0	0
MgO	4.53	44.78	22.73	16.07	0.15	3.41	21.89	15.18	0.05	0.14
CaO	6.06	0.2	3.85	17.34	10.99	6.17	1.26	18.27	0.22	2.93
Na ₂ O	4.88	0.07	0.34	0.56	4.81	5.26	0.34	0.52	3.27	8.91
K ₂ O	1.64	0.01	0.15	0.05	0.22	2	0	0.06	10.79	1.94
Cr ₂ O ₃	0.59	0	0.18	0.18	0	1.19	0.08	0.05	0.1	0.02
NiO	0.32	0.29	0.16	0	0.17	0	0.17	0	0	0.05
P ₂ O ₅	0.47	0	0	0	0		0.03			
Сумма	100.01	100.01	100.01	100.02	99.98	100	100.01	100	100.01	100
Si		1	1.97	1.94	2.44		2.02	2.01	3.01	2.82
Ti			0.01	0.02			0.01	0.01		
Al			0.04	0.09	1.56		0.02	0.02	0.97	1.16
Fe		0.3	0.54	0.33	0.02		0.62	0.32	0.01	0.02
Mn			0.01	0.01			0.01	0.01		
Mg		1.67	1.25	0.89	0.01		1.2	0.9		0.01
Ca		0.01	0.15	0.69	0.53		0.05	0.73	0.01	0.14
Na			0.02	0.04	0.42			0.04	0.27	0.77
K			0.01		0.01				0.62	0.11
X _{Mg}		0.85	0.71	0.73			0.65	0.74		

1-5 – лава; 6-10 – реакционная кайма расплава с ксенолитом вмещающих пород. Анализы выполнены на микрозонде "Camscan", кафедра петрологии геологического факультета МГУ

Таблица 4
Химический состав и кристаллохимические формулы полосчатых дацитов и минералов из них
вулкана Эльбрус

окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Порода		Orx	Orx	Orx	Orx	Срх	Amf	Pl	Ti-Mt
	черная	бурая	осн. масса			вкрапленники				
SiO ₂	67.23	66.76	52.87	53.6	51.93	53.35	50.81	45.94	54.74	0.28
TiO ₂	0.94	0.59	0.25	0.14	0.29	0.32	1.16	2.44	0.18	7.49
Al ₂ O ₃	15.52	15.73	1.02	0.96	1.7	3.08	3	9.16	27.69	3.6
FeO	3.76	3.29	19.95	17.58	21.37	13.98	10.54	13.06	0.74	80.83
MnO	0.01	0.14	0.9	0.46	0.65	0.45	0.31	0.1	0.21	0.96
MgO	1.4	1.41	23.39	25.33	22.74	26.52	14.14	14.81	0	6.43
CaO	3.31	3.38	1.31	1.55	1.11	1.6	19.48	11.32	10.48	0.11
Na ₂ O	3.58	4.56	0.07	0.12	0.15	0.35	0.35	2.39	5.39	0.05
K ₂ O	3.07	2.46	0	0.06	0	0	0.05	0.67	0.39	0.1
Cr ₂ O ₃	0.93	1.65	0.13	0.01	0.04	0.25	0.16	0.02	0.01	0.11
NiO	0.2	0.04	0.12	0.2	0.02	0.11	0	0.09	0.18	0.06
Сумма	99.55	100.01	100.01	100.01	100	100.01	100	100	100.01	100.02

Таблица 4 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si			1.96	1.96	1.94	1.92	1.9	6.9	2.48	0.01
Ti					0.01	0.01	0.03	0.28		0.23
Al			0.05	0.04	0.08	0.13	0.12	1.62	1.48	0.18
Fe			0.61	0.54	0.67	0.42	0.33	1.64	0.02	2.8
Mn			0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Mg			1.29	1.33	1.26	1.42	0.79	3.31		0.4
Ca			0.05	0.06	0.04	0.06	0.78	1.82	0.51	
Na				0.01	0.01	0.02		0.7	0.47	
K								0.13	0.02	
X _{Mg}			0.68	0.72	0.66	0.77	0.69	0.63		

Анализы выполнены на микрозонде "Camscan", кафедры петрологии геологического факультета МГУ.

Таблица 5
Химический состав и кристаллохимические формулы риодацитов и минералов из них
вулкана Казбек

окислы	1	2	3	4	5	6
	Порода	Rpx	Amf	Bi	Pl	Pl
		вкрапленники			край	центр
SiO ₂	69,18	53,86	47,13	38,99	57,03	56,7
TiO ₂	0,71	0,17	1,83	5,08	0,11	0
Al ₂ O ₃	15,03	1,84	8,13	14,58	26,7	27,41
FeO	2,87	14,97	14,19	14,87	0,4	0,26
MnO	0,17	0,57	0,35	0,22	0	0,05
MgO	1,53	26,39	14,46	16,23	0,01	0,04
CaO	2,93	1,88	11,39	0	8,79	9,17
Na ₂ O	4,3	0,05	1,61	1,26	6,28	5,83
K ₂ O	3,56	0,03	0,74	8,61	0,56	0,48
Cr ₂ O ₃	0,03	0,19	0,17	0	0,08	0,06
NiO	0,07	0,04	0	0,17	0,15	0
Сумма	100,38	99,99	100	100,01	100,11	100
Si		1,95	7,09	3,02	2,57	2,55
Ti		0,01	0,21	0,3		
Al		0,08	1,44	1,33	1,41	1,46
Fe		0,45	1,79	0,96	0,01	0,01
Mn		0,02	0,05	0,01		
Mg		1,42	3,24	1,87		
Ca		0,07	1,83		0,42	0,44
Na			0,47	0,19	0,55	0,51
K			0,14	0,85	0,03	0,03
X _{Mg}		0,75	0,62	0,6		

Анализы выполнены на микрозонде "Camscan", кафедры петрологии геологического факультета МГУ

Термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную, многоэтапную эволюцию.

Расплавы андезит-дацитового состава в процессе эволюции испытывают разогрев (до 1150°C) и повышение внутреннего давления (до 1,5 ГПа), что отражается на химическом составе кристаллизующихся минеральных фаз и вулканитов в целом.

Силикатный расплав способен выдерживать избыточное давление относительно долгое время, достаточное для кристаллизации вкрапленников.

Высокое внутреннее давление, перегрев и низкая вязкость магмы обеспечивают быструю транспортировку ее к поверхности.

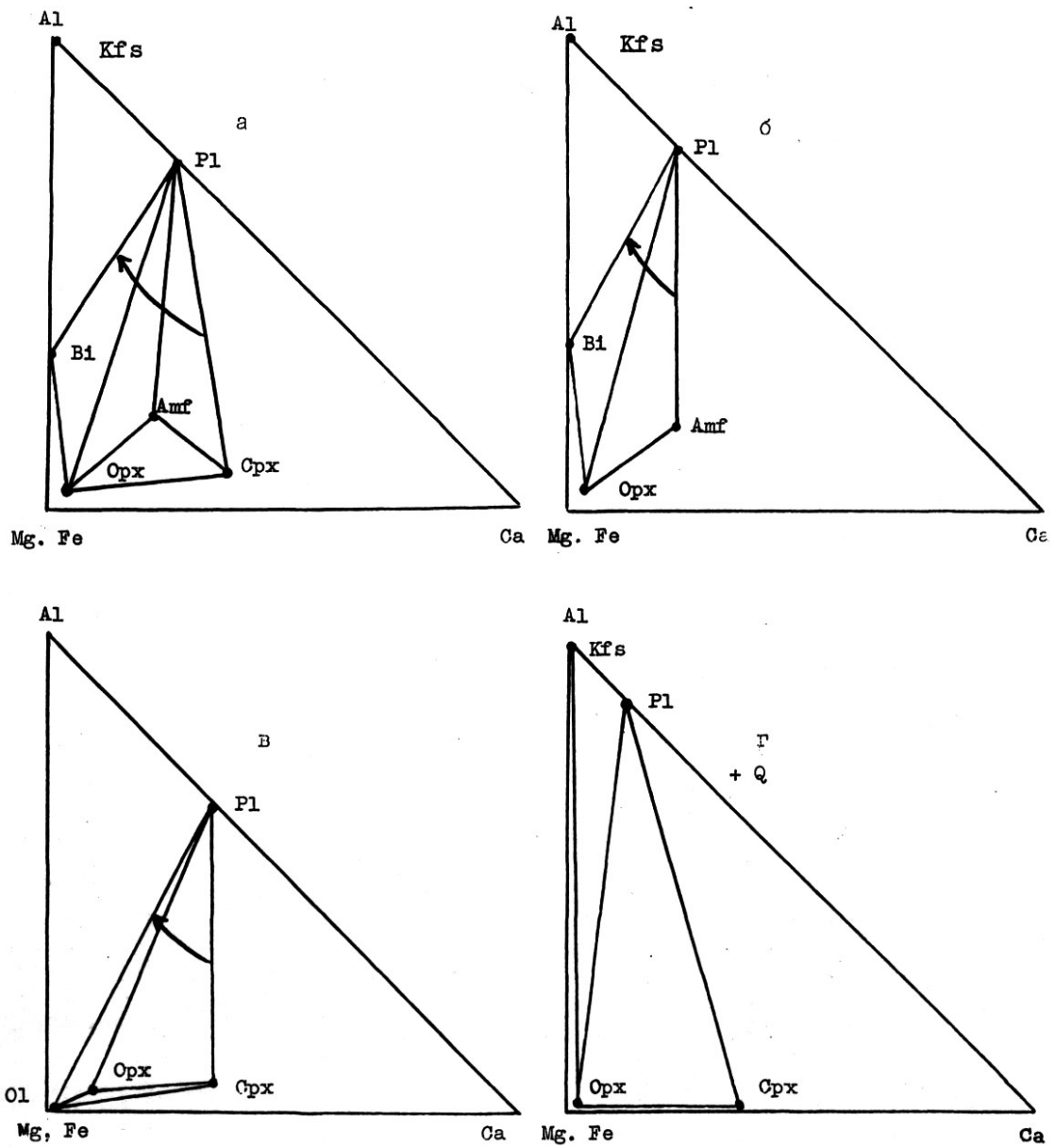


Рис. 6. Диаграммы состав-парагенезис для вкрапленников из гломеропорфировых сростков из голоценовых дацитов Эльбруса (а), позднеплейстоценовых риодацитов Казбека (б), позднеплиоценовых андезитов (в) и реакционной каймы андезитов с ксенолитом (г) вулкана Сурх-Крандух. Составы минералов см. в табл. 3-5. Стрелками показано направление изменения состава расплава при кристаллизации вкрапленников

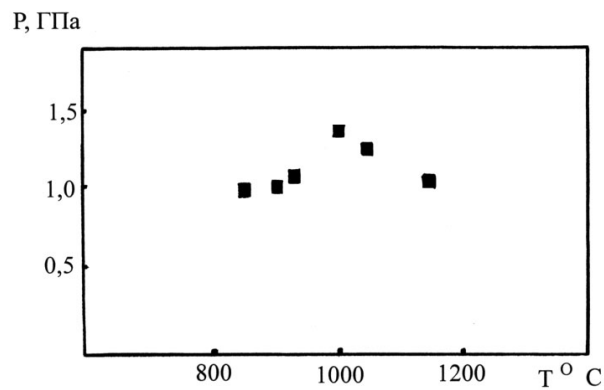


Рис.7. Эволюция РТ условий кристаллизации вкрапленников из дацитов Эльбруса

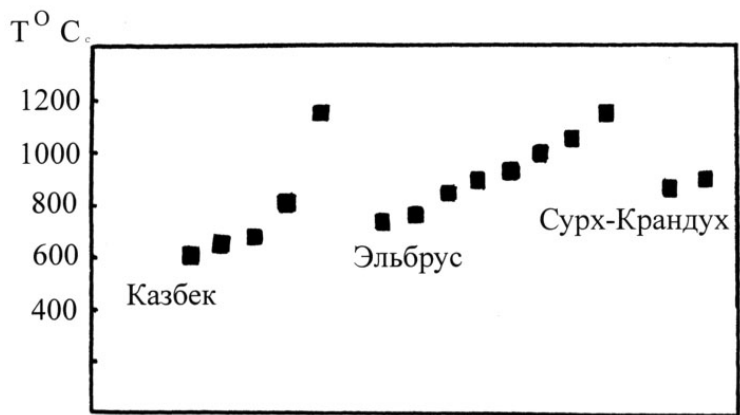


Рис. 8. Изменение температур кристаллизации вкрапленников из вулканитов Казбека, Эльбруса и Сурх-Крандуха

Процессы эволюции расплавов существенно влияют на конечный химический состав вулканитов, обнажающихся на поверхности и доступных нашим исследованиям. Из сказанного выше следует, что интерпретация вулканических комплексов, как показателей геодинамических и палеотектонических обстановок в условиях коллизии, нуждается в новом обсуждении.

Литература

- Демина Л.И., Захаров В.С., Короновский Н.В., Симонов Д.А. Петролого-тектоническая модель коллизионного магматизма //Закономерности эволюции земной коры. Тез.докл. Т.2. С-Пб. 1996. С.72.
- Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканиты как индикаторы процесса континентальной коллизии //Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С.793-796.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция океана Тетис //История океана Тетис. М.: ОИ АН СССР, 1987. С.104-116.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса //Докл. РАН.1996. Т.350. № 4. С.519-522.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм //Геотектоника. 1998 (в печати).
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука.1971.
- Ляtifова Е.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ). Автореф. кандид. дисс. М.:ИГЕМ. 1993. 25 с.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав //Вест. МГУ. Сер.4. Геология. 1975. № 1. С.3-24.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973. 279 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.:Наука.1973.318с.
- Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение //Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука.1987. С.143-231.
- Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур //Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС.1997. С.136-140.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений //Изв. АН СССР. Сер. геолог. № 10.1976. С.5-23.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра.1989.254 с.
- Fujii N., Yueda S. Thermal instabilities during flow of magma in volcanic conduits //J. Geophys. Res. V. 79. 1974.№23.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins //American Journal of Science. V.274. 1974. P.321-355.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey //Jour. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1990.V.44.P.189-229.
- Shaw H.R. Rheology of basalt in the melting range //Petrology. V.10. 1969. P.3.

МОНО - И ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ КАВКАЗА

Д. М. Шенгелиа

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Исследованы метаморфические комплексы доверхнепалеозойского фундамента Кавказа. Показано существенное значение полиметаморфизма и ограниченная роль одноактного регионального метаморфизма в строении кристаллического основания Кавказа. Полициклический региональный метаморфизм наблюдается: в инфраструктуре, бульгенской серии и Макерском и Лаштракском тектонических покровах Главного хребта, автохтонном и аллохтонном метаморфических комплексах и эклогитах зоны Передового хребта, Бечасынском комплексе, гнейсово-мигматитовом комплексе Дзирульского и Храмского кристаллических массивов, метаофиолитах, ассоциирующихся с Чорчана-Уцлевским аллохтонным комплексом, и арзаканской серии. Монометаморфизм проявляется: в аллохтонных пластинах Дзирульского, Локского и Храмского массивов и части Лабинского метаморфического комплекса, анкаванской серии, породах Мургузского выступа и части метаморфитов Амасия-Севан-Акеринского пояса.

MONO- AND POLYCYCLIC REGIONAL METAMORPHISM OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE CAUCASUS

D. SHENGELIA

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The metamorphic complexes of pre-Upper Paleozoic basement of the Caucasus are investigated. The vital importance of polymetamorphism and confined role of monocyclic regional metamorphism in the structure of crystalline basement of the Caucasus is established. Polycyclic regional metamorphism is spread: in infrastructure, Buulgen series and Macera nappe of the Main Range zone, autochthone and allochthone complexes and eclogites of the Forerange zone, Bechasyn complex, gneiss-migmatitic complex of Dzirula and Khrami crystalline massifs, metaophiolites associated with Chorchana-Utslevi allochthone complex and Arzakan series. The monocyclic metamorphism is revealed in the allochthone plates of the Dzirula, Loki and Khrami massifs, Laba metamorphic complex, Ankavan series, Murguz wedge and the part of the Amasia-Sevan-Akeran belt

Введение

До конца 40-х годов 20-го столетия подавляющее большинство исследователей возраст исходных пород метаморфитов, регионального метаморфизма и гранитообразования доюрского основания Кавказа считали докембрийскими или раннепалеозойскими.

С начала 50-х годов взгляды о догерцинском возрасте пород кристаллического основания Кавказа, в связи с широким применением К-Аг метода, охватившего весь спектр возраста герцинского тектогенеза (бретонской, судетской и астурийской фаз), были оставлены и появились публикации, в которых метаморфические комплексы и связанные с ними гранитоиды рассматривались как сформированные при герцинской эпохе тектогенеза.

Пересмотр взглядов об исключительно герцинском возрасте регионального метаморфизма и гранитообразования в Кавказском сегменте Средиземноморского подвижного пояса начались с 70-х годов. Сначала появились весомые аргументы в пользу их догерцинского возраста (основанные на усовершенствованных методах изотопного $\sim Rb \sim Sr$, $U \sim Pb$, $Sm \sim Nd$ определения), затем ознаменовались установлением доюрских тектонических покровов и террейнового строения кристаллического основания Кавказа. Эти данные существенно повлияли на упомянутые представления исследователей, которые четко определили, что доюрское кристаллическое основание Кавказа гетерогенно и состоит из разновозрастных сиалических и симатических комплексов, сближенных и частично совмещенных при герцинской коллизии. Появились данные, свидетельствующие о полициклическом характере регионального метаморфизма. Выяви-

лось, что в террейнах (субтеррейнах) Кавказа, отличающихся друг от друга геологическим строением и историей развития, а также интенсивностью метаморфизма и характером магматизма, проявление и пики регионального метаморфизма не всегда совпадали во времени. Вместе с тем, в разных блоках (террейнах, субтеррейнах) устанавливается, проявившийся синхронно или в разное время, моно-, либо повторный региональный метаморфизм (Шенгелиа, 1998).

Метаморфические комплексы Кавказского региона обнажены на Большекавказском (структурные зоны Главного и Передового хребтов и бечасынская), в изолированных кристаллических выступах Черноморско-Центральнокавказского (Дзирульский и Храмский кристаллические массивы; фрагменты кристаллического фундамента Черноморско-Центральнокавказского террейна наблюдаются также в пределах современной зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа - Ацгаринский и Ненскринский тектонические клины, Шоудидский и Горабский выходы) и Бейбурт-Севанского (Локский, Ахумский, Асрикчайский и Цахкуняцкий выступы, Айнтапское погребенное поднятие) террейнах и в полосе офиолитового меланжа Севано-Акеринской зоны (Малокавказский офиолитовый пояс).

Регионально метаморфизированные комплексы во всех выступах входят в состав доверхнепалеозойского фундамента. Верхнепалеозойские и более молодые отложения лишь местами испытали наложенный молодой (альпийский) низкотемпературный метаморфизм, не выходящий за пределы анхиметаморфизма или хлоритовой субфации.

Большекавказский террейн

Зона Главного хребта

В пределах кристаллического ядра Главного хребта в доюрском основании выделены Перевальная и Эльбрусская подзоны, сильно отличающиеся друг от друга в первую очередь по составу слагающих их пород, характеру метаморфизма, а также распространением генетических типов гранитоидов (Сомин, 1971; Шенгелиа, Кориковский и др., 1991; Shengelia, Korikovskiy et al., 1995; Шенгелиа, Заридзе и др., 1998).

Перевальная подзона

В Перевальной подзоне метаморфиты представлены буульгенской и лабинской сериями. Первая сложена (в восходящем разрезе) гвандринской, клычской и ладевальской (=сисинской=верцхлибсиской = уллучиранской) свитами; кассарская свита - вероятный аналог ладевальской свиты. В лабинской серии развиты дамхурцевская, мамхурцевская, лаштракская и аджарская свиты, которые рассматриваются как тектонические покровы - инородные тела в Перевальной подзоне.

Породы буульгенской серии испытали региональный зональный метаморфизм андалузит - силлиманитового барического типа в температурных условиях от гранатовой субфации до высокотемпературной ступени фации биотит-мусковитовых гнейсов включительно (здесь и далее классификация метаморфических фаций дана по С.П.Кориковскому, Петрология метаморфических..., 1991). Причём устанавливается два цикла регионального метаморфизма - раннекаледонский (позднебайкальский?) и герцинский (бретонский?). В породах гранатовой субфации обнаружены следующие парагенезисы: $\text{Chl}+\text{Grt}+\text{Ser}+\text{Ab}+\text{Qtz}$, $\text{Chl}+\text{Ser}+\text{Ab}+\text{Qtz}\pm\text{C}$, $\text{Bt}+\text{Chl}+\text{Ser}+\text{Ab}+\text{Qtz}\pm\text{C}$, $\text{Ser}+\text{Ab}+\text{Qtz}\pm\text{C}$, $\text{Bt}\pm\text{Chl}+\text{Mikr}+\text{Ab}+\text{Qtz}\pm\text{C}$, $\text{Ab}\pm\text{Ep}\pm\text{Carb}+\text{Qtz}\pm\text{Bt}$, $\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Ep}$, $\text{Chl}+\text{Ep}+\text{Act}+\text{Ab}\pm\text{Qtz}$, $\text{Chl}+\text{Ep}+\text{Ab}+\text{Act}\pm\text{Hbl}\pm\text{Qtz}$. В метаморфитах андалузит-биотит-хлорит-мусковитовой фации наблюдается - $\text{Andl}+\text{Bt}+\text{Chl}\pm\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Andl}+\text{Bt}+\text{Chl}\pm\text{Cor}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Chl}\pm\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Chl}\pm\text{Ep}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Chl}\pm\text{Cum}\pm\text{Qtz}$. Ставролит-биотит-андалузитовая субфация представлена парагенезисами: $\text{Bt}+\text{St}+\text{Andl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Cor}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Grt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Grt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Pl}+\text{Qtz}\pm\text{C}$, $\text{St}+\text{Cor}+\text{Qtz}$, $\text{Grt}+\text{Cor}+\text{Qtz}$; $\text{Hbl}+\text{Pl}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Ep}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Cpx}\pm\text{Grt}\pm\text{Ep}+\text{Pl}+\text{Qtz}$. В ставролит-силлиманитовой фации наблюдаются: $\text{St}+\text{Sill}+\text{Bt}+\text{Cor}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{St}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Grt}+\text{St}+\text{Sill}+\text{Andl}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}\pm\text{C}$, $\text{St}+\text{Grt}+\text{Sill}+\text{Andl}+\text{Cor}+\text{Bt}\pm\text{Spi}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}$, $\text{St}+\text{Sill}\pm\text{Grt}\pm\text{Cor}+\text{Bt}\pm\text{Spi}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}$, $\text{Grt}+\text{Bt}\pm\text{Cor}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Grt}+\text{Ged}\pm\text{Cum}\pm\text{Bt}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}$, $\text{Grt}+\text{Ged}+\text{Cor}\pm\text{Cum}\pm\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Ep}\pm\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Cum}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$. Фация биотит-мусковитовых гнейсов представлена парагенезисами: $\text{Cor}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Cor}+\text{Bt}+\text{Andl}(\text{Sill})+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Grt}\pm\text{Cor}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$

$\text{Grt}+\text{Sill}+\text{Andl}+\text{Bt}\pm\text{Cor}\pm\text{Spi}+\text{Pl}\pm\text{St}\pm\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}$ (Sill)+ $\text{Cor}+\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Ksp}+\text{Sill}+\text{Bt}+\text{Qtz}$, $\text{Ged}\pm\text{Cor}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}\pm\text{Bt}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Ep}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Bt}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Cum}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Cpx}\pm\text{Grt}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}$. Минеральные парагенезисы фации биотит-мусковитовых гнейсов формировались при проявлении второго цикла регионального метаморфизма. Смена минеральных парагенезисов первого цикла регионального метаморфизма минеральными парагенезисами второго цикла регионального метаморфизма установлена с помощью следующих реакций (Шенгелиа, Кецховели, 1982): $\text{St}\rightarrow\text{Andl}$ (Sill)+ Spi , $\text{St}\rightarrow\text{Cor}+\text{Spi}$, $\text{St}+\text{Qtz}\rightarrow\text{Cor}+\text{Grt}\pm\text{Andl}\pm\text{Spi}+\text{H}_2\text{O}$, $\text{Andl}\rightarrow\text{Sill}$, $\text{Ms}+\text{St}+\text{Qtz}\rightarrow\text{Sill}+\text{Bt}+\text{H}_2\text{O}$, $\text{Ms}+\text{Qtz}\rightarrow\text{Ksp}+\text{Sill}+\text{H}_2\text{O}$, $\text{Cor}\rightarrow\text{Grt}+\text{Sill}+\text{Qtz}$, $\text{Ms}+\text{Qtz}+\text{Grt}_{\text{Fe-Mg}}+\text{Bt}_{\text{Mg-Fe}}\rightarrow\text{Grt}_{\text{Mg-Fe}}+\text{Bt}_{\text{Fe-Mg}}\pm\text{Cor}+\text{Sill}$.

В буульгенской серии наблюдаются: дометаморфические (по отношению ко второму циклу регионального метаморфизма) гнейсированные диориты и кварцевые диориты, синметаморфические с герцинским региональным метаморфизмом мелкие согласные тела порфиробластических гранито-гнейсов и парапород - лейкократовых плагиогнейсов и плагиоаплитов и постметаморфические низкокалиевые гранитоиды.

По данным М.Ханеля, А.Г.Гурбанова и их соавторов (Ханель и др., 1993_{1,2}; Гурбанов и др. 1995), датирование свинец-свинцовым ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) методом по единичным зернам циркона из меланократовой части послонных амфиболитов буульгенской серии (район ледника Алибек, долин рр. Гоначхир и Чатча) показало возраст 600 ± 15 млн.лет, а из лейкократовых прослоев "полосчатых" амфиболитов - $520-500\pm 20$ млн. лет. Значение 600 млн. лет интерпретируется как возраст исходных пород буульгенской серии, а 500млн.лет - как возраст регионального метаморфизма. Р.Х. Гукасяном и М.Л. Соминим (1995) по Rb-Sr изохронным датировкам проанализированы 7 валовых проб метатерригенных слюдяных сланцев буульгенской серии и построены изохроны 655 ± 28 и 316 ± 27 млн. лет. U-Pb методом датированы цирконы (Бибикина и др., 1991) дометаморфических ортогнейсов р.Клыч, испытавших региональный метаморфизм совместно с вмещающими породами клычской свиты; конкордантный возраст соответствует 320 млн. лет.

На основании вышеизложенной последовательности регионального метаморфизма пород буульгенской серии, по мнению автора, скорее всего, можно интерпретировать следующим образом: возраст исходных пород низов буульгенской серии (гвандринская и клычская свиты) – позднепротерозойский; региональный метаморфизм первого цикла, обычно представленный минеральными парагенезисами андалузит-биотит-хлорит-мусковитовой и ставролитовой фации гвандринской и клычской свит, - раннекаледонский (позднебайкальский?). Все эти породы, а также гнейсированные диориты и кварцевые диориты испытали второй цикл (бретонская фаза?) регионального метаморфизма в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов. По мнению М.Л. Сомина (Петрология метаморфических..., 1991) региональный метаморфизм должен был произойти почти сразу после внедрения ортогнейсов; вслед за вторым циклом регионального метаморфизма и шарфирования верхней слюдяной части (ладевальская=сисинская свиты) в метаморфиты буульгенской серии внедрены судетские постметаморфические меланократовые гранитоиды. Ранне-среднепалеозойская (?) ладевальская (=сисинская) свита, по всей вероятности, подверглась лишь второму циклу регионального метаморфизма. Кассарская свита – вероятный аналог ладевальской (=сисинской) свиты, видимо, одноактно регионально метаморфизована в бретонской (?) фазе тектогенеза в условиях андалузит-биотит-мусковитовой субфации наименее глубинного типа (Кецховели, Шенгелиа, 1989). В ней установлены парагенезисы: $\text{Cor}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Cor}+\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Andl}+\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Bt}_{51-61}+\text{Andl}+\text{Cor}_{49-53}+\text{Grt}_{93}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Ep}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Bt}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Cum}+\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Hbl}+\text{Cpx}\pm\text{Grt}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}$,

Тектонические покровы "лабинской серии" метаморфизованы в условиях киянит-силлиманитового барического типа в интервале высокотемпературной части зеленосланцевой и ставролитовой фаций. В них постметаморфические гранитоиды представлены, по всей вероятности, аналогами магматитов уллукамского комплекса, широко развитыми в Эльбрусской подзоне, а к дометаморфическим гранитоидам относятся плагиогнейсы Бешты и горы Каменистой.

Находки органических остатков указывают на среднепалеозойский возраст лаштракской и аджарской свит (тектонических пластин), и, возможно, мамхурцевской и верхней части дамхурцевской свит (тектонических пластин). Основная масса К-Аг датировок метаморфитов лабинской серии отвечает мезозою, что связано с тепловым воздействием на них юрских гранитоидов. Наиболее высокие значения К-Аг возраста соответствуют интервалу 354 ± 17 - 323 ± 17 млн. лет (Рубинштейн, 1967).

В пределах выхода Лаштракской тектонической пластины выделены зоны прогрессивно-регионального метаморфизма - гранатовая и ставролитовая. Для первой характерны парагенезисы: $\text{Grt}_{89-95} + \text{Cld} + \text{Ser} + \text{Qtz} \pm \text{C}$ и $\text{Bt}_{60} + \text{Chl} + \text{Ab} + \text{Qtz} \pm \text{C}$, $\text{Grt}_{93} + \text{Bt}_{60} + \text{Chl} + \text{Stp}_{77} + \text{Ab} + \text{Chl}$ и $\text{Chl} + \text{Ab} + \text{Qtz} \pm \text{Grt}$, $\text{Chl}_{25} + \text{Ep} + \text{Ab} + \text{Qtz}$ и $\text{Hbl}(\text{Act}) + \text{Ep} + \text{Chl} \pm \text{Sf} \pm \text{Carb}$. Ставролитовая фация представлена ставролит-хлоритовой и ставролит-хлоритовой субфациями. Критическим парагенезисом первой является $\text{St} + \text{Grt} + \text{Cld} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qtz} + \text{C}$. Для ставролит-хлоритовой субфации - $\text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Chl} + \text{Qtz}$, $\text{Grt} + \text{St} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{C}$, $\text{Grt} + \text{Chl} + \text{St} + \text{Bt} + \text{Pl}$. Установлено (М.Шенгелиа 1989; Шенгелиа и др., 1991, 1998), что в лаштракской свите ранний этап регионального метаморфизма происходит в низкотемпературных и низкобарических ($T=450-465^\circ\text{C}$, $P < 2$ кбар) условиях, а более поздний - в более высокотемпературных и высокобарических ($T=600-620^\circ\text{C}$, $P=$ до 5,2 кбар) условиях. Скорее всего региональный метаморфизм пород лаштракской свиты соответствует герцинскому циклу тектогенеза и проявляется, по своей вероятности, при бретонской и судетской фазах.

Большая часть пород аджарской свиты метаморфизирована в условиях ставролит-биотит-кианитовой субфации, а небольшая часть представлена метаморфитами силлиманит-ставролитовой субфации. Характерными минеральными парагенезисами первой субфации (М. Шенгелиа 1989; Шенгелиа и др. 1991, 1998) являются: $\text{Ky} + \text{Bt} + \text{Ms}$, $\text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms}$, $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms}$, $\text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ky} + \text{Chl}$, $\text{Grt}_{76} + \text{Bt}_{31} \pm \text{Ged} \pm \text{Ky}$, $\text{Hbl} + \text{Ky} + \text{St} + \text{Qtz} + \text{Pl}$, $\text{Hbl} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Qtz} + \text{Pl}$, $\text{Hbl} + \text{Ky} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Ep} \pm \text{Qtz}$. В ставролит-силлиманитовой субфации развиты парагенезисы - $\text{Sill} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Grt}$, $\text{St} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Ms} + \text{Grt} + \text{Ky} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Ged} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Hbl} + \text{Ep} + \text{Pl}$. К метаморфитам аджарской свиты приурочены выходы метаплагиогнейсов Бешты и горы Каменистой, в которых установлены парагенезисы ($\text{Grt}_{68-78} + \text{Chl}_{30-33} + \text{Pl}^{37} + \text{Ep} + \text{Qtz}$, $\text{Grt}_{68-78} + \text{Chl}_{36-49} + \text{Act}_{43} + \text{Pl}^{19} \pm \text{Hbl}_{53} + \text{Ep} + \text{Qtz}$) ставролитовой фации кианитового барического типа (Шенгелиа и др., 1989, 1991, 1998). Найденные членики криноидей в мраморах аджарской свиты указывают на повышение нижнего возрастного предела пород аджарской свиты до среднего ордовика (Потапенко, Стукалина 1971). Следовательно, эти данные определяют возраст регионального метаморфизма аджарской свиты герцинским.

Степень прогрессивного регионального метаморфизма дамхурцевской и мамхурцевской тектонических пластин (свит) ограничивается условиями ставролит-биотит-андалузитовой и ставролит-силлиманитовой субфации; их критические минеральные парагенезисы на петрогенетической сетке в андалузит-силлиманитовом поле занимают область наиболее повышенного давления (М. Шенгелиа, 1989). Наиболее информативные парагенезисы этих свит: $\text{Grt}_{87-90} + \text{Bt}_{61-63} + \text{St}_{90-92} + (\text{Phn}_{20}, \text{Ms}_{60}, \text{Par}_{20}) + \text{Pl}^9 + \text{Andl} + \text{Cor} + \text{Fibr} + \text{Qtz}$, $\text{Grt}_{89} + \text{Bt}_{59} + (\text{Phn}_{23}, \text{Ms}_{64}, \text{Par}_{13}) + \text{Pl}^{11} + \text{St} + \text{Andl} + \text{Fibr} + \text{Cor} + \text{Qtz}$ (дамхурцевская свита), $\text{Grt}_{90-94} + \text{Bt}_{61} + \text{Andl} + \text{Ms} + \text{St} + \text{C} + \text{Qtz}$ (мамхурцевская свита). Возраст регионального метаморфизма, скорее всего, герцинский.

Эльбрусская подзона

В Эльбрусской подзоне развита нестратифицированная и интенсивно мигматизированная инфраструктура (гнейсово-мигматитовый комплекс) высокой степени метаморфизма, на которой шарьированы стратифицированные и не мигматизированные метаморфиты. Последние представлены отдельными фрагментами ранее единой мегапластины - крупного "Макерского тектонического покрова" (домбайская, донгузорунская, кти-тебердинская, курганшинчатская, дуппукская, безенгийская, аркасарская, кыргызская, буронская свиты, а также небольшие выходы метаморфитов Мацуты, Унала, Фиагдона, Дарьяльские) (Gamkrelidze, Shengelia, Chichinadze, 1996). Шарьирования Макерского тектонического покрова приурочиваются к интервалу времени - между турне и поздним визе.

В инфраструктуре Эльбрусской подзоны выделены две температурных фации регионального метаморфизма низких давлений - биотит-мусковитовых гнейсов и биотит-силлиманит-калишпатовая (Шенгелиа, Кориковский и др., 1991; Shengelia, Korikovskiy et al., 1995; Korikovskiy, Shengelia et al., 1997). В фации биотит-мусковитовых гнейсов с помощью микрозондовых исследований установлены минеральные парагенезисы: $\text{Grt}_{92-95} + \text{Bt}_{66} + \text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, $\text{Grt}_{78-82} + \text{Bt}_{46-48} + \text{Sill} + \text{Qtz} + \text{Pl}$, $\text{Grt}_{91-92} + \text{Bt}_{62} + \text{Pl}^{14} + \text{Cor} + \text{Andl} \pm \text{Fibr} + \text{Ms} + \text{Qtz}$; $\text{Grt}_{91-94} + \text{Bt}_{61-63} + \text{Ms} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Qtz}$ (Дигорское понятие); $\text{Grt}_{78} + \text{Bt}_{62} + \text{Sill} + \text{Cor} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Spi}$, $\text{Grt}_{78} + \text{Cor}_{43} + \text{Bt}_{60-63} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Spi}$, $\text{Grt}_{81} + \text{Bt}_{60} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Ms}$ (Адайхохское поднятие).

Биотит-силлиманит-калишпатовая фация - наиболее высокотемпературная на Большом Кавказе - закартирована в Тебердинском (Верхняя Сванетия и басс. р.Кубань) и Балкаро-Дигорском (басс. рр. Баксан, Чегем и Черек) поднятиях. Критическими парагенезисами в насыщен-

ных K_2O метapelитах Верхней Сванетии являются $Bt+Sill+Grt+Kfs+Pl+C$, $Bt+Sill+Cor+Kfs+Pl+Qtz\pm C$ и $Bt+Sill+Pl+Qtz\pm C$ (Кахадзе, 1982). Поскольку в Верхней Сванетии парагенезис $Grt+Cor+Kfs$ не установлен, можно считать, что степень метаморфизма не превышает пределы биотит-силлиманит-калишпатовой фации. В недосыщенных K_2O метapelитах установлены минеральные парагенезисы $Grt_{80}+Bt_{54-61}+Pl+Qtz$ и $Ged_{24}+Cum_{30}+Bt+Pl$. В истоках р.Кубани зафиксированы парагенезисы: $Grt_{82-85}+Cor_{42-43}+Bt_{60}+Pl^{26-31}+Kfs^{16}+Sill+Qtz$ и $Grt_{82-87}+Bt_{61}+Sill+Pl^{20-22}\pm Kfs^{24}\pm Spi\pm Qtz$. В басс. р.Баксан установлены минеральные парагенезисы биотит-силлиманит-калишпатовой фации: $Grt_{78-81}+Cor+Bt_{49}+Sill+Pl\pm Kfs\pm Qtz$ и $Hbl_{51-58}+Orpx_{59}+Pl_{75}+Cum_{49}+Qtz\pm Bt$. В метаморфитах басс. р.Чегем в пределах данной фации И.З. Мглоблишвили (1980) отмечает реакции $Bt+Sill+Qtz\rightarrow Kfs+Cor+H_2O$ и $Bt+Sill+Qtz\rightarrow Kfs+Grt+H_2O$. Здесь же широко представлены минеральные парагенезисы $Bt+Grt+Sill+Cor+Pl+Qtz$, $Bt+Sill+Grt+Kfs+Qtz$, $Bt+Sill+Cor+Pl+Kfs+Qtz$, $Ged+Bt+Grt+Pl+Qtz$, $Grt+Bt+Pl+Cum+Qtz$. С помощью микрозонда установлены равновесные минеральные ассоциации $Grt_{76-83}+Bt_{54-56}+Pl^{29}+Cor+Sill+Qtz$ и $Ged_{21}+Grt_{82}+Bt_{55}+Pl^{50}+Qtz$. В метабазитах появляется ромбический пироксен в парагенезисе $Hbl_{58}+Orpx_{49}+Pl^{76}+Cum_{49}\pm Qtz\pm Bt$.

Породы Магерского тектонического покрова метаморфизированы в условиях андалузит-силлиманитового барического типа в температурном интервале от биотитовой субфации до фации биотит-мусковитовых гнейсов.

В условиях биотитовой субфации метаморфизированы лишь серицит-хлорит-хлоритоидные сланцы Дарьяльского массива (Цуцунава, 1988; Шенгелиа и др., 1991), в которой установлены парагенезисы - $Cld_{90-96}+Chl_{83}+(Phn_{5-36}, Ms_{50-92}, Par_{3-14})\pm Ab+Qtz$, $Cld_{91-97}+Chl_{68-83}+(Phn_{6-42}, Ms_{41-82}, Par_{3-17})+Bt_{73-78}\pm Ab+Qtz$, $Ep+Ser\pm Chl\pm Ab\pm C\pm Qtz$.

В гранатовой зоне буронской свиты установлены парагенезисы: $Grt_{96}+Chl_{50}+Ms(Phn_{25\%})+Bt_{53}+Ab+Qtz\pm Ep$, $Grt_{92-97}+Bt_{52}+Chl_{50}+Ms(Phn_{55\%})+Pl+Qtz$; безенгийская свита - $Bt_{64}+Chl_{62-65}\pm Andl+Grt_{95-98}+Qtz+Ms\pm Pl$, $Bt\pm Ms+Mikr+Pl+Chl$; $Hbl+Chl+Ep\pm Ca\pm Pl\pm Qtz$.

Ставролитовая фация (душпукская, кургащинчатская свиты) представлена парагенезисами: $Chl+Ms+Qtz+Pl+Andl$, $Grt_{90-95}+Bt+Ms+Chl+Qtz\pm Pl$, $Hbl_{сип-зе}+Chl+Ep\pm Cal+Pl\pm Qtz$; $Bt+Andl+Ms+VChl\pm Cor+Qtz$ (донгузорунской свиты), аркасарская свита - $Bt+Chl+Grt+Ms+Pl+Qtz$, $Bt+Chl+Ms+Pl+Qtz$, $St+Andl+Chl+Ms+Pl+Qtz$, $St+Bt+Chl+Ms+Pl+Qtz$, $St+Chl+Grt+Andl+Ms+Pl+Qtz$, $Grt+Bt+Ms+Pl+Ep+Chl+Qtz$, $St+Andl+Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz$, $St+Sill+Andl+Grt+Bt+Ms+Pl+Qtz$, $Bt+Cor+Sill+Andl+Grt+Ms+Pl+Qtz$. В районе Унальского массива выделена ставролит-хлоритоидная субфация с минеральными парагенезисами - $Ms\pm Chl+Ab+Qtz\pm Bt$, $Grt+Ms+Chl+Qtz+Ab$, $Grt+Ms+Chl+Cld+Qtz$, $Hbl_{сип-зе}+Ab\pm Ep\pm Qtz\pm Chl\pm Bt$.

В метаморфитах андалузит-биотит-мусковитовой субфации наблюдаются (буронская тектоническая пластина): $Bt_{60-62}+Pl+Qtz\pm Grt_{84-90}\pm Andl\pm Cor_{30-35}$, $Hbl\pm Cpx+Pl\pm Bt\pm Qtz$; $Andl+Bt+Grt+Ms\pm Mikr+Pl+Qtz$, $Andl+Bt\pm Cor+Ms\pm Mikr+Pl+Qtz$ (донгузорунская свита).

Силлиманит-биотит-мусковитовая субфация буронской тектонической пластины безенгийской свиты представлена парагенезисами - $Bt+Ms+Sill\pm Andl\pm Grt+Cor$, $Hbl+Cpx+Pl+Bt\pm Qtz$.

Возраст регионального метаморфизма Эльбрусской подзоны

Подавляющая часть К-Аг датировок метаморфитов подзоны отвечает позднему палеозою, а максимальные значения возраста составляют 362 ± 25 (Петрология метаморфических..., 1991), 368-383 млн.лет (Усик, Лебедько, 1985).

Инфраструктура Эльбрусской подзоны. М.Л.Сомин (Петрология метаморфических..., 1991) одним из реперных объектов для датировки инфраструктуры Эльбрусской подзоны считает регионально-метаморфизованные гранодиорито-гнейсы массива Адылсу (верховье р. Баксан). По магматическим цирконам этих пород методом U-Pb датирования по нижнему пересечению с конкордией возраст их кристаллизации был определен в 400 млн.лет, а верхнее пересечение указывает на присутствие в цирконах небольшой примеси древней компоненты с возрастом до 2 млрд. лет (Бибикова и др., 1991).

По исследованиям М. Ханеля и его соавторов (Ханель и др., 1993₂), в цирконах из двух проб этих же гранодиоритовых ортогнейсов долины р.Адылсу свинец-свинцовым методом определен их раннепалеозойский возраст - 500 ± 40 млн. лет, а три циркона показали значения протерозойского возраста - около 2 млрд. лет. Небезынтересно отметить, что в гранодиоритовых ортогнейсах содержатся ксенолиты парагнейсов и мигматитов, свидетельствующие, что внедрение гранодиоритовой магмы происходило уже в высокометаморфизованные вмещающие

породы. К тому же деформация и региональный метаморфизм ортогнейсов произошли до интрузии позднегерцинских гранитов калиевой серии. Раннепалеозойские значения возраста интерпретируются как значения возраста протолита, а протерозойский возраст этих цирконов свидетельствует скорее всего о контаминации магмы компонентами древней земной коры.

М. Ханель и его соавторы (Ханель и др., 1993) свинец-свинцовым методом определили возраст цирконов из очковых гнейсов окрестностей ледника Алибек (окрестность курорта Домбай). Семь кристаллов циркона показали раннепалеозойские значения - 540 ± 40 млн.лет (возраст протолита). Два циркона дали раннепротерозойские значения - около 2,5 млрд.лет. Следует отметить, что в пределах границ погрешностей значения как раннепалеозойского, так и протерозойского возраста совпадают со значениями возраста по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ цирконов из ортогнейсов долины р.Адылсу.

U-Pb возраст скорее всего терригенных цирконов из сланцев инфраструктуры Эльбрусской подзоны басс. р.Урух определен в 1300 млн.лет (Тугаринов и др., 1978). Датирование этим же методом цирконов из гранито-гнейсов верховья р.Накра (Верхняя Сванетия) показало 422 млн. лет (Бакурадзе и др., 1990).

Макерский тектонический покров. U-Pb датирование цирконов из плагиогранитов донгузорунской свиты, обнажающихся в урочище Азау, по данным М.Л. Сомина (Шенгелиа и др., 1991), дало значение 410 ± 10 млн.лет; в некоторых фракциях циркона значительна примесь захваченного древнего (1500 млн.лет) радиогенного свинца. Р.Х. Гукасяном и М.Л. Соминым (1995) по Rb-Sr изохронным датированиям из этих пород даны изохроны с возрастом 383 ± 4 млн. лет, что, по их мнению, фиксирует возраст регионального метаморфизма и согласуется с U-Pb возрастом (400-425 млн. лет) магматических цирконов из гнейсов Азау (Бибикова и др., 1991); эти же авторы для гранат-андалузитовых сланцев Чегета Rb-Sr методом дали изохрону с возрастом 462 ± 17 млн. лет. Обломочные, хорошо окатанные цирконы из сланцев аркасарской свиты (р.Мамхурц), согласно Л.В. Сумину, показали основное значение $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ термоизохронного возраста на уровне 650 млн. лет.

Таким образом, по геологическим и радиохронологическим данным можно сделать вывод о наличии в кристалликуме зоны Главного хребта пород, испытавших региональный метаморфизм в разное время. К древнейшему - байкальскому этапу регионального метаморфизма относится образование наиболее высокотемпературных пород биотит-калишпат-силлиманитовой (гранулитовой) фации и, возможно, в целом гранит-мигматитового (гондарайского) комплекса инфраструктуры Эльбрусской подзоны. Раннекаледонский региональный метаморфизм испытали опять-таки породы инфраструктуры Эльбрусской подзоны, гвандринская и клычская свиты и, возможно, низы Макерского тектонического покрова. Герцинский региональный метаморфизм зафиксирован во всех породах, подвергшихся вышеуказанному догерцинскому региональному метаморфизму, а также в метаморфитах Перевальной подзоны (кассарская, гвандринская, клычская, домбайская, уллучиранская, ладевальская, верцхлистбисская, сисинская свиты и гнейсированные диориты и кварцевые диориты, приуроченные к гвандринской и клычской свитам) и в тектонических покровах лабинской серии (дамхурцевская, мамхурцевская, лаштракская и аджарская свиты), а в пределах Эльбрусской подзоны - в метаморфитах Макерского тектонического покрова.

Зона Передового хребта

Доверхнепалеозойское основание Передового хребта имеет сложную покровно-складчатую структуру. Внутри нее выделяются три структурно-формационных комплекса: автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный (Баранов, Кропачев, 1976; Хаин, 1984 и др.). Метаморфиты развиты в автохтонном и аллохтонном комплексах.

Автохтонный комплекс

Метаморфиты автохтона представлены балканской, лабарданской и армовской свитами, с которыми тесно ассоциируют синметаморфические эклогиты.

Минеральные парагенезисы метаморфитов армовской свиты: $\text{Phn} + \text{Bt}_{\text{Mg}} + \text{Grt}_{>75} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Chl}$, $\text{Pl} + \text{Phn} + \text{Qtz} + \text{Ca}$, $\text{Hbl}_{\text{гол-зел}} + \text{Phn} + \text{Grt} \pm \text{Bt} + \text{Ep} + \text{Pl}$, $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{Pl}$, $\text{Hbl}_{\text{гол-зел}} + \text{Grt}_{>75} + \text{Pl} \pm \text{Qtz} \pm \text{Chl} + \text{Ep}$, $\text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Ep} \pm \text{Chl} \pm \text{Qtz} \pm \text{Grt}$; крайне редко встречаются $\text{Bt} + \text{Phn} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{St} \pm \text{Chl}$. В балканской и лабарданской свитах развиты парагенезисы: $\text{Hbl}_{\text{зел}} \pm \text{Grt} \pm \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Ep}$, $\text{Hbl}_{\text{зел}} + \text{Hbl}_{\text{син-зел}} + \text{Grt} + \text{Ep} + \text{Pl} +$

Qtz+Phn±Bt, Hbl_{син-зел}+Grt+Ep+Pl+Qtz+Phn, Hbl_{син-зел}+Grt±Bt+Phn+Pl+Qtz+Ep, Hbl_{син-зел}+Act+Phn+Pl+Qtz+Bt±Ep.

Ранее (Петрология метаморфических..., 1991) минеральные парагенезисы автохтонного комплекса Передового хребта были отнесены к высокой ступени ставролитовой фации высокого давления ($P_s > 7,5$ кбар). Позже А.Л. Перчук (1993), считая, что парагенезисы кристаллических сланцев и переслаивающихся с ними эклогитов образовались при одинаковых условиях, прогрессивный этап регионального метаморфизма оценил условиями $T=700\pm 50^\circ\text{C}$, $P=17,8\pm 4$ кбар и $a\text{H}_2\text{O}$ (активность воды во флюде) = $0,56 \pm 0,09$.

В эклогитах, ассоциирующихся с метаморфитами автохтонного комплекса Передового хребта, установлены прогрессивный и регрессивный этапы (Перчук, 1993). Намечается последовательность метаморфических преобразований: глаукофановый сланец → эклогит → гранатовый амфиболит. На прогрессивном этапе имело место возрастание температуры от 470 до 700°C при изменении минимального давления от 13 до 18 кбар, а регрессивный этап характеризовался декомпрессией более чем до 9 кбар при падении температуры до 600°C. По мнению А.Л. Перчука (1993), формирование эклогитов Большого Кавказа, вероятно, следует связывать с поглощением в зоне субдукции краевой части Восточно-Европейской плиты во время общего развития герцинской островодужной системы. Следовательно, возраст образования эклогитов окажется ниже датировок 370-380 млн.лет, приводимых для пород Блыбского комплекса (Петрология метаморфических..., 1991). По мнению В.Ю. Герасимова и др. (Петрология метаморфических..., 1991; Перчук, Герасимов, 1992; Перчук, 1993), наиболее вероятным механизмом образования коровых эклогитов является прогрессивный метаморфизм соответствующих Ca-Al-Mg-Fe пород в ходе их очень глубокого погружения. Глубинное погружение вместе с эклогитами испытали и все породы автохтона.

K-Ar (Афанасьев и др., 1968; Рубинштейн, 1967; Шенгелиа, 1972 и др.) и Rb-Sr (Чесноков и др., 1985) датирования различных кристаллических пород балканской и армовской свит, а также тоналитов из автохтонного комплекса составляют, соответственно, 354 ± 10 - 385 ± 18 и 350 - 376 ± 40 млн.лет. С помощью Sm-Nd изохронного метода Д.З. Журавлевым и И.С. Красивской были исследованы метаплагиограниты автохтонного комплекса: при использовании ортита и сфена изохронный возраст равен 400 ± 11 млн.лет, если же вместо сфена учитывается апатит, то возраст составляет около 460 млн.лет. По мнению М.Л. Сомина (Шенгелиа и др., 1991), в обоих случаях Sm-Nd датировки скорее всего отражают время внедрения дометаморфических плагиогранитов. Автор же считает эти цифры Sm-Nd датирования возрастом син (пост?) метаморфических плагиогранитов, а наиболее высокие цифры K-Ar датирования - 385 ± 8 млн.лет (Шенгелиа, 1972) - возрастом мусковитизации, протекавшей при последующем регрессивном метаморфизме Блыбского комплекса.

Последовательность формирования пород автохтонного комплекса Передового хребта, по мнению автора, скорее всего, можно интерпретировать в следующем виде: возраст исходных пород – докембрийский, проградный высокобаротермический региональный метаморфизм – каледонский, регрессивный региональный метаморфизм – раннегерцинский.

Аллохтонный комплекс (речепстинский метаморфический комплекс)

Метаморфиты этого комплекса представлены Ацгаринским, Джентинским, а также Марухским, Кизилкольским и Тоханским тектоническими покровами.

Ацгаринский покров, представляющий собой сложный аллохтонный комплекс, состоит из четырех самостоятельных пластин. Метаморфиты, слагающие эти пластины, относятся к кинитовому типу глубинности, отличаются по составу исходных пород и по степени регионального метаморфизма (Шенгелиа и др., 1984, 1986).

Первая, самая нижняя пластина в комплексе Ацгаринского покрова представлена глубокометаморфизированными сланцами, мигматитами и чиликскими гранитоидами. Она метаморфизирована в условиях биотит-мусковитовых гнейсов при давлении 5-5,2 кбар и представлена минеральными парагенезисами: Ms+Bt+Pl+Qtz, Grt+Pl+Bt±Ms, Grt+Bt+Ms+Sill+Pl+Qtz, Cor+Sill+Ms+Bt+Pl+Qtz, Grt+Cor+Sill+Ms+Bt+Pl+Qtz, Pl+Hbl±Qtz, Cpx+Pl+Hbl±Ep, Cpx+Pl±Qtz+Hbl, Hbl+Bt+Pl+Qtz, Cum+Hbl+Grt+Bt+Pl+Qtz, Ged+Bt+Pl+Qtz, Grt+Bt+Pl+Qtz. Вторая тектоническая пластина относится к ставролит-хлоритоидной субфации и представлена парагенезисами: Pl+Ep+Hbl_{гол-зел}, Pl+Ep+Act+Hbl_{гол-зел}±Qtz, Chl+Sf+Ep+Pl+Hbl_{гол-зел}, Pl+Hbl_{бур-зел}, Ep+Qtz+Pl+Bt

$\pm \text{Ser}$. Третья пластина метаморфизована в условиях гранатовой субфации и представлена парагенезисами $\text{Zs}+\text{Act}+\text{Ab}+\text{Chl}$, $\text{Zs}\pm\text{Sf}+\text{Ab}+\text{Act}(\text{Trem})+\text{Chl}$, $\text{Ab}+\text{Chl}+\text{Act}\pm\text{Zs}\pm\text{Carb}$. Степень регионального метаморфизма четвертой (Кяфарской) пластины соответствует ставролит-хлоритовой субфации. В ней устанавливаются парагенезисы: $\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Chl}\pm\text{St}\pm\text{Bt}+\text{Qtz}$, $\text{Ms}+\text{Grt}+\text{Chl}+\text{Cld}+\text{Ser}+\text{Qtz}$, $\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}$, $\text{Ep}+\text{Ms}+\text{Ab}+\text{Chl}+\text{Qtz}+\text{Sf}+\text{C}$, $\text{Hbl}_{\text{гол-зел}}+\text{Bt}+\text{Pl}\pm\text{Qtz}\pm\text{Ep}$, $\text{Hbl}_{\text{гол-зел}}+\text{Pl}+\text{Grt}\pm\text{Qtz}$, $\text{Hbl}_{\text{гол-зел}}+\text{Pl}\pm\text{Chl}+\text{Ep}\pm\text{Qtz}$.

В Джентинском тектоническом покрове развиты парагенезисы: $\text{Qtz}+\text{Chl}+\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Ser}(\text{Ms})+\text{Ep}\pm\text{Grt}\pm\text{C}$, $\text{Qtz}+\text{Chl}+\text{Pl}+\text{Bt}+\text{Ep}+\text{Grt}+\text{C}$, $\text{Qtz}+\text{Chl}+\text{Pl}+\text{Ser}(\text{Ms})+\text{Ep}\pm\text{Grt}\pm\text{C}$, $\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Chl}+\text{Ser}(\text{Ms})\pm\text{Bt}\pm\text{Grt}\pm\text{C}$, $\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Chl}+\text{Bt}\pm\text{Grt}\pm\text{C}$, $\text{Chl}+\text{Ab}\pm\text{Ep}\pm\text{Act}(\text{Trem})+\text{Cc}\pm\text{Grt}\pm\text{Bt}+\text{Qtz}$, $\text{Ms}(\text{Ser})+\text{Chl}+\text{Ep}+\text{Ab}\pm\text{Ksp}\pm\text{Cc}$. Большая часть метаморфитов джентинского выхода Ацгаринского тектонического покрова представлена породами гранатовой субфации и лишь незначительная часть - породами высокой ступени биотитовой субфации.

Большинство исследователей датируют отложения Ацгаринского покрова предположительно докембрием. Время образования покрова определяется бретонской фазой тектогенеза. К-Аг возраст метаморфитов Ацгаринского тектонического покрова, полученный М.Л. Аракелянц (по материалам М.Л. Сомина; Шенгелиа и др., 1991), по мусковитам из метapelитов Кяфарской пластины $390,387\pm 10$ и 368 ± 10 млн.лет и из пегматита, прорывающего эти сланцы, 364 ± 11 млн. лет; по роговой обманке из двух проб неметаморфизованной дайки лампрофира, пересекающей сланцы этой же тектонической пластины - 400 ± 12 и 394 ± 14 млн.лет, и биотита из той же породы - 366 ± 10 млн.лет. По мнению М.Л. Сомина (Шенгелиа и др., 1991), эти цифры ближе к истинному возрасту регионального метаморфизма. Наиболее высокое значение К-Аг возраста - 470 ± 14 млн. лет (Хаин, 1984) получено по роговой обманке из амфиболита, вероятно, абишира-ахубской единицы (Сомин и др., 1980), или второй пластины (Шенгелиа и др., 1986) Ацгаринского тектонического покрова. Разрез Ацгаринского покрова в целом сопоставляется с разрезом Софийского поднятия Главного хребта Большого Кавказа (Шенгелиа и др., 1984, 1986). В частности, аналоги пород первой пластины присутствуют в низах буульгенской серии. Метаморфиты второй и нижней частей третьей пластины полностью аналогичны метаморфитам клычковой свиты буульгенской серии. Четвертая (Кяфарская) пластина не отличается от наблюдаемых в Лаштракской тектонической пластине развитой в Софийском поднятии. Эти данные, а также широкое проявление диафтореза во всех пластинах Ацгаринского тектонического покрова (за исключением Кяфарской тектонической пластины) свидетельствуют о том, что проградный региональный метаморфизм - каледонский или более древний, а диафторез - герцинский. Региональный метаморфизм Кяфарской пластины, проявился при герцинском (возможно и более древнем) цикле тектогенеза (по аналогии с лаштракской свитой бретонская и судетская фазы).

Процессы регионального метаморфизма частично и заметно слабее затронули также досилурийские офиолиты и породы Кизилкольского и Тоханского тектонических покровов. Выходы метаофиолитов, в основном, приурочены к марухскому тектоническому покрову Передового хребта. В состав метаофиолитов Передового хребта входят гипербазиты, габброиды, диабазы, базальты, зеленые сланцы и филлиты, относимые к тебердинской свите, скорее всего, имеющей нижнесилурийский возраст. Менее заметные изменения проявились в нижнепалеозойских базальтах карабекской свиты. Остальные породы изменены слабо и традиционно описываются как интрузивные породы. В целом региональный метаморфизм большей части пород метаофиолитовой формации соответствует пумпеллиит-пренитовой субфации. Однако на западе основной площади развития метаофиолитовой формации, по мере приближения к кристаллическим сланцам вышележащего Ацгаринского тектонического покрова, метаморфизм скачкообразно усиливается и здесь в филлитах появляется биотит и гранат, а эффузивные породы и частично габброиды превращаются в амфиболиты.

Метавулканогенные породы Кизилкольского тектонического покрова (кизилкольская, картжюртская, пастуховская и др. свиты) испытали процесс пропилитизации с образованием $\text{Ab}\sim\text{Chl}\sim\text{Ser}\sim\text{Ep}\sim\text{Carb}\sim\text{Pump}$ -овой ассоциации. Региональный метаморфизм привел к образованию Act , Ep , Chl и исчезновению Pump .

Среднепалеозойский Тоханский тектонический покров (андрюкская и артыкчатская свиты) представлены парагенезисами анхиметаморфизма и добиотитовой субфации. Наблюдаются Ser , Chl , Qtz , Ab и органическое вещество. Qtz и Ab представляют собой, в основном, реликтовую алевролитовую фракцию.

Скорее всего региональный монометаморфизм связан с бретонской фазой тектогенеза.

Бечасынская зона

Бечасынский метаморфический комплекс содержит две серии - хасаутскую и чегемскую и вмещает интрузивные образования, по крайней мере, четырех возрастных групп: докембрийской, каледонской, герцинской и альпийской. Метаморфиты этой зоны собраны в складки тектонических покровов (Баранов, Кропачев, 1976; Баранов, 1978). Система герцинских тектонических покровов, развитых в конце раннего карбона, представлена тектоническими покровами Хасаутской синформы (Хасаутский, Урлешский и Лахранский тектонические покровы; Баранов, Греков, 1980) и Шаукольским (Баранов, Греков, 1980; Баранов, 1991). По данным Г.Д. Ажгирея (Баранов, Кропачев, 1976), шарьяжные перекрытия в Хасаутской синформе имели место сразу после окончания раннекаменноугольной эпохи.

В разных участках Бечасынской зоны в составе хасаутской серии выделяются различные свиты - муштынская, малкинская, шиджатмазская (Малкинский тип разреза), джаланкольская, индышская, ташлыкольская, тубаллыкулакская, моралликольская (Кубанский тип разреза).

Чегемская серия объединяет в восходящем порядке три свиты: таллыкольскую, шаукольскую и кестантинскую (Потапенко, 1982).

Породы Бечасынского комплекса метаморфизированы в условиях зеленосланцевой фации низкого, умеренного и повышенного барических типов (Шенгелиа, Кариковский и др., 1991; Шенгелиа и др., 1998). Картируются все три субфации: добиотитовая, биотитовая и гранатовая (Shengelia, Korikovski et al., 1995; Korikovski, Shengelia et al., 1997). Добиотитовой (хлорит-серицитовой) субфации соответствует метаморфизм шиджатмазской (Qtz+Ab+Ep, Qtz+Ser+Chl), кестантинской (Ser+Qtz+Ab, Qtz+Chl), урлешской (Ser+Chl+Qtz) свит, а также малкинской (Ser+Chl+Ep+Ab+Qtz, наблюдаются также Carb, Stp, Act) и манглайской (Ser+Chl+Qtz) свит. В условиях биотитовой субфации метаморфизированы породы джаланкольской (Act+Chl±Ab, Qtz+Ab±Ser±Bt+Chl), муштынской (Bt+Qtz±Ab, Chl+Bt+Qtz, Act+Bt+Qtz, Ser+Qtz±Chl), мораллыкольской (Chl+Ab+Qtz, Ms+Qtz+Ab, Ep+Ab+Chl, Ep+Act+Ab), таллыкольской (Qtz+Ser+Qtz+Ms+Chl, Chl+Ab+Qtz), а также части малкинской (Bt+Ser+Chl+Ep+Ab+Qtz) и шаукольской (Bt+Qtz, Act+Bt+Qtz, Act+Ab+Bt±Qtz, Ab+Bt+Chl+Qtz, Ser+Qtz, Ab+Ser, Act+Ep±Qtz, Ab+Ser+Chl+Ep+Qtz, Ep+Ab+Chl+Act) свит. Гранатовой субфации соответствуют бечасынская (Hbl_{син-зел}+Ab+Ep+Chl±Cum±Qtz) и часть кубанской (Grt+Bt+Ab+Qtz, Qtz+Chl+Ser(Ms), Act(Trem)+Chl) и шаукольской (Qtz+Bt, Act+Bt+Qtz, Act-Hbl+Bt±Qtz, Ab+Bt+Chl+Qtz, Chl+Ep+Bt+Qtz, Bt+Pl+Grt+Qtz, Chl+Bt+Phn+Qtz, Act+Pl+Qtz, Grt+Ab+Phn+Qtz) свит.

Верхний возрастной предел Бечасынского комплекса зависит от датировки песчаников урлешской свиты с базальными конгломератами, залегающими на хасаутской серии. По мнению Ю.Я. Потапенко (1982), свита эта не моложе среднего докембрия, по другим (Л.Д. Чегодаев) - ордовик-силлурийская или девонская (Баранов, Кропачев, 1976). Максимальные значения K-Ar возраста пород чегемской серии 385 - 400±30 млн. лет (Афанасьев и др., 1968; Потапенко, 1968). Rb - Sr неизохронным методом для сланцев шаукольской свиты получена датировка 865 млн. лет (Афанасьев и др., 1973), а по изохроне определен возраст 345±8 млн. лет (Багдасарян и др., 1984). Этими же методами для пород хасаутской серии получены 322±10 - 375±12 млн. лет (Багдасарян и др., 1984) и 368±10 млн. лет (Потапенко, 1968). М.Л. Соминим, Л.В. Суминим и Ю.Я. Потапенко термоизохронным методом по аксессуарным цирконам получены следующие результаты (Сомин и др., 1985; Шенгелиа и др., 1991): две пробы порфириода малкинской свиты - 800 млн.лет (слабо выражено), 290±40 млн.лет (основное значение) и 750±40 млн.лет (проявлено отчетливо), 320±20 млн.лет(основное значение); кварцит тубаллыкулакской свиты - терригенный, хорошо окатанный циркон - 570 млн. лет; для обломочных цирконов из биотитовых парагнейсов ташлыкольской свиты (две пробы) получены значения от 1250 до 270 млн. лет, причем для цирконов с округлыми ядрами и регенерационными каемками основное значение - 520 млн. лет.

Результаты изотопных датировок пород Бечасынского комплекса, вмещающих докембрийский и ранне-позднегерцинский интрузивные образования, указывают на полициклический характер регионального метаморфизма, видимо, связанного с байкальской, каледонской и герцинской эпохами тектогенеза. Герцинский региональный метаморфизм, проявившийся после образования ниже-среднепалеозойской урлешской свиты метаморфизованной в пределах хлорит-серицитовой субфации, соответствует наименее низкотемпературной ступени зеленосланцевой фации. Региональный метаморфизм, связанный с байкальской и каледонской эпохами

тектогенеза, охватывает весь диапазон зеленосланцевой фации. Однако нет прямых данных с помощью минеральных парагенезисов разграничить друг от друга байкальский и каледонский циклы регионального метаморфизма.

Черноморско-Центральнокавказский террейн

Дзирульский кристаллический массив

В строении Дзирульского массива принимают участие: докембрийские породы меланократового фундамента (метабазиты первой генерации), гнейсово-мигматитовый комплекс первично-осадочного (плагиогнейсы, плагиомигматиты, слюдяные сланцы) и вулканогенного (метабазиты второй генерации) происхождения и кварцево-диоритовые гнейсы; кембрийские (?) метагаббро и метадиабазы (метабазиты третьей генерации); позднебайкальские или раннекаледонские массивные габбро-диорит-кварцевые диориты (дифференцированные метабазиты четвертой генерации) и кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранодиориты, гранодиориты; позднегерцинские граниты и нижне-среднепалеозойские т.н. Чорчана-Уцлевский аллохтонный метавулканогенно-осадочный комплекс и тесно с ними ассоциирующиеся докембрийско-палеозойские метаофиолиты.

В Дзирульском массиве устанавливается полициклический характер регионального метаморфизма - разобщенных во времени трех его этапов: докембрийского, позднебайкальского (раннекаледонского ?) и позднегерцинского.

Наиболее раннее докембрийское проявление регионального метаморфизма в Дзирульском массиве устанавливается в гнейсово-мигматитовом комплексе, так как породы последних секутся докембрийскими кварцево-диоритовыми гнейсами (истинный возраст циркона протолита последних по U/Pb методом - 747^{+100}_{-70} млн.лет; Bartnitsky et al., 1990), содержащими ксенолиты уже метаморфизированных пород этого комплекса. Опорные минеральные парагенезисы докембрийского регионального метаморфизма (Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999) $Cor+Bt_{Fe-Mg}+Ksp+Pl\pm Sill\pm Qtz\pm Spi$, $Hbl_{бур}+Cpx+Pl\pm Grt$ соответствуют фациям метаморфизма биотит-силлиманит-калишпатовой и низкотемпературной части гранат-кордиерит-ортотлазовой. В результате проявления докембрийского регионального метаморфизма устанавливается широкое развитие кордиеритовых плагиогнейсов и плагиомигматитов.

Второй цикл (позднебайкальский или раннекаледонский) регионального метаморфизма устанавливается в плагиомигматитах, плагиогнейсах и кристаллических сланцах гнейсово-мигматитового комплекса. При проявлении этого наложенного высокотемпературного диафореза наблюдается смена раннего кордиеритового парагенезиса первого цикла регионального метаморфизма, более низкотемпературным гранатовым ($Grt_{Fe-Mg}+Bt_{Mg-Fe}+Andl(Fibr)+Ms+Pl+Qtz$) парагенезисом, а также $Hbl_{бур}+Cpx+Pl \rightarrow Hbl_{зел}+Pl\pm Cpx\pm Cum\pm Ep$). По цирконам из мигматитов, образовавшимся при втором цикле регионального метаморфизма, с помощью U/Pb метода был получен раннеордовикский возраст 491^{+91}_{-36} млн. лет (Bartnitsky et al., 1990). Позднебайкальский (раннекаледонский ?) региональный метаморфизм и разгнейсование испытали также кварцево-диоритовые гнейсы и метабазиты третьей генерации. В кварцево-диоритовых гнейсах устанавливается: возникновение порфиробластических незональных плагиоклазов и аксессуариев (граната и циркона), куммингтонитизация и частичная биотитизация роговой обманки и образование полосчатой породы, переходящей в послонные плагиомигматиты. Здесь развит парагенезис $Pl^{30-40}+Hbl_{53-65}+Cum_{44-56}\pm Bt_{51-57}\pm Grt_{80-84}+Qtz$. В метабазитах же наблюдаются: перекристаллизация плагиоклаза, распад клинопироксена и бурой роговой обманки, образование зеленой роговой обманки, куммингтонита, биотита и минералов группы эпидота и аксессуариев - ортита, сфена и граната. Минеральный парагенезис этих пород - $Hbl_{40-48}+Pl^{25-45}+Cum+Ep\pm Bt_{45-47}+Sph\pm Grt_{82-90}$. Второй этап регионального метаморфизма обусловил региональную плагиомигматизацию докембрийских кристаллических пород натриевого ряда - плагиогнейсов и плагиомигматитов и отчасти кварцево-диоритовых гнейсов, а также формирование массивных "кварцевых диоритов" (гранитоидов кварцево-диорит-плагиогранит-гранодиоритовой серии ущ. рр. Мачарула и Квирила (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999).

Наиболее позднее проявление регионального метаморфизма в Дзирульском массиве связано с тектоническим расслоением, охватившим глубокие горизонты земной коры. Было высказано предположение (Шенгелиа, Окрокваридзе, 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999), что до-

гранитный аллохтон фемических пород, достигающий по мощности нескольких километров, перекрывающий в турне - ранне- среднем визе инверсионный сиалический слой, установил высокий РТ градиент в последнем. Утолщение земной коры (ее тектоническое сдваивание) в судетской фазе тектогенеза стимулировало процессы регионального метаморфизма и выборочного плавления слагающих его пород. Региональный метаморфизм третьего этапа широко проявился в верхней части аллохтонного сиалического комплекса и представлен во всех донижнекарбонатных образованиях Дзирульского массива, в том числе и в массивных "кварцевых диоритах". Этот этап регионального метаморфизма, по сравнению с предыдущими этапами, в указанных кристаллических породах имел ретроградный характер. С ним в разных по вещественному составу и интенсивности метаморфизма в породах связано образование низкотемпературных минералов зеленосланцевой фации - решетчатого микроклина, альбита, мусковита, хлорита, актинолита, тремолита, минералов группы эпидота.

В состав фаунистически датированного ниже-среднепалеозойского Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, по данным И.П. Гамкрелидзе и др. (1981), входят: Уцлевская, Чорчанская и Нинисская тектонические пластины. Время шарьирования – турне - ранне-средний визе, т.е. до внедрения судетских гранитов (Гамкрелидзе и др., 1981; Хуцишвили, 1991).

До последнего времени большинство исследователей считают, что прогрессивный региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского комплекса охватывает интервал от низов зеленосланцевой включительно амфиболитовую фации (Абесадзе, 1969; Адамия, 1984; Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985; Хуцишвили, 1991 и др.). Они же отводят главную роль процессам регрессивного метаморфизма, проявившегося повсеместно в этом комплексе. На основании геолого-петро-минералогических и микронзондовых исследований метаморфитов Чорчана-Уцлевского комплекса Т.Н. Цуцунава (2000) приняла деление этого комплекса по Нинисской и Чорчанской пластинам. По ее данным интенсивность метаморфизма пород этого комплекса не превышает биотитовой субфации зеленосланцевой фации и обусловлена исключительно проградным региональным метаморфизмом. В Нинисской пластине, метаморфизованной в условиях хлоритовой субфаций, Т.Н. Цуцунава установила минеральные парагенезисы: $\text{Chl}_{51} + \text{Hbl}_{55} + \text{Ab}^3 + \text{Ep} + \text{Ksp}^{2-5}$, $\text{Chl}^{50} + \text{Hbl}_{59} + \text{Ab}^7 + \text{Ep}$. По ее данным Чорчанская пластина представлена метаморфитами хлоритовой и биотитовой субфациями. Ключевой минеральный парагенезис первой $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Chl}_{57-59} + \text{Ab}^6 + \text{Bt} - \text{Phn}_{50}$, реже встречается – $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Chl}_{57} + \text{Ab}^5 + \text{Bt} - \text{Phn}_{45} + \text{Adu}^3$. В биотитовой субфации установлены: низкотемпературной ступени – $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Bt} - \text{Phn}_{50} + \text{K} - \text{Chl}_{65} + \text{Bt}_{68} + \text{C}$, $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Ab} + \text{Chl}_{58} + \text{K} - \text{Chl}_{59}$, $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Bt} - \text{Phn}_{45} + \text{Ab}^{10} + \text{K} - \text{Chl}_{65} + \text{Bt}_{70}$, а высокотемпературной – $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Bt} - \text{Phn}_{76} + \text{Bt}_{69-77} + \text{K} - \text{Chl}_{66} + \text{Spes} - \text{Alm}_{93-97}$, $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Bt}_{75-94} + \text{Spes} - \text{Alm}_{95} + \text{K} - \text{Chl}_{76-82}$, $\text{Ms} - \text{Phn} + \text{Qtz} + \text{Chl}_{65} + \text{Bt} - \text{Phn}_{50} + \text{K} - \text{Chl}_{67}$, $\text{Qtz} + \text{Ms} - \text{Phn} + \text{Ab}^{0-5}$. По данным Т.Н. Цуцунава, породы Чорчана-Уцлевского комплекса одноактный региональный метаморфизм претерпели до шарьяжного перекрытия.

Метаофиолиты, ассоциирующиеся с Чорчана-Уцлевским комплексом, представлены серпентинитами и метабазами. В *серпентинитах* Г.С. Закариадзе и др. (1998) устанавливают хромшпинелиды трёх генераций – одну первичную магматическую и две метаморфические. По петрогеохимическим параметрам хромшпинелид второй генерации кристаллизовался в условиях метаморфизма 650°C и выше, третья генерация – могла кристаллизоваться в интервале температур $500-650^{\circ}\text{C}$. По мнению этих авторов этот догерцинский метаморфизм протекал в океанской обстановке. *Метабазиты* офиолитового комплекса представлены тектоническими чешуями амфиболитов (амфиболовых сланцев), метадиабазов, метагаббро-диабазов и метагаббро. Г.С. Закариадзе и др. (1993, 1998) эти породы отнесли к типу базальтов океанского спрединга (N - MORB и T - MORB) и по Sm - Nd методу их возраст определили в 810 ± 100 млн.лет. Минеральные парагенезисы амфиболитов - $\text{Hbl} + \text{Pl}^{20-36} \pm \text{Qtz} \pm \text{Ep}$, $\text{Hbl}_{43} + \text{Pl}^{32-41} \pm \text{Sf}$, $\text{Hbl} + \text{Pl}^{38} \pm \text{Cum}$, $\text{Hbl} + \text{Gzt} + \text{Ep}$ образовались до шарьирования Чорчана-Уцлевского комплекса и, следовательно, являются продуктами догерцинского регионального метаморфизма. В интервале времени проявления бретонской и судетской фаз тектогенеза породы офиолитового комплекса подверглись альбитизации, хлоритизации, уралитизации, а также интенсивному окварцеванию.

Храмский кристаллический массив

В фундаменте Храмского массива продукты регионального метаморфизма в основном представлены гнейсово-мигматитовым комплексом (биотит-кордиеритовые параплагиогнейсы,

биотит-роговообманковые кварцево-диоритовые ортогнейсы, плагиомигматиты, гранитогнейсы и гранитные мигматиты), крайне подчиненную роль играют метапесчаники низкой ступени метаморфизма, а также серпентиниты, амфиболиты и метаморфизованные пироксениты и габбро.

Минеральные парагенезисы проградного регионального метаморфизма гнейсово-мигматитового комплекса (Шенгелиа, Икошвили, 1998) $Cor+Bt+Pl^{20-30}+Qtz\pm Ms$, $Cor+Bt+Or+Pl+Qtz$, $Pl+Nbl\pm Bt\pm Qtz$ скорее всего отвечают фациям метаморфизма биотит-мусковитовых гнейсов и биотит-силлиманит-калишпатовой. Влиянием судетских постметаморфических микроклиновых гранитов высокотемпературные минеральные парагенезисы регионального метаморфизма сменяются низкотемпературными — $Ms(Ser)+Chl+Ab\pm Mi+Qtz$, $Ab+Chl+Bt+Ep\pm Mi+Qtz\pm Car$.

Результаты измерения пород гнейсово-мигматитового комплекса K/Ar методом дают омоложенные цифры (166 ± 12 , 182 ± 13 млн. лет; Рубинштейн, 1967) и среди них наиболее древняя - 328 ± 10 млн. лет (Dudauri et al., 1990; Дудаури и др., 1995) - соответствует среднему карбону, так же как и секущим комплексам судетских постметаморфических микроклиновых гранитов. Несомненно "омоложение" связано с этими же гранитами.

Доказана аллохтонная природа метапесчаников и серпентинитов по отношению к гнейсово-мигматитовому комплексу (Шенгелиа и др., 1992). В метапесчаниках устанавливаются кластогенные (Pl, Bt, Kps, Qtz), аутигенные (Chl, Ab, Qtz, Act, Ad) и привнесенные (Qtz, Ab, Kfp, Ca) минералы. Типичный минеральный парагенезис метапесчаников $Chl_{33-43}+K-Chl_{30-36}+Ab+Qtz\pm Act_{28-34}$. Так как на породах аллохтонной чушуи Храмовского массива не наблюдается влияния постметаморфических судетских гранитов, ее тектоническое перемещение является более молодым процессом, чем бретонские шарьяжные явления на Большом Кавказе и Дзирульском и Локском массивах.

Массивные габбро и габбро-диориты, развитые в гнейсово-мигматитовом комплексе, не затронуты догранитным высокотемпературным региональным метаморфизмом. Однако, аналогично породам гнейсово-мигматитового комплекса, они подверглись влиянию судетских гранитов.

Данные о возрасте проградного регионального метаморфизма гнейсово-мигматитового комплекса весьма скудны. Если учесть, что продукты регионального метаморфизма секутся интрузивными телами габбро и последующих позднегерцинских гранитов, их возраст скорее всего догерцинский. Что касается возраста исходных пород гнейсов, по аналогии с гнейсами Дзирульского массива, мы считаем их докембрийскими.

Бейбурт-Севанский террейн

Локский кристаллический массив

Доюрский фундамент Локского кристаллического массива представлен автохтонными позднедевонскими гнейсовидными кварцевыми диоритами (U-Pb возраст протолита - 370 млн. лет; Бартницкий и др., 1992), шарьированными на них в бретонскую фазу тектогенеза пятью аллохтонными пластинами (нижне-средне(?)палеозойских метаморфитов, тектонического меланжа и докембрийских метабазитов офиолитового комплекса), а также секущими все эти породы судетскими постметаморфическими калиевыми гранитами (Gamkrelidze, Shengelia et al., 1999; Гамкрелидзе, Шенгелиа и др., 1999).

Аллохтонные пластины метаморфического комплекса отличаются друг от друга по составу, степени метаморфизма и по внутренней структуре, что указывает на тектоническое перемещение уже метаморфизированных и деформированных пород. Породы, входящие в состав аллохтонных пластин, регионально метаморфизированы до их шарьирования - в догерцинское время (Гамкрелидзе, Шенгелиа и др., 1999). Влиянием преимущественно позднегерцинских гранитов и, в меньшей степени, - юрских и меловых гранитоидов породы аллохтонных пластин испытали контактовый метаморфизм (Гамкрелидзе, Шенгелиа и др., 1999).

Минеральные парагенезисы регионального метаморфизма первой, самой нижней по тектоническому положению, пластины - $Chld+Chl+Phn+Qtz\pm C$, $Grt+Ms-Phn+Chl+Qtz$, $Act\pm Act-Nbl+Chl+Ab+Cal\pm Ep$ - свидетельствуют о том, что интенсивность догерцинского регионального метаморфизма ограничивается биотитовой и низкотемпературной гранатовой субфацией зеленосланцевой фации. K-Ar возраст серицитовой фракции трех разных образцов этой тектонической пластины равен $296-340\pm 10$ млн. лет (Шенгелиа и др., 1989; Гамкрелидзе, Шенгелиа и др.,

1999), т.е. среднему и верхнему карбону, что, видимо, является возрастом последнего разогрева этих пород под влиянием указанных гранитоидов.

Минеральные парагенезисы второй пластины ($\text{Andl+Bt+Ms}\pm\text{Chl}$, $\text{Grt+Ms+Andl+Chl+Pl+Qtz}$, Cor+Bt+Ms+Pl+Qtz , $\text{Pl+Hbl}_{\text{зел}}+\text{Hbl}_{\text{син-зел}}\pm\text{Chl}\pm\text{Ep}$) свидетельствуют о том, что породы принадлежат фации биотит-мусковитовых гнейсов. Степень догерцинского регионального метаморфизма третьей тектонической (метаофиолитовой) пластины отвечает самой низкой ступени зеленосланцевой фации. К ней относятся минеральные парагенезисы - Ab+Chl+Carb , $\text{Chl+Carb+Sf+Ep}\pm\text{Ab}$, Ab+Act+Act-Hbl+Ep , $\text{Chl+Act+Ab}\pm\text{Sf}$. Отмечаются и процессы интенсивного гидротермального метасоматического изменения (в том числе установлены участки родингитизированных пород) с новообразованными минеральными парагенезисами - $\text{Chl+Tr}\pm\text{Serp}\pm\text{Tlc}\pm\text{Ab}$, $\text{Andr-Spes+Carb+Sf+Tr}+\text{Chl}\pm\text{Tlc+Pr}\pm\text{Serp}$, $\text{Carb+Chl+Pr+Ab}\pm\text{Qtz}$.

Четвертая, тектоническая пластина меланжа, представленная обломками пород второй и третьей пластин, догерцинскому региональному метаморфизму подверглись, соответственно, в условиях фации биотит-мусковитовых гнейсов и нижней ступени зеленосланцевой фации. В пределах пятой тектонической пластины четко фиксируется догерцинский прогрессивный региональный метаморфизм и наложенный контактовый метаморфизм, вызванный влиянием судетских и более поздних гранитоидов. Большая часть минеральных парагенезисов продуктов регионального метаморфизма пятой тектонической пластины ($\text{Anc}_{25-41}+\text{Ms-Phn+Chl+Qtz+C}$, $\text{Act-Hbl+Chl+Ep}\pm\text{Sf}$) соответствует биотитовой субфации, а меньшая часть – высокотемпературной хлоритовой (Phn+Chl+Carb+Qtz , Act+Chl+Ab) и низкотемпературной гранатовой ($\text{Grt}_{88-94}+\text{Chl}_{48-63}+\text{Ms-Phn+Qtz}$) субфациям (Гамкрелидзе, Шенгелиа и др., 1999). К-Аг возраст серицитовой фракции равен $300-302\pm 9$ млн.лет (Шенгелиа и др., 1989; Гамкрелидзе, Шенгелиа и др., 1999). Он несколько ниже, чем возраст пород первой пластины, что, видимо, обусловлено влиянием постпалеозойских по возрасту магматитов.

Мургузский (Ахумский и Асрикчайский) выступ

Мургузский выступ герцинского кристаллического фундамента представлен Ахумским и Асрикчайским выходами. По Rb-Sr изохроне возраст сланцев Ахумского выступа составляет 300 млн. лет, а наиболее высокие значения К-Аг возраста — 290-310 млн. лет (Багдасарян и др., 1978). Эти цифры отвечают возрасту позднегерцинского регионального метаморфизма, так как в Ахумско-Асрикчайских выходах метаморфитов гранитоиды совершенно не представлены (Багдасарян и др., 1978; Агамалян и др., 1982; Хуцишвили, 1993; Агамалян, 1998).

По данным В.А. Агамаляна (1978, 1998) в обоих выходах метаморфиты идентичны и снизу вверх выделяются свиты микрогнейсов, мусковит-кварцевых и графитоносных кварц-мусковитовых сланцев и метаофиолитовая свита альбит-эпидот-актинолитовых сланцев с линзой метапироксенитов, сложенным бесцветным нематобластовым тремолитом с промежутками, выполненными агрегатом тальк-серпентин-карбонатного состава; присутствуют также оттрелитовые сланцы, а в кровле разреза Ахумского массива покров (?) порфироида (45%Amf, 35%Ep, 18%Pl 4%Sf и 1%Ap). По данным этого автора, метаморфиты представлены минеральными парагенезисами: пелитовые ассоциации - Qtz+Ms+Andl (псевдоморфозы), Qtz+Ms+Bt(+Grt?) , Qtz+Ms+Chl , Qtz+Ms+Bt+Otr , основные и ультраосновные ассоциации - Act+Ep+Ab+Sf , Ab+Chl+Qtz , Tr+Serp+Talc+Karb . По нашему мнению, состав и минеральные парагенезисы, отвечающие зеленосланцевой фации метаморфизма, сближают метасланцы с метаморфитами первой и пятой тектонических пластин Локского кристаллического массива, а метаофиолитовая свита выявляет большую аналогию с третьей метаофиолитовой пластиной этого же массива. Следовательно, можно допустить аллохтонно-чешуйчатое строение Ахумско-Асрикчайского выходов метаморфитов, а также поставить под сомнение позднегерцинский возраст регионального метаморфизма хотя бы части его составляющих.

Метаморфиты офиолитовой олистостромы Амасия-Севан-Акеринского пояса¹

В.А. Агамалян (1998) предполагает, что аллохтонные блоки (Амасийский, Дзорагедский, Гергерский, Севанский хребет, Аджарис, Еранос) метаморфических пород являются фрагмен-

¹ Метаморфиты Амасия-Севан-Акеринского пояса, а также Цахкунятского массива и Айнтапского поднятия рассмотрены по материалам В.А. Агамаляна (1998)

тами различных уровней герцинского кристаллического фундамента Сомхето-Карабахской зоны, вовлеченными в офиолитовую олистострому и меланж уже в метаморфизованном виде, возможно, в ходе обдукции океанской коры. Время коллизии определяется как нижний коньяк по трансгрессивному перекрытию офиолитов и метаморфитов конгломератами верхнего коньяка.

В Амасийском блоке метаморфиты представлены гранатовыми амфиболитами и гранат-кварц-плагиоклаз-амфиболовыми плагиогнейсами. По мнению В.А. Агамаяна (1998), высокая температура (680°C) метаморфизма обусловила селективное выплавление из гранатовых амфиболитов плагиогранитной магмы. Возраст гранатовых амфиболитов по Rb/Sr изохронным датированиям - 330 ± 42 млн. лет (Меликсетян и др., 1984). В Дзорагетском блоке развиты альмандин-хлорит-кварц-мусковитовые сланцы, амфиболиты, филлиты, зеленые сланцы и мраморы, метаморфизованные в условиях от низкотемпературной зеленосланцевой фации до ставролитовой фации. Гергерский (Степанаванский) блок представлен глаукофановыми сланцами, образовавшимися в результате локального метаморфизма вулканитов офиолитового комплекса и гранатовыми амфиболитами. На Севанском хребте и в урочище Аджарис метаморфиты представлены аллохтонными блоками гранатовых и безгранатовых амфиболитов, гранат-кордиерит-двуслюдных гнейсов и зеленых сланцев. Кроме того, в зонах дислокаций, наложенных на офиолиты, проявляется глаукофановый и зеленосланцевый метаморфизм. Для гранат-кордиерит-двуслюдных гнейсов получена Rb/Sr изохрона с возрастом 296 ± 9 млн. лет (Агамаян и др., 1996). Ераносский блок кристаллосланцев представлен гранат-андалузит-двуслюдными парагнейсами с кианитом, силлиманитом, кордиеритом. Среди обломков преобладают амфиболиты.

Таким образом, блоки метаморфитов в офиолитовой олистостроме Амасия-Севан-Акеринского пояса представлены разнообразными в отношении давления породами. В них наблюдаются метаморфиты всех барических типов - низких, умеренных и высоких давлений; температурные условия значительно разнообразны. Герцинский возраст метаморфизма уверенно определяется лишь для гранатовых амфиболитов Амасийского блока и гранат-кордиеритовых гнейсов Севанского хребта. Вопросы возраста регионального метаморфизма пород для других блоков из-за отсутствия радиологических определений в настоящее время остаются открытыми.

Цахкуняцкий массив и Айнтапское погребенное поднятие

Байкальский кристаллический фундамент, обнажающийся в Цахкуняцком кристаллическом массиве на площади 600 кв.км, и подсеченный в скважинах на Айнтапском погребенном поднятии имеет двухъярусное строение (Агамаян, 1974, 1998; Агамаян и др., 1982).

По данным В.А. Агамаяна (1974, 1998), нижний структурный ярус, отнесенный к среднепротерозойскому (или древнее) кратону образует инфраструктуру фундамента и представлен полиметаморфической гнейсово-парасланцевой арзаканской серии (1500м.). Среднепротерозойский региональный метаморфизм этой серии на Цахкуняцком массиве достиг биотит-кордиерит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов (ключевой минеральный парагенезис проградного регионального метаморфизма $\text{Andl}+\text{Alm}+\text{Vt}+\text{Ms}+\text{Qtz}$; $\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Sf}$) и отнесен к типу Бахннизского РТ режима при $T=550^{\circ}\text{C}$ и $P=3.8$ кбр (Агамаян, 1998). На Айнтапском поднятии, где, по мнению В.А. Агамаяна, обнажается более глубокий срез инфраструктуры, метаморфизм ($\text{Cor}+\text{Vt}+\text{Sill}+\text{Ksp}$) достигает альмандин-кордиерит-ставролит-мусковит-каллишпатовой субфации при $T=600^{\circ}\text{C}$ и $P=6.5$ кбр.

Верхний структурный ярус, наблюдающийся опять-таки на Цахкуняцком массиве и Айнтапском поднятии, образует супраструктуру и представлен тектоническим сочленением двух генетически различных зеленосланцевых серий (террейнов) (Агамаян 1998): энсиалической островодужной филлит-метавулканогенно-карбонатной далларской (1850м; $\text{Qtz}+\text{Pl}+\text{Chl}+\text{Ep}+\text{Act}$, $\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Ksp}+\text{Vt}+\text{Ms}$, $\text{Ab}+\text{Ep}+\text{Chl}+\text{Act}$, $\text{Ab}+\text{Act}+\text{Chl}$, $\text{Qtz}+\text{Ab}+\text{Ksp}+\text{Ms}+\text{Vt}+\text{Chl}$) и надвинутой на нее энсиалической метаофиолитовой серпентин-амфиболитовой анкаванской (3500м $\text{Amf}+\text{Ab}+\text{Chl}$, $\text{Act}+\text{Ab}+\text{Sf}$, $\text{Qtz}+\text{Vt}+\text{Ms}+\text{Grt}+\text{Chl}$, $\text{Act}+\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Qtz}$, $\text{Amf}+\text{Ab}+\text{Rut}+\text{Sf}$) сериями верхнепротерозойского возраста. Верхнепротерозойский метаморфизм этого структурного яруса далларской и анкаванской серий определяется кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфацией фации зеленых сланцев и отнесен к барическому типу Барроу при $T=450-470^{\circ}\text{C}$ и $P=4$ кбр. (Судя по минеральным парагенезисам и модификации силиката глинозема нам представляется, что в метаморфитах обоих структурных ярусов вышеуказанные значения давления завышены.)

Абсолютный возраст гранитогнейсов диапировых куполов, прорывающих метаморфиты верхнепротерозойского структурного этажа по ряду изохронных Rb/Sr определений составляет 620 млн. лет (Агамалян и др., 1982). Докембрийский возраст – 685 ± 77 млн. лет по Rb/Sr изохроне получен также для мантийных трондjemитов, приуроченных к анкаванской серии (Агамалян и др., 1996; Агамалян, 1998).

На границе между среднепротерозойской арзаканской и верхнепротерозойской далларской сериями наблюдается скачок в метаморфизме (Агамалян, 1998), который выражается в том, что полиметаморфические кристаллосланцы арзаканской серии, метаморфизованные в альмандин-амфиболитовой фации с наложенным зеленосланцевым диафторезом (с новообразованными Chl, Ser, Ab), резко сменяются одноактно метаморфизованными в фации зеленых сланцев филлитами далларской серии. В.А. Агамалян считает, что именно верхнепротерозойский зеленосланцевый метаморфизм отразился на кристаллосланцах арзаканской серии в качестве регионального диафтореза.

Таким образом, арзаканская серия претерпела высокотемпературный проградный региональный метаморфизм до проявления верхнепротерозойского цикла тектогенеза. Далларская, а также Анкаванская серия, являющаяся, по всей вероятности, крупным тектоническим покровом, прогрессивный региональный метаморфизм зеленосланцевой фации испытала в позднебайкальское время после шарьирования анкаванской серии на автохтонный кристаллосланцах арзаканской серии. Одновременно с этим зеленосланцевый метаморфизм в качестве регионального диафтореза проявился в кристаллосланцах арзаканской серии.

Заключение

В составе доверхнепалеозойского фундамента Кавказа главную роль играют продукты полиметаморфизма, а одноактный региональный метаморфизм имеет менее ограниченное развитие.

В инфраструктуре зоны Главного хребта Большого Кавказа устанавливается байкальский, раннекаледонский и герцинский циклы регионального метаморфизма. В буульгенской серии, и возможно, в низах Макерского тектонического покрова проявляются позднебайкальский (раннекаледонский?) и герцинский этапы полиметаморфизма. Проградный региональный метаморфизм пород Лаштракской тектонической пластины соответствует герцинскому циклу тектогенеза и проявляется, скорее всего, при бретонской и судетской фазах. В автохтонном комплексе зоны Передового хребта региональный метаморфизм связан с каледонским и раннегерцинским циклами тектогенеза, а в аллохтонном речепстинском комплексе (за исключением Кяфарской тектонической пластины), по всей вероятности, - каледонский (или более древний) и герцинский. В Бечасынском комплексе устанавливается многоактный региональный метаморфизм, связанный с байкальской, каледонской и герцинской эпохами тектогенеза. В гнейсово-мигматитовом комплексе Дзирульского массива зафиксированы разобщенные во времени три этапа полиметаморфизма - докембрийского, позднебайкальского (раннекаледонского?) и позднегерцинского. В метаофиолитах, ассоциирующихся с Чорчана-Уцлевским аллохтонным комплексом Дзирульского массива и гнейсово-мигматитовом комплексе Храмского массива, устанавливается догерцинский и герцинский (интервал времени проявления бретонской и судетской фаз) региональный метаморфизм. Проградный региональный метаморфизм пород Лаштракской и Кяфарской тектонических пластин соответствуют бретонской и судетской фазам герцинского цикла тектогенеза. В арзаканской серии отмечены гренвильский и позднебайкальский региональный метаморфизм.

Одноактный региональный метаморфизм проявлен: позднебайкальский - в анкаванской серии, догерцинский (каледонский?) - в аллохтонных пластинах Дзирульского и Локского массивов, герцинский - в Аджарской, Дамхурцевской и Мамхурцевской тектонической пластинах Лабинского метаморфического комплекса и Храмского массива, Марухском, Кизилкольском и Тоханском покровах Передового хребта и в породах Мургузского выступа, а также в части метаморфитов Амасия-Севан-Акеринского пояса.

Литература

Абесадзе М.Б. Петрология метаморфических сланцев Дзирульского кристаллического массива //Кандид. дисс. 1969. Тбилиси. 253 с. (на груз. языке).

- Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление) //Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1984. Вып.86. С.3-104.
- Агамалян В.А. Докембрий-нижний палеозой Армянской ССР. Т.5. Литология. Ереван. 1974. С. 10-56, 407-411.
- Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение //Мат. докл. II Рег. петрографич. совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси. 1978. С. 109-114.
- Агамалян В.А. Кристаллический фундамент Армении //Автореф. доктор. дисс. Ереван. 1998. 35с.
- Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области ассинтской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР //Рез. докл. раб. встречи на Кавказе по проекту №5 МПГК. 1982. С. 15-16.
- Агамалян В.А., Гукасян Р.Х., Багдасарян Г.П. Изотопно-геохимические исследования докембрийских и фанерозойских магматических, метаморфических и рудных формаций Армении. Ереван. 1996. Мин.-экономики и фонды ИГН НАН РА. 38с.
- Афанасьев Г.Д., Абдулаев П.Н., Азизбеков Ш.А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М.: Наука. 1968. 385 с.
- Афанасьев Г.Д., Бенет К., Бойко А.К. и др. Предварительные результаты научного сотрудничества Чехословакии и СССР по проблеме корреляции докембрийских формаций и этапов развития подвижных поясов на их сочленении с платформами //Изв. АН СССР. Сер.геол. 1973. №11. С.3-15.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Казарян К.Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р.Ахум (АрмССР) калий-аргоновым и рубидий-стронцевым методами //Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука. 1978. С.45-56.
- Багдасарян Г.П., Борсук А.М., Гукасян Р.Х. О возрасте кристаллических сланцев Бечасынской зоны Большого Кавказа по данным Rb-Sr и K-Ar методов // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1984. 37. №6. С.55-60.
- Бакурадзе К.В., Бартницкий Е.Н., Степанюк Л.М. Изотопный возраст пород кристаллического фундамента южного склона Большого Кавказа //Изотопное датирование эндогенных рудных формаций (Тез.докл. Всес. совещ.).Киев. 1990. С.16-18.
- Баранов Г.И. Тектонические исследования на Северном Кавказе //Тез. докл. VII краев конф.по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. 1991. С.91-93.
- Баранов Г.И., Греков И.И. Тектоническая карта палеозойского фундамента Северного Кавказа //Тез.докл V конф.по геол. и полезн.ископ. Северного Кавказа. Ессентуки. 1980.С.118-120.
- Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития //Геология Большого Кавказа. М.: Недра. 1976. С.45-154.
- Бартницкий Е.Н., Вашакидзе Г.Т., Дудаури О.З., Степанюк Л.М., Терез Г.Я. Изотопная геохронология гранитоидов Локского выступа Закавказского кристаллического фундамента //Геохимия и рудообразование. Тр.ИГФМ АН Украины. 1992. Вып.19. С.78-89.
- Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С., Грачева Т.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Видяпин Ю.П. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кавказского хребта //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №9. С.23-34.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д. Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива //Крупномасштабное геологическое картирование метаморфических формаций на примере Кавказа (Тр. ГИН АН ГССР) Нов.сер. 1985. Вып.87. С.58-74.
- Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса на Кавказе//Геотектоника.1981.№5.С.23-33.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып. 144. С. 46-71.
- Гукасян Р.Х., Сомин М.Л. Rb-Sr изохронное датирование метаморфических пород Главного Кавказского хребта //Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Мат. VIII юб.конф. по геол. и полезн. ископ.). Ессентуки. 1995. С.239-240.
- Гурбанов А.Г., Ханель М., Липпольд Г.И., Кобер Б. Петрогенезис и возраст пород макер-

ской и буульгенской серий в зоне Главного хребта Большого Кавказа //Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа (Мат. VIII юбил. конф. по геол. и полезным ископаемым). Ессентуки. 1995. С.168-171.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Бакурадзе К.В. Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация //Тез. докл. юбил. сесс. ГИН АН Грузии (на груз.яз.). Тбилиси: Мецниереба. 1995.С.29-30.

Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К.К., Железякова-Панайотова М.Д., Данюшевский Л.Р., Соловьева Н.В., Колосов Г.М., Минин Г.А. Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов Восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массивы) //Петрология. 1993. Т.1. №1. С.50-87.

Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Э., Соловьева Н.В., Лаликов А.В. Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст позднегерцинского палеоокеанического комплексов Дзирульского выступа Закавказского массива //Петрология. 1998. Т.6. №4. С.422-444.

Кахадзе Р.Г. Петрология палеозойских метаморфитов зоны Главного хребта Большого Кавказа в пределах Верхней Сванетии //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1982. 27 с.

Кецховели Д.Н., Шенгелиа М.Д. Геотермобарометрия метapelитов кассарской свиты (Северный Кавказ) // Сообщ. АН ГССР. 1989. 135. №3. С.577-580.

Мгалоблишвили И.З. Петрология кристаллических пород юго-западной части Балкаро-Дигорского поднятия (Большой Кавказ) //Автореф. кандидат. дисс.1980. 26 с.

Меликсетян Б.М., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севан-Амасийского пояса (Амасийский массив) //Изв. АН АрмССР. Науки о земле. 1984. №1. С. 3-22.

Одикадзе Г.Л. Гранитоиды Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1998. 451с.

Перчук А.Л. Метаморфизм кианитовых эклогитов урочища Красная Скала (Передовой хребет Большого Кавказа) // Доклады РАН. Сер. геол. 1993. Т.1.№1.С.98-109.

Перчук А.Л., Герасимов В.Ю. Основные черты эволюции метаморфизма эклогитов басс. р. Большая Лаба. Северный Кавказ //Изв.РАН. Сер.геол. 1992. №3. С.40-52.

Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа (Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др.). М.: Наука. 1991. 232 с.

Потапенко Ю.Я. Нижний палеозой. Кембрийская система //Геология СССР. Т.9.Ч.1.М.: Наука. 1968.

Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси. 1982. 168 с.

Потапенко Ю.Я., Стукалина Г.А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта // ДАН СССР. 1971. 198. N5. С.1161-1162.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1967. Вып. 11. 237 с.

Сомин М.Л. Доюрские образования Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.

Сомин М.Л., Сумин Л.В., Потапенко Ю.Я., Мильян Г. Проверка термоизохронного метода датирования на породах с известным геологическим возрастом. Результаты датирования некоторых метаморфических пород альпийской области. Депонировано ЦИОНТ ПИК ВИНТИ. N39.1985.С.25.

Усик В.И., Лебедько Г.И. Геохронология Северного Кавказа. Рост. н/Д ун-т. 1985. 148 с.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа //Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука. 1978. С. 12-19.

Хаин Е.В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа //Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. 1984.120 с.

Ханель М., Липпольт Х.И., Кобер Б., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. Изотопно-геохронологическая реконструкция первичной природы вулканитов в метаморфических комплексах Большого Кавказа //Петрология. 1993. Т.1. N2. С.171-188.

Ханель М., Липпольт Х.И., Кобер Б., Гурбанов А.Г., Борсук А.М. О раннепалеозойском возрасте метагранодиоритов в зоне Главного хребта Большого Кавказа //Петрология. 1993 Т.1. N5. С.487-498.

- Хуцишвили О.Д. Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1991. Вып.193. 154 с.
- Хуцишвили О.Д. Состав, строение и становление фундамента внутрикавказского массива //Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. 1993. 46 с.
- Цуцунава Т.Н. Петрология метаморфитов зеленосланцевой фации Главного хребта Большого Кавказа и Ацгаринского тектонического покрова //Автореф. кандидат. дисс.1988. С.25.
- Цуцунава Т.Н. Региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса (Дзирульский массив) //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. 2000. Вып.115.
- Чесноков С.В., Красивская И.С. Вариссийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука. 1985. 94 с.
- Чичинадзе Г.Л. Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ) //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1978. 26 с.
- Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1972. Вып. 34. С. 247.
- Шенгелиа Д.М. Циклы регионального метаморфизма в кристалликуме Кавказа //Мат. междунар. науч. сесс., посвящ. 90-летию проф. Г.М. Заридзе (на груз. яз.). Тбилиси. 1998. С.60-63.
- Шенгелиа Д.М., Вашакидзе Г.Т., Попоразде Н.Г. О метаморфитах Локского кристаллического выступа Закавказского массива //ДАН СССР. 1989. 308. №3.
- Шенгелиа Д.М., Заридзе Г.М., Чичинадзе Г.Л., Баранов Г.И. Метаморфические формации Большого Кавказа //Объяс.зап. к Карте метаморфических формаций кристаллического фундамента Большого Кавказа масштаб: 1:200 000. Тбилиси: Изд-во Груз.технич.ун-та. 1998.108 с.
- Шенгелиа Д.М., Икошвили Н.Дж. Новые данные о гнейсах Храмского кристаллического массива (на груз. языке) //Тр. Груз. технич. ун-та. №1 (417). 1998. С. 72-79.
- Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л., Мгалоблишвили И.З., Кахадзе Р.Г., Попоразде Н.Г., Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я., Кецохвели Д.Н., Окросцваридзе А.В., Шенгелиа М.Д., Цуцунава Т.Н., Герасимов В.Ю., Перчук А.Л. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука. 1991. 232 с.
- Шенгелиа Д.М., Окросцваридзе А.В. Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы //Докл. РАН. 1998.Т.359.№6. С.801-803.
- Шенгелиа Д.М., Хуцишвили О.Д., Ахвледиани И.Р. и др. Новые данные о выходах метаморфитов р.Чочиани Храмского выступа Закавказского срединного массива //Сб.тр. Груз технич. ун-та (на груз. яз.).1992. №7 (390). С.9-25.
- Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кецохвели Д.Н., Мгалоблишвили И.З., Кахадзе Р.Г., Попоразде Н.Г. Новые данные об Ацгаринском покрове на Северном Кавказе // ДАН СССР. 1984.Т.274. №6. С. 1450-1453.
- Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кецохвели Д.Н., Мгалоблишвили И.З., Кахадзе Р.Г., Попоразде Н.Г., Цуцунава Т.Н., Шенгелиа М.Д. Петрология метаморфитов Ацгаринского покрова на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол.1986. №5.С.17-27.
- Шенгелиа М.Д. Петрология средне- и высокотемпературных метapelитов Большого Кавказа //Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 1989.18 с.
- Bartnitsky Ye.N., Dudaury O. and Stepanyuk L. Geochronology of phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe. Isotopes in Nature. Leipzig.1990. P.1-10.
- Gamkrelidze I., Shengelia D. New data on the interrelation and age of the Dzirula crystalline massif constituting rocks //Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1998. 158.N1. P.93-96.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Shvelidze I., Vashakidze G. New date on the geological structure of the Loki crystalline massif //Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1999. 161.N1.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G. Macera nappe in the crystalline core of the Greater Caucasus and its geological significance // Bull. Acad. Sci. of Georgia. 1996. 154. N1.P.84-89.
- Dudaury O., Nogonidze M., Vashakidze G. K/Ar age of the granitoids of the Transcaucasian Median Massif //Votrage International Isotopen kolloquium. 1988. Preiberg.1990. P.42-44.
- Korikovskiy S., Shengelia D. et al. The map of metamorphic Facies of the Crystalline Basement of the Greater Caucasus; Scale 1:200000. Tbilisi. 1997.
- Shengelia D., Korikovskiy S., Chichinadze G., Kakhadze R., Somini M., Potapenko V., Okrosvarsvidze A., Poporadze N. Metamorphic facies of the Great Caucasus. Moscow-Tbilisi: Metsniereba. 1995. 71 p.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОДАХ (РЕСТИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

А.В.Окросцваридзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В статье показано, что в современной петрологии изучение включений в гранитоидных породах имеет большое значение, поскольку в их генезисе кодирована большая петрологическая информация и поэтому они являются важным оружием для изучения генезиса и эволюции гранитоидных пород.

На современном этапе изучения включений выделено три больших генетических типа: 1-ксенолиты, 2-автолиты и 3-реститы.

В данной статье приведены результаты изучения реститов в герцинских гранитоидах Большого Кавказа. Показано, что реститы разных генетических типов изученных гранитоидов резко отличаются друг от друга, но комплементарны с вмещающими породами.

ENCLAVES IN GRANITOID ROCKS (RESTITE PARAGENESES IN THE HERCYNIAN GRANITOIDS OF THE GREATER CAUCASUS)

A.Okrostsvaridze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

It is shown in the article that the study of enclaves in granitoid rocks is of great importance in modern petrology, because they, due to their specific genesis are the carriers of great petrological information and so are the best means for the investigation of granitoids.

Three genetic types of enclaves are singled out in granitoids: 1-xenoliths, 2-autoliths, 3-restites.

The results of the study of restites of the hercynian granitoids of the Main Range of the Greater Caucasus are given in the article. It is shown, that restites of granitoids in different genetic types abruptly differ from each other but they are complementary of enclosing rocks.

В современной петрологии особое внимание уделяется изучению включений в гранитоидных породах, поскольку выясняется, что в их петрографических, петрохимических, минералогических и изотопных особенностях кодирован весь эволюционный путь вмещающих пород. Таким образом, включения, в силу своих генетических особенностей, несут в себе большую петрологическую информацию и поэтому представляют собой важное оружие в изучении гранитоидов. О большом петрологическом значении включений говорит и тот факт, что известные австралийские петрологи П.В.Чапел и А.Д.Уайт (Chappel, White, 1974) именно по включениям классифицировали гранитоиды на I и S типы. Кроме того, по включениям публикуются монографии (Didier, 1973), многоавторные труды (Didier, Barbarini, 1991) и результатам их исследований посвящаются международные симпозиумы.

К сожалению в нашей стране изучению включений уделялось недостаточное внимание, несмотря на то, что в коллизионных орогенных системах, в таких как, например, Большой Кавказ, их изучение дает значительные результаты. Можно сказать, что мы подходим к этому вопросу с определенной осторожностью и в связи с этим почти не изучаем включения, хотя, как было отмечено, именно они являются носителями значительной петрологической информации.

Общий петрографический термин "включения" означает небольшие, различной формы и размера части горных пород, отличающиеся своей структурой и составом от вмещающих пород.

Основоположителем изучения включений является французский геолог А.Лакруа. Его труд, который целиком посвящен включениям, был опубликован в 1893 году. В этой работе он совершенно справедливо включения подразделил на две группы: привнесенные извне и мест-

ные. После этого изучение включений в гранитоидных породах приняло регулярный характер. Наиболее интенсивное их изучение началось в 70-х годах, после того как появились более совершенные методы исследований (микронд, электронный микроскоп и т.д.). Особое внимание изучению включений уделяет французская и австралийская геологические школы (Didier, 1971; Barbarin, Didier, 1991; P. La Fort, 1991).

На сегодняшний день можно выделить три больших генетических типа гранитоидных включений: 1-ксенолиты; 2-автолиты и 3-реститы.

Из слова ксенолит (xenos-чужой; lithos-камень) видно, что для основной массы породы он является посторонним (чужим) телом, а не ее генетической частью. Таким образом, ксенолит - это включение, которое попало в основную массу породы в результате обрушения в магмовой камере устойчивой кровли, либо оно было захвачено магмой во время ее движения. Исходя из этого, они в большом количестве отмечаются в периферийных и фронтальных частях плутонических пород. Ксенолиты, в силу своего генезиса, могут давать большую информацию, например: существование роговиковых ксенолитов в гранитоидах указывает на то, что они выкристаллизовались из высокотемпературной интрузивной магмы, об этом говорит и присутствие в мелкозернистых фельзовых ксенолитах. Все это означает, что температура между вмещающей породой и вторгшейся в нее магмой была различной. Особенно интересно изучение ксенолитов в вулканических базальтах, что даст возможность получить важную информацию о мантии и коре.

Само слово автолиты (autos-свой; lithos-камень) указывает на то, что это такие включения, которые образуются в магматических породах в результате протекающих там физико-химических процессов. Они представляют собой куммуляты магмы или продукты ее ранней кристаллизации, которые, в основном, состоят из мафических минералов. Для автолитов характерны куммулятивные структуры.

Термин "рестит" происходит от французского слова "reste", что означает остаток и подразумевает остаток того продукта или вещества, которое непосредственно принимает участие в формировании магматических пород. В реститах можно выделить две разновидности: анатектические реститовые включения и мафические мелкозернистые включения.

Анатектические реститовые включения представляют собой нерасплавленные остатки материнских (протолитовых) пород (рис.1).

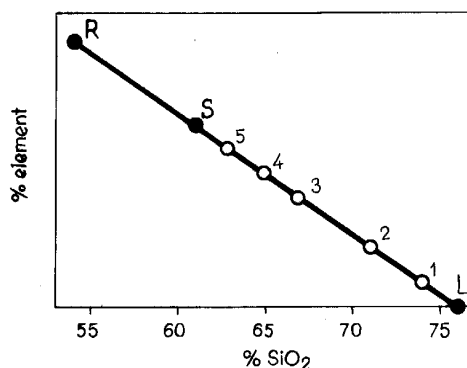


Рис.1. Диаграмма частичного плавления материнских пород (протолитов) (Chappel, White, 1991)

R - реститовая фаза, S - фаза солидуса, L - фаза ликвидуса.
Цифры указывают на различный состав гранитного расплава

Автохтонные реститы часто линзообразной формы, в автохтонном положении имеют структурные элементы вмещающих пород. В аллохтонном положении они часто теряют линзообразные формы и их первичная ориентация нарушена. В изучении этого типа включений большие заслуги принадлежат австралийским геологам Б.В.Чепелу и А.Т.Уайту (Chappel, 1966; Chappel, White, 1974, 1978, 1991, 1999).

В современной петрологии большой интерес вызывают мафические, мелкозернистые включения (ММЕ). Как известно, они овальной формы, разных размеров, имеют общие с вмещающими породами петрологические, геохимические и изотопные параметры, но по своим

структурным особенностям резко отличаются друг от друга. Определение их происхождения фактически означает установление генезиса вмещающих гранитоидов, но на сегодняшний день не существует аргументированных данных об их генезисе.

Опираясь на петрологические, геохимические и изотопные данные, некоторые авторы не разделяют мнения о мантийном происхождении мелкозернистых мафических включений (Dodge, Kistler, 1990; Fershtater, Borodina, 1991). По их мнению, они когерентны с вмещающими породами и рассматриваются ими как результат рекристаллизации куммулятов в нижних частях зональных магматических камер. Из-за минералогического, геохимического и изотопного равновесия с вмещающими породами эта модель имеет определенные преимущества, но объяснить ею особенности их структурных различий невозможно.

Еще более неприемлемой эта модель стала после того, как экспериментальными данными было установлено, что между включениями и вмещающими породами минералогические, геохимические и изотопные сходства являются результатом минералогического и химического трансфера (Hibbard, 1991; Collins, 1995; Fourcade, Javoy, 1997). Кроме того, в субдукционных зонах нередко верхняя мантия контаминирована в результате вторжения больших масс корового материала, что вызывает сближение геохимических и изотопных данных (Allegre, 1987).

По мнению другой группы ученых существование такого большого количества мафических включений и развитие их на огромных площадях можно объяснить только с точки зрения модели смешения магмы, по которой, исходя из физико-химических условий, существует определенный предел смешения магмы, после которого фельзические и мафические составляющие магмы не перемешиваются и поэтому мафические мелкозернистые включения надо рассматривать как остатки основной магмы (Philpotts, 1987; Tegeler, 1995 и др.).

Подытоживая вышесказанное, становится ясным, что в вопросе генезиса мелкозернистых мафических включений существует множество противоречивых мнений. Выяснение этого вопроса потребует еще многих усилий, но включения уже не вызывают у ученых прежнего страха и растерянности.

Что касается герцинских гранитоидов Большого Кавказа, то они богаты включениями различного генезиса. В частности, ксенолитами, реститами и автолитами, детальное изучение которых добавит много новых нюансов в изучение процесса формирования и эволюции отмеченных гранитоидов.

Изученные нами реститовые парагенезисы герцинских гранитоидов Большого Кавказа показали, что реститы гранитоидов различного генетического типа резко отличаются друг от друга, но комплементарны к вмещающим породам.

Реститовые парагенезисы широко распространены в плагиогранитах габбро-плагиогранитовой серии (Окросцваридзе, 1987, 1995). Они создают линзовидные тела различного размера (от первых сантиметров до первых метров), которые совершенно постепенно замещаются вмещающими плагиогранитами. Они, в основном, мелкозернистые, гнейсовидные и как и вмещающие породы испытывают сильное дробление и наложенное окварцевание. По своему минералогическому составу они почти не отличаются от вмещающих пород, разница отмечается только в перераспределении минералов. Их состав не постоянен: $Pl_{40-70} \pm Q \pm Av_{\pm} \pm Act \pm Bi_{45-53} \pm Chl \pm Ep \pm Sph \pm Ap \pm Gr \pm Ilm$.

Реститовые парагенезисы широко распространены в гранитоидах диорит-адамелитовой серии. Как известно, породы этой серии в основном представлены интрузивными телами (Окросцваридзе, 1995).

На периферийных частях интрузивов нередко отмечаются параллельные реститы (рис.2), структурные элементы которых нередко совпадают со структурными элементами вмещающих пород. В центральных частях реститы часто дезориентированы и имеют овальные формы (рис.3).

На контакте реститов с вмещающими породами не отмечается минералогического изменения и минеральный состав реститов определяется вмещающей средой. Например, в кварцевых диоритах их состав следующий: $Pl_{39-60} \pm Q \pm Hrb \pm Chl \pm Ep \pm Sp \pm Zir \pm Op$, а в гранодиоритах такой: $Pl_{25-47} \pm Q \pm Hrb \pm Bi_{52-56} \pm Chl \pm Ep \pm Sp \pm Zir \pm Op$.

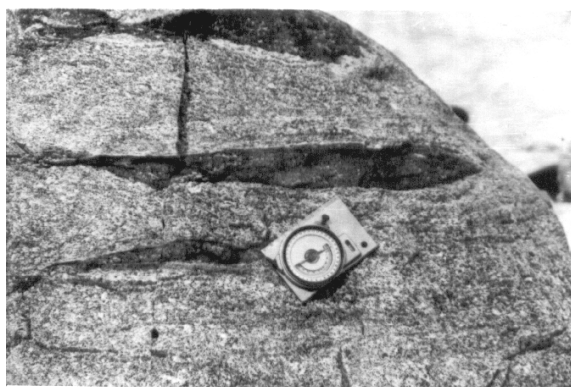


Рис.2. Параллельные реститы на северо-западном контакте Сакенского интрузива

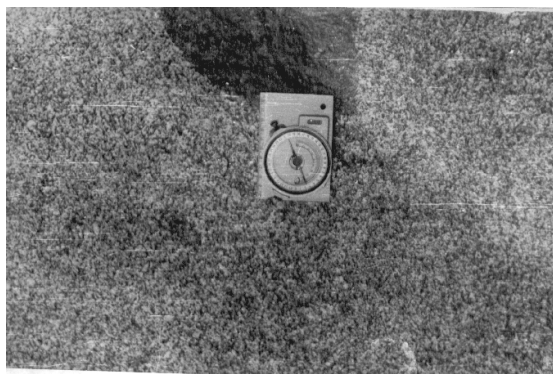


Рис.3. Овальные реститы в центральной части Сакенского интрузива

Реститовые парагенезисы широко распространены также в породах плагиигранит-гранитовой серии. В них они создают мелкозернистые, в основном биотитовые, линзовидные структуры. По своему составу они отвечают метапелитам низких давлений: $Pl_{25-47} \pm Ksp \pm Bi_{60-65} \pm Sill \pm Gr \pm Chl \pm Mu \pm Ap \pm Zir \pm Op$.

Как видно из этого краткого петрографического описания, гранитоиды различного генетического типа включают в себя реститы различного парагенезиса, что точно указывает на их формирование из различного субстрата, в различных геодинамических и РТ условиях. В составах описанных реститов ясно фиксируется их эволюция от габбро-плагиигранитовой к плагиигранит-гранитовой серии. В частности, более кислым становится плагиоклаз, авгид-роговообманковые парагенезисы замещаются роговообманково-биотитовыми, а роговообманково-биотитовые - биотито-силиманитовыми, возрастает железистость биотита и т.д.

Средние химические составы и АФМ параметры реститов герцинских гранитоидов
Большого Кавказа, *вес. %*

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	EeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	A	F	M
1	52,90	15,28	4,32	6,75	0,66	0,17	7,22	5,88	0,63	3,25	17,9	54,6	27,5
2	55,54	16,36	3,56	5,69	0,82	0,32	6,97	4,53	2,06	2,37	26,9	48,1	25,0
3	59,90	7,51	3,41	3,27	0,74	0,10	2,85	3,25	3,68	2,80	41,4	37,7	20,9

1-реститы гранитоидов габбро-плагиигранитовой серии (N=15); 2-реститы гранитоидов диорит-адамеллитовой серии (N=12); 3- реститы гранитоидов плагиигранит-гранитовой серии (N=13).

Химическое и петрохимическое изучение реститов показало, что они представляют собой аналоги вмещающих пород (таблица; рис.4). Из АФМ диаграммы ясно видно, что реститы занимают поля вмещающих пород. Реститы габбро-плагиигранитовой серии занимают толеитовые поля, реститы плагиигранит-гранитной серии - известково-щелочные поля, а

реститы диорит-адамеллитовой серии - переходные между ними поля, хотя основная масса все же попадает в известково-щелочные поля.

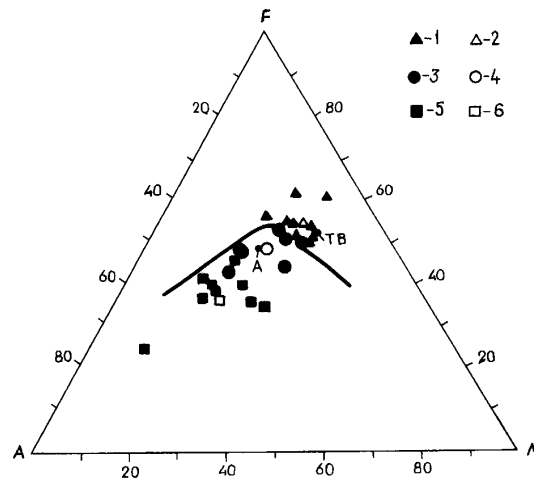


Рис.4. AFM диаграмма для реститов герцинских гранитоидов Большого Кавказа

ТВ - средний состав толеитовых базальтов

1-реститы гранитоидов габбро-плагиогранитовой серии; 2-реститы гранитоидов диорит-адамеллитовой серии; 3 - реститы гранитоидов плагиогранит-гранитовой серии; 4-средний состав гранитоидов габбро-адамеллитовой серии; 5- средний состав гранитоидов диорит-адамеллитовой серии; 6- средний состав гранитоидов плагиогранит-гранитной серии

Комплементарно ведут себя в реститах и вмещающих гранитоидах содержания редких элементов. Как видно из рис. 5, их вариации имеют одну и ту же направленность, что указывает на их генетическое единство. При этом отмечается явный рост содержания Cr и Pb и уменьшение Ni и Cu от габбро-плагиогранитовых реститов до плагиогранит-гранитовых.

Таким образом, суммируя приведенный выше фактический материал, можно заключить, что изученные нами реститы представляют собой остатки тех субстратов (протолитов), по которым развивались гранитоиды. Основываясь на этом мы предполагаем, что субстрат габбро-плагиогранитовой серии был базитовый, субстрат плагиогранит-гранитовой серии был пелитовый, а субстрат диорит-адамеллитовой серии был смешанный.

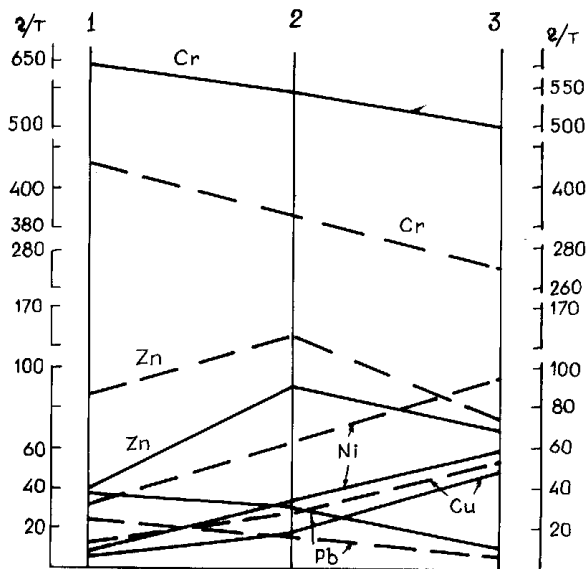


Рис. 5. Вариационная диаграмма Cr, Ni, Cu, Pb и Zn для герцинских гранитоидов Большого Кавказа и их реститов

1 - плагиогранит-гранитная серия; 2- диорит-адамеллитовая серия; 3- габбро-плагиогранитовая серия.
Непрерывными трендами отмечены содержания редких элементов в гранитоидах, а прерывистыми - в их реститах

Литература

- Окроецваридзе А.В. О герцинских гранитоидных реститах юго-западной части Большого Кавказа //Сообщ. АН ГССР. 1989. Т.136. N2. С.377-380.
- Окроецваридзе А.В. Петрология герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа //Автореф. доктор. дисс. Тбилиси.1995.С.56.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting Granite types// Pacific Geol. 1974.8.
- Chappel B.W., White A.J.R. Enclaves and Granite Petrology. Elsevier. Amsterdam.1991.P.113-145.
- Chappel B.W., White A.J.R. and Wyborn D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis// J.Petrol. 1987.28. P.1111-1138.
- Collins W.J. S and I-types Granitoids of the Eastern Lachland Fold Belt: Three Component Mixing, Not Restite Unmixing. The Origin of Granitoids and Related Rocks. III Hutton Symposium. 1995. P.37-38.
- Didier J. Granites and their Enclaves. Elsevier. Amsterdam. 1973. 393 p.
- Didier J. and Barbarini B. Enclaves and Granite Petrology.Elsvier.Amsterdam.1991.P.545-550.
- Didier J. The main types of Enclaves in the Hersinian Granitoids of the Massif Central, France. Enclaves and Granite Petrology. Elsevier. Amsterdam. 1991.P.334-366.
- Hutton J. Theory of the Earth with illustrations. Edinburge. 1795. 117 p.
- Metcalf R.V., Danielson L.R., Camin M.C. Role of mafic magmatism in the genesis of intermediate I-type granitoid suites: Miocene Mt Perkins pluton, Arizona. The Origin of Granites and related Rocks. Forth Hutton Symposium. 1999. P.32.
- Tegeler J.L. Petrology and Geochemistry of Mafic Enclaves in Granitoids. The Origin of Granites and related Rocks. III Hutton Symposium. 1995. P.143.
- Philpotts A.R. Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. Am. J. of Scien. 1987. V.276. P.1147-1177.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ ДАРЬЯЛЬСКОГО МАССИВА

О.З. Дудаури, Г.К. Цимакуридзе, Г.Т. Вашакидзе, М.Г. Тогонидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Геологическое и петрологическое изучение гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья имеет столетнюю историю. Однако до сих пор у исследователей нет единого мнения об их возрасте. Проведенные нами целенаправленные изотопно-геохронологические исследования Дарьяльского массива показали карбонный возраст мусковитового пегматита (321 ± 6 млн.лет) и аляскитов (296 ± 6 млн.лет). Эти результаты являются первыми достоверными возрастными данными, показывающими палеозойский возраст датированных пород. Биотиты из слабокатаклазированных гранитоидов дали среднеюрские возрастные значения (163-182 млн.лет). "Омоложение" этих пород объясняется потерей радиогенного аргона тектоническими причинами.

NEW DATA ON THE DARIAL MASSIF AGE

O. Dudauri, G. Tsimakuridze, G. Vashakidze, M. Togonidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Geological and petrological study of granitoid massifs of the Darial ravine has a hundred year history. But their age remains still disputable. Our purposeful isotope-geochronological investigations of Darial Massif identified carbonic age of muscovite pegmatite (321 ± 6 ma) and alaskites (296 ± 6 ma). These results are first reliable age data indicating the Paleozoic age of the dated rocks. The biotites from weakly cataclastic granites gave middle Jurassic values (163-182 ma). "Rejuvenation" of these rocks can be explained by loss of radiogenic argon due to tectonic reasons.

Древний кристаллический субстрат, обнажающийся в узком каньёне Дарьяльского ущелья, является восточным окончанием Перевальной подзоны Главного хребта и представлен двумя выходами палеозойских гранитоидов, известных под названием Дарьяльского (23 км^2) и Гвелетского (7 км^2) массивов. По форме залегания – это удлиненные в субширотном направлении тектонические блоки, выклинивающиеся по простиранию.

Основы изученности этих объектов были заложены в работах Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1904), Д.С.Белянкина (1914), В.П.Ренгартена (1932), Л.А.Варданянца (1940). Авторы указывали на первично магматическую природу гранитоидов, их изменчивый минеральный состав и широкое развитие спрессованных, развальцованных и милонитизированных разностей.

В последующих более детальных петрологических исследованиях гранитоидов Дарьяльского ущелья Г.Д.Афанасьева (1958) и Д.М.Шенгелиа (1965) предпочтение отдавалось преимущественной роли метасоматической гранитизации в формировании гранитоидов, при этом расланцованные и гнейсированные разности пород принимались за более древние образования. По мнению Г.Д.Афанасьева древняя рама гранитоидных выходов была сложена плагиогнейсами, которые в дальнейшем были подвергнуты метасоматической микроклинизации "с преобразованием части пород в порфириовидные и более равномернозернистые гранитоиды".

Традиционно дискуссионным считался вопрос о взаимоотношении гранитоидов с окружающими песчано-глинистыми отложениями кистинкской свиты. Трансгрессивное налегание пород кистинкской свиты на гранитоиды Дарьяльского массива с базальными образованиями в основании отмечалось Д.С.Белянкиным (1914), В.П.Ренгартеном (1932), Д.К.Андреевым (1945) и др.

В дальнейшем присутствие кварцевых гравелитов и редких линз мелкогалечного кварцевого конгломерата в низах кистинкской свиты на восточной периферии Дарьяльского массива

подтверждается в работах Д.М.Шенгелиа (1965), Г.А.Чихрадзе (1975, 1979), Я.Кипиани (1984) и др.

Ряд исследователей считает, что гранитоиды секут кистинкскую свиту и вызывают контактные изменения (ороговикование) вмещающих пород. Процессами термального контактного метаморфизма объясняется формирование кварцитов, серицит-кварцевых роговиков и андалузитовых узловатых сланцев в нижней части разреза кистинкской свиты в контактном ореоле гранитоидов (Мельников, 1962). По мнению Г.А.Чихрадзе (1972) не исключена возможность образования андалузитовых роговиков в зоне контакта с дайками диабазов.

По нашим наблюдениям в пределах обоих выходов гранитоидных пород прослеживается гетерогенное строение массивов со значительным колебанием в содержании породообразующих минералов и в особенности в содержании калиевого полевого шпата. Центральная часть более крупного собственно Дарьяльского массива представлена в основном гранодиоритами. Последние характеризуются преобладанием плагиоклаза (олигоклаза) над калиевым полевым шпатом (микроклином). Однако среди них встречаются участки с более низким содержанием калишпата, относимые к плагиогранитам, и бескалишпатовые разности, отвечающие кварцевым диоритам. Наряду с этим наблюдаются крупнопорфиробластические микроклиновые разновидности, переходные от гранодиоритов к истинным гранитам.

Все вышеперечисленные разновидности гранитоидов связаны между собой постепенными переходами (не характеризуются секущими контактами) и являются типичными представителями гетерогенных массивов гранитоидов комплекса Главного хребта, пользующихся широким распространением в западных районах Большого Кавказа.

В северной части Дарьяльского массива прослеживается выход равномернозернистых, сравнительно свежих светло-серых биотитовых гранодиоритов.

Все разновидности гранитоидов Дарьяльского и Гвелетского массивов секутся многочисленными дайками диабазов и диабаз-порфиритов.

В центральной части Дарьяльского массива сосредоточено значительное количество лейкократовых жильных гранитоидов, представленных аляскитовыми (сравнительно более мощными, несколько жил достигают мощн. до 10 м) и аплитовыми разностями (мощн. от 0,5 до 2 м). Все разновидности гранитоидных пород и жильных дериватов в значительной степени подвержены динамометаморфизму, выразившемуся в образовании катакластической гнейсовидности и милонитовой полосчатости.

Отчетливо прослеживается усиление степени динамометаморфизма в южном направлении. Северные и южные контакты обоих выходов гранитоидов с интенсивно кливажированными породами кистинкской свиты, представленными чередованием аспидных углисто-серицитовых и кварцево-серицитовых песчаников, явно тектонические. В субвертикальных зонах контакта близширотного простираения четко прослеживается интенсивная милонитизация контактирующих пород, что местами, в особенности там, где гранитоиды контактируют с рассланцованными песчаниками (кварцитами) кистинкской свиты, создается ложное впечатление постепенного перехода гранитоидов в породы кистинкской свиты или их ороговикования.

В южном контакте Гвелетского выхода, по левому берегу р.Терек (над газопроводом) четко прослеживается субвертикальная плоскость контакта (аз. простираения СЗ 285⁰), совпадающая со сланцеватостью аспидных сланцев южного крыла антиклинали. Здесь кливаж осевой поверхности совпадает со слоистостью поставленных на голову сланцев. Азимут падения кливажа в сланцах (аз.падения СВ 20-25⁰, ∠70-80⁰) совпадает с милонитовой полосчатостью в кварцитах (на 70 м ниже, у уреза воды) и с катакластической гнейсовидностью гранитоидов (аз.падения СВ 20⁰, ∠80⁰). Аспидные сланцы строго прямолинейно плотно прилегают к контактной поверхности гранитоидов без явных признаков дизъюнктивных нарушений.

Аналогичная картина прослеживается по левому берегу р.Терек над с.Гвелети. Здесь субвертикальная плоскость контакта (аз. простираения СЗ 280⁰) совпадает с кливажированием сланцев кистинкской свиты и blastsмилонитовой полосчатостью, идеально прослеживаемой в гвелетских гранитоидах.

В северном контакте Гвелетского выхода (на левом берегу р.Терек) над камнерезным цехом азимут падения милонитовой полосчатости в гранитоидах (аз.падения СВ 20-30⁰, ∠80⁰)

идентичен азимуту падения сланцеватости аспидных сланцев кистинкской свиты и субвертикальной поверхности контактирующих пород.

Северный контакт Дарьяльского массива (на левом берегу р. Терек) также тектонический. Аз. простирания плоскости контакта СВ 280° , $\angle 80-85^{\circ}$ совпадает со сланцеватостью сланцев кистинкской свиты.

Таким образом, в зонах контакта устанавливается наличие общего альпийского структурного плана расланцевания контактирующих пород с субширотным азимутом простирания сланцеватости, кливажа и бластомилонитовой полосчатости в гранитоидах. Аналогичный вывод о совместной деформации осадочного чехла и кристаллического основания приводится в работах М.Л. Сомина (1994, 1999)

Помимо непосредственных контактов с кистинкской свитой в целом массивы гранитоидов подверглись интенсивному динамометаморфизму. Это мнение разделяется абсолютным большинством исследователей гранитоидов Дарьяльского ущелья. Наиболее интенсивно разгнейсован и милонитизирован Гвелетский массив и южная часть Дарьяльского массива (южнее устья правого притока р. Кистинки).

Интенсивность процесса динамометаморфизма неравномерная, что выражается в частом чередовании гнейсированных разностей гранитоидов с типичными бластокатаклазитами, бластомилонитами и ультрамилонитами.

Для бластокатаклазитов характерны структуры катакластического течения и присутствие обломков, нередко округлой формы плагиоклаза и микроклина, заключенных в более тонкозернистом пластичном матриксе. Матрикс в большей степени перекристаллизован и представлен преимущественно тонкозернистым гранулированным кварцем. Местами перекристаллизация захватывает и обломки.

При усилении процесса динамометаморфизма, когда над катаклазом (дроблением) начинает преобладать пластическое течение в первую очередь мелкозернистого матрикса, катаклазиты преобразуются в милониты и бластомилониты, характеризующиеся линейными и полосчатыми структурами, обусловленными бластической перекристаллизацией. Полосчатость обусловлена чередованием полос мелкозернистого гранулированного кварца, сосюритовых, эпидот-цоизитовых полос и реликтовыми мелкими обломками сосюритизированного плагиоклаза и мелкочешуйчатых новообразованных биотитовых и мусковитовых полос.

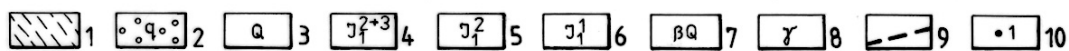
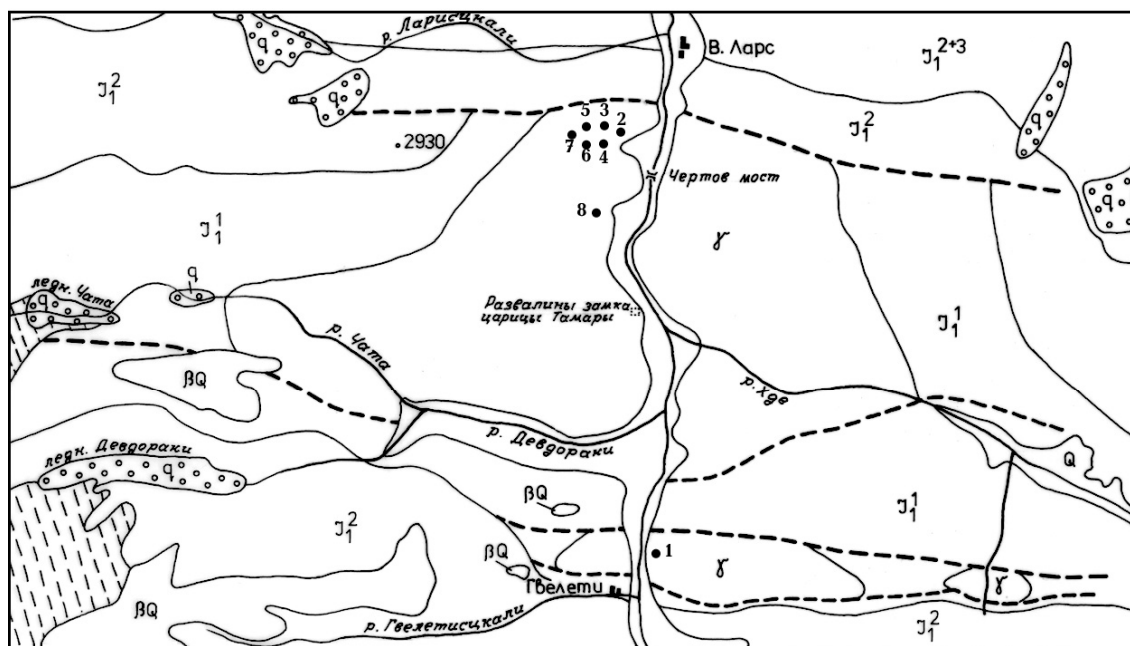
Сравнительно более устойчивы к процессу динамометаморфизма секущие дайки диабазов и диабаз-порфиритов, но и в них часто устанавливается ориентация роговой обманки, вторичного актинолита и обтекание ими зерен сосюритизированного плагиоклаза. Повидимому, такое расланцевание наблюдается в наиболее тектонически деформированных участках, о чем свидетельствует будинирование отдельных даек диабазов. В ряде случаев в диабазах нами наблюдалась биотитизация в виде светло-коричневых тонкочешуйчатых скоплений, нередко ориентированных по катакластической гнейсовидности диабазов.

На отдельных участках интенсивно бластомилонитизированных пород наблюдаются прожилки роговой обманки, а на правом берегу р. Терек, несколько ниже слияния с р. Амали, прослеживается довольно крупная жила (мощн. до 20 см) почти мономинерального биотита с примесью гранулированного кварца.

Как уже было отмечено выше, Дарьяльский массив хорошо изучен геологически и петрологически, однако о возрасте массива у исследователей нет единого мнения. Из-за сложной геологической ситуации палеозойский возраст массива у некоторых исследователей вызывает сомнение. Это мнение усугубляется и изотопно-геохронологическими (К-Аг) возрастными данными по породам в целом и по биотитам (Афанасьев, 1958, 1960, 1967; Рубинштейн, 1967; Лебедько, Усик, 1985; Сомин, 1994, 1999), значения которых не выходят за пределы мезозойского времени, хотя "омоложение" пород легко объясняется интенсивными тектоническими движениями, вызвавшими потерю радиогенного аргона.

Нами были проведены специальные исследования с целью изотопного датирования Дарьяльского массива. Известно, что наиболее подходящими для датирования пород К-Аг методом являются мусковит и биотит. Во время полевых работ целенаправленные поиски мусковит- и биотитсодержащих свежих пород увенчались успехом. В северной части Дарьяльского массива у южного портала газопроводного тоннеля были найдены мусковитовые аляскиты и пегматиты. Наиболее свежие и менее катаклазированные биотитсодержащие граниты были

отобраны из обнажений также в северной части массива у шоссеной дороги (Рисунок). Выделенные из этих пород слюды были подвергнуты рентгеноструктурному анализу (аналитик Р.А.Ахвеледиани). Мусковиты и биотиты представлены политипами $2M_1+1M$. Структурный показатель мусковитов $СП=0,68-0,74$; $2M_1=68-74\%$; $1M=26-32\%$. Такое соотношение указывает на образование мусковитов при давлении 8-10 кбар (Швелидзе, 1986).



Схематическая геологическая карта Дарьяльского ущелья

1. Современное оледенение; 2. Ледниковые отложения; 3. Речные отложения; 4. Песчано-сланцевая свита (Джерахская); 5. Аспидно-сланцевая свита с прослоями кварцитов (Циклаурская); 6. Кварцито-сланцевая свита (Кистинская); 7. Андезиты; 8. Гранитоиды; 9. Линия разлома; 10. Место взятия образца (номер по таблице).

Слюды были датированы К-Аг методом с изотопным разбавлением ^{38}Ar . Для расчета возраста были использованы стандартные константы радиоактивного распада ^{40}K . Мусковит из пегматита (таблица, обр. Др-32) оказался среднекарбовым (321 ± 6 млн.лет), что говорит о син-

Таблица

К-Аг возраст магматических пород Дарьяльского массива

№	пш	обр.	Порода	Место взятия образца	Изм фр.	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нмм ³ /г	$^{40}\text{Ar}_{\text{ат}}$, м %	Т, млн.лет
1		Др-10	Гранит	Выше Гвлетского моста	Би	7,45	0,05349	20	176±4
2		Др-20	Гранодиорит	На 500 м ниже сев.портала последнего автомобильного тоннеля		7,35	0,04902	17	164±3
3		Др-28	Аляскит	По склону на 50 м выше от южного портала газопроводного тоннеля	Му	8,56	0,10708	15	296±6
4		Др-29				8,71	0,10877	14	296±6
5		Др-32	Пегматит			8,64	0,11780	15	321±6
6		Др-33	Гнейсовидный гранит	Лев.склон р.Терек у сторожевого домика моста и последнего тоннеля (Др-34 сечет Др-33)	Би	7,13	0,05307	13	182±4
7		Др-34				7,54	0,05007	16	163±4
8		Др-53				7,60	0,05314	18	172±4

хронности пегматита Дарьяльского массива с аналогичными породами Дзирульского и Локского массивов (Дудаури и др., 1999). Мусковиты из аляскитов дали несколько заниженные значения, но также не выходящие за рамки карбонового периода. Полученные нами возрастные значения являются первыми достоверными данными, указывающими на палеозойский возраст датированных пород.

Биотиты из слабокатаклазированных гранитов (таблица) дали среднеюрские значения (163-182 млн.лет). Эти породы по своим петрографическим особенностям аналогичны палеозойским гранитоидам Большого Кавказа и внутренним массивам Грузии. Породы довольно свежие, но слабовыраженный катаклиз все же отмечается, чем и можно объяснить их заниженные возрастные значения.

Литература

Андреев Д.А. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье //Изв. АН СССР. Сер.геол. 1945. №2. С.127-135.

Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ней минерализации //Тр. ИГЕМ. 1958. Вып.20. 139с.

Афанасьев Г.Д. О применении К-Аг метода для целей геологии в свете различных исследований горных пород и минералов Кавказа //Тр. VI сесс. Комисс. по опред. абс.возр. геол. форм. М.1960. С.107-118.

Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа //Изв. АН СССР Сер.геол. 1967. №7. С.3-26.

Белянкин Д.С. О дарьяльском граните //Геологические исследования в области перевальной железной дороги. С.-Пб. 1914. С.3-54.

Варданянц Л.А. Материалы по интрузиям Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ)// Зап.Всер.мин.общ. 1940. ТХІХ. №2-3. С.290-295.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. Региональные проблемы изотопной геологии //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер. 1999. Вып. 114. С.118-132.

Кипиани Л.Р. Дарьяльский массив и кистинкская свита: взаимоотношения и возраст //Сообщ. АН ГССР. 1984. 115. №3. С.573-576.

Лебедько Г.И., Усик В.И. Геохронология Северного Кавказа. Изд-во Ростовского университета. 1985. 147с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека, произведенные летом 1899г. //Мат. для геол.России. 1904. Т.ХХІ. 62с.

Мельников В.А. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:50 000 (Северный Кавказ). М.: Геолтехиздат. 1962.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. М.-Л. 1932. 77с.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер.1967. Вып.11. Тбилиси. 299с.

Сомин М.Л. Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах //ДАН СССР. 1994. Т.336. №3. С.376-379.

Сомин М.Л. Альпийская деформация фундамента Большого Кавказа //Тр.ГИН АН Грузии. Нов.сер.1999. Вып.114. С.133-147.

Чихрадзе Г.А. О генезисе андалузит-хиастилитовых сланцев окрестностей Дарьяла //Сообщ. АН ГССР. 1972. 67. №3. С.625-628.

Чихрадзе Г.А. О кистинкской свите басс. р.Терек //Сообщ. АН ГССР. 1975. 80. №2. С.385-387.

Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН ГССР.Нов.сер. 1979. Вып.62. 204с.

Шенгелиа Д.М. Петрология Дарьяльского массива //Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1965. Вып IV. 104с.

Швелидзе Ю. Кристаллохимия и минералогия биотита из метаморфитов Абхазии и В.Сванетии// Автореф. кандид. дисс. Л. 1986. 25с.

Региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса (Дзирульский массив)

Т. Н. Цуцунава

Геологический институт АН Грузии,
390093, Тбилиси, ул. М.Алексидзе 1/9

На основе геолого-петрологических, минералогических и микронзондовых исследований метаморфитов Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса в новом свете рассмотрены характер и интенсивность метаморфизма и расчленение комплекса на отдельные пластины. Принято деление аллохтонного комплекса по Нинисской и Чорчанской пластинам, соответствующим трём температурным ступеням. Нинисская пластина представлена хлоритовой субфацией, а Чорчанская - хлоритовой субфацией и низко- и высокотемпературной ступенями биотитовой субфаций. Установлено формирование Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса при исключительно проградном региональном метаморфизме, не превышая уровня биотитовой субфаций зеленосланцевой фаций. Региональный метаморфизм аллохтонного комплекса является догерцинским и после его шарьрирования в бретонской фазе тектогенеза, претерпел лишь контактовый метаморфизм под влиянием позднегерцинских калиевых гранитов. Региональный метаморфизм аллохтонного комплекса, шарьрированного в бретонской фазе тектогенеза, является догерцинским. Позднее он претерпел контактовый метаморфизм под влиянием судетских калиевых гранитов.

The Regional Metamorphism of the Chorchana-Utslevi Allochtone Complex (The Dzirula Massif)

T.N.Tsutsunava
Geological Institute of Acad.Scienc.of Georgia
1/9 M.Aleksidze St.380093, Tbilisi

On the basis of geological, petrological, mineralogical investigations and data of electron microprobe analysis of Chorchana-Utslevi allochtone complex, the nature and intensity of metamorphism and division of complex into separate plates are considered in the new light. The breaking up of allochtone complex into two - Ninisi and Chorchana plates, corresponding three temperature stages is adopted. The Ninisi plate is represented by chlorite subfacies, and the Chorchana plate - by low- and high-temperature stages of biotite subfacies. The making of Chorchana-Utslevi allochtone complex under the conditions exceptionally of progressive regional metamorphism not to be exceeded of the level of biotite subfacies of greenschist facies is established. Regional metamorphism of the allochtone complex overthrust in Bretonian orogeny is of Prehercynian age. Later it underwent the contact metamorphism under the influence of Sudetic potassium granites.

Чорчана-Уцлевский аллохтонный комплекс, известный под названием "филлитов" или "свиты метаморфических сланцев", в виде узкой полосы (1-1.5км) обнажается в ЮЗ-СВ направлении на протяжении 14км. в ущельях рр. Лопанисцкали, Чератхеви и Шуагеле. Весь комплекс со всех сторон ограничен позднегерцинскими микроклиновыми гранитами. Второй, значительно меньшей величины выход этого комплекса находится в ущелье р. Бжинеура (левый приток р.Дзирула) и прослеживается на 350-400м. Бжинеский выход метаморфитов контактирует с байосскими порфиристыми образованиями, а с остальных трёх сторон, опять таки, - с микроклиновыми гранитами. На аллохтонном комплексе с большим несогласием залегают лейасовые осадки.

С метаморфическими сланцами пространственно ассоциируется комплекс ультраосновных и основных пород – серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы.

Впервые филлитовую серию у с.Бжиневи выделили П.Д.Гамкрелидзе и С.С.Чихелидзе в 1933г. С тех пор в этом районе работали Г.М.Смирнов, А.А.Флоренский, Г.М.Барсанов и И.Г.Кузнецов. С.С.Чихелидзе (1948,1948) была составлена детальная карта свиты филлитов и дана их подробная петрологическая характеристика. С пятидесятых годов Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили (1950, 1953, 1959) стали систематически изучать свиту филлитов. Позднее в исследование этого комплекса включились: П.Ф.Килласония, И.И.Хмаладзе, М.Б.Абесадзе, Г.К.Цимакурдзе, И.П.Гамкрелидзе, Г.Д.Думбадзе, М.А.Кекелия, Ш.А.Адамия, И.Д.Шавишвили, О.Д.Хуцишвили, Д.М.Шенгелия, Г.С. Закариадзе.

Метаморфиты Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса фаунистически датированы как ниже-кембрийский, ниже-средне-палеозойский (Барсанов, 1931; Кузнецов, 1931; Вологдин, 1931; Кожухаров, Боянов, 1971; Абесадзе и др., 1980).

В результате всесторонних исследований на этом участке массива установлено сонахождение разновозрастных чешуй (кембрий, нижний-средний палеозой). Они имеют различную историю метаморфизма и представлены тектоническими пластинами осадочных и вулканогенно-осадочных пород (Гамкрелидзе и др.,1976; Адамия, Шавишвили, 1979; Хуцишвили, 1991), а также фрагментами верхней мантии и океанической коры (Гамкрелидзе и др., 1981). Все эти породы шарьированы с юга в турне-раннем-среднем визе (Гамкрелидзе и др., 1981; Хуцишвили, 1991), т.е. до внедрения позднегерцинских микроклиновых гранитов.

Время тектонического перемещения метаморфических чешуй, помимо фаунистических данных и сечением этих пород позднегерцинскими гранитами, определяется "запечатливанием" всех тектонических пластин метаконгломератами, метапесчанниками и слабометаморфизированной свитой кварц-порфировых туфов верхне-визе-башкирского времени.

Несмотря на единное мнение илледователей об аллохтонном строении комплекса, различны их взгляды о количестве тектонических чешуй. Ш.А.Адамия (1984) в аллохтонном комплексе выделил 7 чешуй, О.Д.Хуцишвили - 4 (1991), а И.П.Гамкрелидзе с соавторами (1981,1985) - 2 чешуй.

Метаморфиты Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса геологически и петрологически довольно детально изучены преддущими исследователями. Но химизм породообразующих минералов практически не был исследован. Этот пробел восполнен автором, исследовав породообразующие минералы в лабораториях Ливерпульского и Манчестерского университетов (ЕМА, SEM).

На основе анализа минеральных парагенезисов и изучения химизма породообразующих минералов нам представляется, что наиболее приемлемо расчленение аллохтонного комплекса принятое И.П.Гамкрелидзе и его соавторами (Гамкрелидзе, 1981, 1985), т.е. по Чорчанской и Нинисской пластинам. В свою очередь, в отличие от вышеупомянутых исследователей, которые в Чорчанской пластине выделяют две пачки, мы в этой пластине различаем три температурные ступени прогрессивного регионального метаморфизма. Следовательно, нами принято следующее расчленение аллохтонного комплекса: Нинисская пластина, представленная метаморфитами хлоритовой субфацией и Чорчанская пластина представленная хлоритовой и биотитовой субфациями. В биотитовой субфации мы выделяем низкотемпературную и высокотемпературную ступени.

До наших исследований считалось (Киласония, 1965; Абесадзе, 1969; Гамкрелидзе и др., 1981; Гамкрелидзе, Думбадзе, 1985; Хуцишвили, 1991), что метаморфиты аллохтонного комплекса, за исключением Нинисской пластины,

являются диафторитами верхов фаций зелёных сланцев и переходной к эпидот-амфиболитовой (иногда и к амфиболитовой). А о принадлежности пород Нинисской пластины к зеленосланцевой фаций прогрессивного регионального метаморфизма, наши мнения совпадают.

Самая низкотемпературная Нинисская пластина представлена (в восходящем разрезе) чередованием актинолитовых и эпидот-амфиболитовых сланцев, метадиабазов и метапорфиритов. Их общая мощность 200м. Эти породы прогрессивно метаморфизованы в условиях хлоритовой субфаций и представлены минеральными парагенезисами: $Chl_{51} + Hbl_{55} + Ab^3 + Ep + Ksp^{2-5}$; $Chl_{51} + Hbl_{59} + Ab^7 + Ep$. Химический состав этих минералов приводится в таблице 1. Хлорит представлен пикнохлоритом (здесь и далее номенклатура хлорита приводится по Хею (.Heu, 1954)).

Состав минералов из метаморфитов Нинисской пластины
Хлоритовая субфация

Таблица 1

	Образец № 28-97							
	Hbl		Ab			Ep	Chl	Ksp
	1	2	1	2	3			
SiO ₂	44.173	44.377	66.968	67.372	67.790	36.921	25.601	64.466
TiO ₂	0.276	0.317	-----	-----	-----	0.210	-----	-----
Al ₂ O ₃	12.454	12.826	21.515	21.972	20.886	23.399	17.413	19.234
FeO	18.522	19.212	0.222	-----	0.233	11.348	26.335	-----
MnO	0.481	0.566	-----	-----	-----	-----	0.472	-----
MgO	8.456	7.537	-----	-----	-----	0.225	13.884	-----
CaO	11.858	11.226	1.187	0.487	0.883	23.663	0.229	0.336
Na ₂ O	1.307	1.237	9.585	10.043	10.060	-----	0.324	1.137
K ₂ O	0.419	0.588	-----	-----	-----	-----	-----	14.597
Σ	98.048	97.886	99.476	99.874	99.851	95.766	84.257	99.770

Чорчанская пластина, как отмечалось, выше представлена хлоритовой и низкотемпературной и высокотемпературной степенями биотитовой субфаций. Хлоритовую субфацию представляют метаморфиты бжиневаского выхода. Ширина выхода не превышает 500м. Это кварц-серицитовые, серицит-кварц-альбитовые сланцы. Ключевой минеральный парагенезис породы -

$Qtz + Ms-Phn + Chl_{57-59} + Ab^6 + Bt - Phn_{50}$, реже встречается - $Qtz + Ms-Phn + Chl_{57} + Ab^5 + Bt - Phn_{45} + Adu^3$. Хлорит представлен пикнохлоритом, иногда рипидолитом, а белая калиевая слюда в большинстве случаев фенгитом (фенгит 64%, мусковит 31%), парагонит 5%). Белые калиевые слюды метаморфитов всего аллохтонного комплекса детально охарактеризованы в недавней работе автора (Цуцунава, 1999). Химический состав минералов из метаморфитов хлоритовой субфаций Чорчанской пластины представлен в таблице 2.

Состав минералов из метаморфитов Чорчанской пластины
Хлоритовая субфация

Таблица 2

	Образец № 6-96									
	Ms-Phn		Chl			K-Chl	Bt-Phn	Ab		Adu
		1	2	3			1	2		
SiO ₂	48.781	28.169	24.734	26.458	37.118	48.533	66.981	66.916	64.677	
TiO ₂	0.515	-----	-----	0.177	0.240	0.518	-----	-----	-----	
Al ₂ O ₃	31.095	19.763	19.541	21.057	21.639	29.835	21.111	20.680	18.938	
FeO	2.364	27.039	27.678	25.051	19.350	3.690	0.351	0.242	-----	
MnO	-----	0.419	0.551	0.558	0.309	-----	-----	-----	-----	
MgO	1.523	10.595	11.713	10.623	7.566	2.480	-----	-----	0.235	
CaO	-----	-----	-----	-----	-----	-----	1.229	0.978	-----	
Na ₂ O	0.294	0.398	0.081	-----	0.309	0.254	9.861	9.848	0.385	
K ₂ O	10.028	0.891	-----	1.147	2.946	10.601	0.459	-----	15.465	
Σ	94.600	87.273	84.656	85.071	89.477	95.912	99.993	97.064	99.700	

К низкотемпературной ступени биотитовой субфаций относятся кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлорит-альбитовые и графитовые сланцы с кварцитами и линзами мрамора. Характерными минеральными парагенезисами являются: Qtz+Ms-Phn+Bt-Phn₅₀+K-Chl₆₅+Bt₆₈+C; Qtz+Ms-Phn+Ab¹⁵+Chl₅₈+K-Chl₅₉; Qtz+Ms-Phn+Bt-Phn₄₅+Ab¹⁰+K-Chl₆₅+Bt₇₀.

Белая калиевая слюда в основном представлена фенгитом (фенгит 59-71%, мусковит 0-29%, парагонит 5-13%), а хлорит-рипидолитом и пикнохлоритом. Встречающийся в этих породах биотит-фенгит является промежуточным звеном между биотитом и фенгитом, также как и К - хлорит - между биотитом и хлоритом (Шенгелиа и др.,1992). Известно, что в богатых глиноземом породах биотит в зоне биотита не появляется, а стабильна ассоциация мусковит-фенгита с хлоритом. При микронзондовом исследовании К-хлорита оказалось, что по сравнению с ассоциирующим с ним хлоритом, он более распространён в этих породах и содержит большее количество K₂O, SiO₂ и TiO₂. Биотит встречается довольно ограничено и содержит в крайне завышенном количестве Al₂O₃ и заниженном - FeO и отличается от стандартного состава этого минерала. Химический состав минералов представлен в таблице 3. Следует отметить, что в хлоритах и мусковит-фенгитах наблюдается повышенное содержание MnO. Здесь же впервые на Кавказе нами обнаружен Mn-биотит (см. табл.3).

Состав минералов из метаморфитов Чорчанской пластины биотитовой субфаций
Низкотемпературная ступень

Таблица 3

	Образцы № 11-96, 14-96										
	Ms- Phn				Bt-Phn	K-Chl		Chl	Bt	Ab	
	1	2	3	4		1	2			1	2
SiO ₂	46.18	48.50	46.75	47.51	46.82	40.20	35.20	25.62	37.31	65.09	66.02
TiO ₂	0.39	0.39	0.48	0.38	0.33	0.07	0.28	-----	0.26	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	34.56	32.35	31.01	33.05	34.19	23.94	24.71	20.57	28.34	22.09	22.04
FeO	2.78	2.28	4.52	2.22	3.66	11.66	17.32	28.00	10.21	0.21	0.16
MnO	0.67	0.01	-----	0.07	0.03	2.95	0.02	0.08	5.84	0.02	0.01
MgO	1.36	1.79	2.31	1.58	1.98	3.56	6.82	11.48	2.65	0.02	0.10

CaO	0.15	0.17	0.18	0.13	0.12	0.41	0.21	0.10	0.21	3.06	2.10
Na ₂ O	0.45	0.71	0.35	0.91	0.25	0.34	0.43	0.42	0.37	9.59	10.13
K ₂ O	8.87	10.41	9.76	9.65	9.31	3.95	4.55	0.22	6.94	0.47	0.05
Σ	95.47	96.68	96.86	95.42	96.78	87.09	89.53	86.56	92.13	100.48	100.53

Высокотемпературная ступень биотитовой субфаций по сравнению с другими литостратиграфическими единицами аллохтонного комплекса представлена двуслюдяными, слюдяными, хлорит-слюдяными и гранат-слюдяными сланцами. Видимая мощность обоих температурных ступеней Чорчанской пластины составляет 300м. Характерными минеральными парагенезисами являются: Qtz+Ms-Phn+Bt-Phn₇₆+Bt₆₉₋₇₇+K-Chl₆₆+Spes-Alm₉₃₋₉₇; Qtz+Ms-Phn+Bt₇₅₋₉₄+Spes-Alm₉₅+K-Chl₇₆₋₈₂; Ms-Phn+Qtz+Chl₆₅+Bt-Phn₅₀+K-Chl₆₇; Qtz+Ms-Phn+Ab⁰⁻⁵.

В белой калиевой слюде из метаморфитов низкотемпературной ступени, по сравнению с хлоритовой субфацией, наблюдается занижение фенгитовой молекулы и повышение - мусковитовой (Цуцунава, 1999), что вполне естественно при росте интенсивности метаморфизма. Состав мусковит-фенгитов: фенгит - 43-77%, мусковит - 13-48%, парагонит - 5-10%. Наблюдается биотит опять-таки с завышенным содержанием Al₂O₃ и заниженным-FeO. В этих сланцах преимущественно встречается К-хлорит, а хлорит наблюдается крайне редко и представлен диабандитом. Результаты микронзондовых определений минералов приведены в таблицах 4-8.

Состав мусковит - фенгитов из метаморфитов Чорчанской пластины
Высокотемпературная ступень биотитовой субфаций

Таблица 4

Образцы № 35-97, 36-97, 37-97, 39-97, 41-97											
Ms-Phn											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12
SiO ₂	50.56	44.87	45.24	50.04	45.76	46.51	45.45	46.65	47.65	47.34	46.58
TiO ₂	0.42	0.25	0.23	0.12	0.35	0.18	0.29	0.27	0.60	0.59	0.43
Al ₂ O ₃	31.09	33.65	33.91	30.85	34.15	34.49	33.47	33.64	33.26	34.03	34.30
FeO	2.08	4.63	3.41	2.85	2.48	3.37	1.96	1.70	2.28	2.35	2.21
MnO	-----	0.06	0.09	-----	0.01	0.02	-----	-----	0.01	0.05	0.01
MgO	0.84	0.67	0.81	0.88	0.77	0.86	1.05	0.52	1.53	1.34	1.16
CaO	-----	0.16	0.13	0.05	0.06	0.20	-----	-----	0.16	0.07	0.13
Na ₂ O	0.51	0.60	0.61	0.57	0.51	0.51	0.44	0.59	0.63	0.53	0.94
K ₂ O	9.42	9.41	9.81	9.08	10.00	10.19	9.27	8.70	10.48	6.98	9.94
Σ	94.93	94.93	94.20	94.48	94.08	96.33	92.03	92.07	96.61	93.28	95.54

Состав биотитов и биотит-фенгитов из метаморфитов Чорчанской пластины
Высокотемпературная ступень биотитовой субфаций

Таблица 5

Образцы № 35-97, 36-97, 37-97, 39-97											
	Bt									Bt-Phn	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2
SiO ₂	34.21	33.39	40.56	46.46	47.22	51.20	51.49	51.44	51.80	45.46	46.64
TiO ₂	0.22	0.71	0.22	1.32	1.62	0.72	0.87	0.94	0.92	0.26	0.34
Al ₂ O ₃	25.90	26.91	31.08	23.98	23.86	23.25	21.55	21.41	21.36	30.90	32.78
FeO	20.73	22.93	10.57	9.38	9.17	9.11	8.95	8.84	9.39	5.57	3.45
MnO	0.33	0.33	-----	0.23	0.35	0.32	0.25	0.41	-----	0.25	-----
MgO	3.50	0.84	2.03	2.25	2.27	2.06	2.14	2.10	1.99	1.04	1.95
CaO	0.20	0.27	0.07	-----	0.17	-----	0.12	-----	-----	0.17	-----
Na ₂ O	0.45	0.61	0.46	0.35	0.39	0.24	0.35	0.43	0.40	0.40	0.29
K ₂ O	5.73	0.74	8.11	6.33	6.47	5.62	6.55	6.59	6.74	10.36	9.18
Σ	91.29	92.74	93.11	90.29	91.53	92.53	92.27	92.16	92.60	93.80	94.64

Состав хлоритов, К-хлоритов и альбитов из метаморфитов Чорчанской пластины
Высокотемпературная ступень биотитовой субфаций

Таблица 6

Образцы № 35-97, 37-97, 39-97, 41-97										
	K-Chl							Chl	Ab	
	1	2	3	4	5	6	7		1	2
SiO ₂	30.80	30.61	30.35	32.02	28.11	29.48	32.37	30.36	65.85	65.61
TiO ₂	-----	-----	-----	0.86	-----	-----	-----	-----	0.01	0.11
Al ₂ O ₃	23.42	23.71	22.10	19.24	21.35	21.18	22.67	20.58	21.42	21.42
FeO	23.70	26.66	25.99	24.79	27.09	28.24	26.96	25.14	0.01	0.03
MnO	0.48	0.98	1.08	0.39	0.44	0.43	0.44	0.43	0.003	0.11
MgO	4.28	3.40	3.77	6.84	7.47	8.17	7.33	7.74	0.09	0.09
CaO	0.18	0.26	0.14	0.12	0.21	-----	0.13	0.28	3.017	2.65
Na ₂ O	0.42	0.31	0.32	0.38	-----	0.41	0.38	0.49	9.80	10.33
K ₂ O	4.60	3.05	4.24	3.80	2.47	2.31	1.83	1.22	0.04	0.03
Σ	87.90	88.99	88.00	88.45	87.14	90.24	92.12	86.24	100.05	100.17

Состав альмандин-спессартинов из метаморфитов Чорчанской пластины
Высокотемпературная ступень биотитовой субфации

Таблица 7

	Обр. № 35-97				Обр. № 36-97-І				Обр. № 36-97- ІІ		
	1-Ц	2	3	4-К	1-Ц	2	3	4-К	1-Ц	2	3-К
SiO ₂	35.97	35.82	35.98	35.38	36.30	36.27	36.36	36.75	35.30	37.23	35.66
TiO ₂	-----	-----	-----	-----	0.09	0.10	0.03	0.07	0.17	0.11	0.15
Al ₂ O ₃	19.91	19.79	19.27	19.33	20.53	20.41	20.42	20.63	20.04	19.92	20.32
FeO	23.03	23.05	25.04	28.30	24.32	24.98	25.70	25.57	25.65	25.41	25.60
MnO	17.07	17.37	16.07	13.93	15.01	14.80	14.19	13.37	25.26	15.16	15.12

MgO	0.45	0.72	0.71	0.79	0.65	0.61	0.72	0.67	0.68	0.76	0.64
CaO	3.21	3.22	3.09	2.91	2.88	3.11	2.83	3.18	2.88	3.25	2.93
Na ₂ O	-----	-----	-----	-----	0.24	0.10	0.23	0.14	0.28	0.23	0.12
K ₂ O	-----	-----	-----	-----	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01
Σ	99.67	99.97	100.2	100.6	100.1	100.4	100.4	100.4	100.3	100.0	100.4
F	0.97	0.95	0.95	0.95	0.96	0.95	0.95	0.96	0.95	0.95	0.96

продолжение таблицы 7

	Обр. № 37-97-1					Обр. № 37-97-11					
	1-Ц	2	3	4	5-К	1-Ц	2	3	4	5	6-К
SiO ₂	35.40	35.26	35.60	35.66	35.97	36.00	36.33	35.82	36.34	35.88	35.95
TiO ₂	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0.17	-----	-----	-----
Al ₂ O ₃	20.66	20.10	19.72	19.92	19.80	19.52	19.38	19.61	19.53	19.65	19.83
FeO	22.19	23.32	24.76	26.88	27.31	20.47	20.33	22.00	25.19	26.82	26.60
MnO	17.03	16.66	15.48	13.66	12.34	18.87	18.48	17.05	14.36	13.63	13.14
MgO	0.69	0.84	0.91	0.89	0.95	0.49	0.60	0.72	0.93	1.04	0.89
CaO	4.10	3.77	3.62	3.18	3.46	4.54	4.66	4.30	3.47	3.19	3.47
Na ₂ O	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
K ₂ O	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Σ	100.1	99.95	100.1	100.2	99.82	99.87	99.78	99.67	99.81	100.2	99.87
F	0.95	0.94	0.94	0.94	0.93	0.97	0.95	0.95	0.94	0.94	0.94

Появление граната в минеральных парагенезисах указывает на более высокую степень метаморфизма (рис.1). Нами проведены 24 локальных микрозондовых анализа по кристаллам граната. Исследованные нами гранаты высокомарганцевые и представлены спесартин-альмадином (Таблица 8). Из таблиц 7 и 8 наглядно иллюстрируется прогрессивный характер зональ

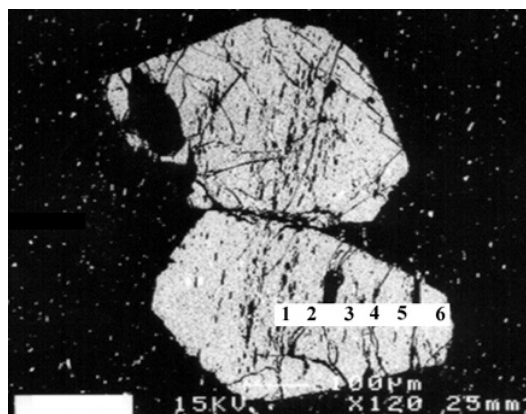


Рис.1 Порфиробласт граната из гранат-хлорит-кварц-фенгитового сланца высоко температурной ступени биотитовой субфаций Чорчанской пластины (SEM, обр.№37-97-II).

ности граната - занижение MnO и спессартиновой молекулы и повышение FeO и альмандиновой молекулы от центра зерна граната к перифериям. В этом же направлении незначительно возрастает содержание пиропового минала, а гроссуляровый компонент меняется незакономерно. Железистость граната от центра кристалла к краю падает и колеблется в узком интервале. Изменение компонентных составов граната из вышеуказанных метаморфитов от центра зёрен к краям представлено на диаграмме (рис.2). Для большей наглядности химической зональности, нами также приводится один из характерных микрозондовых профилей порфиروبласта граната (обр.№37-97- II, рис.1,3). Нанесение фигуративных точек состава исследованных нами зональных гранатов на диаграмму альмандин-спессартин-гроссуляр по С.П. Кориковскому (1979) и Э. Брауну (Brown, 1969), чётко показало, что все они попадают в поле биотитовой субфаций (рис.4). Появление же богатых спессартином гранатов в условиях биотитовой зоны является вполне возможным в несколько обогащенных марганцем породах. Предположение автора о принадлежности исследуемых гранатов к биотитовой зоне, подтверждается также и химическим составом гранатов. По С.П.Кориковскому (1979) гранатовая субфация начинается с появлением "чистого" альмандина, т.е. когда содержание альмандинового минала в гранате более чем 70% и с высоким показателем железистости. В нашем случае же максимальное содержание альмандинового компонента достигает до 60%, и то на периферии кристалла (Табл.8)

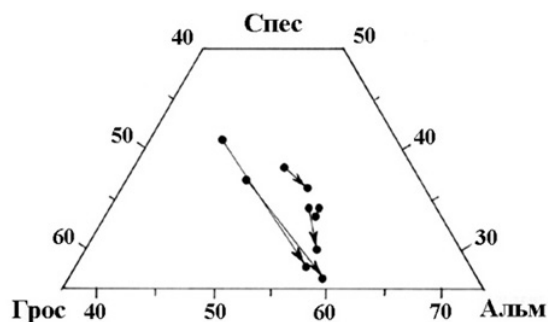


Рис.2 Изменение компонентных составов гранатов от центра зёрен к краям (указано стрелами) из метаморфитов высокотемпературной ступени биотитовой субфаций Чорчанской пластины.

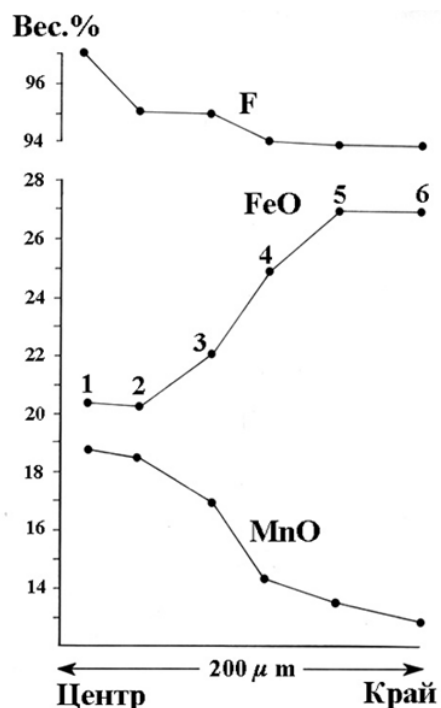


Рис.3 Микронзондовый профиль по порфиробласту граната из гранат-хлорит-биотит-кварц-фенгитового сланца высокотемпературной ступени биотитовой субфаций Чорчанской пластины (обр.№37-97-II).

Как уже отмечалось выше, до наших исследований считалось что часть метаморфитов Чорчанской пластины аллохтонного комплекса, исходя из минеральных парагенезисов и наличия в них альмандина (по нашему определению спессартин-альмандина), является продуктом прогрессивного регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой субфаций. По мнению всех предыдущих исследователей эти метаморфиты являются диафоритами зеленосланцевой фаций. Проведённое нами детальное исследование состава всех породообразующих минералов полностью опровергает

Состав минералов из метаморфитов хлоритовой субфаций Чорчанской пластины в контактовой зоне с позднегерцинскими гранитами

Таблица 8

	Обр. № 8-96						
	Ms-Phn					Bt	Alm-Spes
	1	2	3	4	5		
SiO ₂	47.879	45.753	52.213	51.709	49.074	38.021	36.697
TiO ₂	0.609	0.556	0.146	0.583	0.481	0.492	0.102
Al ₂ O ₃	34.044	33.270	28.050	29.454	31.636	23.772	20.105
FeO	2.227	3.130	1.531	3.151	1.891	18.750	16.210
MnO	0.023	0.030	0.547	0.043	0.400	0.030	21.199
MgO	1.361	1.519	0.878	1.540	1.302	2.558	0.593
CaO	0.177	0.113	0.107	0.102	0.070	0.222	5.203
Na ₂ O	0.445	0.352	0.305	0.229	0.275	0.376	0.151
K ₂ O	10.754	10.227	10.247	9.401	9.668	7.663	0.046
Σ	97.672	94.907	94.138	96.243	94.513	91.884	100.354

раннесуществовавшееся представление. А именно, прогрессивную зональность граната, характерную для низкотемпературных метаморфических комплексов, проявляют без исключения все исследованные нами гранаты. К тому же состав спессартинового граната соответствуют лишь только высокотемпературной ступени биотитовой субфаций. Минеральные парагенезисы и состав белых калиевых слюд (Цуцунава,1999), также подтверждают, что степень метаморфизма не достигает уровня гранатовой субфаций. Возникновение биотита за счёт хлорита, а также мусковита путём собирательной кристаллизации серицита полностью исключает явление диафтореза. Следует отметить, что ещё в 1959 году Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили подчёркивали отсутствие сагенита в хлоритах из т.н. "филлитов".

Минеральный состав зональных гранатов из метаморфитов
высокотемпературной ступени биотитовой субфаций
Чорчанской пластины

Таблица 9

№ образца	Точечный анализ	Направление	Альм	Спес	Пр	Грос
35-97	1	Ц	51	38	2	9
	2		50	33	3	9
	3	К	54	35	3	8
	4		54	36	3	7
36-97- I	1	Ц	55	34	3	8
	2		56	33	2	9
	3	К	57	32	3	8
	4		58	30	3	9
36-97- II	1	Ц	56	34	2	8
	2	К	55	33	2	10
	3		56	33	3	8
37-97- I	1	Ц	48	37	3	12
	2		49	37	3	11
	3		50	37	3	10
	4	К	53	34	3	10
	5		58	30	3	9
	6		60	27	4	9
37-97- II	1	Ц	44	41	2	13
	2		44	40	3	13
	3		48	37	3	12
	4	К	55	32	3	10
	5		58	29	4	9
	6		58	29	3	10

Возникновение граната и биотита в метаморфитах хлоритовой субфаций Чорчанской пластины наблюдается в контактовой зоне с позднегерцинскими гранитами. Под влиянием постметаморфических гранитов меняется и состав белой калиевой слюды (Цуцунава,1999). Появление в метапелитах хлоритовой субфаций более высокотемпературных, не характерных для данной свиты минералов в приконтактной зоне, убедительно подтверждает первичное контактное воздействие микроклиновых гранитов на метасланцы аллохтонного комплекса. Минеральный парагенезис из зоны контакта - $Qtz + Ms-Phn + Vt_{81} + Grt_{94}$. Микронзонное определение минералов приводится в таблице 9. Гранаты из контактовой зоны, по сравнению с остальными исследованными нами гранатами, более высокомарганцевые и на диаграмме Э. Брауна занимают поле низкотемпературной ступени биотитовой субфаций (см. рис.4).

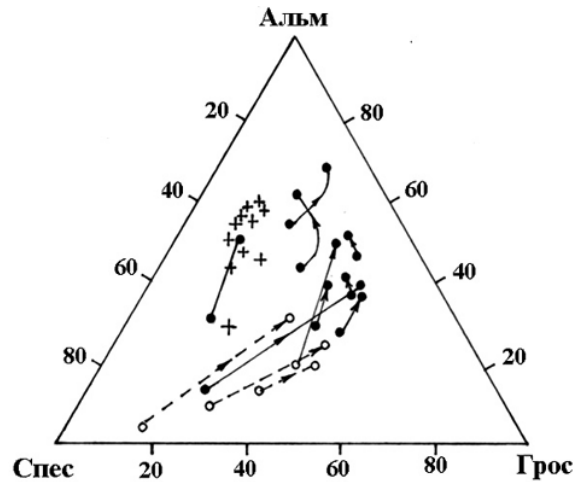


Рис.4 Компонентный состав гранатов (из метаморфитов различных регионов по данным Э.Брауна, (Brown,1969)): 1 - добиотитовая субфация, 2 - биотитовая субфация. 3 - гранаты Чорчанской пластины по данным автора.

На основе детального исследования Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса, можно сделать некоторые выводы о характере метаморфизма, об его интенсивности и расчленении аллохтонного комплекса. Степень интенсивности регионального метаморфизма не превышает биотитовой субфаций зеленосланцевой фаций и обусловлена исключительно проградным региональным метаморфизмом. По мнению автора региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса является догерцинским, так как шарьирование уже метаморфизованных в условиях хлоритовой и биотитовой субфаций пород имело место в бретонской фазе. После шарьирования комплекса и сопровождающего его интенсивного динамометаморфизма, а также внедрения позднегерцинских калиевых гранитов, породы аллохтонного комплекса не подвергались региональному метаморфизму, а лишь претерпели контактовый метаморфизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М.Б. Петрология метаморфических сланцев Дзирульского кристаллического массива. Канд. диссерт. 1969. Тбилиси. 273с.(на груз. языке)
2. Абесадзе М., Цимакуридзе Г., Пландерова Е. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива (Грузия). *Geologicky prase, Spravy 74, Geologicky ustav Dionjza Styga, Bratislava, 1980, pp.137-143*
3. Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). - *Геотектоника, 1979, №1, с.77-85*
4. Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа - состав, строение, становление // *Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси.: Мецниереба, 1984, - с.3-104*

5. Барсанов Г.П. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР, №9. 1931, с.1255-1259
6. Вологдин А.Г. К открытию археоциат на Кавказе. Изв. Всес.Геол.- разв.общ., т.1, вып.100. 1931
7. Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. - Тр./ГИН АН ГССР, нов.сер., 1976, вып. 52, 226.
8. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблемы Палеотетиса на Кавказе. Геотектоника. М. 1981. №5. с.23-33
9. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д. Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. В кн.: Крупномасштабное геологическое картирование метаморфических формаций на примере Кавказа. Тр. геол. ин-та АН ГССР. Вып. 87. 1985. с.58-73
10. Гамкрелидзе П.Д., Чихелидзе С.С. К геологии части ущелья р. Дзирула. - Изв. геол. ин-та АН ГССР, 1933, т.1, №2, с.81-106 (на груз. языке)
11. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Взаимоотношения формации кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива. - ДАН СССР, 1950, 72, с. 121-124
12. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе кристаллических пород Дзирульского массива. Тр./Груз. геол. ин-та. сер. минер-петр., т.3,1953, с33-79
13. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М.: Госгеолтехиздат. 1959. 254с.
14. Киласония П.Ф. Петрографический очерк Юго-Восточной части Дзирульского кристаллического массива. //Тр. ГИН АН ГССР, сер. минер-петрогр., 1950, т.11, 59с.
15. Киласония П.Ф. О генезисе и возрастных соотношениях метаморфитов Дзирульского кристаллического фундамента. Изв. АН СССР, сер.геол.№3, 1965. с. 58-72
16. Кузнецов И.Г. Об открытиях в Закавказье кембрийских отложений. Изв. ВГРО, т.1, вып.100
17. Кожухаров Д., Боянов Ив. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1971, №6, с.42-47
18. Кориковский С.П. Фаций метаморфизма метапелитов. ИГМ АН СССР, М.:Наука, 1979, 262с.
19. Хуцишвили О.Д. Состав, строение и становление Дзирульского выступа доальпийского фундамента. АН Грузии. Геол. ин-та им. А.И. Джанелидзе. Труды, вып.103. 1991. 154с.
20. Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. Тр./ГИН АН СССР, сер.геол., 1948, т.(IV) IX, 214с.
21. Чихелидзе С.С. Доюрские отложения Грузии. Тр.Геол.ин-та АН ГССР, сер.минер.-петр., №1(2), 1948
22. Шенгелиа Д.М., Швелидзе И.У., Блядзе М.Т. О биотитах из метаморфитов Локского кристаллического выступа Закавказского срединного массива. Сооб. АН Грузии. 146. №1. 1992. с.50-53
23. Цуцунава Т.Н. Белые калиевые слюды метаморфитов Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса. - //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер.,1999, вып.114

24. Brown E.H. Some zoned garnets from the greenschist facies. Amer. Miner., 1969, vol. 54, №11/12
25. Hey M.H. A new review of the chlorites. Mineral Mag., 30, 1954, pp.277-292

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЛОКСКОГО МАССИВА

Г.Т.Вашакидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

На основании изучения геологических взаимоотношений пород, петрографических, петрохимических и геохронологических исследований устанавливается, что формирование гранитоидов Локского массива в палеозойское время происходило в двух главных магматических фазах. На начальной стадии, в девонское время, формировались кварцевые диориты. В следующей стадии, в карбоне, последовало внедрение гранитной магмы. Гранитная магматическая активность сопровождалась внедрением жильных мусковитовых гранитов, а затем дифференциатов гранитной магмы.

PALEOZOIC GRANITOIDS OF THE LOKI MASSIF

G. Vashakidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Proceeding from petrographic, petrochemical and geochronologic investigations of geological interrelations of rocks it is assumed that in the Paleozoic time took place formation of granitoids of the Loki massif in two major magmatic phases. At the initial stage, in the Devonian, quartz-diorites were formed; in the Carbonic took place intrusion of granitoid magma. Granitoid magmatic activity was attended by the intrusion of veined muscovite granites and then differentiates of the granitic magma.

Кварцевые диориты

Кварцевые диориты обнажаются в западной части Локского массива, занимая ущ. р. Джандари и средние и нижние течения её притоков. Мелкие выходы, являющиеся, по-видимому, ксенолитами, встречаются в разных частях массива – в ущ. рр. Дамблуди, Локи, Ихтибулах и др.

Макроскопически кварцевые диориты среднезернистые породы серого или темно-серого цвета со слабой гнейсовидной текстурой, что выражается в ориентированном расположении темноцветных минералов в породе. Структура гипидиоморфно- или аллотриоморфнозернистая, местами с неравномернозернистыми участками. Во многих местах порода гранитизирована, из-за чего образуются переходные типы до гранодиоритов, реже – гранитов. Распространены в основном лейкократовые разновидности с небольшим содержанием хлорита, а в более меланократовых породах темноцветные минералы представлены почти полностью хлоритизированным биотитом и роговой обманкой.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, роговой обманкой и калишпатом; аксессуарные – апатитом, цирконом, рудным минералом и редко ортитом. Из вторичных встречаются хлорит, серицит, кальцит и минералы группы эпидота.

Плагиоклаз является преобладающей составной частью описанных пород (до 60%), образует идиоморфные или частично идиоморфные кристаллы, часто резорбированные кварцем и иногда калишпатом. Встречаются и зерна неправильной формы. Характерны полисинтетические двойники по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Местами встречаются зональные кристаллы. Минерал обычно серицитизирован и пелитизирован. Центральные части крупных кристаллов иногда сосюритизированы. Плагиоклаз обычно представлен андезином (№ 32-41), реже олигоклазом.

Кварц ксеноморфный и заполняет промежутки между другими минералами. Он содержится в разных количествах (до 25%) и неравномерно распределён по породе. Характеризуется волнистым погасанием. В некоторых шлифах встречаются участки и прожилки мелкоагрегатного кварца, явно вторичного происхождения.

Темноцветный минерал большей частью полностью хлоритизирован и присутствует в виде прожилок и скоплений, состоящих из чешуек **хлорита** или сплошной хлоритовой массы. Эти прожилки обычно ориентированы и придают породе гнейсовидную текстуру. Хлорит вдоль

спайности часто содержит линзы или землистые агрегаты эпидота. Хлорит составляет до 15-20% всей массы породы. В некоторых участках кварцевые диориты менее изменены и в них темноцветные минералы – амфибол и биотит – довольно свежие. В этих участках породы более меланократовые и без следов гранитизации, минералы (кроме кварца) в них характеризуются более идиоморфными формами. Такие породы обнажаются преимущественно вблизи контактов с метаморфическими сланцами.

Амфибол в кварцевых диоритах представлен обыкновенной зелёной роговой обманкой, иногда коричневатого оттенка. По химическому составу минерал (табл. 1) соответствует магнезиальной роговой обманке с железистостью 34–40%. Иногда края кристаллов представлены актинолитовой роговой обманкой.

Таблица 1

Химический состав и кристаллохимические формулы мономинеральной фракции роговых обманок из кварцевых диоритов, *вес. %*

№ обр	I-5			I-14			
	магнезиальная			акт.р/об	магнезиальная		
Тип р/об							
№ точки	40	41	42	35	36	37	38
SiO ₂	49.03	48.94	49.07	55.89	43.71	48.07	48.47
TiO ₂	0.37	0.53	0.38	0.04	0.08	0.47	0.55
Al ₂ O ₃	8.15	8.19	7.78	8.27	10.67	7.77	7.21
FeO	15.01	15.02	16.08	15.07	14.03	15.87	15.50
MnO	0.67	0.63	0.61	0.05	0.43	0.64	0.50
MgO	13.87	13.66	13.01	16.51	15.01	13.08	13.54
CaO	11.04	11.14	11.08	10.02	10.29	11.08	11.61
Na ₂ O	0.78	1.04	0.86	0.81	1.85	0.55	0.61
K ₂ O	0.59	0.64	0.57	0.02	0.44	0.27	0.24
Σ	99.51	99.79	99.44	106.86	96.51	98.52	98.23
F	38	38	40	34	34	41	39
Si	7.07	7.07	7.10	7.33	6.53	7.05	7.11
Al ^{IV}	0.93	0.93	0.90	0.67	1.47	0.95	0.89
Al ^{VI}	0.44	0.45	0.41	0.60	0.40	0.37	0.36
Ti	0.03	0.05	0.04	0.01	0.01	0.05	0.06
Fe ²⁺³	1.81	1.80	1.90	1.65	1.75	1.94	1.90
Mn	0.07	0.06	0.06	0.01	0.05	0.07	0.06
Mg	2.96	2.90	2.80	3.22	3.34	2.84	2.95
Ca	1.69	1.70	1.70	1.43	1.64	1.85	1.82
Na	0.21	0.27	0.20	0.20	0.53	0.14	0.17
K	0.10	0.10	0.09	0.01	0.07	0.04	0.03
МВО	Лев. приток р.Джандари ниже р.Камишлосхеви			Овраг на правом склоне ущ.р.Мошевани около слияния с р.Джандари			

Биотит в совершенно свежем виде встречается редко и характеризуется коричневым цветом. В некоторых диоритах темноцветный минерал представлен только в виде скоплений почти полностью хлоритизированных мелких чешуек биотита. В них роговая обманка отсутствует.

Калишпат встречается в разных количествах и неравномерно распределён по породе. Минерал ксеноморфный и заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза, нередко резорбируя их. Характеризуется пертитовым строением и имеет микроклиновую решетку. По количественному соотношению лейкократовых минералов можно выделить диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и редко – граниты.

Рудные минералы обычно пространственно приурочены к темноцветным минералам и редко совместно с кварцем образуют прожилки. Характерными аксессуарными являются также апатит и циркон, а ортит встречается очень редко в виде единичных, но довольно крупных (до 0,5 мм) кристаллов.

Порода часто эпидотизирована и карбонатизирована. По химическому составу (табл. 2), кроме анализов 762, 339 и 16, которые из-за высокого содержания SiO₂ приближаются к гранитам, соответствуют кварцевым диоритам калиево-натриевой серии.

Таблица 2

Химический состав кварцевых диоритов и их числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№ обр	705	762	б/н	339	16	Л-71	Л-122	201	4-69	Т-290	Т-297	л-122
SiO ₂	64.62	71.62	61.88	68.38	70.52	60.69	63.25	65.76	65.13	62.66	64.47	62.03
TiO ₂	0.31	0.22	0.38	0.26	0.26	3.58	0.45	0.35	0.31	0.35	0.25	0.30
Al ₂ O ₃	14.79	14.25	19.32	16.82	14.84	16.37	16.73	16.28	15.63	14.61	17.36	16.67
Fe ₂ O ₃	2.11	0.33	1.72	3.32	3.93	1.68	0.06	2.11	2.38	2.07	1.99	3.00
FeO	3.32	2.47	3.00	--	--	3.88	3.13	2.32	3.23	4.05	3.24	3.06
MnO	0.05	0.08	0.05	0.11	0.05	3.88	3.13	0.04	0.10	0.10	0.07	0.07
MgO	1.66	0.73	2.61	0.41	0.22	2.91	2.88	4.95	1.54	2.97	0.23	2.43
CaO	5.41	2.02	4.37	4.26	2.34	2.77	5.38	0.79	5.16	3.40	3.14	5.58
Na ₂ O	2.30	4.13	2.18	2.40	4.48	2.81	3.61	2.34	3.40	4.00	3.60	3.50
K ₂ O	2.20	2.48	2.46	2.82	2.42	2.86	1.39	1.27	1.30	2.40	3.00	1.00
P ₂ O ₅	--	0.17	0.13	0.15	0.12	0.18	0.26	0.15	--	--	--	--
H ₂ O	0.44	0.20	0.30	0.30	0.32	4.74	2.67	0.37	0.86	1.31	1.59	1.27
ппп	2.24	1.28	1.68	1.22	0.48	--	--	2.99	1.10	2.20	1.31	1.19
Σ	99.66	99.98	100.07	100.45	100.58	99.64	99.95	99.72	100.14	100.12	100.22	100.1
a	10.98	12.32	8.54	9.50	13.00	10.60	10.30	6.68	9.64	12.50	9.24	9.49
c	4.71	2.41	5.46	5.20	3.50	3.40	6.40	0.88	5.84	3.67	4.04	6.87
b	9.01	5.22	13.60	6.40	4.00	15.50	8.60	23.10	8.46	11.30	9.03	10.30
s	75.30	80.05	72.40	78.90	79.50	70.50	74.70	69.40	76.00	72.50	77.70	73.40
f'	53.12	50.00	13.90	45.70	81.30	35.42	37.70	15.80	62.00	50.60	56.00	56.60
m'	32.03	21.80	33.50	10.80	8.50	32.24	58.20	33.30	31.40	44.50	4.00	41.40
c'	14.85	--	--	--	10.20	--	4.10	--	6.61	4.88	--	2.07
a'	--	28.20	52.60	43.50	--	32.30	--	50.80	--	--	40.00	--
n	47.44	71.74	57.40	56.50	74.60	60.00	79.40	71.70	79.70	72.20	90.60	83.60
t	0.37	0.25	0.29	0.53	0.20	0.39	0.47	0.45	0.37	0.48	0.28	0.39
φ	20.31	5.13	11.30	45.70	81.30	9.40	1.60	7.10	24.80	15.90	19.20	26.20
Q	23.93	26.92	22.30	33.60	29.50	16.40	22.40	24.50	26.90	16.50	32.90	20.90
a/c	2.33	5.11	1.56	1.83	3.71	3.10	1.60	7.57	1.64	3.40	2.29	1.38

Образец 705 был взят в ущ.р. Ихтибулах, а обр.762 – в ущ.р. Джандари
 Анализ б/н заимствован у Т.Г. Казахашвили (1941); 339 и 16 у Ш.И. Джавахишвили (1958); Л-71 и Л-122 – у Т.В. Иваницкого и Т.Н. Мгелиашвили (1971); 201 – у Г.Н. Бежанишвили (1969), а 4-69, Т-290, Т-297 и л-122 – у М.А. Кекелия и Н.Н. Чхетия (1977).

Породы характеризуются высокой глиноземистостью. В анализе 16 – φ=81.3, а f'=81.3, что указывает на высокое содержание трехвалентного железа и это можно объяснить, по-видимому, большим количеством рудного минерала в породе.

Граниты

Граниты пользуются широким распространением. Они занимают почти всю восточную половину и северо-восточную часть западной половины массива.

Среди древних гранитов выделяются двуслюдяные, мусковитовые и аляскитовые разновидности с крупно-, реже среднезернистым строением. Отдельно следует выделить мелкозернистые мусковитовые граниты, которые образуют небольшие обособленные выходы. Макроскопически гранит всех типов желтого, светло-серого, светло-розового или розового цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Ниже даётся сводное их описание.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, кварцем, калишпатом, мусковитом и биотитом. Из вторичных встречаются хлорит и серицит, а из аксессуарных – апатит, циркон, рудный минерал, редко турмалин и ортит.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом (№4-30) и образует идиоморфные или частично ксеноморфные кристаллы, которые обычно сильно изменены – пелитизированы и серицитизированы. Кристаллы нередко полисинтетически сдвойникованы с тонкой двойниковой штриховкой. В основном встречаются альбитовые и карлсбадские двойники. На границе с калишпатом в плагиоклазах местами образуются мирмециты.

Калишпат обычно ксеноморфен, но встречаются и довольно идиоморфные кристаллы. Обычно характеризуется микроклиновой решёткой и пертитовым строением (2V=90, 84). Редко

попадают двойники. Калишпат более свежий, чем плагиоклаз – отмечается лишь пелитизация. В некоторых шлифах встречаются крупные зёрна калишпата, включающие мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза и, реже, изометричные зёрна кварца.

В основном калишпат и плагиоклаз содержатся приблизительно в равном количестве или калишпат преобладает, но иногда этого минерала в породе мало или, редко, вообще нет, и породе переходит в плагиогранит.

Кварц образует ксеноморфные кристаллы и имеет волнистое погасание. Распределение по породе неравномерное. Количество его варьирует, но в основном отвечает нормальному граниту.

Мусковит образует чешуйки размером до 1.5 см. Иногда вдоль спайности встречаются включения рудных минералов.

Биотит обычно пространственно приурочен к мусковиту. Местами наблюдается замещение биотита мусковитом. Чешуйки биотита частично или полностью замещены хлоритом.

Аксессуары в основном приурочены к темноцветным минералам, особенно к хлориту.

По химическому составу (табл. 3) соответствуют кислым породам нормального ряда семейства лейкогранитов. По соотношению щелочей, они относятся к K/Na серии, а по коэффициенту глиноземистости изученные граниты весьма высоко- или, реже, крайне высокоглиноземистые.

По данным М.А.Кекелия и Н.Н.Чхетия (1977 с.52, 54), магматические породы Локского массива характеризуются низким содержанием РЗЭ по сравнению со средним содержанием

Таблица 3

Химический состав гранитов и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№обр	131	323	503	584	596	623	628	I-114	I-135	207	241
SiO ₂	73.10	75.10	72.40	77.14	77.64	76.70	79.50	74.20	77.01	73.50	76.15
TiO ₂	0.21	0.06	0.15	0.05	сл.	сл.	0.05	0.03	0.07	0.22	0.03
Al ₂ O ₃	13.09	13.94	13.77	12.07	12.07	12.24	11.05	13.40	12.58	12.23	12.17
Fe ₂ O ₃	0.30	0.23	0.37	0.52	0.54	0.07	0.44	0.79	0.37	3.19	1.12
FeO	1.65	0.79	1.73	0.05	0.36	0.64	0.57	0.14	0.79	0.28	0.72
MnO	0.03	0.03	0.07	сл.	сл.	сл.	сл.	0.03	0.07	0.03	0.03
MgO	1.00	0.20	1.15	0.69	0.07	0.10	0.40	0.10	0.20	0.37	0.44
CaO	1.39	0.78	2.46	0.53	0.44	0.77	0.53	1.11	1.27	1.75	0.37
Na ₂ O	4.20	4.30	3.90	4.00	3.50	4.20	3.50	3.80	3.40	3.95	3.09
K ₂ O	2.90	2.70	2.70	3.90	4.00	3.90	3.00	4.40	4.00	2.85	4.85
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.11	0.05	0.08	0.03	0.07	0.07	--	--	--
H ₂ O	0.10	0.02	0.04	0.08	--	0.02	0.24	0.04	0.10	1.65	0.80
ппп	1.97	1.26	1.45	0.22	1.10	0.92	0.98	1.40	0.16	--	--
Σ	100.06	99.55	100.3	99.75	99.80	99.59	100.33	99.51	100.02	100.02	99.77
a	13.17	12.84	12.33	13.76	12.75	14.32	11.32	14.49	12.65	15.47	15.26
c	1.67	0.92	2.88	0.58	0.46	0.72	0.58	1.34	1.43	1.68	0.38
b	3.99	4.32	3.89	2.34	2.67	1.05	2.96	1.34	2.15	3.74	3.75
s	81.17	81.93	80.90	83.32	84.12	83.90	85.14	82.83	83.77	79.11	80.61
f	45.00	19.70	50.00	36.11	26.83	62.50	30.44	55.00	54.54	75.86	40.68
m'	41.67	7.58	48.28	47.22	4.88	18.75	21.73	15.00	15.15	15.52	18.64
c'	--	--	1.72	--	--	18.75	--	--	--	8.62	--
a'	13.33	72.73	--	16.67	68.29	--	47.83	30.00	30.31	--	40.68
n	68.69	70.41	68.48	61.32	57.14	62.39	63.64	56.48	56.70	53.33	41.67
t	0.25	0.08	0.17	0	0	0	0	0	0.08	0.24	0
φ	6.67	3.03	6.90	16.67	14.63	12.50	13.04	50.00	18.18	68.97	23.73
Q	34.33	37.40	34.26	38.54	42.00	38.50	47.06	35.40	41.00	25.60	30.32
a/c	7.89	14.00	4.28	23.72	28.00	19.82	19.52	10.80	8.82	9.23	40.00

Таблица 3(продолжение)

№обр	85	350	346	369	485	П-255	П-239	Т-284	Т-287	Т-288
SiO ₂	74.38	77.84	76.52	77.20	76.48	75.28	76.54	74.00	77.36	78.52
TiO ₂	0.21	0.26	0.11	0.11	0.09	0.02	0.13	0.15	--	--
Al ₂ O ₃	13.38	12.65	12.45	10.71	13.22	12.82	12.01	13.05	12.52	12.18
Fe ₂ O ₃	1.10	0.63	1.32	1.32	0.72	0.97	0.81	0.90	0.15	0.36
FeO	0.37	--	--	--	--	0.52	0.37	1.44	1.62	0.61
MnO	сл.	0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.03	сл.	Сл.
MgO	1.22	0.29	0.57	0.57	0.27	0.14	0.36	0.67	0.61	0.31
CaO	1.04	0.54	0.82	1.17	1.17	0.60	1.32	0.78	0.42	0.35

Na ₂ O	3.84	3.22	4.54	3.12	3.22	3.43	3.50	3.70	3.70	3.80
K ₂ O	3.12	3.72	3.46	4.36	3.76	3.37	3.35	4.00	3.40	3.40
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.10	0.09	0.08	0.17	0.20	--	--	--
H ₂ O	0.14	0.19	0.06	0.34	0.12	0.19	0.02	0.80	0.28	0.41
ппп	0.96	0.54	0.50	0.78	1.16	2.11	1.37	0.64	0.02	0.13
Σ	99.96	99.95	100.47	99.79	100.34	99.67	100.0	100.16	100.08	100.07
a	12.40	11.70	14.15	12.50	12.00	12.00	12.00	13.40	12.30	12.40
c	1.24	0.64	0.85	0.60	1.37	0.80	1.60	0.92	0.45	0.38
b	5.42	3.93	2.00	2.80	3.14	4.60	2.10	4.54	5.04	3.52
s	80.90	83.70	83.00	84.10	83.40	82.60	84.30	81.10	82.20	83.70
f'	22.90	13.10	51.60	38.10	18.80	28.57	48.50	44.90	30.40	25.50
m'	36.10	11.50	45.20	33.30	14.60	5.70	27.20	23.20	19.00	12.70
c'	--	--	3.20	28.60	--	--	--	--	--	--
a'	41.00	75.40	--	--	66.70	65.70	24.20	31.90	50.60	61.80
n	65.30	57.10	67.40	52.10	56.50	60.44	61.50	58.80	62.50	62.90
t	0.08	0.15	0.08	0.08	0.08	0.08	0.15	0.16	--	--
φ	16.90	13.10	51.60	38.10	16.70	17.10	30.30	17.40	2.53	10.90
Q	35.80	43.30	36.85	42.60	38.70	40.40	43.00	34.50	39.50	42.20
a/c	10.00	18.20	16.65	20.80	8.76	15.00	7.50	14.60	27.40	32.30

Образцы 131, 241 взяты в ущ. р.Джандари; 323 - л. прит. р.Джандари; 503, 350 - ущ. р.Локи; 584, 596, 623, 628-ущ.р.Ахсу; I-114, I-135 - ущ. р.Лемсидара; 207 - ущ. р.Ахкерпи; 85 - пр.прит. р.Перпенджан; 485, П-255 - г.Карадаг; П-239 - ущ. р.Баритисхеви.

Анализы 207 и 241 заимствованы у Е.К. Устиева(1936); 85 и 350 – у Т.Г. Казахшвили (1941); 346, 369 и 485 – у Ш.И. Джавахишвили (1958); П-239 и П-255 – у Т.В. Иваницкого и Т.Н. Мгелиашвили (1971); Т-284, Т-287 и Т-288 – у М.А. Кекелия и Н.Н. Чхетия (1977).

аналогичных пород. Авторы также указывают на преобладание цериевой группы элементов над иттриевой. Но в мусковитовых гранитах и аплитах наблюдается тенденция к обогащению иттриевыми элементами.

По содержанию некоторых микроэлементов (табл. 4) изученные граниты отличаются от кислых пород (по А.П.Виноградову, 1962) меньшим содержанием Li и Sr и большим Co и Ni.

Мусковитовые граниты (жильные)

На Локском массиве жильные мусковитовые граниты имеют широкое распространение. Мощность жил варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Имеются также небольшие секущие, по-видимому, штокообразные тела. Они представляют собой светло-серые или розовые крупно- или среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Составляют из калишпата, плагиоклаза, кварца и мусковита.

Плагиоклаз представлен альбитом и образует идиоморфные или частично ксеноморфные кристаллы часто с резорбированными краями. Характерны полисинтетические двойники. Минерал почти всегда пелитизирован и слабо серицитизирован. Размеры кристаллов доходят до 2.5х2.5мм.

Калишпат обычно ксеноморфен. Отмечается замещение плагиоклаза калишпатом. Местами в отдельных зёрнах калишпата наблюдается микроклиновое решётка. Он слегка пелитизирован, иногда сдвойникован и довольно часто имеет пертитовое строение. Края кристаллов нередко резорбированы.

Кварц, как правило, ксеноморфен с волнистым угасанием. Он неравномерно распределен по породе.

Таблица 4

Содержание микроэлементов в палеозойских гранитоидах Локского массива, *вес. %*

№обр	Li	Rb	Sr	Cu	Zn	Co	Ni	Pb
ГРАНИТЫ								
323	0.0003	0.0100	0.0203	0.001	0.003	0.005	0.005	0.005
383	0.0003	0.0140	0.0042	0.003	0.002	0.005	0.005	0.005
503	0.0004	0.0060	0.0245	0.001	0.004	0.005	0.005	0.005
528	0.0001	0.0220	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
596	0.0001	0.0240	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
623	0.0001	0.0200	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
628	0.0002	0.0120	0.0042	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005

I-114	0.0001	0.0180	0.0042	0.002	0.002	0.005	0.005	0.005
А П Л И Т Ы								
I-32	0.0001	0.0320	0.0042	0.002	0.001	0.005	0.005	0.005
I-140	0.0001	0.0220	0.0042	0.001	0.002	0.005	0.005	0.005
П Е Г М А Т И Т Ы								
I-37	0.0001	0.0260	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
727	0.0002	0.0220	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
728	0.0001	0.0540	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
729	0.0002	0.0240	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
Ж И Л ь Н Ы Е М У С К О В И Т О В Ы Е Г Р А Н И Т Ы								
53	0.0002	0.0160	0.0110	0.001	0.002	0.005	0.005	0.008
54	0.0002	0.0160	0.0034	0.001	0.004	0.005	0.005	0.005
724	0.0002	0.0280	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
725	0.0001	0.0300	0.0034	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
I-20	0.0001	0.0160	0.0085	0.001	0.001	0.005	0.005	0.005
I-138	0.0003	0.0220	0.0152	0.003	0.004	0.005	0.005	0.005
I-139	0.0003	0.0200	0.0110	0.002	0.004	0.005	0.005	0.005

Мусковит встречается в разных количествах, образуя отдельные, довольно крупные чешуйки и их скопления. Иногда встречаются измененные (окисленные) чешуйки.

Рудные минералы встречаются редко и приурочены к мусковиту. Они часто представлены пиритом.

Акцессорные имеют малое распространение и представлены апатитом и цирконом.

По химическому составу (см. табл. 5) породы относятся к весьма и крайне высокоглиноземистым лейкогранитам нормального ряда калиево -натриевой серии.

По содержанию микроэлементов (табл. 4) жильные мусковитовые граниты, как и вышеописанные граниты, аплиты и пегматиты, отличаются от кислых пород (по А.П.Виноградову, 1962) меньшим содержанием Li и Sr и большим (почти на порядок) Ni и Co.

Аплиты и пегматиты

Породы Локского массива секутся жилами гранитовых аплитов и пегматитов с преобладанием аплитов. Обычно мощность жил не превышает нескольких сантиметров, реже достигает единичных метров и очень редко доходит до 10 м.

Аплиты

Аплиты являются более распространенными жилами, чем пегматиты. Ими секутся описанные выше палеозойские породы. Макроскопически палеозойские аплиты мелкокристаллические, большей частью сахаровидные породы, розового или серовато-розового цвета. Структура аплитовая микропегматитовая, аллотриоморфнозернистая, иногда порфириовидная. Состоят они из кварца, плагиоклаза и калишпата. Иногда в малом количестве содержат мусковит, хлорит, гранат и рудный минерал.

Плагиоклаз представлен альбитом, но в некоторых жилах встречаются зональные ксенокристаллы, представленные более основным плагиоклазом. В этих гибридных аплитах основная масса состоит из кварца, калишпата и плагиоклаза; последний резко отличается от ксенокристаллов – он незональный и более кислый.

Таблица 5

Химический состав жильных мусковитовых гранитов и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ обр	53	54	511	512	520	I-20	I-28	I-35	I-138	I-139	724	622
SiO ₂	72.00	75.44	76.12	75.90	75.20	76.48	75.88	76.72	73.60	74.28	77.44	77.40
TiO ₂	--	--	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.03	0.15	0.19	0.05	сл.
Al ₂ O ₃	14.62	13.60	13.26	12.07	13.09	12.41	12.24	12.92	13.53	13.43	12.58	11.90
Fe ₂ O ₃	0.80	0.48	0.47	0.25	0.56	0.44	0.16	0.44	--	--	0.28	0.54
FeO	0.28	0.28	0.54	1.01	1.01	0.64	1.14	0.57	1.15	1.15	0.43	0.36
MnO	--	--	--	--	--	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	--	сл.
MgO	0.24	0.40	0.42	0.50	0.70	0.30	0.31	0.72	0.30	0.31	0.38	0.07
CaO	1.22	1.22	0.64	0.64	0.53	0.95	1.76	0.85	1.66	0.88	0.53	0.44

Na ₂ O	3.30	4.00	3.90	4.00	4.20	4.00	3.50	3.40	3.60	3.80	4.00	3.50
K ₂ O	5.60	3.20	4.00	4.20	3.60	3.70	3.60	3.80	4.00	4.00	3.60	4.10
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.09	0.10	0.09	--	0.05	--	0.08	0.09	0.09	0.06
H ₂ O	0.32	0.08	0.06	0.04	0.08	0.12	0.37	0.10	0.02	0.04	0.08	--
ППП	1.19	0.87	0.71	0.80	1.22	0.92	0.44	0.14	1.45	1.35	0.76	1.16
Σ	99.70	99.66	100.26	99.57	100.33	100.06	99.62	99.76	99.57	99.55	100.22	99.53
a	15.10	13.02	13.67	14.43	13.78	13.67	12.45	12.29	13.40	13.65	13.32	13.08
c	1.42	1.38	0.78	0.59	0.58	1.12	1.72	0.97	1.41	0.99	0.58	0.46
b	2.63	3.02	3.06	2.03	4.23	1.51	1.99	4.08	3.01	3.25	2.78	2.16
s	80.85	82.58	82.49	82.95	81.41	83.70	83.84	82.67	82.18	82.11	83.32	84.30
f	35.90	21.74	27.66	51.61	33.85	60.87	60.00	22.22	35.56	32.65	23.26	33.33
m'	12.82	21.74	21.28	9.68	26.15	30.43	23.33	23.33	15.56	14.29	20.93	6.06
c'	--	--	--	38.71	--	--	16.67	--	--	--	--	--
a'	51.28	56.52	51.06	--	40.00	8.70	--	50.80	48.90	53.06	55.81	60.61
n	47.32	65.66	60.00	59.09	64.15	62.50	59.57	57.90	58.00	59.22	63.11	56.00
t	--	--	--	0.08	--	0.08	0.16	0.08	0.16	0.24	--	--
φ	25.64	13.04	12.77	6.45	12.31	26.09	6.67	9.52	--	--	9.30	18.18
Q	30.10	37.80	36.86	36.45	34.68	38.90	41.06	39.70	36.20	36.10	39.42	41.80
a/c	10.67	9.43	17.53	24.46	23.76	12.25	7.24	12.67	9.52	13.73	22.97	28.57
MBO	Р. Локи					Пр.приток р. Локи	Р. Алмарсу	Р. Лемсидара	Р. Ихтибулах	Г. Карадаг		

Калишпат представлен решетчатым микроклином и имеет пертитовое строение. Минерал в разной степени пелитизирован.

Кварц имеет волнистое погасание и представлен в виде изометричных или ксеноморфных кристаллов и образует также микропегматитовые вросстки в полевые шпаты.

Мусковит присутствует только в некоторых жилах и то в малом количестве. Образует небольшие чешуйки.

Количественное соотношение породообразующих минералов в разных жилах различное – в одних плагиоклаз преобладает над калишпатом, в других – наоборот.

Пегматиты

Жилы пегматитов встречаются в гранитах и кварцевых диоритах. Макроскопически это крупнокристаллические породы розового цвета. Структура пегматитовая, пегматоидная, микропегматитовая или крупнокристаллическая аллотриоморфнозернистая. Породообразующими минералами являются: кварц, плагиоклаз, калишпат и мусковит. Часто порода карбонатизирована.

Калишпат в них свежий или в разной степени пелитизирован, из-за чего приобретает буроватый цвет. Он в основном представлен решетчатым микроклином, редко без решетки. Имеет пертитовое строение.

Плагиоклаз представлен альбитом и характеризуется полисинтетическим двойникованием с тонкими индивидами. Он в разной степени серицитизирован и пелитизирован, имея чуть буроватый оттенок. В некоторых шлифах наблюдается замещение плагиоклаза калишпатом.

Кварц образует микропегматитовые сростания с плагиоклазом и калишпатом, иногда с типичным строением еврейского камня.

В некоторых шлифах наблюдается замещение плагиоклаза кварцем – в одном зерне кварца имеются скелетообразные реликты нескольких зерен плагиоклаза.

Мусковит образует довольно крупные пластины размером до 5 см. Встречается и мусковит второй генерации – мелкочешуйчатый, образующий мелкие прожилки.

Хлорит встречается редко и в малом количестве. Он, вероятно, образовался за счет биотита.

Акцессорные минералы встречаются редко и представлены рудными минералами, реже апатитом и очень редко цирконом.

При рассмотрении химизма, наряду с собственным материалом были использованы приведенные в литературе анализы тех образцов, которые удалось четко привязать к местности.

По химическому составу (табл. 6) породы относятся к весьма или крайне – высокоглиноземистым лейкогранитам нормального и иногда субщелочного ряда калиево–натриевой серии.

Таблица 6
Химический состав аплитов и пегматитов и числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№ обр	I-32	I-140	334	Л-72	389	I-37	727	728	729
	А П Л И Т Ы				П Е Г М А Т И Т Ы				
SiO ₂	76.17	76.81	76.21	76.23	77.06	77.00	77.64	76.44	78.02
TiO ₂	0.07	0.06	0.20	сл.	0.14	0.05	0.05	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	12.75	11.90	13.40	12.82	11.73	12.54	11.73	12.58	11.90
Fe ₂ O ₃	0.28	0.15	0.81	0.21	0.39	0.16	0.28	0.22	0.12
FeO	0.71	1.22	0.22	0.37	0.93	0.86	0.43	0.21	0.43
MnO	0.07	0.07	0.17	0.16	0.03	0.04	--	--	--
MgO	0.30	0.46	0.24	0.43	0.15	0.35	0.37	0.26	0.24
CaO	0.64	1.17	0.77	0.87	1.87	0.95	0.53	0.53	0.53
Na ₂ O	3.90	3.40	3.22	3.67	2.50	3.40	3.30	3.30	3.90
K ₂ O	4.40	3.70	4.12	4.54	4.30	4.00	4.90	5.40	4.00
P ₂ O ₅	--	--	0.01	сл.	0.05	--	0.05	0.07	0.07
SO ₃	--	--	--	0.34	--	--	--	--	--
H ₂ O	0.10	0.10	0.09	0.24	0.22	0.10	0.08	0.06	0.06
ппп	0.20	0.50	0.34	0.12	0.23	0.14	0.76	0.40	0.76
Σ	99.59	99.54	99.99	100.0	99.65	99.59	100.12	99.52	100.08
a	14.38	12.34	12.50	14.00	11.38	12.64	13.72	14.44	13.66
c	0.72	1.38	0.91	1.00	1.91	1.11	0.59	0.59	0.59
b	1.96	2.30	4.09	1.70	1.72	2.67	1.24	1.38	1.30
s	82.94	83.99	82.50	83.30	84.99	83.58	84.45	83.59	84.45
f'	50.00	57.14	23.80	27.00	69.24	34.15	52.63	23.81	40.00
m'	23.33	31.43	9.52	42.30	15.38	21.95	36.84	28.57	30.00
a'	26.70	11.40	66.70	23.00	15.38	--	--	--	--
c'	--	--	--	--	--	43.90	10.53	47.62	30.00
n	57.27	58.51	54.20	55.10	46.51	56.70	50.48	48.18	60.00
t	0.08	0.08	0.08	--	0.16	0.08	--	--	--
φ	13.33	5.71	15.90	7.70	23.08	4.88	21.05	9.52	10.00
Q	36.30	42.00	39.20	37.60	45.31	29.60	40.87	37.71	40.99
a/c	20.00	8.95	13.70	14.00	5.96	11.41	23.25	24.48	23.15
MBO	Р.Алм алсу	Р.Лемс- идара			Пр.прит р.Джандари	Р.Алм алсу	Р.Ихтибулах		

Анализ 334 заимствован у Т.Г.Казашвили (1941), а Л-72 – у Т.В. Иваницкого и Т.Н. Мгелиашвили (1971).

По содержанию микроэлементов (табл. 4) изученные аплиты и пегматиты не отличаются от вышеописанных гранитов.

Для выявления петрохимических особенностей палеозойских магматических пород Локского массива в целом, были построены общие диаграммы для всех изученных нами типов пород.

Все палеозойские магматические породы относятся к известково-щелочной серии (рис. 1).

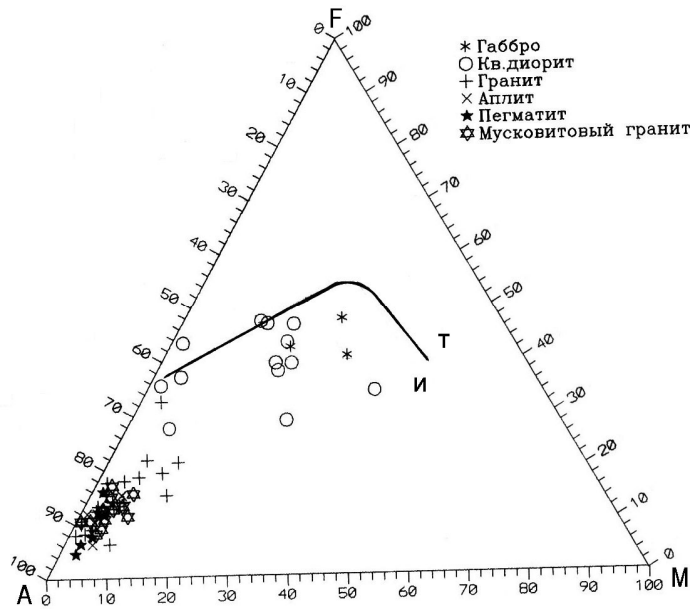


Рис. 1. Расположение фигуративных точек палеозойских магматических пород Локского массива на AFM диаграмме

Линия раздела толeutовой (Т) и известково-щелочной (И) серии

Эволюция химического состава палеозойских магматических пород Локского массива имеет известково-щелочное направление (рис. 2)

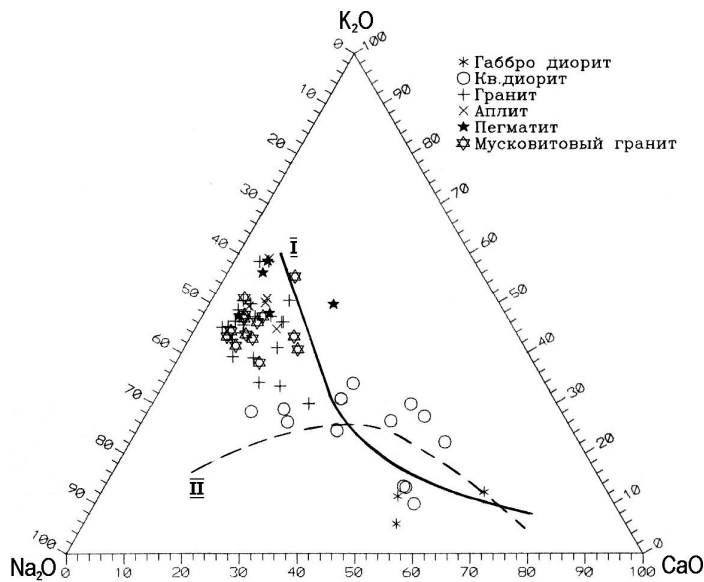


Рис. 2. Расположение палеозойских магматических пород Локского массива на Na-K-Ca диаграмме.

Тренды дифференциации:
I-известково-щелочной;
II-трондьемитовый

На фазовой диаграмме Ab-Q-Or (рис. 3) фигуративные точки палеозойских гранитовых пород Локского массива расположились вблизи тройного минимума, чуть левее поля составов эвтектических гранитов, что указывает на более низкое содержание в изученных породах ортоклаза.

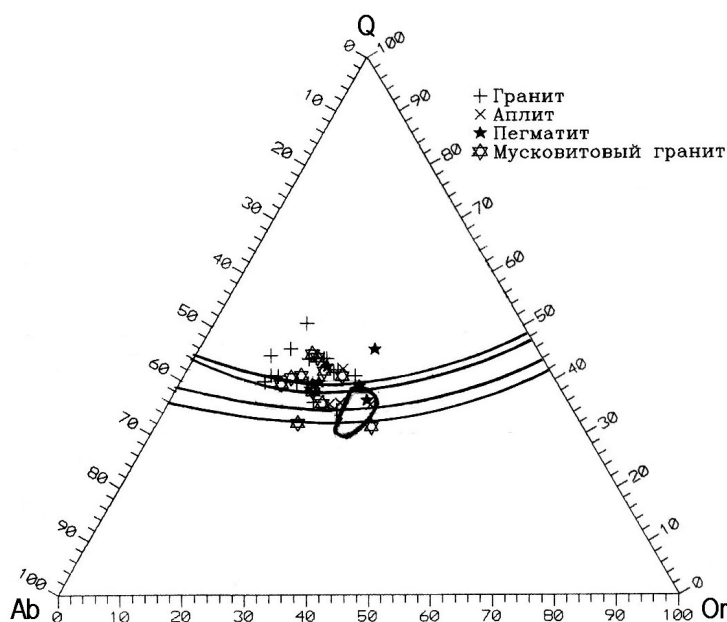


Рис.3.Фазовая диаграмма Ab-Or-Q Таттла и Боуэна (1958) с областью составов природных гранитов

Геохронологические измерения пород проводились нами в геохронологической лаборатории ГИН АН Грузии и ИГФМ АН Украины. Рассмотрение полученных возрастных значений начнем с кварцевых диоритов, которые по геологическим данным являются самыми древними среди гранитоидов. Эти породы были датированы U-Pb методом по цирконам и K-Ar методом по биотиту и роговым обманкам.

Из пробы кварцевого диорита, отобранного в ущ.р.Джандари ниже с.Лок-Джандари весом 20 кг, была выделена мономинеральная фракция циркона, весом 0,4 гр. Кристаллы циркона имеют совершенную огранку, образованную сочетанием граней бипирамиды {111} и призмы {100} и {110}, при значительно большем развитии граней призмы {100}. Намного реже наблюдаются кристаллы, в которых грани призмы {110} отсутствуют. Крайне редки кристаллы, головки которых образованы сочетанием граней "тупой" {111} и "острой" (вероятно, {311}) бипирамид. Цирконы характеризуются алмазным блеском, высоким двупреломлением. Цвет кристаллов светло-розовый. Незначительная часть зерен более густо окрашена (до грязно-розового цвета). В электромагнитных фракциях, особенно в I э.м., многие кристаллы имеют коричневатую-желтую неоднородную окраску (вероятно, ожелезненные зерна, покрытые корочками оксидов и (или) гидроксидов железа). Встречаются кристаллы, которые (полностью или частично) имеют эмалеподобный белый – возможно, цирколитовые оболочки.

Светло-розовые кристаллы хорошо просвечиваются, часто содержат прозрачные включения различной формы. Некоторые зерна содержат черные точечные включения. Коричневатую-желтые и белые зерна цирконов, как правило, под бинокляром практически непрозрачны, их окраска даже в пределах одного зерна неравномерна. В иммерсионных препаратах эти кристаллы обнаруживают оптическую неоднородность – разноокрашенные участки одного и того же зерна по-разному пропускают свет. Кристаллы часто разбиты трещинками и содержат прозрачные включения различной формы и размеров.

В шлифах наблюдается преимущественная приуроченность кристаллов циркона к темно-цветному минералу. Содержание цирконов в породе составляет около 20 г/т.

Уравнение линии регрессии (рис. 4), рассчитанное полиномиальным методом наименьших квадратов, имеет вид: $Y=(0,1326 \pm 0,0027)X$. Пересечение линии регрессии с конкордией равно $370 \frac{+59}{-35}$ млн.лет, что, по нашему мнению, отвечает времени кристаллизации цирконов и, следовательно, времени формирования кварцевых диоритов, что соответствует началу позднего девона.

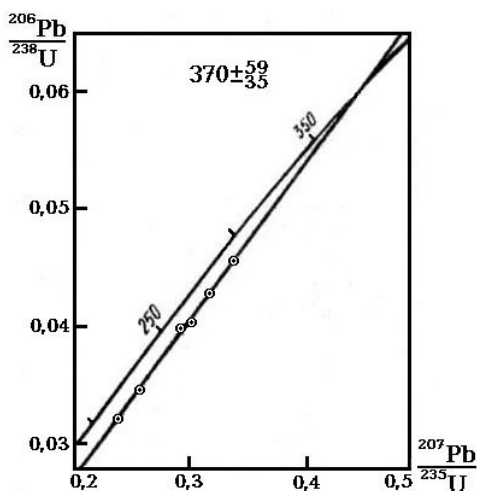


Рис. 4. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевого диорита (обр. 762).

Определение возраста кварцевых диоритов К-Аг методом дало несколько заниженные цифры (табл. 8), что естественно вызвано частичной потерей аргона биотитом и роговой обманкой. Это явление могло произойти во время внедрения гранитной магмы под воздействием привнесенного тепла.

Таблица 8

Возраст кварцевых диоритов Локского массива

№ обр.	Место взятия образца	Изм. фр.	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, н.м.м ³ /г	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$, %	Т, млн. лет
705	Р. Ихтибулах	Би.	6.08	0.09390	5	359±6
I-5	Лев.прит. р.Джандари	р/об	0.52	0.00734	25	331±6
I-14	Правое ущ. у начала дороги на С.Лок-Джандари		0.23	0.00331	60	337±6

Граниты были датированы К-Аг методом по мусковиту. Полученные цифры являются показателями истинного возраста гранитов (322, 323, 341, 321, 322 млн. лет, табл. 9). Что касается цифр 240, 293 и 270 млн.лет, то они занижены из-за влияния на палеозойские граниты Поладарурской интрузии.

Истинный возраст гранитов Локского массива соответствует среднему карбону.

Таблица 9

Возраст гранитов Локского массива по мусковитам

№ обр.	Место взятия образца	Образец	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, н.м.м ³ /г	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$, %	Т, млн. лет
323	Р. Джандари	Двуслюд. гранит	8.70	0.11903	29	322±6
584	Р. Ахсу	Му. гранит	7.90	0.10862	10	323±7
596			8.35	0.12173	9	341±7
623			7.60	0.07582	13	240±6
628			8.30	0.10255	11	293±6
700			7.64	0.08652	12	270±6
I-114			8.17	0.11141	7	321±6
I-135	Р. Лемсидара	Двуслюд. гранит	8.32	0.11383	15	322±6

Граниты Локского массива сопровождаются аплитами и пегматитами. Возраст аплитов по мусковитам (табл. 10) соответствует возрасту гранитов (в среднем 325 млн.лет), т.е. аплиты также являются среднекарбонными.

Таблица 10

Возраст аплитов Локского массива по мусковитам

№ обр.	Место взятия образца	K, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}},$ нмм ³ /г	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}},$ %	T, млн. лет
500	Р. Локи	8.86	0.12517	12	331±6
I-1	Р. Джандари	8.71	0.11820	27	319±6
I-2		8.73	0.12145	30	327±6
I-32	Р.Алмарсу	8.66	0.11431	26	311±6
I-140	Р. Лемсидара	8.29	0.11981	18	338±6

Такая же картина наблюдается и в пегматитах. Мусковиты показывают возраст этих пород в среднем 323 млн. лет (табл. 11). Эта цифра также показывает средний карбон. Что касается двух цифр из табл. 11., 294 и 259, то они явно занижены, но причины этого явления не установлены. Эти пробы взяты в ущ. р. Джандари на расстоянии 50 м. Причиной частичной потери аргона могут служить тектонические нарушения или поздние гидротермальные процессы.

Таблица 11

Возраст пегматитов Локского массива по мусковитам

№ обр.	Место взятия образца	K, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}},$ нмм ³ /г	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}},$ %	T, млн. лет
I-21	Р. Джандари	8.70	0.10445	6	294±6
I-37	Р. Алмасури	8.91	0.12406	45	327±6
49	Р. Джандари	9.07	0.09797	10	259±5
727	Р. Ихтибулах	8.30	0.11568	44	327±6
728		8.13	0.11172	29	323±6
729		8.63	0.11988	59	326±7
826	Р. Джандари	8.32	0.11623	10	328±6
862	Р. Ихтибулах	9.21	0.12288	4	314±6

По мусковитам были получены возрастные значения для жильных мусковитовых гранитов (табл.12). Цифры, которые мы считаем истинными значениями возраста, дают среднее значение 329 млн. лет, что соответствует среднему карбону.

Дискордантные цифры, полученные по мусковитам, следует объяснить частичной потерей аргона по тектоническим или термальным причинам.

Таким образом, на основании изучения геологических взаимоотношений пород, петрографических, петрохимических и геохронологических исследований устанавливается, что формирование гранитоидов Локского массива в палеозойское время происходило в двух главных магматических фазах.

На начальной стадии в девонское время формировались кварцевые диориты. В следующей стадии в карбоне последовало внедрение гранитной магмы. Гранитная магматическая активность сопровождалась внедрением жильных мусковитовых гранитов, а потом дифференциатов гранитной магмы.

Вариацию минерального состава палеозойских гранитов можно объяснить не только первоначальным отличием состава расплавов, но и процессами ассимиляции материала вмещающих пород.

Таблица 12

Возраст жильных мусковитовых гранитов Локского массива по мусковитам

№	Место взятия образца	K,	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}},$	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}},$	T,
---	----------------------	----	--------------------------------	--------------------------------	----

обр.		%	нмм ³ /г	%	млн. лет
53	Р. Локи	8.51	0.09550	8	268±5
54		8.49	0.09405	11	265±5
404	Р. Камишпосхеви у с. Камишло	9.05	0.07365	10	198±3
511	Р. Локи	8.32	0.11817	7	333±6
512		7.83	0.11487	8	343±6
520		8.43	0.11382	4	320±6
622	Г. Кара-даг	7.30	0.10579	11	339±6
724	Р. Ихтибулах	8.55	0.12034	4	330±6
725		8.48	0.12419	5	342±6
853		9.06	0.12408	10	322±6
859		8.52	0.11702	9	323±6
861	Водораздел рр. Локи и Лемсидара	8.60	0.11988	8	327±6
I-7	Левый приток р. Джандари	8.88	0.12094	6	320±6
I-20	Р. Локи	8.44	0.09803	8	277±5
I-28	Р. Алмалсу	8.76	0.12148	5	326±6
I-35		9.06	0.12648	4	328±6
I-139	Р. Лемсидара	8.20	0.09582	5	278±5

Литература

Бежанишвили Г.Н. Геолого-структурные и генетические особенности полиметаллических рудопоявлений Дамблудского и Мошеванского рудных полей //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1969. Вып.18. 130с.

Джавахишвили Ш.И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива //Тр. ГИН АН ГССР. Мин.- петр. сер. 1958. Т.IV. С. 201–359

Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М: Госгеолтехиздат. 1960. 156 с.

Иваницкий Т.В., Мгелиашвили Т.Н. Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1971. Вып. 27. 1–129 с.

Казахашвили Т.Г. Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива. Западная часть. Фонды ГГУ, 1941. 1–76 с.

Кекелия М.А. Геохимия редкоземельных элементов в гранитоидах и некоторых других породах древнего субстрата //Геохимия некоторых рудных и редких элементов в магматических породах Грузии. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1987. С. 52–551.

Кекелия М.А., Чхетия Н.Н. Геохимия редкоземельных и некоторых редких элементов в Локском и Храмском массивах в связи с вопросами петрогенезиса. Фонды ГИН АН ГССР. 1975. С. 10–67.

Кекелия М.А., Чхетия Н.Н. Геохимические особенности (редкоземельные и некоторые редкие элементы) гранитоидных пород Локского массива //Геохимия Грузии. Тр.ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1977. Вып. 55. С.51–76.

Устиев К.И. Интрузия палеозойских гранитоидов в Борчалинском районе Грузии //Тр. Петрограф. ин-та АН СССР. 1936. В.7,8.

Tuttle O.F., Bowen N.Z. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O //Mem. Geol. Soc. Am. 1958. 74.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

М.Г. Тогонидзе, О.З. Дудаури

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Дзирульский массив является выступом древнего кристаллического фундамента Южного Кавказа. Он сложен породами метаморфического комплекса и гранитоидами разного минерального состава. Среди гранитоидов самыми ранними являются гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, U-Pb возраст которых по цирконам оказался докембрийским (726 ± 222 млн. лет). Граниты Дзирульского массива и их дифференциаты – аплиты и пегматиты - по K-Ar методу дали среднекарбоновые (в среднем 325 млн.лет) цифры. Такие же возрастные значения показали K-Ar методом биотиты из кварцевых диоритов, что объясняется значительным “омоложением” этих минералов из-за потери аргона под воздействием тотального прогрева пород массива, вызванного внедрением гранитной магмы.

PETROLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS OF THE DZIRULA CRYSTALLINE MASSIF

M. Togonidze, O. Dudauri

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Dzirula Massif is a salient of old crystalline basement of the Southern Caucasus. It is built of metamorphic complex rocks and granitoids of different mineralogical composition. Among the granitoids the earliest ones are gneissic and massive quartz diorites, their U-Pb age after zircons turned out to be (726 ± 222 m.a). Dzirula Massif granites and their differentiates – aplites and pegmatites according to K-Ar age method correspond to Middle Carbonic (av. 325 m.a). The same age values are shown by means of K-Ar age method for biotites from quartz diorites, that can be explained by considerable “rejuvenation” of these minerals due to argon loss under the influence of total heating of rocks (of the mass) caused by granitic magma intrusion.

Дзирульский массив представляет собой выступ древнего кристаллического фундамента Грузинской глыбы. В геотектоническом отношении он занимает Дзирульскую (центральную) зону поднятия, которая к востоку и западу сменяется зонами погружения (Гамкрелидзе, 1966). Выход массива занимает площадь около 1200 км².

Дзирульский массив характеризуется сложным геологическим строением. Он сложен породами разного возраста, состава и генезиса. В строении массива принимают участие породы метаморфического комплекса, интрузивные и жильные образования. Несмотря на хорошую обнаженность, не всегда можно трактовать однозначно взаимоотношение пород и их генетические особенности.

Среди магматических пород существенную роль в строении Дзирульского массива играют гранитоиды. Среди них выделяются кварцевые диориты, гранитизированные кварцевые диориты, граниты, аплиты и пегматиты. Кварцевые диориты и их гранитизированные разновидности занимают значительные площади, преобладая над гранитами. Для них характерна гнейсовидная текстура, хотя нередко встречаются породы массивного строения. Среди гранитов по структуре выделяются порфирировидные и равномернозернистые разновидности.

Систематическое изучение гранитоидов Дзирульского массива начинается с тридцатых годов под руководством А.А.Твалчрелидзе и Г.М.Смирнова. Среди исследователей еще тогда существовали разногласия по поводу генезиса гранитоидов. Многие в этом вопросе и до сегодняшнего дня остаются дискуссионным.

Исследователями отмечается в Дзирульском массиве наличие двух разновозрастных групп гранитоидов: древней – гнейсовидные и массивные кварцевые диориты и более молодой – граниты и широкое развитие в породах метасоматических процессов. Однако происхождение

гранитов и масштабы метасоматических процессов разными исследователями трактуется по-разному.

На существование двух возрастных групп гранитоидов еще в 1930 году указал Г.М.Смирнов, считая их магматическими образованиями, разобщенными во времени габбровыми интрузиями. Развитие процессов микроклинизации в породах Дзирульского массива впервые отметили Г.М.Смирнов, Н.Ф.Татришвили, Т.Г.Казахашвили (1937, 1938).

Существование двух циклов гранитоидного магматизма разделялось не всеми исследователями. Некоторые из них кварцевые диориты и граниты считали самостоятельными фазами единого магматического цикла (Белянкин, Петров, 1945; Чихелидзе, 1948; Киласония, 1950; Абесадзе и др., 1989; Адамия, 1984), аргументируя такое мнение отсутствием жильной фации кварцевых диоритов. В ранних работах Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили кварцевые диориты считали метасоматическими образованиями, но позже, установив наличие биотит-плагиоклазовых пегматитов, они приняли гнейсовидные кварцевые диориты за магматические образования.

И.И.Хмаладзе (1968) отмечал обнаружение биотит-плагиоклазовых пегматитов во многих местах и выделял рассланцованные жильные породы от основного до кислого состава, связанные с кварцевыми диоритами, что еще больше укрепляет мнение о существовании самостоятельного кварцево-диоритового магматического цикла. Рассланцованные жильные породы и биотитовые пегматиты отмечены и нами.

И.И.Хмаладзе, К.С.Чихелидзе (1977), изучив физико-химические условия формирования гранитоидов Дзирульского массива, гнейсовидные кварцевые диориты принимают за магматические (палингенные) образования. Возникновение палингенного расплава связывают с высокотемпературным метаморфизмом, на наличие которого указывают ксенолиты кристаллических сланцев высокотемпературных (700°) субфаций амфиболитовой фации. Палеотемпература (600-660°C) и уровень летучести кислорода значительно превышают таковые, рассчитанные для процесса метасоматической гранитизации.

В некоторых работах последующих лет (Абесадзе, Цимакуридзе, 1976) опять высказывается мнение о метасоматическом происхождении гнейсовых кварцевых диоритов. Эти породы авторами описываются как биотитовые плагиогнейсы и плагиомигматиты, входящие в состав выделенного ими единого гнейсово-мигматитового комплекса. По мнению авторов отмеченные породы возникли не в результате кристаллизации кварцево-диоритовой магмы, а являются интенсивно плагиогранитизированными разновидностями ранее существовавших пород.

Широкое развитие метасоматических процессов в породах Дзирульского массива отмечается всеми исследователями. По мнению Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили (1959; Заридзе, 1961) все граниты, за исключением аляскитов и аплитов, образовались метасоматическим путем – воздействием высокотемпературных химически активных растворов, не связанных с гранитной магмой. Растворы эти состоят в основном из кремния, натрия и калия и их воздействие происходило стадийно. В результате далеко зашедшей гранитизации образуется гранитная магма, давшая аляскиты и аплиты. Мнение о метасоматическом происхождении порфиroidных гранитов (Рквия) высказывается и другими исследователями (Киласония, 1952, 1964; Рубинштейн, 1967). Большинство исследователей рквийские порфиroidные граниты считают магматическими (Топурия, 1938; Белянкин, Петров, 1945; Чихелидзе, 1948; Адамия, 1968; Одикадзе, 1969; Манвелидзе, 1970; Абесадзе, Цимакуридзе, 1975 и др.).

Р.М.Манвелидзе (1968) исследованиями структурно-оптических свойств кали-натровых полевых шпатов убедительно доказал магматическое происхождение последних в рквийских гранитах. На основании некоторых минералогических критериев Р.М.Манвелидзе (1974) высказывает мнение об абиссальном характере Рквийского интрузива. Это мнение подтверждается исследованиями И.И.Хмаладзе и К.С.Чихелидзе (1977), которые установили, что формирование гранитов протекало при очень высоких значениях летучести воды и его парциального давления, при температурном режиме не ниже 550-560°C.

В публикациях последних лет И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (1999) в Дзирульском массиве выделяют три возрастные группы гранитоидов: докембрийские кварцевые диориты с гнейсовидной текстурой (кварцево-диоритовые гнейсы), позднебайкальские или раннекаледонские массивные породы габбро-диорит – диорит-кварцево-диоритовой дифференцированной серии и позднегерцинские граниты.

Кварцевые диориты являются самыми распространенными гранитоидными породами на Дзирульском массиве. Как уже было отмечено выше, они являются также самыми ранними продуктами гранитоидного магматизма.

Среди кварцевых диоритов выделяются породы с массивной и гнейсовидной текстурой. Обе текстурные разновидности секутся последующими розовыми гранитами, претерпевая гранитизацию в разной степени. На основе степени гранитизации исследователи выделяют вид гранитизированных кварцевых диоритов, в котором можно проследить переход кварцевых диоритов через граудиориты в порфиروбластические граниты.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфиرويدная, порфиробластическая.

Породообразующими минералами кварцевых диоритов являются плагиоклаз, биотит, кварц, амфибол. В гранитизированных разностях присутствует также калишпат, редко мусковит. Акцессорные минералы – апатит, циркон, рудный минерал, редко гранат, сфен и ортит. Вторичные – хлорит, серицит, минералы группы эпидот-цоизита.

Плагиоклаз образует полисинтетически сдвойникованные, идиоморфные или изометричные кристаллы размером до 4-5 мм, которые иногда играют роль порфирировых выделений. В кварцевых диоритах плагиоклаз представлен андезином, а в гранитизированных разностях и альбитом. Иногда кристаллы характеризуются зональным строением. В них ядро представлено андезином, средняя зона – олигоклазом, а край – альбитом (Хмаладзе, Чихелидзе, 1987). Минерал обычно участками или полностью замещен серицитом, эпидотом и пелитовым веществом. Нередко содержит включения кварца, биотита, мелких кристаллов плагиоклаза, удлиненных чешуек мусковита. Часто наблюдается замещение плагиоклаза калишпатом в виде участков разной формы и размеров. На стыке с калишпатом, в плагиоклазах иногда наблюдаются мirmekитовые вроски кварца. В породе встречаются скопления и участки мелкозернистых (0,1-0,2 мм) агрегатов плагиоклаза, заключенные между большими кристаллами плагиоклаза. В этих скоплениях иногда содержатся единичные зерна кварца и чешуи биотита.

Биотит образует мелкие (0,1-0,5 мм), реже крупные (до 3 мм) чешуи коричневого, темно-коричневого или красновато-коричневого цвета, которые часто проявляют тенденцию к линейному расположению, образуя параллельные прерывистые полосы. В биотите встречаются многочисленные включения апатита, циркона, рудного минерала. Наблюдается замещение биотита хлоритом и эпидотом.

Амфибол не является характерным минералом для кварцевых диоритов. В виде породообразующего минерала встречается редко. Представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, иногда с сине-зеленым оттенком. Образует призматические или таблитчатые кристаллы от долей мм до 2-3 мм, с характерной спайностью. Тесно ассоциирует с биотитом, который нередко замещает его. Отмечается также замещение роговой обманки хлоритом и сфеном.

Кварц образует ксеноморфные зерна. Содержится в разных количествах и распределен по породе неравномерно. Характеризуется волнистым погасанием. Иногда кварц катаклазирован и его удлиненные мозаичные агрегаты ориентированы линейно.

Калишпат в кварцевых диоритах отсутствует или содержится в незначительном количестве. В гранитизированных разностях минерал является породообразующим. Представлен как крупными порфиرويدными кристаллами размером до нескольких сантиметров, так и ксеноморфными зернами (до 2-3 мм), пропитывающими породу. Обычно свежий. Характеризуется микроклиновой решеткой.

Мусковит выступает в роли второстепенного минерала. Всегда ассоциирует с биотитом. По мнению исследователей мусковит образуется за счет биотита.

Апатита много. Образует идиоморфные, иногда довольно крупные кристаллы, включенные в биотит, реже в плагиоклаз и кварц. Циркон главным образом приурочен к чешуйкам биотита и окружен характерными плеохроичными двориками. Редко встречается в плагиоклазе и кварце. Образует идиоморфные кристаллы. К.С.Чихелидзе (1998) в протолочных пробах кварцевых диоритов дополнительно определила целый ряд акцессорных минералов.

По К.С.Чихелидзе (1998) кварцевые диориты являются промежуточными членами габбро-гранитной серии, представленной непрерывным рядом пород габбро-диориты – кварцевые диориты – тоналиты – плагиограниты.

По химическому составу (табл. 1) изученные породы образуют довольно широкий ряд – от диорита до гранита включительно, что вызвано разной степенью гранитизации диоритовых пород. Породы в основном представлены высоко-, реже, весьма высокоглиноземистыми ква-

рцевыми диоритами (обр. 3-12) и гранодиоритами (обр. 13-19). Редко встречаются почти не тронутые гранитизацией породы, представленные высокоглиноземистыми диоритами. В некоторых случаях гранитизация диоритов заходит так далеко, что первоначальные породы превращены в нормальные граниты (обр. 20-24). Все отмеченные породы относятся к нормальному ряду К/Na серии.

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Дзирульского массива

Обр.	Г-138	Д-765	Г-168	Г-682	Г-45	Г-643	Г-922	Г-695	Г-182	Г-328	Г-647	Г-436
№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Порода	Диорит		Кв.диорит									
SiO ₂	53,26	53,16	57,34	58,33	61,49	62,20	62,23	62,08	62,32	62,64	63,46	64,66
TiO ₂	0,99	1,05	0,73	0,48	0,89	1,12	0,30	0,73	0,67	0,37	0,60	0,73
Al ₂ O ₃	18,87	16,50	15,48	18,67	17,51	15,10	15,14	16,83	17,51	15,30	15,54	16,15
Fe ₂ O ₃	0,73	1,62	1,27	0,84	0,40	0,98	3,98	0,70	0,05	0,41	0,67	0,38
FeO	6,48	6,70	6,10	5,24	4,52	6,46		4,95	5,02	6,77	5,53	5,38
MnO	0,07	0,14	<0,03	0,08	<0,03	0,07	0,14	<0,03	0,07	0,14	0,10	0,07
MgO	4,54	5,60	4,68	2,75	2,62	2,40	2,39	3,77	1,82	2,31	3,55	3,65
CaO	5,78	8,50	8,36	5,53	3,53	4,20	5,69	3,54	3,75	3,00	3,87	3,20
K ₂ O	3,90	1,30	2,00	3,00	4,30	2,90	3,08	3,00	3,80	2,90	2,60	2,90
Na ₂ O	2,40	1,90	2,40	2,80	3,20	2,70	5,0	2,70	3,20	3,30	2,60	2,30
P ₂ O ₅	0,34	0,40	<0,05	<0,05	<0,05	0,42	0,03	<0,05	0,05	0,23	0,05	0,05
H ₂ O ⁻	0,10	0,64	0,25	0,17	0,20	0,24	0,16	0,12	0,35	0,14	0,08	0,15
Ппп	2,35	2,32	0,95	1,90	1,25	1,46	1,46	1,33	1,77	2,30	1,17	0,58
Σ	99,81	99,83	99,64	99,84	99,99	100,25	99,60	99,83	100,38	99,81	99,82	100,2

Таблица 1 (продолжение)

Обр.	Г-165	Г-112	Г-678	Г-209	Г-207	Г-874	Г-294	Г-290	Д-761	Г-968/10	Г-968/7	Г-286
№ пп	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Порода	Гранодиорит								Гранит			
SiO ₂	64,76	65,34	65,45	65,92	66,37	66,47	66,55	67,51	69,02	69,19	69,94	70,40
TiO ₂	0,54	0,36	0,95	1,05	0,83	0,74	0,54	0,26	0,25	0,44	0,42	0,23
Al ₂ O ₃	14,96	15,72	15,22	14,18	13,77	17,01	15,98	14,79	14,45	12,93	13,06	14,45
Fe ₂ O ₃	1,22	1,21	0,38	<0,05	0,90	0,67	0,14	0,74	0,47	0,69	1,00	0,31
FeO	4,53	3,17	5,24	6,10	5,83	3,00	3,73	3,31	3,15	3,39	3,02	3,02
MnO	0,07	0,07	<0,03	0,14	0,07	0,06	<0,03	0,03	0,07	0,05	0,06	0,03
MgO	2,92	1,31	3,29	3,57	3,63	1,69	1,34	1,00	1,27	1,42	1,36	0,85
CaO	3,52	3,00	3,21	2,76	2,09	2,94	3,98	2,68	2,12	2,90	2,42	2,57
K ₂ O	2,80	4,00	2,60	2,60	2,40	2,86	3,80	3,70	4,00	3,58	4,02	3,60
Na ₂ O	3,00	4,00	2,40	250	2,40	2,67	3,00	4,40	3,40	3,48	3,61	3,20
P ₂ O ₅	0,10	0,22	<0,05	<0,05	<0,05	0,10	<0,05	0,16	0,09	0,15	0,12	0,16
H ₂ O ⁻	0,10	0,02	0,20	0,26	0,25	0,18	0,22	0,10	0,12	0,10	0,09	0,12
Ппп	1,35	1,38	0,83	1,08	1,21	1,71	0,68	1,27	0,80	1,63	0,83	1,26
Σ	99,81	99,80	99,85	100,26	1,510	100,1	0,95	99,95	99,21	99,95	99,95	100,2

Аналитик Г.Н.Наскидашвили

Место взятия образцов: Г-138 - р.Рикотула, ниже выхода рикотита; Д-765 - ущ. р.Думала, на 200м ниже с.Мандаети; Г-168 - ущ. р.Рикотула, выше р.Сакбула, у родника; Г-682 - ущ. р.Дзуса, у с.Сазано; Г-45 - пер.Рикоти; Г-643 - ж/д платф. Ничапа, ущ. р.Квирила; Г-922 - ущ. р.Рикотула, у первого моста, ниже тоннеля; Г-695 - ущ. р.Дзуса, ниже с.Сазано; Г-182 - ущ. р.Дзирула, у моста на р.Вашлеура; Г-328 - на 200м восточнее устья р.Гезрула; Г-647 - ущ. р.Квирила, выше камнерезного цеха; Г-436 - по дороге к Сацабле, выше устья р.Ломоура, после резкого поворота; Г-165 - ущ. р.Рикотула, выше от устья р.Сакбула, у родника; Г-112 - ущ. р.Рикотула, на 150м ниже слияния левого притока из уроч. Циблиани; Г-678 - ущ. р.Дзуса, на 2км ниже от моста по дороге на Зоврети; Г-209 и Г-207 - ниже с.Сакасрия, напротив с.Квесреви; Г-874 - ущ. р.Квирила, выше м-ния Салиети; Г-294 - ущ. р.Дзирула, ниже с.Убиса; Г-290 - ущ. р.Дзирула, у с.Убиса; Д-761 - ущ. р.Думала, выше с.Ерети; Г-968/10 и Г-968/7 - ущ. р.Мачарула, левый берег устья р.Ломоури; Г-286 - ущ. р.Дзирула, у с.Убиса.

В Дзирульском массиве широко распространены также граниты. Они образуют штокообразные тела и жилы разных мощностей. Наиболее крупное тело ($\approx 80 \text{ км}^2$), известное в литературе под названием Рквийского интрузива (Топурия, 1938), обнажается в северо-западной части массива. Большие обнажения имеются в басс. рр.Лопанисцкали, Чератхеви, Думала, Чхеримела, Дзирула и др. Среди гранитов выделяются порфириовидные и равномернозернистые разновидности.

Порфиroidными гранитами представлен Рквийский интрузив. Они обнажаются и в других частях массива. Макроскопически породы серого или розового цвета с крупными (до 7-8 см и больше) порфиroidными выделениями калишпата и, редко, плагиоклаза. Структура порфиroidная с гипидиоморфнозернистой, довольно крупнокристаллической (3-4 мм) основной массой. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом и мусковитом. Акцессорные – апатитом, цирконом, рудными минералами, ортитом.

Плагиоклаз образует довольно крупные (2 мм и больше), обычно идиоморфные, нередко зонального строения кристаллы, в которых центральные части представлены андезином, а края – альбит-олигоклазом. Редко встречаются порфиroidные выделения (4-5 см) идиоморфной формы, сильно серицитизированные, полисинтетически сдвойникованные, содержащие многочисленные включения разноориентированных кристаллов ($\approx 0,1$ мм) плагиоклаза и чешуек мусковита. Преломление плагиоклаза включений чуть больше порфиroidного выделения.

Калишпат образует крупные, идиоморфные, пертитового (пертиты распада) строения, часто сдвойникованные (моноклиники) порфиroidные выделения, содержащие включения чешуек биотита, идиоморфных кристаллов плагиоклаза (андезина) и зерен кварца, располагающихся ориентированно вдоль кристаллографических граней. Микроклиновая решетка отмечается редко и то в отдельных участках кристаллов. Калишпат порфиroidных выделений характеризуется низкой степенью триклинной упорядоченности (0,4-0,7) и низкими значениями оптической (0-0,25) и рентгеновской (≈ 0) триклинности (Манвелидзе, 1968, 1983).

Калишпат основной массы ксеноморфный, обычно с четко выраженной микроклиновой решеткой. Включения биотита и плагиоклаза в них редки и они корродированы и не ориентированы; реже отмечаются пертиты, часть которых является продуктом замещения. Обычно характеризуется высокой степенью триклинной упорядоченности (0,7-1) и значительной триклинностью, часто достигающей максимальных значений (Манвелидзе, 1983).

Кварц резко аллотриоморфен по отношению к другим минералам. Содержит обильные газовой-жидкие включения, а также включения биотита, полевых шпатов и акцессорных. Размеры зерен кварца обычно до 2-3 мм, но П.А.Топурия (1938) отмечает увеличение зерен кварца к краям интрузива (до 10 мм), приобретающих характер порфиroidных выделений. Кварц характеризуется волнистым погасанием.

Биотит образует чешуйки (до 1 мм) темно-коричневого цвета. Обычно свежий. Иногда хлоритизирован. Отмечается обесцвечивание биотита и замещение мусковитом. Содержит включения акцессорных минералов.

Мусковит встречается часто и по количеству не уступает биотиту. Образует идиоморфные чешуйки. По мнению исследователей является вторичным минералом, образованным за счет биотита.

Кроме описанных порфиroidных гранитов явно магматического происхождения в Дзирульском массиве встречаются и граниты метасоматические. Это порфиroidобластовые граниты, образованные за счет гранитизации ранее существующих пород. Они характеризуются гнейсовидной текстурой, часто постепенными переходами в гнейсовидные кварцевые диориты. Порфиroidобласты калишпата не идиоморфны, и включенные в них минералы резорбированы и расположены беспорядочно. Калишпаты как основной массы, так и порфиroidобластов, характеризуются высокой степенью оптического упорядочения (0,7-1) и рентгеновской триклинности (0,5-1), что указывает на их метасоматическое происхождение (Манвелидзе, 1983).

Равномернозернистые граниты пользуются меньшим распространением. Образуют жилы и небольшие тела. По минералогическому составу выделяются биотитовые, мусковитовые и мусковит-биотитовые разновидности. Часто отмеченные минералы присутствуют в незначительном количестве и породы можно назвать аляскитами. И.И.Хмаладзе выделяет также роговообманково-биотитовые граниты, встречающиеся очень редко.

Биотитовые граниты нами в основном встречены в юго-восточной части массива, в районе Рикотского перевала и по шоссе-ной дороге вдоль Рикотисцкали и Дзирулы. Среди них можно выделить более крупнокристаллические микроклиновые и мелкозернистые с нерешетчатый калишпатом разновидности. Макроскопически розового цвета плотные породы. Структура аллотриоморфнозернистая. Состоят из калишпата, плагиоклаза, кварца и биотита.

Калишпат образует ксеноморфные кристаллы иногда пертитового строения. В одних образцах представлен довольно крупными (до 2 мм) кристаллами микроклина с хорошо выражен-

ной решеткой, в других – мелкими кристаллами нерешетчатого или, редко, слаборешетчатого (выражается в волнистом погасании) калишпата.

Плагиоклаз по количеству уступает калишпату и кварцу. Образует неправильной формы кристаллы с полисинтетическими двойниками. Представлен альбит-олигоклазом. Изменен – серицитизирован и пелитизирован. В контакте с калишпатом часто очищен от продуктов изменения. Иногда корродируется калишпатом.

Кварц образует ксеноморфные зерна с сильным волнистым погасанием. Отмечаются участки мелкокристаллических агрегатов мозаичного строения. На границе с калишпатом в плагиоклазах встречаются мирмекитовые вроски кварца.

Биотит редко бывает свежим. Обычно частично или полностью хлоритизирован. Часто содержит включения рудного минерала.

Аксессуарных мало. Представлены рудными минералами и цирконом. Из вторичных минералов встречаются серицит, хлорит и эпидот-цоизитовые минералы.

Биотит-мусковитовые и мусковитовые граниты – схожие породы и фактически вторые отличаются от первых лишь отсутствием биотита. Встречаются они в основном в Рквийском интрузиве в виде секущих тел и в ущ. р.Мачарула. Порода макроскопически розового, реже светло-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда аллотриоморфнозернистая. Плагиоклаз образует идиоморфные или слабоидиоморфные, реже аллотриоморфные полисинтетически сдвойникованные кристаллы, представленные альбитом. Серицитизирован и пелитизирован. На краях кристаллов наблюдается очищение от продуктов изменения. Калишпат образует ксеноморфные кристаллы, но часто, по сравнению с кварцем, проявляет идиморфизм. Встречаются как нерешетчатые калишпаты, так и с решеткой, чаще слабовыраженной. Кварц - ксеноморфный, заполняет промежутки между другими кристаллами. Имеет слабое волнистое погасание. Мусковит встречается в виде отдельных чешуек или их небольших скоплений. Размеры чешуек ≈ 0,5 мм. Обычно свежий. В некоторых гранитах содержание мусковита до 10%. Биотит почти всегда частично или полностью хлоритизирован.

По химическому составу (табл. 2) порфировидные граниты Рквийского интрузива (обр.Г-594, Г-589, Г-878) относятся к низкощелочным гранитам калиево-натриевой серии с весьма высокой глиноземистостью. Мусковитовые граниты из этого же интрузива (обр.Г-592, Г-591) соответствуют крайне высокоглиноземистым лейкогранитам калиево-натриевой серии.

Таблица 2

Химический состав гранитов, аплитов и пегматитов Дзирульского массива

№ обр	Г-594	Г-589	Г-878	Г-592	Г-591	Г-300	Г-410	Г-438	Г-341
порода	Порфир. гранит			Мусков. гранит		Аплиты			Пегмат.
SiO ₂	73,04	74,40	72,64	73,00	75,00	73,46	74,42	75,50	76,86
TiO ₂	0,15	0,15	0,31	0,10	0,05	0,14	0,10	0,14	0,05
Al ₂ O ₃	13,26	13,09	15,29	15,24	13,60	13,77	14,28	13,16	11,90
Fe ₂ O ₃	нет	0,28	0,25	0,15	0,21	0,10	0,12	0,42	0,36
FeO	2,25	1,80	1,22	0,93	0,50	2,15	1,15	1,00	0,50
MnO	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	<0,03	<0,03	0,14	Сл
MgO	1,15	0,73	0,60	0,76	0,38	0,93	1,17	0,47	0,38
CaO	1,93	1,82	1,89	1,77	0,75	2,23	1,78	2,22	0,64
K ₂ O	3,70	3,10	3,57	4,00	4,00	4,00	4,40	3,90	4,00
Na ₂ O	3,40	3,20	2,83	3,40	4,20	2,60	2,40	3,10	4,00
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,10	<0,05	0,23	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
H ₂ O	0,10	0,06	0,19	0,02	0,06	0,10	0,07	0,03	0,04
Ппп	0,94	0,93	1,13	0,81	1,03	0,60	0,37	0,19	0,93
Σ	100,30	99,76	100,08	100,28	100,05	100,16	100,34	100,32	99,71

Аналитик Г.Н.Наскидашвили

Место взятия образцов: Г-594 - р.Квирила, ниже родника на 350м; Г-589 - р.Квирила, выше с.Рквия ниже Садзалихеви, между двумя тоннелями; Г-878 - с.Рквия, у Садзалихеви; Г-592 - р.Квирила, выше с.Рквия у родника; Г-591 - р.Квирила, выше с.Рквия ниже старого тоннеля; Г-300 - ущ.р.Дзирула, у км-ой отметки 151; Г-410 - ущ. р.Мачарула, в 1км от с.Шроша; Г-438 - ущ. р.Мачарула, чуть ниже р.Ломоура; Г-341 - с.Шроша, ущ.р.Дзирула, ниже слияния р.Гезрула.

Гранитовые аплиты и пегматиты широко распространены в Дзирульском массиве. Они образуют жилы разных мощностей от единичных сантиметров до первых десятков метров во всех породах Дзирульского массива и повсеместно, но с разной частотой.

Аплиты образуют самостоятельные жилы, иногда довольно мощные – до 10 м и больше. Жилы аплитов разнообразны как по составу, так и по структуре. Обычно распространены гранитовые аплиты, но встречаются и плагиоаплитовые инъекции в кристаллических сланцах и габбровых породах.

Среди гранитовых аплитов можно выделить мусковитовые, биотитовые и мусковит-биотитовые разности. Биотит в них редко бывает свежим, обычно замещен хлоритом. Калишпат большей частью характеризуется микроклиновой решеткой, но встречаются жилы с нерешетчатый калишпатом. По исследованиям Р.М.Манвелидзе (1983), нерешетчатые калишпаты также принадлежат высокоупорядоченным структурным типам – характеризуются высокими значениями степени упорядочения (0,95-1) и рентгеновской триклинности (0,84-1). Во многих аплитах в довольно большом количестве содержится гранат.

Структура аплитов большей частью аплитовая, реже неравномернозернистая или порфировидная. Встречаются жилы со сланцевой структурой. Обычно это жилы в кристаллических сланцах и структуру в них можно считать унаследованной.

Пегматитовые жилы Дзирульского массива описываются почти во всех работах, касающихся геологии и петрологии массива, но имеются также многочисленные работы, посвященные специально им (Твалчрелидзе, 1927; Кузнецова, 1931, 1953; Гамкрелидзе, 1933; Одикадзе, 1960 и др.).

Пегматитовые жилы на территории массива распределены неравномерно. Наблюдается локализация жил в отдельных участках и по их наибольшей концентрации исследователями (Кузнецова, 1953; Одикадзе, 1960) выделяются 5 пегматитовых полей: Шрошинское, Сазанское, Мечхетурское, Сакбульское и Ломисское. По нашим данным следует выделить и шестое пегматитовое поле на северной периферии массива в ущ. р.Лицхеви, т.е. Лицхевское поле.

По минералогическому составу среди пегматитов Дзирульского массива Г.Л.Одикадзе (1960) выделяет 6 основных типов: кварц-микроклиновый, гранат-кварц-микроклиновый, мусковит-кварц-микроклиновый, альбит-кварц-микроклиновый, турмалин-кварц-микроклиновый и кварц-альбитовый.

В ущ. р. Дзирула, по шоссе на дороге Сачхере-Гоми и в 50 м от Дзирульского моста в кварцевых диоритах нами встречена линза биотитового пегматита. Жилы мощн. 20-30 см биотитового пегматита были встречены также в кварцевых диоритах в 100 м от моста через р.Гезрула.

Главными породообразующими минералами изученных пегматитов являются кварц, микроклин, плагиоклаз и мусковит. Второстепенными - биотит, гранат, турмалин.

Кварц является одним из главных составляющих пегматитов и присутствует во всех зонах. Г.В.Гвахария (1958) выделил 4 генерации кварца: 1) кварц аплитовой зоны – наиболее высокотемпературный, мелкозернистый, с включениями циркона, апатита и сагениита; 2) кварц графического пегматита, образующий ихтиоглипты в полевых шпатах; 3) кварц блоковой зоны, образующий самостоятельные крупные кристаллы, слагающие совместно с микроклином блоковую зону; 4) тонкозернистый кварц, который совместно с альбитом и серицит-жильбертитом образует “сахаровидную массу”.

Микроклин является самым распространенным минералом пегматитов. Образует довольно крупные кристаллы преимущественно красного и розового, реже белого цвета. Характеризуется пертитовым строением. В шлифах довольно свежий или слегка пелитизирован.

В пегматитах, в основном, встречаются микроклины с хорошо выраженной решеткой, но присутствуют и нерешетчатые калишпаты. Рентгенографическими и оптическими исследованиями (Манвелидзе, 1970) установлено, что нерешетчатые калишпаты пегматитов в большинстве случаев характеризуются высокой степенью упорядочения.

Плагиоклаз в дзирульских пегматитах по сравнению с калишпатом и кварцем играет подчиненную роль. Минерал представлен несколькими генерациями. В аплитовой зоне встречается сравнительно основной плагиоклаз (олигоклаз), что, по мнению некоторых исследователей, вызвано влиянием вмещающих пород. В пегматитах большим распространением пользуется кислый плагиоклаз – альбит. Г.В.Гвахария (1958) выделял три генерации альбита: 1) в виде самостоятельных зерен и пертитовых вростков в микроклине; 2) в виде совершенно прозрачного, таблитчатого альбита - клевеландита; 3) низкотемпературный, сахаровидный альбит.

Мусковит пользуется широким распространением в исследуемых пегматитах. Г.В.Гвахария выделил 4 морфогенетических типа: 1) мелкочешуйчатый, встречающийся в аплитовой и

частично графической зонах; 2) перистый - характерный для блоковой кварц-калишпатовой зоны; кристаллизуется позднее кварца и микроклина и замещает микроклин (Одикадзе, 1960); 3) пластинчато-листоватый крупнокристаллический мусковит, приуроченный также к кварц-микроклиновым участкам; 4) ельчатый – приуроченный к центральной части блокового кварца. Самый низкотемпературный, встречается редко.

Биотит, как отмечают исследователи, всегда приурочен к зальбандам пегматитовых жил и образован в результате ассимиляции железа и магния из боковых пород. Минерал характеризуется шоколадно-бурым цветом. Часто изменен – хлоритизирован и мусковитизирован. В отличие от биотитов вмещающих пород в них не наблюдаются включения или ассоциация с ними акцессорных минералов. Биотит в биотитовых пегматитах довольно свежий. Образует темно-коричневые пластины до 2 см, содержащие включения акцессорных минералов.

Гранат является довольно распространенным минералом для пегматитов и аплитов Дзиркульского массива. Особенно характерен он для гранат-кварц-микроклинового типа пегматитов, в которых присутствует по всей мощности жилы, начиная от краев аплитовой зоны до центральных частей. Отмечается закономерное изменение цвета, размера и состава кристаллов граната от края к центру – мелкозернистые изометричные кристаллы вишнево-красного цвета, представленные высокотемпературным альмандином, постепенно сменяются более низкотемпературным крупнокристаллическим (до 3-4 см) гранатом шоколадно-бурого или красно-лилового цвета, обогащенного спессартином (Одикадзе, 1960; Везиришвили, Ахведиани, 1967).

Турмалин является не очень распространенным минералом. В основном он встречается в пегматитах Шрошинского поля, представленных турмалин-кварц-альбитовым и кварц-альбитовым типами. Спорадически отмечается и в других местах. Представлен шерлом. Встречается во всех зонах, но крупные кристаллы характерны для центральных частей пегматитов.

В Шрошинском пегматитовом поле исследователями (П.Гамкрелидзе, 1933; Одикадзе, 1960, 1969, 1998) отмечается наличие бериллоносных пегматитовых жил. Г.Л.Одикадзе выделяет бериллы двух генераций: первая – призматический бесщелочной берилл – продукт начальной кристаллизации пегматитового расплава-раствора и вторая – пирамидальный щелочной берилл – продукт первого этапа альбитизации.

Пегматиты Дзиркульского массива довольно богаты акцессорными минералами. В них содержится апатит, циркон, магнетит, монацит и др., детальное описание которых дается в работах Г.Л.Одикадзе (1960) и К.С.Чихелидзе (1995).

По химическому составу (табл. 2) аплиты и пегматиты Дзиркульского массива относятся к весьма высокоглиноземистым лейкогранитам калиево-натриевой серии.

Как уже отмечалось, геологическими взаимоотношениями четко устанавливается следующая последовательность формирования гранитоидов: кварцевые диориты – граниты -аплиты и пегматиты. Нами было проведено изотопно-геохронологическое датирование этих пород (Дудаури и др., 1994, 1995, 1999; Dudauri et al., 1998). Для датировки К-Аг методом были использованы мономинеральные фракции биотитов и мусковитов, как наиболее надежный материал из присутствующих в этих породах породообразующих минералов. Для расчета возраста были использованы стандартные константы радиоактивного распада ^{40}K .

Граниты Дзиркульского массива были датированы биотитами и мусковитами (табл. 3), причем в двух образцах (Д-683 и Г-594) возраст был определен по обоим слюдам. Как видно, возрастные значения порфиридных гранитов (обр. 1-7) охватывают довольно узкий интервал времени – от 325 до 336 млн. лет. Особо следует отметить совпадающие значения цифр, полученных по сосуществующим биотитам и мусковитам. Что же касается образцов гранитов с несколько заниженными значениями возраста (обр. 8-10), то они являются жилами мусковитовых гранитов, секущими порфиридные граниты.

Стабильно повторяющиеся результаты К-Аг возраста с одной стороны, и с другой – геологические данные – отсутствие не только метаморфических, но и магматических процессов значительного масштаба после формирования гранитов – позволяют заключить, что полученные цифры соответствуют истинному возрасту гранитов, т.е. они кристаллизовались в среднем карбоне.

Гранитовые аплиты и пегматиты являются конечными дифференциатами гранитной магмы не оторванными от гранитов существенным интервалом времени. Как видно из табл. 3 (анализы 11-18), возрастные значения большинства образцов (314-330 млн. лет) соответствуют данным для гранитов и этим подтверждается их синхронное происхождение.

Таблица 3

К-Аг возраст гранитоидов Дзирульского массива

№ пп	№ обр.	Место взятия образца	Порода	Изм. фр.	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нмм ³ /г	Т, млн. лет	
1	Г-594	р.Квирила, выше	Порф.гранит	Би	6,25	0,08646	325±9	
2	Г-594	с.Рквия		Му	7,45	0,103815	327±9	
3	Д-683	р.Квирила, у устья р.Проне		Би	5,13	0,07353	336±10	
4	Д-683			Му	8,82	0,12327	328±10	
5	Д-682			Му	9,10	0,126225	328±10	
6	Г-589	р.Квирила, выше с. Рквия		Би	6,50	0,08646	314±9	
7	Г-955	Мечхетури		Би	6,64	0,09195	325±9	
8	Г-592	р.Квирила, выше с. Рквия	Муск. гранит	Му	8,54	0,11073	306±9	
9	Г-591			Му	8,85	0,11138	298±9	
10	Г-447	р.Гезрула	Пегматит	Му	8,18	0,110295	317±9	
11	Г-341	с.Шроша		Му	8,63	0,11971	326±9	
12	Г-450	р.Мачарула		Му	7,97	0,11143	328±9	
13	Д-678	Верх.р.Дзирула		Му	8,36	0,117715	330±10	
14	Г-680	р.Дзуса		Му	8,27	0,11147	317±9	
15	Г-733	р.Буджа		Му	8,26	0,116295	330±10	
16	Г-743			Му	8,47	0,115085	320±9	
17	Г-447	с.Убиса		Му	9,17	0,12495	321±9	
18	Г-300	р.Дзирула		Аплит	Би	5,30	0,07066	314±9
19	Г-207	с.Борити		Гранодиорит	Би	6,98	0,096030	323±9
20	Г-209		Би		7,10	0,096605	320±9	
21	Г-290	с.Убиса	Би		6,97	0,094375	319±9	
22	Г-294		Би		6,79	0,095480	331±9	
23	Г-328	Уст. р.Гезрула	Кв. диорит	Би	7,07	0,097675	325±10	
24	Г-636	с.Бослеви		Би	7,16	0,097825	322±9	
25	Г-643	Ж/д.платф.Ничапа		Би	6,39	0,087955	324±9	
26	Д-664	с.Личи		Би	7,11	0,095865	317±9	
27	Г-678	р.Дзуса	Гранодиорит	Би	7,15	0,096840	319±9	
28	Г-682		Кв.диорит	Би	6,80	0,098820	340±10	
29	Г-695			Би	7,16	0,094885	313±9	
30	Г-138	р.Рикотисцкали	Диорит	Би	6,98	0,063910	222±6	
31	Г-112		Гранодиорит	Би	4,60	0,042610	224±6	
32	Г-165	р.Рикоти 500 м выше от устья р.Сакбула		Би	7,23	0,048430	164±6	
33	Г-168		Кв. диорит	Би	7,03	0,046600	160±5	
34	Г-45	Пер.Рикоти		Би	5,31	0,054130	245±7	

Что же касается самых распространенных и самых ранних продуктов гранитоидного магматизма – диоритовых пород – то для них К-Аг методом получены цифры, в основном, варьирующие от 313 до 340 млн. лет (табл.3), что также соответствует каменноугольному времени. Вариация возрастных цифр, безусловно, превышает аналитическую ошибку. Анализ геологических данных и полученных геохронологических результатов по гранитам приводит к заключению, что возрастны цифры, полученные по диоритовым породам, указывают не на их возраст, а на "омоложение" под воздействием мощного гранитного магматизма. Что же касается другой группы возрастных данных (обр.30-34), оторванных от предыдущей группы большим интервалом времени, то их более сильное "омоложение" можно объяснить нахождением вблизи места взятия этих образцов гранитоидного интрузива среднеюрского возраста (Хевский интрузив).

Для меланократового кварцевого диорита (обр. Д-890) из Дзирульского массива, в сотрудничестве с учеными из ИГФМ АН Украины, U-Pb методом по цирконам получено позднепротерозойское значение - 726±222 млн. лет (Bartnitsky et al., 1990). Позднепротерозойские

значения были получены Г.С.Закариадзе и др. (1998) Sm-Nd методом для серпентинитов Чорчана-Уцлевской зоны - 810 ± 100 млн. лет и для габброидов у с.Цхетис-Джвари - 607 ± 78 млн. лет. Надеемся, что дальнейшие геохронологические исследования на Дзирульском массиве окончательно решат вопрос существования здесь докембрийских пород, что будет способствовать реконструкции ранней истории геологического развития этого региона и кристаллического фундамента Кавказа в целом.

Литература

Абесадзе М.Б., Цимакуридзе Г.К. Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива // Сообщ. АН ГССР. 1976.84. №1. С.133-136.

Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили Т.Н., Цимакуридзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука. 1982. С.30-41.

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1968. Вып.16. 293 с.

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа: состав, строение, становление // Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1984. Вып.86. С.3-104.

Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии: Петрография СССР. Сер.1. Вып.11. 1945. 394 с.

Везиришвили Е.К., Ахвледиани Р.А. Гранаты некоторых пегматитовых и скарновых образований Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1967. Вып.14. С.73-92.

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов // Сб. тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. 1999. Вып.114. С.47-71.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое описание части долин рр.Дзирулы и Чхеримелы // Сообщ. ГИН АН ГССР. 1933. Т.1. Ч.2. С.107-138.

Гамкрелидзе П.Д. Пегматитовые жилы // Минеральные ресурсы ССР Грузии. Тбилиси: Техника да шрома. 1933. С.823-836.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение Кавказа. М. 1966. С.9-21.

Гвахария Г.В. Минералогия пегматитов Западной Грузии (Дзирульский кристаллический массив). Фонды ГИН АН Грузии. 1958. 113 с.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. Изотопный возраст гранитоидов Закавказского кристаллического массива // Тез. докл. междунауч. петрол. конф. Тбилиси. 1994. С.18-19

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т., Бакурадзе К.В. Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация // Тез. докл. юбил. сесс. ГИН АН Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1995. С.29-30.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Б., Вашакидзе Г.Т. Региональные проблемы изотопной геологии // Сб. тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. 1999. Вып.114. С.118-132.

Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А., Адамия Ш.А., Оберхансли Р.Э., Соловьева Н.А., Ляликов А.В. Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст допозднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива // Петрология. 1998. Т.6. №4. С.422-444.

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 382 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанное с ним рудообразование. М.: Госгеолтехиздат. 1959. 254 с.

Киласония П.Ф. Петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. минер.-петрогр. 1950. Т.11. С.1-60.

Киласония П.Ф. К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзирульского массива // ДАН СССР. Нов.сер. 1952. Т.82. №4. С.629-632.

Киласония П.Ф. К вопросу о генезисе порфиroidных гранитов Дзирульского кристаллического массива // Вопросы геологии Грузии. XXII сесс. МГК. Тбилиси. 1964. С.92-97.

Кузнецова Е.В. Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива в Закавказье // Изв. Всес. геол.-разв. об-ва. 1931. Т.50. Вып.98. С.1469-1486.

Кузнецова Е.В. Пегматитовые образования Закавказья //Вопросы петрографии и минералогии. 1953. Т.1. С.328-342.

Манвелидзе Р.М. Расчленение гранитоидов Дзирульского массива по различным структурно-оптическим типам кали-натровых полевых шпатов//Автореф. кандид. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 1970. 26 с.

Манвелидзе Р.М. Кали-натровые полевые шпаты рквийских двуслюдяных порфировидных гранитоидов Дзирульского кристаллического массива //Сообщ. АН ГССР. 1968. Т.50. №3. С.678-682.

Манвелидзе Р.М. Минералогические критерии относительно глубины формирования гранитов Центральной зоны поднятия Грузинской глыбы //Мат. по минер., геол. и полезн. ископ. Грузии. Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1974. Вып.43. С.41-49.

Манвелидзе Р.М. Геолого-петрографическое значение калишпатов гранитоидов Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1983. Вып.81. 124 с.

Одикадзе Г.Л. Внутреннее строение пегматитов Дзирульского кристаллического массива и закономерности распределения в них редких элементов //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси.-1960. 36 с.

Одикадзе Г.Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов //Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. 1969. 62 с.

Одикадзе Г.Л. Гранитоиды Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1998. 594 с.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. 1967. Вып.11. 239 с.

Смирнов Г.М., Татришвили Н.Ф., Казахашвили Т.Г. Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива //Тр. Петрограф. ин-та АН СССР. 1937. Вып.11. С.71-109.

Смирнов Г.М., Татришвили Н.Ф., Казахашвили Т.Г. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива //Тр. груз. отд. Ин-та минер. сырья. Тбилиси. 1938. Вып.2. С.5-46.

Твалчредидзе А.А. Полевой шпат пегматитовых жил Дзирульского массива //Мат. совещ. по полевому шпату. Л.: Изд-во АН СССР. 1927. С.41-42.

Топурия П.А. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве //Бюлл. ГИН Грузии. 1938. Т.3. Вып.4. С.361-475.

Хмаладзе И.И. О некоторых жильных породах Дзирульского массива //Сообщ. Геол. об-ва Грузии. 1965. Т.4. Ч.2. С.58-60.

Хмаладзе И.И., Чихелидзе К.С. О термических условиях формирования кристаллических пород Дзирульского выступа Грузинской глыбы //Сообщ. АН ГССР. Т.86. №1. 1977. С.137-140.

Хмаладзе И.И., Чихелидзе К.С. Породообразующие минералы кристаллических пород Дзирульского выступа Закавказского срединного массива//Тр.ГИН АН ГССР.Нов.сер.1987. Вып. 94. 76 с.

Чихелидзе К.С. Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского массива //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 1998. 31 с.

Чихелидзе К.С. Акцессорные минералы палеозойских гранитоидов Дзирульского массива //Тез. докл., посвящ. 70 -летию ГИН АН Грузии. Тбилиси. 1995. С.118.

Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива //Тр. ГИН АН ГССР. Сер геол. 1948. IV(IX). 214 с.

Bartnitsky Ye. N., Dudaori O. And Stepanyuk L. Geochronology of phanerozoic granitoids from folded areas of Eastern Europe. Isotopes in Nature. Leipzig. 1990. P.1-10.

Dudaori O., Togonidze M., Vashakidze G. K-Ar age of the granitoids of the Transcaucasian median massif. Vorlage des internat.Isotopen kolloq. 1988 in Freiberg. Leipzig. 1990. P.42-44.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДОЮРСКИХ ГРАНИТОИДАХ ДЗИРУЛЬСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

К.С. Чихелидзе

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 390093 Тбилиси

Рассмотрено распределение редкоземельных элементов в доюрских гранитоидах Дзирульского массива, представленных догерцинской габбро-диорит-кварц-диоритовой и позднегерцинской гранитовой сериями. Показано различное поведение редкоземельных элементов в этих гранитоидных сериях, что позволяет сделать вывод об участии разных субстратов в гранитообразовании. Предполагается, что догерцинские гранитоиды формировались по энсиматическому субстрату с участием первично мантийных пород, а позднегерцинские - по сиалическому субстрату.

RARE EARTH ELEMENTS IN PRE-JURASSIC GRANITOIDS OF THE DZIRULA CRYSTALLINE MASSIF

K. Chikhelidze

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

The distribution of the rare earth elements has been studied in Pre-Jurassic granitoids of the Dzirula Massif, represented by Pre-Hercynian gabbro-diorite-quartzdiorite and Late-Hercynian series. The different behaviour of rare earth elements in these granitoids gives us opportunity to draw a conclusion about the participation of different substrata in graniteformation. We can make an assumption, that Pre-Hercynian granitoids have been formed according to ensimatic substratum with participation of primary mantle rocks and later on with Hercynian ones - according to sialic substratum.

Изучение поведения редкоземельных элементов представляет интерес для познания условий глубинной эволюции расплавов. В связи с этим немаловажным является на основе изучения распределения редкоземельных элементов получение генетической информации доюрских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива и дополнение этой информации к геологическим, петрологическим, минералогическим и геохимическим данным последних времен (Okrostsvaridze, Shengelia, 1996; Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999; Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998; Закариадзе и др., 1998; Одикадзе, 1998; Чихелидзе, 1998).

Доюрские гранитоиды Дзирульского кристаллического массива представлены генетически самостоятельными, разобщенными во времени догерцинской габбро-диорит – кварц-диоритовой и позднегерцинской гранитовой сериями (Чихелидзе, 1998).

Габбро-диорит – кварц-диоритовая серия объединяет непрерывный ряд гомодромных пород: габбро (метагаббро, габбро-диабаз, габбро-диорит), диорит, кварцевый диорит, тоналит, плагиогранит, плагиоаплит. Весь комплекс пород обладает гнейсовидной текстурой, что характерно для самых распространенных пород среди догерцинских гранитоидов, кварцевых диоритов. Исследования последних лет показали, что гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, считавшиеся ранними исследователями одновозрастными породами, резко отличаются друг от друга как по химическому и минералогическому составу, так и по генезису и возрасту. По данным И.П. Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (Gamkrelidze, Shengelia, 1998; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 1999) докембрийские кварцево-диоритовые гнейсы образовались в энсиматической незрелой островной дуге в процессе субдукции во внутриокеанских условиях без участия континентального материала, а позднебайкальские (раннекаледонские ?) массивные кварцевые диориты представляют собой продукты вторичного плавления мафических пород океанической коры (метабазитов, амфиболитов и, частично, кварцево-диоритовых гнейсов). Они полагают, что кварцево-диоритовые гнейсы относятся к категории

мантийных гранитоидов, по В.Е. Хаину (1995), в частности, мантийно-островодужной М1 группе, а массивные кварцевые диориты являются мантийно-корового субдукционного MCS типа по В.Е. Хаину (1995).

Главными петрографическими особенностями догерцинских гранитоидов (Чихелидзе, 1998, 1999) являются: отсутствие калишпата, уменьшение роли амфибола и возрастание биотита при переходе от диоритов к плагиогранитам, а также наличие типоморфных минералов – сфена, магнетита, ортита, апатита, иногда муассанита и самородного цинка. По химизму породы относятся к известково-щелочной серии, преимущественно с натриевым уклоном. В эволюционном ряду наблюдается увеличение SiO_2 и уменьшение - Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO и TiO_2 . В целом, петрохимические и минералогические исследования показали, что габбро-диорит - кварц-диоритовая серия сформирована за счет дифференциации базальтовой магмы, генерированной в поле толеитовой серии (Чихелидзе, 1998).

Позднегерцинская гранитовая серия представлена равномернотекстурированными биотитовыми и лейкократовыми гранитами, порфирированными двуслюдяными гранитами Рквийского типа, порфиробластовыми роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами, пегматитами и аплитами. Для данных пород характерна повышенная щелочность, преобладание K_2O над Na_2O , широкий спектр акцессорных минералов, присущий для каждой текстурной разновидности. В частности, для равномернотекстурированных гранитов характерны: циркон, апатит, ильменит, ортит, монацит, иногда торит, молибденит, флюорит. Порфирированные рквийские граниты содержат монацит, ксенотим, берилл, касситерит, турмалин наряду с цирконом, апатитом и ильменитом. Для порфиробластовых гранитов характерны повышенные концентрации апатита, циркона, ортита, ильменита. Предполагается, что исходная эвтектоидная магма позднегерцинских гранитов образована вследствие селективного плавления сиалической коры, обогащенной летучими компонентами (Шенгелиа, Окросцваридзе, 1998; Чихелидзе, 1998; Okrostsvavidze, Shengelia, 1996). С позиции геодинамической обстановки позднегерцинские граниты относятся к островодужной группе, а в зависимости от источника магмы, по В.Е. Хаину (1995), – к категории СА корово-анатектической (Gamkrelidze, Shengelia, 1998). Становление порфиробластовых гранитов определяется наложенным калиевым метасоматозом, развитым в древних, преимущественно фемического профиля, породах вследствие внедрения в них позднегерцинских калишпатовых гранитов.

Охарактеризованные выше доюрские гранитоиды отличаются также по содержанию микроэлементов. Догерцинским гранитоидам, особенно, диоритам и кварцевым диоритам характерно высокое, по сравнению с кларковыми данными, содержание Co , V , Cr и низкие Th/U , K/Rb и Rb/Sr отношения. А позднегерцинским – высокое содержание Pb , Zn , Be , Sn и также высокие в них K/Rb , Rb/Sr , Th/U , последнее коррелируется с K .

Анализы на редкие земли выполнены нейтронно-активационным методом в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН Украины. Проанализировано около 20 проб доюрских гранитоидов, а также метаморфизованных осадочных пород – кристаллических сланцев и гнейсов (табл.). Были использованы и литературные данные (Закариадзе и др., 1998). Аналитические данные нормированы по составу хондрита (Bountom, 1984) и составлены диаграммы.

Догерцинские гранитоиды характеризуются сравнительно пологими субпараллельными спектрами (рис. 1). Степень фракционирования La_N/Yb_N изменчива и колеблется в пределах 3,6-14,0. В догерцинских гранитоидах за исключением диорита, четко выраженный Eu минимум отсутствует. Такая особенность по современным представлениям (Коваленко и др., 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988) связана с их образованием за счет относительно полного плавления в коре первично мантийных пород. Представляет интерес своеобразный, отклоненный от общей картины характер спектра диоритов. В них отмечается повышенное содержание La и Ce , а также небольшой Eu минимум. В целом характер спектра диоритов отражает либо гибридный характер пород, либо их последующее наложенное изменение. Наши аналитические данные хорошо согласуются с литературными (Закариадзе и др., 1998). В частности, редкоземельный состав габбро и диоритов очень близки, а в кварцевых диоритах отмечается небольшой Eu максимум на фоне почти полного совпадения остальных редкоземельных элементов.

По данным Г.С. Закариадзе и др. (1998), амфиболовое габбро с.Цхетис-Джвари относится к известково-щелочной серии зон перехода океан-континент. Об этом свидетельствует заметная их обогащенность легкими литофильными элементами и одновременная обедненность тяжелы-

ми редкими землями и итрием по сравнению со средним составом нормальных базальтов зон океанического спрединга. Кроме того, как указывают авторы, диориты и кварцевые диориты гнейсово-мигматического комплекса проявляют большое сходство с этими габброидами по геохимическим признакам.

Таблица

Содержание редкоземельных элементов в доюрских кристаллических породах
Дзирульского массива

№ обр	Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La _N /Lu _N
54	Габбро	20,0	43,6	6,4	1,7	-	3,7	0,6	3,6
4-87		17,5	34,0	4,2	1,2	0,72	2,0	0,35	9,6
73-84		34,6	58,4	5,7	1,2	0,9	1,6	0,5	14,0
22	Диорит	34,6	58,4	5,7	1,2	0,9	1,6	0,5	14,0
Ик-53		31,0	50,0	4,8	1,3	0,8	1,8	0,32	14,6
30	Гнейсовидный кв. диорит	12,2	26,1	3,4	1,4	0,8	-	-	-
31		21,2	32,6	6,4	1,6	-	1,8	0,3	7,6
47	Плагιοгранит	10,5	17,5	2,1	0,5	-	0,80	0,2	8,9
23	Плагιοаплит	15,1	34,4	5,1	1,4	-	2,8	0,4	3,8
24		13,8	30,2	2,3	0,5	0,4	1,1	0,3	8,4
14	Равномерн. лейкокр. гранит	32,8	65,6	3,4	-	0,9	1,8	0,4	11,8
16	Биотитовые граниты	26,5	44,6	2,9	0,8	-	1,7	-	10,6
55		36,9	77,4	6,9	1,1	0,6	3,1	0,6	7,9
1135	Порфиоровидные двуслюд. граниты Рквийского ин-ва	24,0	75,4	8,4	1,3	0,3	1,4	-	11,0
1314		30,6	80,8	5,1	1,2	0,3	0,9	-	24,0
1322		22,3	38,5	4,6	1,1	0,3	1,2	2,0	11,8
44	Порфиробластовые граниты	53,6	70,1	8,8	1,6	0,9	1,8	0,5	22,0
59		34,0	87,3	8,3	2,4	1,1	2,2	-	10,0
64		39,2	77,1	4,8	1,7	0,3	0,8	0,3	31,5
66		63,6	114	10,7	1,9	0,4	2,0	0,4	21,3
68		59,0	113	7,8	0,9	0,7	1,3	0,4	36,5
28	Кр. сланец	65,6	140	13,0	1,8	1,6	1,7	-	26,5
825		47,5	88,7	6,6	1,4	1,1	2,4	0,4	12,7
46	Парагнейс	38,0	65,1	7,3	1,5	-	2,3	0,8	11,2
48		53,3	101	9,0	1,4	1,0	1,9	0,4	19,1
74		47,2	71,4	9,6	1,4	1,3	2,8	0,6	11,7

Примечание: анализы 4-87, 73-84, Ик-53 - из работы Г.С.Закаридзе и др. (1998).

Совершенно иное поведение редких земель в позднегерцинских богатых калием гранитах. В них отмечаются более высокие содержания легких и низкие – тяжелых лантаноидов нежели в раннегерцинских гранитоидах. На диаграмме (рис.2), составленной в целом по усредненным данным редкоземельных элементов, наряду с гранитоидами нанесены также породы субстрата – парагнейсы и кристаллические сланцы. Во всех этих породах распределение редких земель в основном сходные, хотя имеются и небольшие отклонения. Все эти породы характеризуются асимметричными вправо наклоненными спектрами с более или менее четко выраженным Eu минимумом. Степень фракционирования La_N/Yb_N высокая и меняется в интервале 11.0-36.5. В целом тип распределения редкоземельных элементов сходен с их распределением в PAAS (постархейские глинистые сланцы Австралии), принятым за средний состав верхней континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Как показывает диаграмма (рис. 2), наибольшее сходство по распределению редких земель проявляют равномернозернистые граниты, парагнейсы и кристаллические сланцы. В этих породах Eu минимум выражен одинаково четко. Наличие более высоких содержаний лантаноидов в породах субстрата, нежели в выплавленных гранитах, очевидно, вызвано тем,

что кора помимо осадочных пород была сложена и вулканогенами, содержащими низкие концентрации редкоземельных элементов. Наиболее низкие содержания тяжелых лантаноидов отмечаются в рквийских порфиroidных гранитах. Вместе с тем, эти породы не обладают четко выраженным Eu минимумом. Подобное различие гранитов в распределении редкоземельных элементов возможно вызвано разной глубиной кристаллизации гранитной магмы.

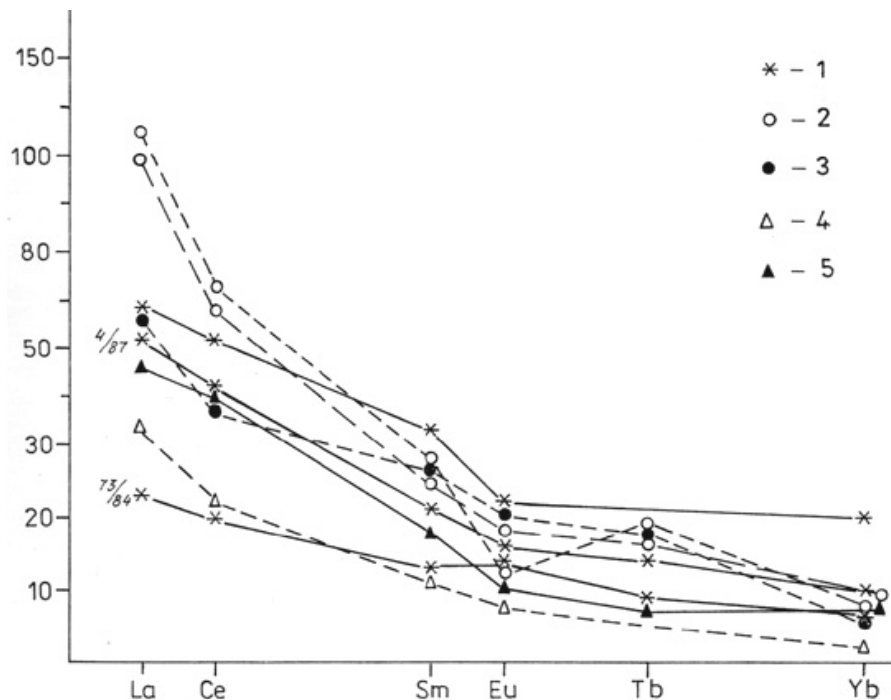


Рис.1. Распределение редкоземельных элементов в догерцинских гранитоидах Дзирульского массива.

1- габбро; 2 – диорит; 3 – гнейсовидный кварцевый диорит; 4 – плаггиогранит; 5 – плаггиоаплит

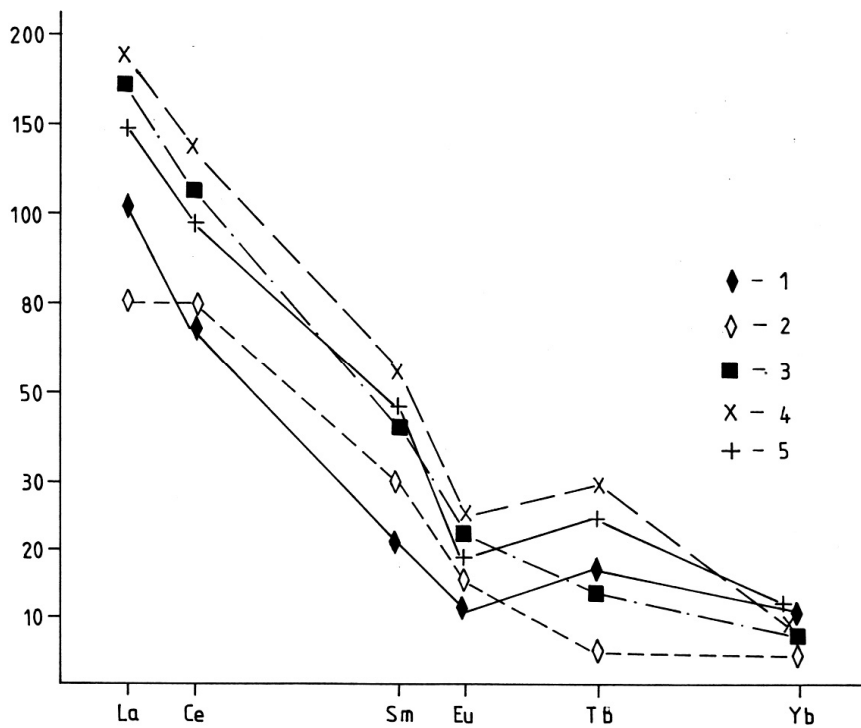


Рис.2. Распределение редкоземельных элементов в парагнейсах, кристаллических сланцах и позднегерцинских гранитоидах Дзирульского массива.

1 – равномернoзернистые; 2– рквийские порфиroidные; 3 – порфиroidблaстовые граниты;

Порфиробластовые граниты по распределению редкоземельных элементов являются промежуточными между догерцинскими и позднегерцинскими гранитоидами. Спектр порфиробластовых гранитов проявляет сходство со спектром, построенным по усредненным данным пород габбро-диорит - кварц-диоритовой серии (Чихелидзе, 1998). Различия между ними заключается в том, что в порфиробластовых гранитах повышены La и Ce. По нашему мнению это, вероятно, связано не только с наличием в составе этих пород крупных порфиробластов K-Na полевого шпата, но и с повышенными концентрациями акцессорных минералов, главным образом ортита.

Литература

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов //Тр.ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып.114. С.47-71.

Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Адамия Ш.И., Оберхайсли Р.Э., Соловьева Н.А., Ляликов А.В. Петрология, геохимия и Sm – Nd возраст догерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива// Петрология. 1998. Т.6. №4. С.422-444.

Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Балашов Ю.А. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии// Геохимия. 1983. №2.С. 172-188.

Одикадзе Г.Л. Гранитоиды Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1998. 592с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 379 с.

Хаин В.Е. Происхождение гранитов //Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука. 1995. С. 35-46.

Чихелидзе К.С. Петрология палеозойских гранитоидов Дзирульского кристаллического массива// Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 31 с. (на груз. яз., резюме русс.).

Чихелидзе К.С. Доюрские гранитоиды Дзирульского кристаллического массива //Тр.ГИН АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып.114. С.294-300.

Шенгелиа Д.М., Окросцваридзе А.В. Новые данные о строении Дзирульского выступа доальпийского фундамента Грузинской глыбы //ДАН России. 1998. Т.359. №6.С. 801-803.

Bountom W.V. Geochemistry of the Rose Earth Elementss Meteorite Studies //Rose Earth Element geochemistry. Amsterdam. 1984. P. 63-114.

Gamkrelidze I.P., Sengelia D.M. New Data on the Interrelation and Age of the Dzirula Crystalline Massif Constituting Rocks //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1998.V.158. №1. P 93-96.

Okrostsvardize A.V., Shengelia D.M. New Data on the Formation of Microcline Granites of Dzirula //Bull. Acad. Sci. Georgia. 1996. V. 154. №1. P. 93-95.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ФИЛЛИПСИТОВ ГРУЗИИ

Н.И.Схиртладзе¹, Р.А.Ахвледиани²

¹Тбилисский государственный университет
пр. И. Чавчавадзе, 1, 380028 Тбилиси

²Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Минералогический анализ диагенетических филлипситов, развитых по вулканогенным породам среднего эоцена Аджаро-Триалетии (Грузия), выявил ряд особенностей концентрации главнейших компонентов, позволивших констатировать, что их формирование происходило в морской среде за счет диализа вулканического стекла при незначительной величине μCO_2 , РН в пределах 8,9 – 11,5 и соотношении Si / Al в структуре филлипсита равное 2,5, что характерно для морских и океанических условий.

SOME FEATURES OF DIAGENETIC PHILLIPSITES CONTENT OF GEORGIA

N. Skhirtladze¹, R. Akhvlediani²

¹Tbilisi State University

I. Chavchavadze aven. 1, 380028 Tbilisi

²Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Mineralogical analysis of diagenetic phillipsites, developed from contrast volcanogenic Eocene rocks of Adjara–Trialeti (Georgia), show up a range of relationship: Si concentration, Si/Al ratio and others, which gives possibility to establish, that their formation had taken place in marine environment at the expence of volcanic glass dialysis with the neglected value of μCO_2 , РН in the range 8,9 – 11,5 and Si/Al ratio in phillipsite structure 2,5, that is typical for sea and oceanic formations.

Разновозрастные и разнотипные породы, слагающие территорию Грузии, весьма богаты цеолитовыми минералами. Так, например, со щелочными породами типа габброидов мезозойского и кайнозойского возраста связана ассоциация гистеромагматических цеолитов. К эффузивным породам того же возраста приурочены поствулканические гидротермальные цеолиты, а к нормальным осадочным породам юрского возраста – типичные осадочные цеолиты – анальцимиты.

Несколько позже в вулканогенно–осадочных и нормальных осадочных породах мезозоя и кайнозоя Грузии были выявлены своеобразные генетические типы цеолитов– диагенетические. Ими оказались: анальцит, гейландит–клиноптилолит, ломонтит, морденит и филлипсит. Все эти цеолиты, кроме филлипсита, специально изучены (Батиашвили и др., 1977).

Диагенетический филлипсит пока что найден в Ахалцихском районе и в Гурии. В обоих регионах он связан с морскими вулканогенно–осадочными образованиями среднего эоцена. В этих отложениях филлипситом наиболее обогащены тонкообломочные пепловые туфы трахибазальтового состава, где этот цеолит является главнейшим породообразующим минералом. Характерно, что во всех случаях филлипсит замещает витрический материал и образует слегка розоватые кристаллики, чаще таблитчатого габитуса. В отличие от гидротермальных филлипситов, величина двупреломления заметно понижена. Показатель преломления $N_g=1,487\pm 0.001$; $N_p = 1,484 \pm 0.001$, а $N_g - N_p = 0.002 - 0.004$.

Из аутигенных минералов с филлипситом обычно ассоциируют монтмориллонит и хлоритовые массы. Характерно, что в известных месторождениях филлипситсодержащие породы часто чередуются с гейландит–клиноптилолит и анальцитсодержащими тонкослоистыми мелководными туфо–мергелистыми породами, в которых часто присутствуют остатки микрофауны.

В Ахалцихской депрессии цеолитоносным является средний эоцен, который здесь расчленяется на две части: нижнюю, массивную и верхнюю, слоистую туфогенные свиты. Нижняя часто прослеживается в северном борте Ахалцихской депрессии. Здесь она представлена субщелочными средними и кислыми пирокластами. Особого внимания заслуживают пехштейновые

эффузивы, которые к востоку от с.Шурдо фациально замещаются массивными туфами и туфобрекчиями.

На эти образования налегает, т.н. верхняя туфогенная слоистая свита, представленная чередованием слоистых пачек туфов, туфоаргиллитов и туфомергелей, в которых туфовый витрокластический материал часто полностью замещается цеолитами. Мощность верхней туфогенной свиты достигает 250 м. Цеолиты, связанные с этими туфами, представлены анальцимом, гейландит–клиноптилолитом и филлипситом.

Характер напластования цеолитсодержащих туфов в северном борте Ахалцихской депрессии имеет следующий вид.

На левом берегу р. Куры, по р. Цриохисцкали в низах разреза обнажаются анальцим – монтмориллонитовые туфы, за которыми следуют:

1. Серовато-белые туфы с филлипситом и монтмориллонитом. Мощн. 9-10 м (колич. филл. 70 – 75 %).

2. Темно-серые тонкослоистые туфомергели с анальцим-гейландитом и крупнообломочные полимиктовые брекчии с такими же цеолитами. Мощн. 4 – 5 м (колич.цеол. 30 – 50 %).

3. Пепловые туфы с монтмориллонитом и гейландит–клиноптилолитом (колич.цеол. 30 – 60%).

4. Белые, светло-коричневые кристалло- и витрокластические туфы с гейландит–клиноптилолитом. Мощн. 10 м (колич.цеол. 40 – 55 %).

5. Массивные брекчии и туфопесчаники с анальцимом. Мощн. 10 – 15 м.

К западу от этого разреза, между с.Гуркели–Цинубани и Чквинта, аналогичным наслоением и вещественным составом характеризуется верхняя часть среднего эоцена. Здесь всюду анальцим–гейландит–клиноптилолитсодержащие туфовые породы чередуются с филлипситсодержащими. Однако к западу от с.Чвинта типичные вулканические туфы с цеолитами выклиниваются и, начиная от с. Куратубани до Варханисцкали, развиваются тонкослоистые туфомергелистые породы с небольшим содержанием анальцим–гейландита. Цеолитсодержащими оказались, как об этом уже говорилось, вулканогенно–осадочные образования среднего и верхнего эоцена Гурийского хребта. В этом отношении весьма интересными оказались верхние части (горизонт–в) среднего эоцена, где геологами Д.Г.Ахвледзиани, К.Г.Мацхонашвили, З.А.Баиадзе выявлены довольно мощные пачки филлипситсодержащих пород (1985). В этом отношении большого интереса заслуживают пепловые и пемзовые туфы трахитов, развитых на участке Шухути (Ланчхутский район), где мощность отдельных слоев филлипситсодержащих туфов колеблется в пределах 7 – 10 м, а мощность пачек достигает 50 м. По простиранию эти породы прослеживаются на расстоянии 1,2–1,5 км. Характер наслоения и распределения в них филлипситов иллюстрируется детальным литостратиграфическим разрезом, составленным авторами.

К юго-востоку от с. Шухути, у северного подножья г. Саиаро, вдоль грунтовой дороги, в ядре Шухутско-Чконигорийской синклинали, по субмеридиональному разрезу, в направлении с севера на юг устанавливается следующая последовательность (приводится с небольшим сокращением).

1. Массивные глыбовые туфобрекчии оливинового калибазальта. Размер обломков варьирует в пределах 15 – 20 см. Мощн. 60 м.

2. Грубослоистые темно-серые сильно раздробленные туфопесчаники. В отдельных прослоях содержится незначительное количество филлипсита.

3. Светло-желтые витрокластические туфы с содержанием филлипсита 65%, 7 м.

4. Светло-желтые алевритовые туфы. Содержание филлипсита 90%, 10 м.

5. Светло-желтые кристалловитрокластические туфы. Содержание филлипсита 70%, 11 м.

6. Светло-желтые трещиноватые витрокластические туфы. Содержание филлипсита 60%.

7. Темно-серые псаммитовые кристалловитрокластические туфы. Содержание филлипсита 80%, 5 м.

8. Светло-желтые с коричневым оттенком литокластические туфы. Содержание филлипсита 65%, 11 м.

9. Массивные белесоватые кристаллокластические туфы. Содержание филлипсита 70%, 6 м.

10. Полосчатые, слоистые, мелкозернистые белесоватые туфогенные породы с содержанием филлипсита 75%, 10 м.

11. Слоистые веснушчатые светлых тонов туфопесчаники. Содержание филлипсита 30%, 12 м.

12. Туфопесчаники и псаммитовые туфогенные породы, 25 м.

Приведенные выше разрезы и их краткая петрографо-стратиграфическая характеристика приводятся с целью проведения анализа генетического характера, ибо до настоящего времени не удается выявить четкие типоморфные критерии по размежеванию между собой цеолитов низкотемпературного гидротермального и диагенетического генезиса.

Не отрицая роли гидротермальных растворов в становлении широкого спектра отмеченной группы минералов, что подтверждено и экспериментальными опытами по их синтезу, вопрос об условиях образования в водно-морской среде при низкой минерализации геохимической системы остается пока мало изученной.

Определенные трудности возникают при рассмотрении температурных условий цеолитообразования ввиду того, что большинство работ и наблюдений посвящено природным и экспериментальным термодинамическим системам, которые характеризуют, как минимум, низкотемпературные гидротермальные процессы цеолитообразования, характерные для активных вулканогенных областей, а для условий морских бассейнов аналогичных данных и расчетов практически нет. Поэтому переносить априори целиком результаты гидротермального синтеза для объяснения термодинамических условий цеолитообразования вулканогенно-осадочных систем не представляется правомерным, хотя некоторые общие вопросы распространяются и на водно-морские условия.

В этом отношении определенный интерес представляют экспериментальные работы ряда исследователей, проведенные на образцах вулканогенных пород Грузии (Хундадзе, Урушадзе, 1979; Гогишвили и др., 1979; Хитаров и др., 1970).

Наиболее общими аспектами являются необходимость присутствия стекловатого вулканического материала, для перекристаллизации которого в цеолит необходимы условия среды, причем последовательность минерогенеза заключается в гидратации стекла, переходящего в гель, а затем гидролиз и перекристаллизация в цеолит. Наблюдается последовательность: стекло-филлипсит-клиноптилолит-морденит-анальцит.

К сожалению имеющийся в нашем распоряжении литературный материал подробно характеризует условия гидротермального минералообразования и практически не приводятся термодинамические расчеты для цеолитов диагенетического происхождения, хотя определенное исключение составляют данные рассчитанной А.Олби и Е-Ан Зейем (1969) мультисистемы в зависимости от химических потенциалов CO_2 и H_2O в условиях водно-морской среды. Возникновению цеолитов способствует, по их расчетам, дисперстность вулканических пород, незначительное количество μCO_2 , возникновение осматического давления и диффузия в условиях диализа кристаллизующегося материала.

Учитывая вышеприведенные общие генетические представления, нами проведен детальный минералогический анализ почти мономинеральных витрокластических туфов.

Для общего представления о характере цеолитсодержащих пород и приуроченных к ним цеолитов фигуративные точки химического состава нанесены на диаграмму Иджима (1980) (рис.1).

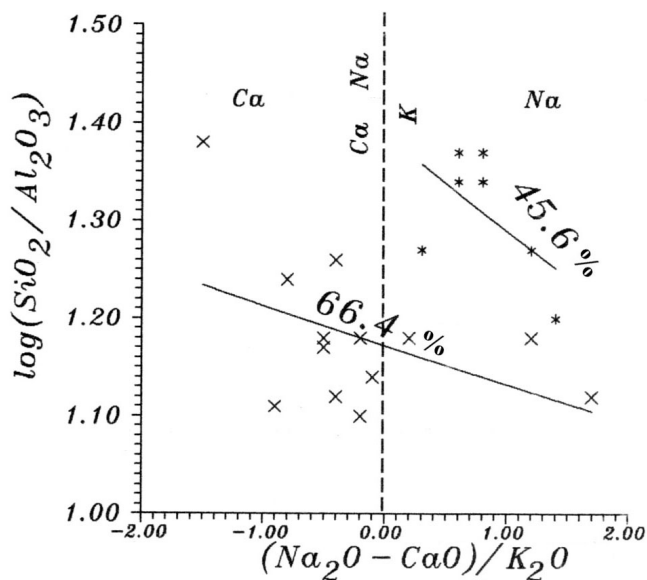


Рис.1. Петрохимическая диаграмма А.Иджима (Iijima, 1980) для цеолитсодержащих пород

■ - м-ние Шхууги;
* - м-ние Цинубани

Бросается в глаза резкое различие распределения фигуративных точек разного типа цеолитов вдоль нулевой точки состава вулканогенных пород по отношению к калию. Если филлипситсодержащие породы м-ния Шухути тяготеют, в основном, к обогащенным калием породам с низким соотношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и в меньшей мере к богатым натрием пелитолитам, то к субщелочным андезитам и дацитам м-ния Цинубани приурочены филлипситы с высоким содержанием натрия и соотношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,3-1,4$.

Статистическая обработка данных фигуративных точек по распределению калиевости на диаграмме А.Иджима свидетельствует о том, что ее величина для пород Шухути, в основном, равна 66,4%, что же касается разреза Цинубани, то для филлипситсодержащих пелитолитов отмеченный коэффициент находится в пределах 45,6%.

Для детализации роли химического состава пород на формирование типа цеолитов были рассчитаны кристаллохимические формулы цеолитов из изученных, почти мономинеральных, пепловых туфов. Статистические данные приведены на рис.2.

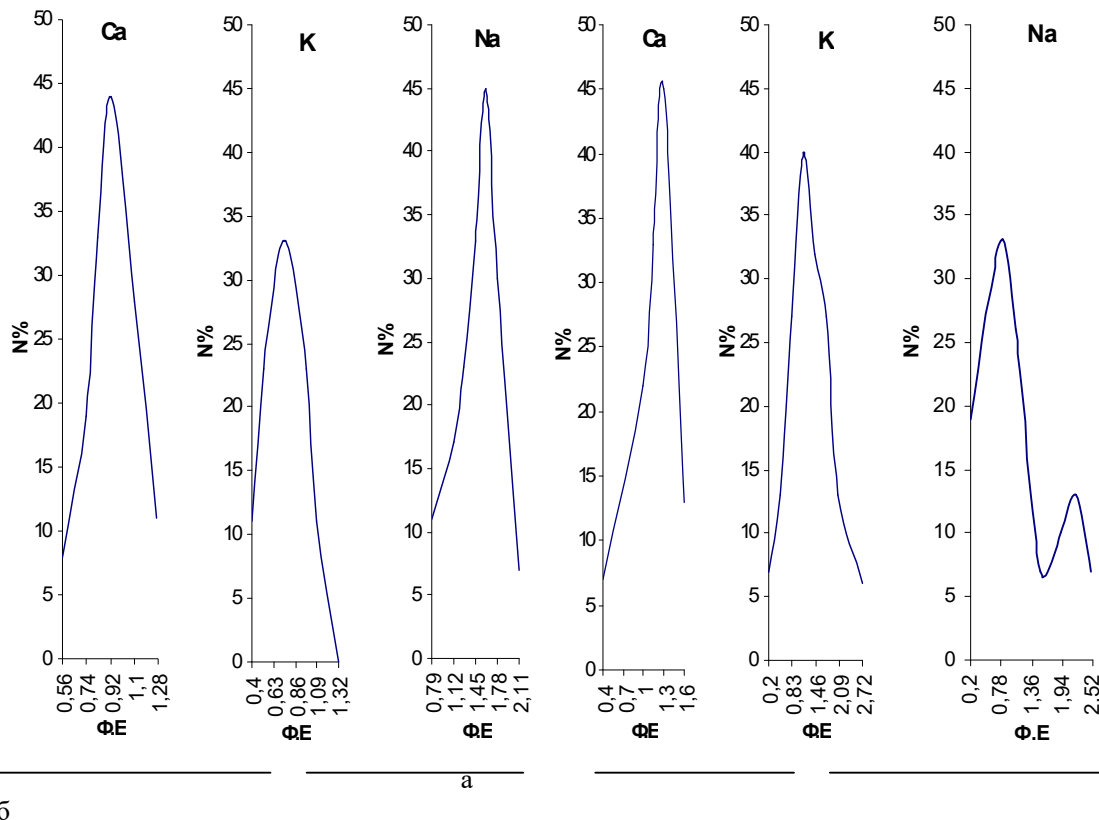


Рис.2. Гистограммы распределения основных катионов в структуре филлипситов (а - м-ние Цинубани, б - м-ние Шухути)

Для м-ния Цинубани филлипситы представлены калиево-натриевыми разностями, в которых среднестатистические значения элементов на формульную единицу равны: К- $0,80 \pm 0,26$, Na- $1,42 \pm 0,36$ с умеренным количеством кальция равного $0,94 \pm 0,18$. Что касается филлипситов м-ния Шухути, то анализ соответствующих гистограмм свидетельствует об их существенно калий-кальциевом составе, соответственно: $1,32 \pm 0,67$, $1,24 \pm 0,35$ с весьма низкими значениями количества натрия - $0,88 \pm 0,70$.

О зависимости типа цеолитов от состава пород можно судить по некоторым коэффициентам, которые выявили относительно четкие зависимости. Результаты суммированы на рис. 3.

В целом, полученные линейные зависимости свидетельствуют о существенной роли вмещающих пород на состав и условия формирования цеолитов.

Для обоих месторождений перераспределение кальция в исследованных минералах полностью зависит от общей щелочности/агпаитности материнских пород, выявляя обратно пропорциональную тенденцию.

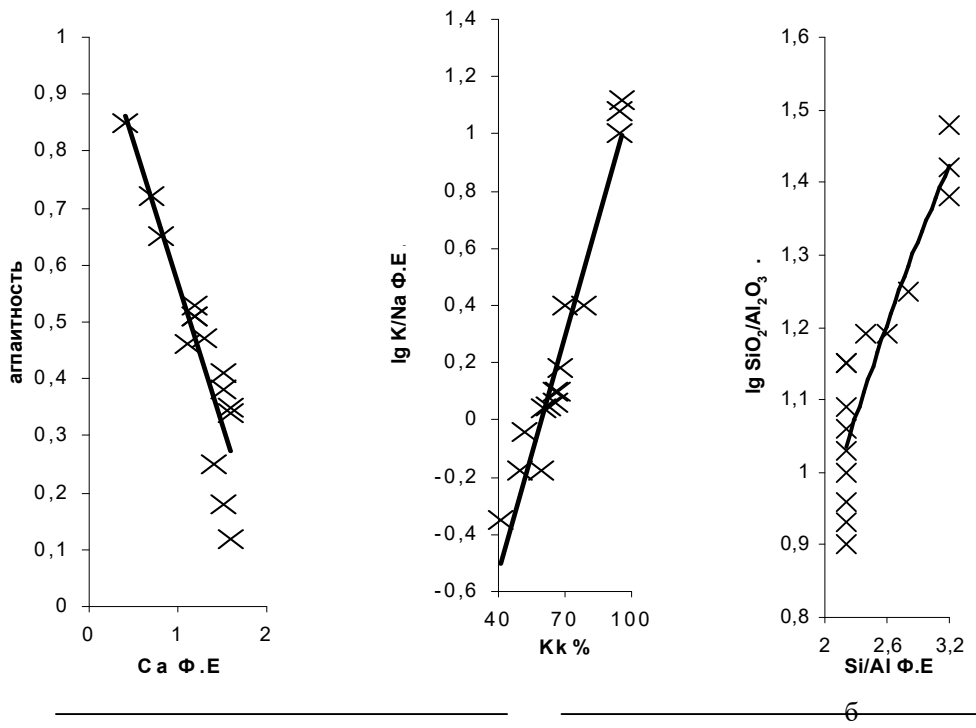
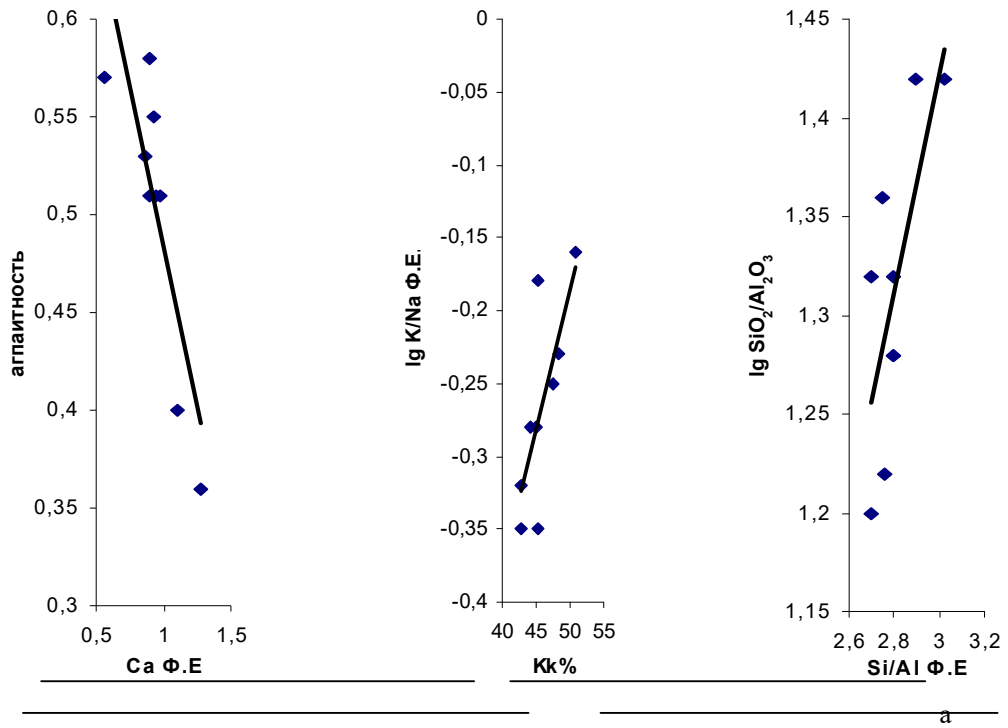


Рис. 3. Диаграммы зависимости состава цеолита от состава пород (а - м-ние Цинубани, б - м-ние Шухути)

Линейная зависимость наблюдается и между калием и натрием в формуле филлипситов от коэффициента калиевости исходных пород, однако для м-ния Шухути диапазон распределения колеблется в более широких пределах.

Аналогично пропорциональная положительная зависимость наблюдается на диаграмме отношения силиция к полуторному окислу в породе и соотношения Si/Al в формульной еди-

нице кристаллохимического состава изученных цеолитов, выявляя более широкий диапазон соотношений, присущий филлипситам Шухути.

Отмеченные соотношения, по данным Д.Брека (1976), зависят от pH цеолитообразующей среды и фиксируется в формуле минерала уменьшением соотношения Si/Al от 3,4 до 2,2 с изменением коэффициента щелочности от 9 до 11,5 условных единиц.

Проведенный нами анализ указывает на то, что для условий образования цеолитов изученных разрезов, в целом, характерны средние значения коэффициента щелочности, хотя для филлипситов из трахибазальтов м-ния Шухути величина pH достигает максимального значения 11,5, тогда как для филлипситов, образованных за счет более кислых субщелочных и нормально щелочных пирокластолитов, величина отмеченного коэффициента снижается до 10,5-9,5 единицы.

Определенный интерес представляет возможность восстановления по химизму цеолит-содержащих пород концентраций SiO₂ в гипотетических растворах, характерных для условий кристаллизации изученных цеолитов. Проведенные нами, весьма приближенные расчеты, были сопоставлены с данными, заимствованными из работы Э.Сендерова (1980).

При определенной интерполяции температурный интервал кристаллизации цеолитов м-ний Цинубани и Шухути оказался сопоставимым с данными характерными для щелочно-водных бассейнов и поровых вод современных морских осадков с низкой концентрацией силиция. Отношение последнего к алюминию, для изученных филлипситов равно примерно 2,5 условных единиц, что, по данным Н.А.Лисициной и Г.Ю.Бутузовой (1976), характерно для океанических филлипситов и заметно отличаются от таковых изверженных пород.

Таким образом, возникновение диагенетических цеолитов, в частности филлипситов, за счет вулканогенных пород эоцена Аджаро-Триалетской складчатой зоны согласно данным детального минералогического исследования полностью подтвердили существующие петрографические и палеостратиграфические данные об образовании изученных цеолитов в водно-морской среде в результате диагенеза, по всей вероятности, за счет диализа вулканического стекла в условиях осмотического давления, незначительной величины μ CO₂ и pH в пределах 8,9-11,5 при соотношении Si/Al в структуре филлипсита равно 2,5.

Необходимо особо отметить, что, несмотря на решающее влияние исходного пеплового материала на химический состав цеолитов, обращает на себя внимание тот факт, что для высококальциевых вулканогенно-осадочных образований Шухути характерно присутствие калий-кальциевых филлипситов, тогда как для субщелочных пород Цинубани филлипсит, представленный Na-K типом, возник на базе более кислых пород.

Литература

Батиашвили Т.В., Ахвледиани Р.А., Гвахария Г.В., Схиртладзе Н.Н., Микадзе Г.А., Чичинадзе Т.С. Некоторые экспериментальные данные по изучению клиноптилолитов грузинских месторождений //Клиноптилолит. Тбилиси: Мецниереба. 1977. С.60-66.

Брек Д. Цеолитовые молекулярные свиты. М.: Мир. 1976. 781 с.

Гогишвили В. Г., Гогишвили Т. Ш., Зулиашвили Т.Г., Чхеидзе Р.Г. Высококремнистые цеолиты Закавказья //Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1979. С.115-122.

Долаберидзе Н. М. Процессы цеолитообразования и ионного обмена в алюмосиликатных системах //Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. 1999.

Лисицына Н.А.,Бутузова Г.Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан //Литология и полезные ископаемые. 1976. №2. С. 9-21.

Олби А.Л., Е-Ан Зен. Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов CO₂ и H₂O //Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука. 1969. Т. 1.325 с.

Сендеров Э.Э. Жизнеспособность равновесий с пересыщенными кремнеземом растворами и их влияние на образование цеолитов //Природные цеолиты. М.: Наука. 1980.

Хитаров Н.И., Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э. и др. Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов //Геохимия. 1970. №6.

Хундадзе А.Г., Урушадзе В.В. Прикладные и геохимические аспекты гидротермальной кристаллизации стекловатых вулкаников //Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1979. С.122-140.

Iijima A., Matsumoto R., Toda R. Zeolitic and silica diagenesis and sandstone petrography // Initial Reports of the DCDP. Washington. 1980. V.56/57. P. 1143-1158.

ХИМИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЭОЦЕНА ЦАЛКИНСКОГО РАЙОНА

Г.И. Насидзе, Р.А. Ахвледиани

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Накопленный авторами фактический материал по химизму вулканогенных пород эоцена, обработанный в свете современных представлений об их генезисе с использованием методов математической статистики, позволил, наряду с известным фактом наличия процесса магматической дифференциации, установить роль сквозьмагматических растворов в становлении изученных пород. Доказано, что источником вулканогенно-осадочных пород служил единый гомогенный расплав с начальной температурой в пределах 1100-1250°C и давлении равном 10 кбарам.

CHEMICAL ACTIVITY OF TSALKA DISTRICT EOCENE VOLCANOGENIC ROCKS

G. Nasidze, R. Akhvlediani

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Actual material on chemical activity of Eocene volcanogenic rocks gathered by the authors, treated in the view of recent notion of their genesis, using method of mathematical statistics techniques and taking into account presence of magmatic differentiation, gives possibility to establish the role of transmagmaic solution when studying rock-forming processes. It is proved that the source of volcanogenic sedimentary rocks is a homogeneous melt with the primary $T=1100^{\circ}-1250^{\circ}\text{C}$ and $P=10$ kbar.

Одним из существенных аспектов исследования петрологии вулканогенных пород вообще, а Аджаро-Триалетской складчатой системы в частности, является изучение эволюции их химизма во времени и пространстве.

Естественно, что данному вопросу было уделено особое внимание в отмеченном регионе Г.С.Дзоценидзе (1948) и его последователями.

Накопленный авторами работы фактический материал по химизму вулканогенных пород Аджаро-Триалетии позволил, в несколько ином аспекте, используя диаграмму Де ля Роша (1971) и некоторые предпосылки Д.С.Коржинского (1960), А.А.Маракушева (1973), Н.Л.Добрецова (1980) и др., осветить поведение отдельных элементов в изученной геохимической системе.

Весьма информативной, с нашей точки зрения, является треугольная диаграмма Де ля Роша (рис.1), которая из-за 60%-ного наклона оси ординат и соответствует среднестатистическому составу силиция и приобретает трехмерный характер, что позволяет сопоставлять между собой не только изменения катионного состава химически изученных пород, но и проследить эволюцию их кремнекислотности.

Заслуживают внимания использование автором соотношения элементов, наносимых на абсциссу и ординату, которые, характеризуя распределение в системе магния и натрия по схеме Боуэна, позволяют проследить ход кристаллизационной дифференциации при формировании вулканогенных пород.

В отмеченном аспекте примечательна нанесенная кривая среднестатистических данных химического состава существующих основных разновидностей как вулканических, так и плутонических пород, при этом Де ля Рош отмечает, что отклонение нанесенных при анализе фигуративных точек от теоретического состава в ту или иную сторону свидетельствует о степени изменения химизма изучаемых пород.

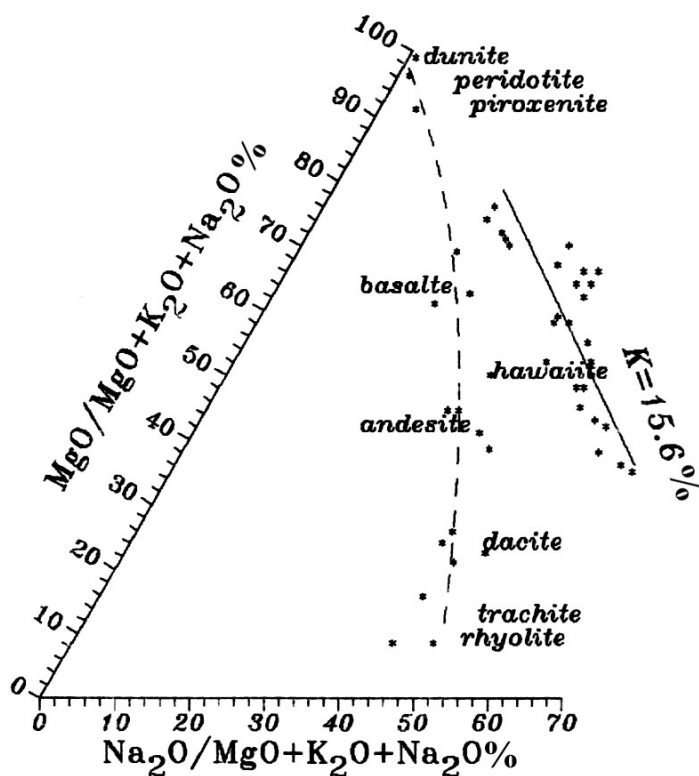


Рис. 1. Диаграмма Де ля Роша с фигуративными точками пород.

Нанесенные нами на диаграмму фигуративные точки состава вулканогенных пород Цалкинского района, представленные отложениями, в основном, нижней серии среднего эоцена, выявили определенную тенденцию распределения, которая, свидетельствуя о насыщенности пород натрием (статистический коэффициент калиевости $K=15,6\%$), представлена дифференциальным рядом пород от базальтов до андезитов.

Более детальное сравнение химического состава изученных вулканогенно-осадочных пород (рис.2) отмеченного района с общепринятой диаграммой Терминологической комиссии ОГГТ АН СССР (1983) и относительное распределение фигуративных точек на треугольнике Де ля Роша свидетельствуют о существенной роли в формировании изученных отложений щелочных и субщелочных базальтов, а также в меньшей степени субщелочных андезитобазальтов и андезитов. Подтверждением служит построенная гистограмма распределения типов отмеченных пород (рис.3).

Статистическое исследование химического состава в целом, представленное в виде гистограмм распределения на рис. 2, позволяет высказать предположение о едином относительно гомогенном характере источника, из которого поступал материал, формировавший вулканогенные породы изученного региона.

Гистограммы почти всех ведущих химических элементов подчиняются нормальному закону распределения, выявляя практически симметричный характер кривых. Исключение составляет магний, раздвоенность гистограммы которого свидетельствует о ведущей роли при формировании пород, с одной стороны, темноцветных минералов, а с другой - процесса кристаллизационной дифференциации. Причем, высказанное подтверждается и различным характером распределения меланократовых и лейкократовых минералов (см. рис.3). Если для первой боуэновской ветви наблюдается широкий спектр образования пироксенов и амфиболов, то для второй - предел изменения состава полевых шпатов, в основном, ограничивается андезин-лабрадором.

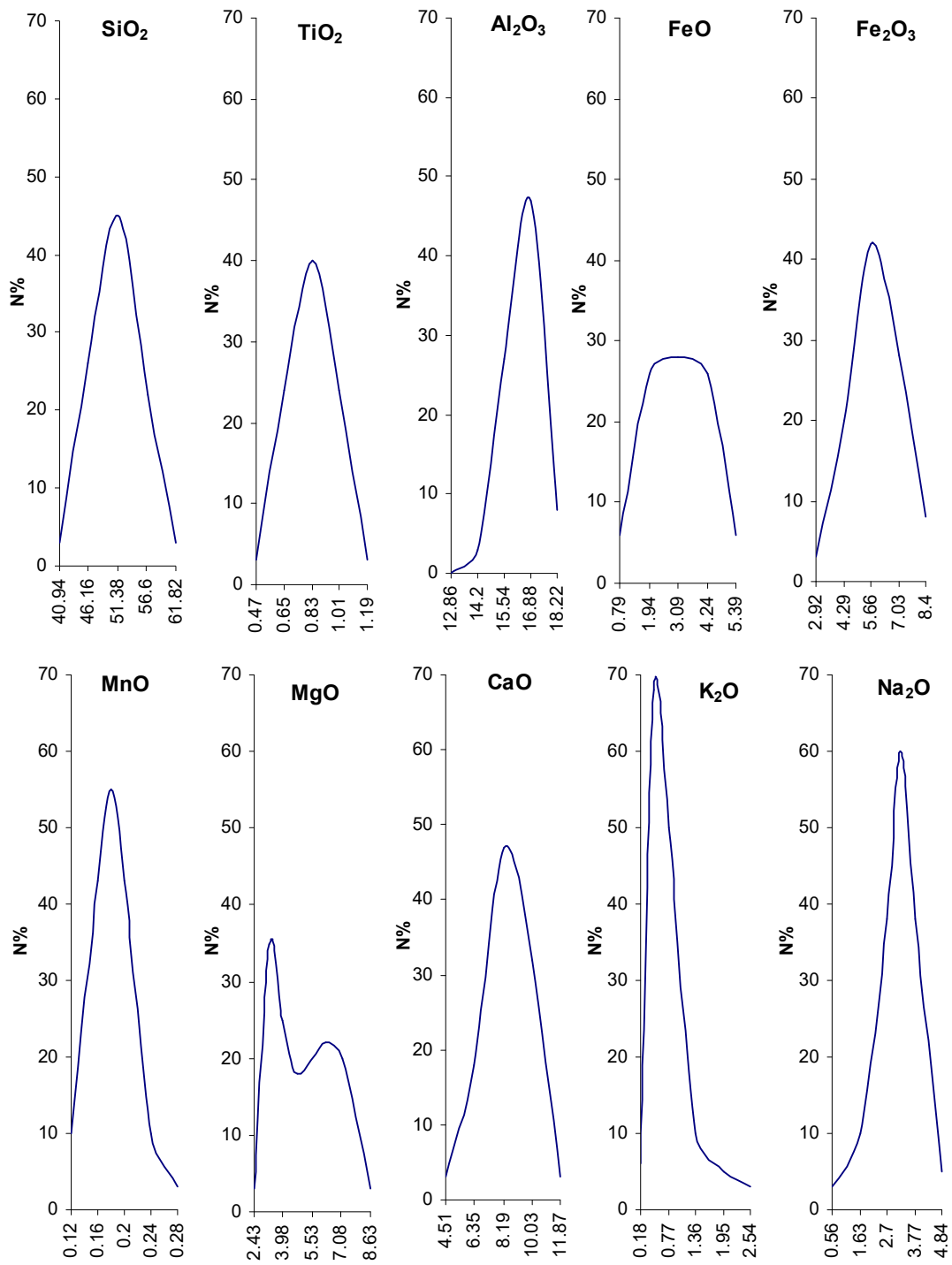


Рис. 2. Гистограммы химического состава пород

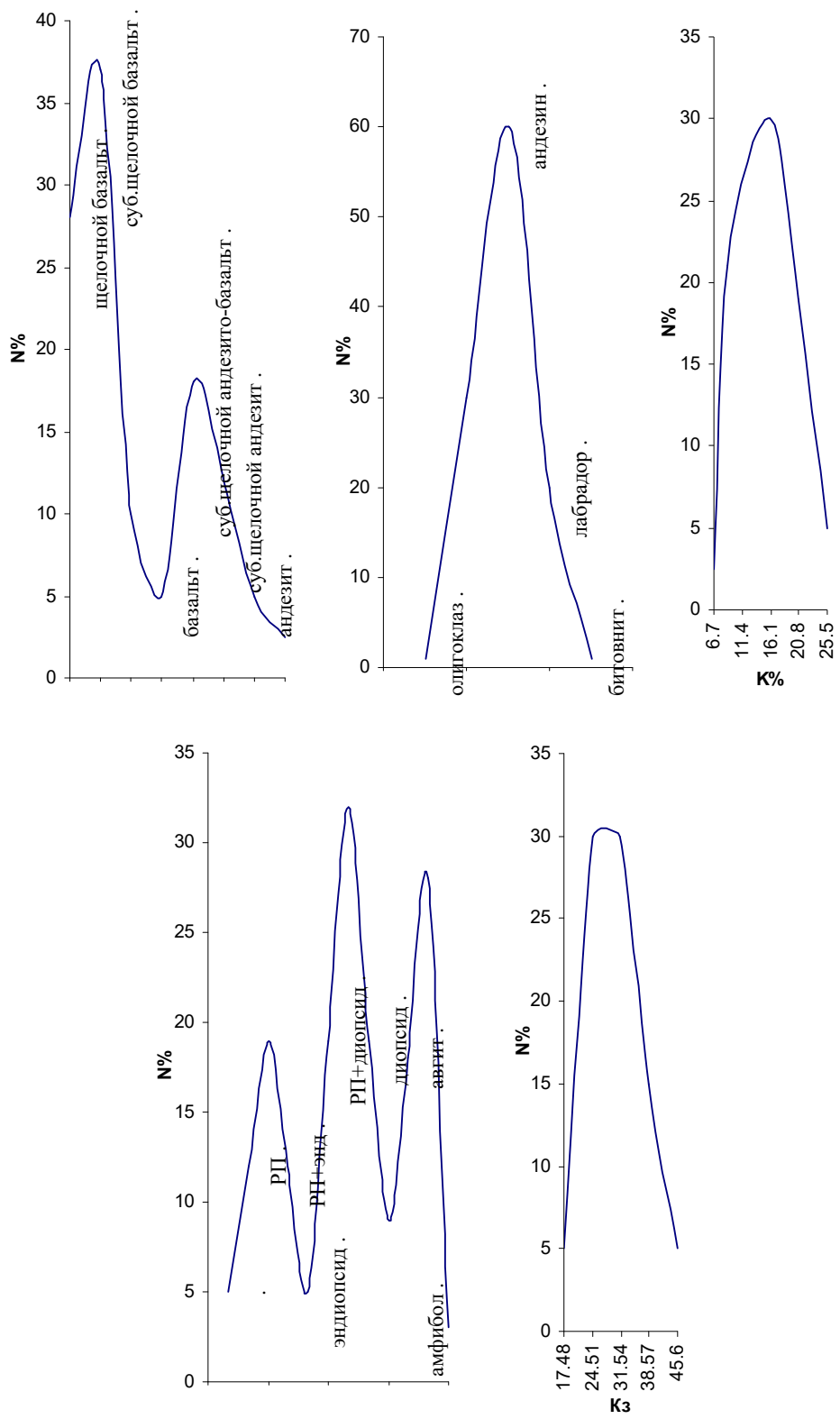


Рис. 3. Гистограммы распределения типов пород

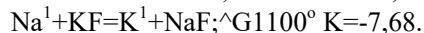
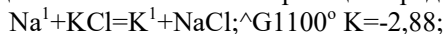
Возвращаясь к анализу среднестатистического состава пород, следует обратить внимание на такие общепринятые коэффициенты, как глиноземистость ($al=Al_2O_3 / FeO+Fe_2O_3+MgO$), которая для андезитов изученного региона, находясь в пределах 1,41 условной единицы, свидетельствует о высокоглиноземистом характере пород, тогда как для базальтов отмеченный показатель близок к умеренно-глиноземистым разностям-1,12. Агпайтность (Na_2O+K_2O/Al_2O_3) для обоих типов пород находится в пределах 0,22 условной единицы; коэффициенты активности кислорода (Fe_2O_3/FeO) и титанистость ($TiO_2/FeO+Fe_2O_3$), соответственно, 1,83 и 9,5. Наконец заслуживает внимания распределение коэффициента фракционирования ($FeO+Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3+ MgO$) между андезитами и базальтами, который для первых находится в пределах 73,2%, а для вторых-58,1%. Особо необходимо отметить характер распределения щелочей натрия и калия, взаимоотношение которых, выраженное коэффициентом калиевости ($K\%$), подтверждает гомогенный характер процесса формирования изученных пород, причем, среднестатистическая величина составляет 15,6% при среднеквадратичном отклонении не более 5%. С коэффициентом фракционирования прекрасно согласуются коэффициенты, введенные Х.Куно как индекса затвердевания (K_z), которые согласно автору, для большинства первичных магм колеблются около 40%, постепенно уменьшаясь по мере увеличения степени кристаллизационного фракционирования.

Анализ поведения химических элементов при формировании вулканогенных пород необходимо рассмотреть в свете флюидно-магматического взаимодействия, которое ввел Д.С. Коржинский (1973) как понятие трансмагматических флюидов. Это изменение состава магмы связано с отделением уплотненных газов (флюидов).

Процесс наиболее интенсивно проявляется в очагах с высоким флюидным давлением. Наиболее слабое проявление в срединных структурах (срединно-океанических хребтах, эвгеосинклиналиях, рифтовых зонах) проявляется в отсутствии водных минералов и по низкому значению K/Na .

Эта величина - универсальный индикатор развития процессов флюидно-магматического взаимодействия. Она увеличивается в магмах при прохождении через них флюидов различного состава. К такому выводу приводит изучение распределения калия и натрия в равновесиях между силикатными расплавами и флюидами водного, фторидного, хлоридного, карбонатного и др. составов.

Упрощенная схема обменной реакции представлена как:



Отрицательная свободная энергия Гибса отражает смещенность их вправо, обогащенность расплава калием, а равновесных с ним фторидных и хлоридных флюидов - натрием. Расчеты показывают, что хлор и фтор способствуют извлечению из силикатных расплавов натрия и обогащению их калием, стимулируя эволюцию расплава в сторону обогащения в них величины K/Na . Этот эффект многократно усиливается при переходе от силикатных расплавов к алюмосиликатным, отличающимся значительно более высоким относительным химическим средством к калию.

Магматические расплавы выступают, таким образом, как концентраторы калия относительно фильтрующихся через них флюидов. Поэтому переход от инициального магматизма к зрелому неизменно сопровождается возрастанием в магматических породах значения K/Na в любых формационных рядах пород.

Особый интерес для уточнения поведения элементов в геохимической системе представляет вопрос привноса-выноса вещества. В качестве примера нами проведены соответствующие расчеты для вулканогенных пород вдоль разреза по ущ.Тедзами в районе с.Гедаклари, в которых наблюдаются максимальные флюктуации химического состава, хотя закономерность распространяется и на все остальные породы. Расчеты позволяют сделать вывод, что геохимическая система изученных вулканитов практически по всем ведущим элементам не претерпевает существенных изменений с точки зрения привноса-выноса вещества, за исключением элементов, связанных с распределением темноцветных минералов и щелочей, что, по-видимому, отражает вариационный состав материнских пород.

Учитывая вышесказанное, нами сделана попытка восстановления первичного состава материнской породы для нескольких разрезов вулканогенных пород эоцена Цалкинского района, используя расчетный состав интрателлурических вкрапленников. Для основной массы изученных вулканогенных пород района парагенетическая ассоциация представлена равновесием, в котором ведущими минералами являются плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены. При недостатке силиция в геохимической системе в парагенезисе появляется оливин, а при присутствии H_2O место пироксена занимает амфибол.

В работах Ч.Хьюджеса (1988) и Н.Л.Добрецова (1980) суммированы экспериментальные данные по термодинамической системе состава $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ и четко выделены парагенетические ассоциации, характерные для определенных условий давлений и температур. Заслуживает внимания P-T интервал формирования устойчивой парагенетической ассоциации $Фо+Ди+Эн+Ан$, для которого верхний предел температуры солидуса находится в интервале $1100-1200^\circ C$ и давлении в пределах 10 кбар в зависимости от водонасыщенности системы.

Сопоставляя полученные нами данные с вышеприведенными экспериментальными характеристиками, можно высказать предположение, что начальные термодинамические условия формирования вулканогенных пород эоцена Цалкинского района были в отмеченных выше интервалах, тем более, что по расчетам Г.И.Насидзе (1987), изучавшего типоморфизм пироксенов и амфиболов вулканогенных пород Аджаро-Триалетии, полностью подтверждают полученные нами данные.

Таким образом, химический типоморфизм вулканогенных пород эоцена Цалкинского района позволяет высказать предположение о том, что материал осадконакопления поступал из единого, почти гомогенного источника, о чем свидетельствует нормальный закон статистического распределения почти всех основных химических элементов силикатного состава пород. Отклонения же от нормального закона распределения магния подчеркивает лишь тот факт, что при формировании изученных вулканогенов существенная роль принадлежит кристаллизационной дифференциации. Последнее явление связано, по нашим данным, также с физико-химическими условиями минералообразования. Так двупироксеновые ассоциации могут свидетельствовать о явлении закалки при формировании пород в высокотемпературных условиях, тогда как моноклинный пироксен образуется при медленном остывании расплава, а формирование амфибола возможно лишь в закрытой системе при повышенном присутствии летучих. Универсальным с генетической точки зрения для изученных пород оказался коэффициент калиевоности (K_2O/K_2O+Na_2O), который позволяет проследить динамику геохимического процесса и в определенном аспекте провести корреляцию вулканогенных осадков. Исследованный парагенезис интрателлурических вкрапленников, представленный двупироксеновой ассоциацией с плагиоклазом и отчасти оливином, свидетельствует о P-T условиях их формирования при температуре $1100-1250^\circ C$ и давлении в пределах 10 кбар.

Литература

- Де ля Рош Хьюберт. Геохимическая характеристика областей метаморфизма //Сб. 1 Междун. геохим. конгресса. 1973.Т.3. Кн.1. М.С. 263-291.
- Дзоцендзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии //Монографии 1. ГИН АН ГССР. 1948. 407 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. 1980. 199 с.
- Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов //Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещ.М.:Геолтехиздат.1960.С.21-30.
- Маракушев Л.А. Петрология метаморфических горных пород.М.:Изд-во МГУ. 1973.
- Насидзе Г.И., Ахвледиани Р.А. Кристаллизация пироксенов и амфиболов из вулканогенных пород Аджаро-Триалетии //Сообщ. АН ГССР. 1987. 127. N3. С.597-600.
- Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра. 1988. 320 с.

ЛАМЕЛЯРНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ В МИКРОКРИСТАЛЛЕ АНТОФИЛЛИТА

Н.Г. Попорадзе, И.П. Хаджи, С.Г. Гвелесиани

Грузинский технический университет
ул. М. Костава, 77, 380075 Тбилиси

В результате микрорентгеноспектрального зондирования и электронномикроскопического исследования в структуре антофиллита обнаружены ламели хлорита и трехрядного силиката (джимтомпсонита). В микрокристалле антофиллита проекция лент (100) антофиллита и джимтомпсонита совпадают. Слой (001) хлорита совпадает с проекцией лент (100) антофиллита.

LAMELLAS IN ANTHOPHILLITE MICROCRYSTAL

N. Poporadze, I. Hadji, S. Gvelesiani

Georgian Technical University
M. Kostava str. 77, 380075 Tbilisi

As a results of X-ray microspectral probing and electronmicroscopic investigations there has been established lamellas of chlorite and triserial silicate (jimthompsonite) in anthophillite structure. In anthophillite microcrystal the projection of anthophillite and jimthompsonite ribbons (100) coincide with each other. Chlorite layers (001) coincide with the projection of anthophillite ribbons.

Для выявления закономерностей проявления структурных неоднородностей в микрокристаллах метаморфических амфиболов и изучения процесса распада твердых растворов исследования проводились на микрорентгеноспектральном анализаторе CAMEBAX MICROBEAM и высокоразрешающем электронном микроскопе JEOL-200. Препарирование образцов для электронной микроскопии проводилось методом суспензий.

При процессе метаморфизма первичные минералы подвергаются воздействию среды и изменяются как в физическом, так и в химическом отношении, приспособлявая к новой обстановке структуру и состав. Такие приспособления могут выражаться в незначительном изменении или в радикальных перестройках структуры. Они могут включать химические изменения на атомном уровне или реакции с образованием новых минеральных видов. Все эти процессы имеют тенденцию к снижению свободной энергии минерала или минеральной ассоциации под влиянием новых условий.

До недавнего времени считалось, что ленточно-цепочечные структуры образуются в природе в форме пироксенов и амфиболов. В 1973-74 гг. появились результаты микрофракционных исследований гидроксил- и фторсодержащих тонковолокнистых силикатов (Дриц, 1981; Дриц и др., 1976), которые оказались представителями нового структурного типа, образованного трехрядными кремнекислородными лентами. Эти данные свидетельствовали о том, что при физико-химических условиях, близких к тем, при которых происходит образование амфиболов, тальков и слюд, следует ожидать существование минералов с многорядными ленточно-цепочечными структурами.

Знаменательно, что в 1977 г. Д. Р. Веблен и др. (Veblen et al., 1977) описали четыре новых природных минерала ленточно-цепочечной структуры, содержащие в то же время тройные стержни. Для обозначения минералов, различающихся числом кремнекислородных цепей в образующих ими лентах и шириной лент используется термин биопириболы или пириболы, подчеркивающие принадлежность этих минералов к полисоматической серии от слюд к амфиболам и пироксенам.

Возможность срастания в одном микрокристалле двух индивидов, представленных амфиболом и переходным трехрядным силикатом, была установлена Т.В. Розановой и др. (1978) при изучении кристаллов синтетических и природных асбестов.

Одинаковый способ соединения 2:1 стержней в структурах ленточно-цепочечных силикатов позволил И.Е. Чисхольму (Chisholm, 1973) высказать идею о том, что в структурах амфиболов существуют, так называемые, дефекты Водсли. Эти дефекты приводят к возникновению в

единой структурной постройке колонок из одно-, двух-, трёх- и более многорядных 2:1 стержней. Кристаллы амфиболов содержат дефекты Водсли или смешаннорядность, когда дефектами являются встройки в матрице кристалла чужеродных лент различной ширины.

Нами вначале были исследованы амфиболы из метаморфитов Большого Кавказа методами микронзондового анализа (профильный и точечный анализ) и растровой электронной микроскопии. С помощью этих методов установлен распад твердых растворов: роговая обманка-кумингтонит, роговая обманка, обедненная Al, Fe и обогащенная Mg, Si роговая обманка, роговая обманка-актинолит и антофиллит-актинолит, где ширина ламелей превосходила 1 мкм. Мы предполагали, что кроме обнаруженных ламелей (> 1 мкм) существуют и более тонкие, которые не определяются микронзондом в связи с ограниченной локальностью микронзондирования (минимальный диаметр пучка 1 мкм) (Попорадзе, 1990; Попорадзе, Хаджи, 1991). Более тонкие микроструктуры установлены нами при электронномикроскопическом исследовании высокого разрешения.

По данным электронной микроскопии образец 131-80 антофиллита, взятый из метаморфитов буульгенской серии Большого Кавказа, состоит из волокнистых и пластинчатых кристаллов. Картины микродифракции соответствуют амфиболу (антофиллиту) и в подчиненном количестве слоистой фазе (рис.1). Мы допускали, что ламели слоистой структуры являлись фазой вермикулита или хлорита, так как микрорентгеноспектральный точечный анализ соответствовал как химическому составу хлорита (клинохлор), так и вермикулита, а идентифицировать структуру этих ламелей не позволял их малый размер (> 15 мкм) и небольшое количество.

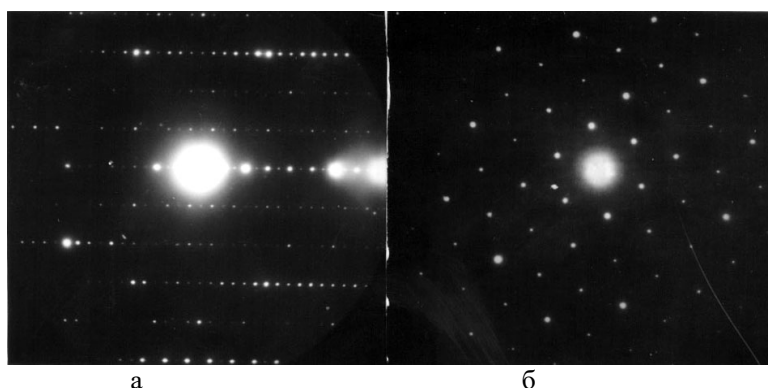


Рис.1. Точечная электронограмма микрокристалла, относящаяся к фазам: а – антофиллита, б – хлорита

Дополнительные исследования образца 126-80, взятого в 2-3 м от образца 131-80, показали, что химический состав исследованных микрокристаллов образца 126-80 идентичны химическому составу ламелей слоистой структуры образца 131-80. Порошковый рентгеноструктурный анализ чешуйчатых агрегатов образца 126-80 однозначно устанавливает их принадлежность к хлоритовой фазе. В табл. 1 приведены данные анализа отдельных фаз (антофиллита и хлорита) микрокристалла антофиллита.

Таблица 1

Химический состав минералов образца 131-80, вес %

Вид минерала	Точка опред.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	NaO	K ₂ O	Сумма
антофиллит	1	60.06	0.01	0.33	8.01	0.12	30.09	0.44	0.09	—	99.15
антофиллит	2	60.22	0.02	0.33	8.59	0.32	30.19	0.59	0.17	—	100.43
антофиллит	3	60.19	—	0.35	8.27	0.12	30.00	0.36	—	0.01	99.30
антофиллит	4	59.55	0.01	0.17	8.70	0.16	30.85	0.38	0.04	—	99.86
антофиллит +хлорит	5	56.78	0.02	1.58	6.41	0.03	31.08	0.34	—	—	96.24
хлорит	6	32.48	—	17.76	3.40	—	33.47	—	—	—	87.11
антофиллит	7	60.04	—	0.42	8.09	0.23	30.39	0.43	0.01	—	99.61
хлорит	8	32.76	0.03	17.41	3.35	—	33.25	—	0.03	—	86.83
антофиллит	9	60.07	0.04	0.35	8.43	0.21	30.12	0.37	—	—	99.59
антофиллит	10	59.67	0.02	0.41	8.03	0.22	30.21	0.44	0.02	0.01	99.03
хлорит	11	32.70	0.06	18.47	3.55	0.02	33.78	0.02	—	—	86.60
антофиллит	12	60.25	—	0.47	8.33	0.16	29.03	0.36	0.07	0.01	98.68
хлорит	13	32.30	0.03	18.83	3.65	0.02	33.44	—	—	0.01	88.28
антофиллит	14	59.18	0.08	0.36	8.61	0.14	29.31	0.39	0.15	0.01	98.23
хлорит	15	33.31	0.03	16.79	3.61	—	33.03	0.03	0.02	—	86.82

Прямое доказательство присутствия ламелей хлорита (> 1 мкм) в антофиллите было получено микрозондированием и электронномикроскопическим исследованием в пределах одного микрокристалла (100 мкм) антофиллита. На рис. 2 видно изменение содержания Al, Fe, Si вдоль поверхности исследованного микрокристалла (образец 131-80). При максимальном содержании Al₂O₃ в этом микрокристалле (18.83) содержание SiO₂ и FeO минимальное (32.3 и 3.65 соответственно), что отвечает фазе хлорита. При минимальном содержании Al₂O₃ (0,17) содержание SiO₂ и FeO наоборот максимальное (59.55 и 8.70), что отвечает фазе антофиллита.

Химические анализы отдельных фаз, их размер (> 1 мкм), полученные точечным микро-рентгеноспектральным анализом, приведены в табл. 1 (15 определений). Один из приведенных анализов соответствует усредненному составу присутствующих фаз (табл. 1, опр. 5), размер которых меньше одного микрона. Месту определения химического состава отдельных фаз соответствует номер анализа, приведенного в нижней части рис. 2.

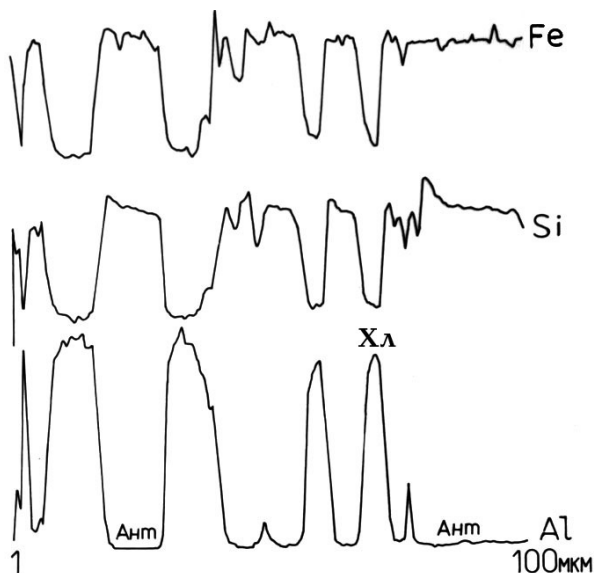
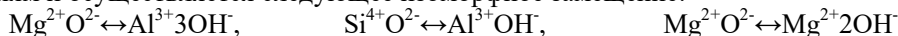


Рис.2. Изменение содержания Al, Si и Fe вдоль поверхности микрокристалла (100 мкм), содержащего фазы антофиллита и хлорита

Опираясь на результаты микрорентгеноспектрального анализа исследованных ламелей и исходя из особенностей структур установленных фаз мы предполагаем, что фазы хлорита в микрокристалле антофиллита образовались в результате распада твердых растворов путём гетерогенного зарождения и роста в процессе метаморфизма. Ламели хлорита закономерно ориентированы относительно ламелей антофиллита по плоскости (100). Элементарные ячейки этих фаз должны быть ориентированы таким образом, чтобы направление оси **b** хлорита совпадало с осью **b** антофиллита, а оси **a** и **c** хлорита с осями **c** и **a** антофиллита. В процессе распада в существующих фазах происходит упорядочение катионов по структурно-неэквивалентным позициям и осуществляется следующее изоморфное замещение:



Следует отметить, что при электронномикроскопических исследованиях высокого разрешения образца 131-80 не удалось обнаружить совместное нахождение ламелей антофиллита и хлорита в одном микрокристалле, что можно объяснить тем, что по методу суспензии ламели антофиллита и хлорита сравнительно легко раскалываются по линии стыка, поэтому на плёнке подложки они встречаются отдельно, как самостоятельные фазы.

Весьма интересные результаты получены при изучении некоторых ламелей антофиллита с помощью высокоразрешающей электронной микроскопии. На электронномикроскопических снимках высокого разрешения (рис.3), в некоторых микрокристаллах антофиллита наблюдаются смешаннорядные структуры, в которых вдоль оси **b** попеременно чередуются одно-, двух- и трехрядные 2:1 стержни и в подчиненном количестве слоистая фаза. Трехрядный силикат полагаем соответствует джимтомпсониту, хотя их химический состав не удалось определить микро-рентгеноспектральным анализом из-за малых (≥ 1 мкм) размеров и весьма близкого их состава этих фаз.

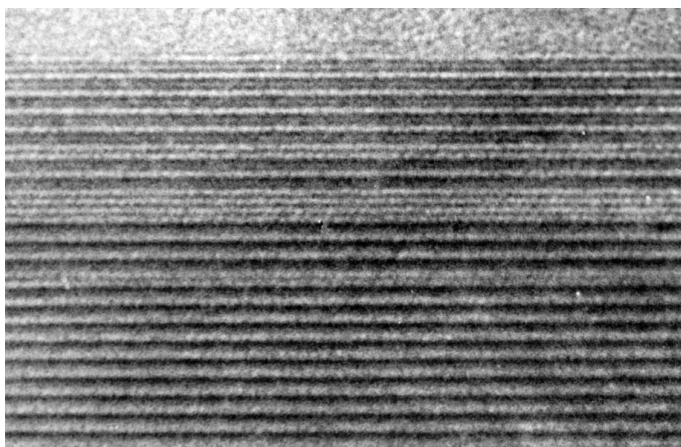


Рис.3. Смешаннорядная структура микрокристалла антофиллита чередующихся одно-, двух- и трехрядных 2:1 стержней вдоль оси **a**.

На рис. 4 представлено двумерное электронномикроскопическое изображение структурного мотива микрокристалла антофиллита при совпадении пучка электронов с осью **a**.

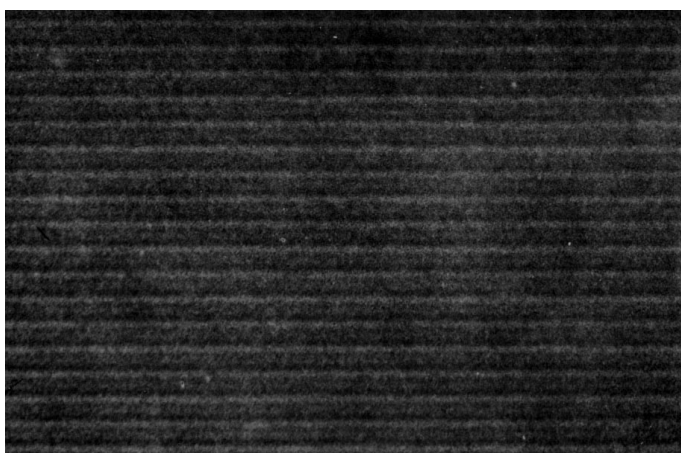


Рис.4. Двумерное электронномикроскопическое изображение структурного мотива микрокристалла антофиллита при совпадении пучка электронов с осью **a**.

Расстояние между двумя светлыми полосами равно $\frac{1}{2}$ параметра **b**, а расстояние между светлыми пятнами в каждой полосе равно параметру **c** элементарной ячейкой антофиллита. Все последующие микрофотографии представляют собой изображение проекции структурного мотива на плоскости (100).

На рис. 5 приведено электронномикроскопическое изображение проекции структурного мотива антофиллита с встройкой трехрядного силиката джимтомпсонита.

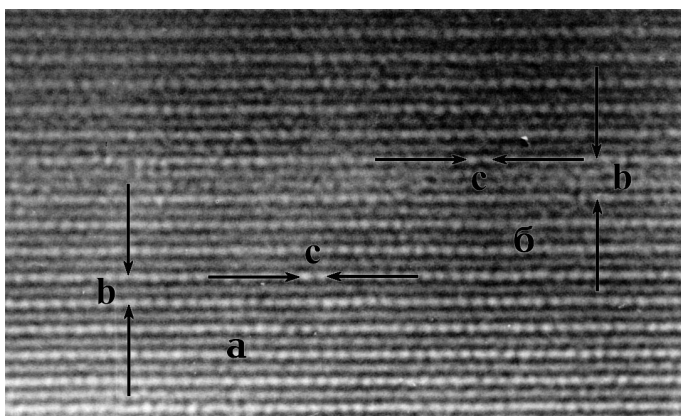


Рис.5. Электронномикроскопическое изображение проекции структурного мотива антофиллита (а) с встройкой трехрядного силиката джимтомпсонита (б).

На рис. 6 показано схематическое изображение структур продуктов распада – антофиллита и джимтомпсонита.

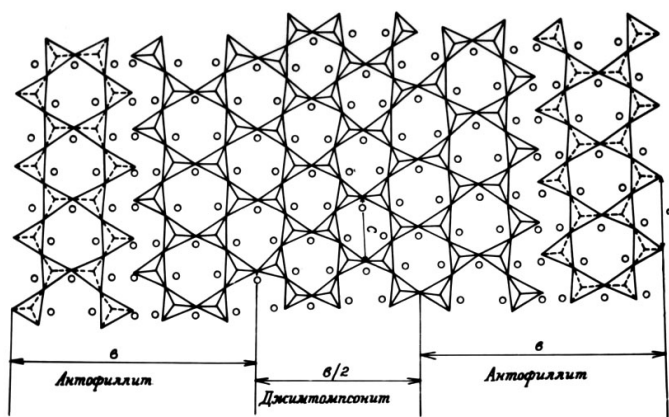


Рис.6. Схематическое изображение сочетания проекций структурного мотива антофиллита и хлорита вдоль оси *a*.

Как видно из рис. 5, в микрокристалле антофиллита ширина двух двухрядных 2:1 стержней составляет период **b** антофиллита ($b = 18,1 \text{ \AA}$), а расстояние между светлыми пятнами в каждой полосе равно параметру *c* ($c = 5,3 \text{ \AA}$) антофиллита. Ширина трехрядного 2:1 стержня соответствует параметру $b/2$ ($b = 27,2 \text{ \AA}$) джимтомпсонита, а расстояние между светлыми пятнами в каждой полосе равно параметру *c* ($c = 5,3 \text{ \AA}$) джимтомпсонита. Эти фазы связываются между собой общими тетраэдрами и октаэдрами. Граница между этими фазами (антофиллита и джимтомпсонита) когерентная, хотя связывающие тетраэдры и октаэдры, по-видимому, незначительно деформированы.

Образование в микрокристалле антофиллита трёхрядного (джимтомпсонита) и слоистого (хлорита) силикатов связано с процессом метаморфизма и вызвано изменением свободной энергии матричной фазы, когда образуется избыточное количество катионов в отдельных маленьких участках ($< 20 \text{ мкм}$), где и зарождаются закономерно ориентированные ламели новой фазы.

В микрокристалле антофиллита ориентация элементарных ячеек двухрядных (антофиллита) и трехрядных (джимтомпсонита) силикатов согласуются между собой, при этом *a* и *c* параметры равны ($a = 18,6 \text{ \AA}$ и $c = 5,3 \text{ \AA}$), а величина параметра **b** антофиллита составляет $2/3$ **b** джимтомпсонита ($b = 18,1 \text{ \AA}$ антофиллита и $b = 27,2 \text{ \AA}$ джимтомпсонита).

Как известно, направление лент в структуре антофиллита совпадает с осью *c*, а слои хлорита параллельны плоскости (001). В микрокристалле антофиллита проекция лент (100) антофиллита и слоев (001) хлорита совпадают. Элементарные ячейки этих минералов ориентированы таким образом, что направление *a* антофиллита и джимтомпсонита соответствуют направлению хлорита при примерном равенстве их значений. Направления осей **b** антофиллита, джимтомпсонита и хлорита совпадают, а их значения находятся в отношении 2:1. Направление оси *c* антофиллита совпадает с направлением оси *a* хлорита, а значения их равны ($5,3 \text{ \AA}$).

Кроме указанных выше дефектов, на микрофотографии (рис. 7) отчетливо наблюдаются непосредственные переходы двухрядных (А) 2:1 стержней в трехрядные (Б). В переходной зоне (В) происходит сдвиг соседних двухрядных 2:1 стержней по направлению (010). Кроме того, на этом же рисунке наблюдается однорядный (Г) и трехрядный 2:1 стержни, простирающиеся в плоскости (100) по направлению (001) на протяжении всего поля изображения микрокристалла антофиллита.

Касаясь механизма структурных преобразований исследованных ламелей в микрокристалле антофиллита мы предполагаем, что в нашем случае превращение антофиллит – хлорит осуществляется по механизму распада твердого раствора путем гетерогенного зарождения и роста. Вначале процесс рассматриваемого превращения связан с высвобождением катионов Al и Mg из матричной фазы и перемещением их в структуру хлорита в масштабе одного микрокристалла. А превращение антофиллит – джимтомпсонит происходит непосредственным путем перехода сдвига 2:1 стержней вдоль направления (010) при постоянном объеме без возникновения каких-либо дислокаций несоответствия или других типов напряжений на поверхности раздела двух фаз.

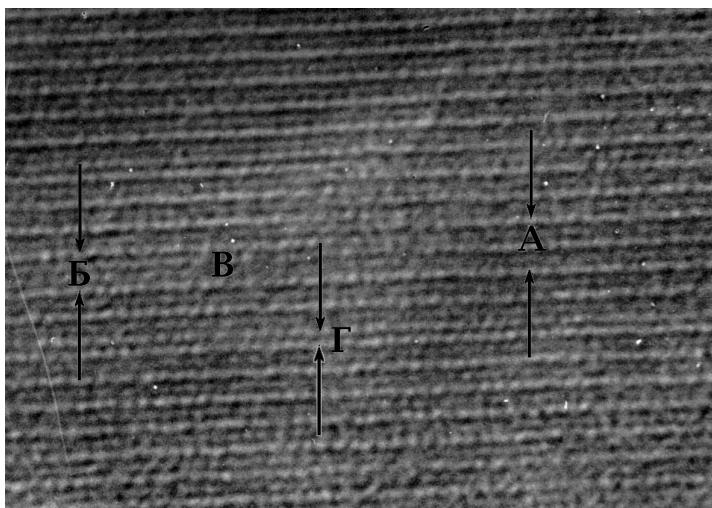


Рис.7. Проявление в картинах высоко-разрешающего изображения переходов двухрядных (А) 2:1 стержней в трехрядные (Б) структуры. В – переходная зона, Г – однорядный 2:1 стержень.

На высокоразрешающих изображениях микрокристалла антофиллита (обр. 131-80) выявлены непосредственные фазовые превращения: антофиллит → неупорядоченная смешанно-рядная структура из двух- трехрядных 2:1 стержней с преобладанием фаз антофиллита над трехрядным силикатом → джимтомпонит. Эти превращения осуществляются непосредственным переходом путем сдвига 2:1 стержней вдоль направления (010) при постоянном объеме без возникновения каких-либо дислокаций несоответствия или других типов направлений, путем гомогенного зарождения и роста.

На основе микрорентгеноспектральных и электронномикроскопических исследований полагаем, что фазы хлорита в микрокристалле антофиллита образовались в результате распада твердых растворов путём гетерогенного зарождения и роста.

Литература

- Дриц В.А. Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М.: Наука. 1981.С.240.
- Дриц В.А., Гончаров Ю.И., Хаджи И.П. Условия образования и физико-химические свойства трехрядного ленточного силиката с радикалом Si_5O_{15} //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. 7. С.32-41.
- Попоразде Н.Г., Имнаишвили М.Ш. Распад твердых растворов метаморфических амфиболов Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №2.С.127-133.
- Попоразде Н.Г., Хаджи И.П. Ламели трехрядного силиката в структуре антофиллита// Сообщ. АН ГССР. 1991.144. №2. С.293-296.
- Розанова Т.В., Дриц В.А., Дмитрик А.Л. Гидротермальная пироксен-амфибол-асбестовая порода из впадины Хесса // Литография и полезные ископаемые. 1978. №3. С.3-16.
- Veblen D.R., Buseck P., Burnham C.W. Asbestiform chain silicates: new minerals and structural groups // Science. 1977. Vol.198. №4315. P.
- Chisholm I.E. Planar defects in fibrous amphiboles // J. mater. Science. 1973. 8. P.475-483.

ОКИСЛЕННЫЕ РУДЫ МАДНЕУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ ИХ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

В.И. Гелейшвили¹, З.В. Отхмезури²

¹Государственный Департамент геологии Грузии

ул. И. Мосашвили, 24, 380062 Тбилиси

²Геологический институт АН Грузии

ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

В медно-сульфидных рудах Маднеульского месторождения наряду с легкообогатимыми пирит-халькопиритовыми рудами присутствует два типа труднообогатимых руд, из которых степень извлечения меди значительно занижена по сравнению с первичными пирит-халькопиритовыми рудами, что связано с большими потерями полезного компонента.

Первый тип труднообогатимых руд представлен сильно изменёнными, оглиненными вулканогенными породами, где совместно с первичными халькопиритом, пиритом и борнитом в большом количестве присутствуют вторичные минералы меди. По Р.Стуруа и др.(1997), основной причиной трудной обогатимости руд являются примеси в рудах глинистых минералов, влияние которых можно избежать применяя в процессе обогащения различные пептизаторы и коагулянты.

Второй тип труднообогатимых руд представлен сильно окварцованными вулканитами (вторичными кварцитами), которые помимо халькопирита, пирита, халькозина и борнита содержат впервые обнаруженные нами в Маднеульских рудах разновидности халькопирита – т.н. "окисляющийся халькопирит" и мойхукит (Ахвледиани и др., 1993). Последний резко отличается по своим магнитным свойствам от халькопирита (парамагнитные для мойхукита и антиферромагнитные для халькопирита), что отрицательно влияет на флотацию полезного компонента в процессе обогащения.

С целью увеличения степени извлечения меди из труднообогатимых руд в кварцитах, необходимо сменить существующую схему обогащения первичных руд применительно к труднообогатимым рудам второго типа учитывая их магнитные свойства.

В статье рассматриваются также возможности использования полиметаллических и баритовых руд Маднеульского месторождения, извлечённых из недр и складированных под открытым небом.

OXIDIZED ORES OF THE MADNEULI DEPOSIT AND PROBLEMS OF ITS UTILIZATION

V. Geleishvili¹, Z. Otkhmezuri²

¹Georgian State Department of Geology

I. Mosashvili str. 24, 380062 Tbilisi

²Geological Institute of Georgian Academy of Sciences

M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

In the Madneuli copper-sulfide ores alongside with easily-enriching pyrite-chalcocopyrite ores by two types of heavy-enriching ores are present, the degree of extraction of copper is considerably lower in them than in primary pyrite-chalcocopyrite ores, that is connected with great loss of useful component.

The first type of heavy-enriching ores are represented by strongly altered, loaned volcanic rocks, where together with primary chalcocopyrite, pyrite and bornite large amount of secondary copper minerals are also observed. After R.Sturua et al. (1997) the admixture of clay minerals is a main cause of heavy enrichment of this type of ores. This problem may be solved by using some peptizers and coagulants during the enrichment processes.

The second type of heavy-enriching ores are represented by quartzites as a matrix which desides primary chalcocopyrite, pyrite, bornite, chalcocite, comprise some varieties of chalcocopyrite: moyhukite ($Cu_9Fe_9S_{16}$) and the so called "oxidizing chalcocopyrite" ($CuFeS_{1.8}$). We (Akhvlediani et al., 1993) for the first time have discovered them at the Madneuli deposit. Moyhukite unlike the chalcocopyrite is characterized by extremely distinct magnetic properties (antiferromagnetic for chalcocopyrite, and paramagnetic for moyhukite).

In order to raise the degree of copper extraction from the heavy-enriching ores of the second type we recommend to change the existing enriching scheme taking into account the differences in magnetic properties of chalcopyrite and moyhukite.

The article also considers a possibility of utilization of polymetallic and barite ores storehoused in the open air.

На Маднеульском комплексном медно-сульфидном и барит-полиметаллическом месторождении под влиянием экзогенных процессов довольно широко развиты гипергенные изменения рудослагающих минералов.

Как известно, на сульфидных месторождениях главнейшим гипергенным процессом является процесс окисления, а соответствующая зона развивается в сложных физико-химических условиях. На Маднеульском месторождении процессами окисления были охвачены не только медно-сульфидные и барит-полиметаллические руды в коренном залегании, но и те медно-цинковые и свинцово-цинковые с баритом руды, которые были извлечены из недр при вскрытии месторождения и складированы под открытым небом.

В настоящее время стоят две проблемы: увеличение степени извлечения полезного компонента (в данном случае меди) из труднообогатимых руд и проблема практического использования складированных медно-цинковых и свинцово-цинковых руд.

Наряду с легкообогатимыми пирит-халькопиритовыми рудами, в которых степень извлечения меди составляет более 90%, присутствуют труднообогатимые медные руды, где степень извлечения металла значительно низка и не превышает 70%.

Технология переработки первичных пирит-халькопиритовых руд разработана и получение из них конечного продукта высокого качества не представляет большой трудности. Проблема состоит в получении высококачественной товарной продукции из труднообогатимых, т.н. "окисленных руд", что обусловлено несовершенной технологией переработки отмеченных руд (Ахвледиани и др., 1993; Стуруа и др., 1997).

Основным промышленным рудным минералом медно-сульфидных руд Маднеульского месторождения является халькопирит.

По современным представлениям многие рудные и нерудные минералы, в том числе и халькопирит, характеризуются переменным составом. Разновидности халькопирита отличаются друг от друга как химическим составом, так и структурными особенностями – различной степенью упорядочения кристаллической структуры. В настоящее время установлены следующие разновидности халькопирита: талнахит ($\text{Cu}_9\text{Fe}_8\text{S}_{16}$), хейкотит ($\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$), т.н. "окисляющийся халькопирит" ($\text{CuFeS}_{1.8}$), и мойхукит ($\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$). Нами при исследовании минералогии труднообогатимых руд Маднеульского месторождения впервые было установлено наличие в них "окисляющегося халькопирита" и мойхукита (Ахвледиани и др., 1993). Особо следует отметить наличие в рудах фазы мойхукита. Этот минерал отличается от халькопирита дефицитом серы в кристаллической решётке. Сохраняя тетрагональную структуру он одновременно испытывает инверсию кристаллографических осей и резкую смену магнитных свойств. В отличие от халькопирита, который характеризуется антиферромагнитными свойствами, мойхукит обладает парамагнитной характеристикой. Именно в силу различия магнитных свойств обусловлен, на наш взгляд, труднообогатимый характер отмеченных руд, что требует смену технологического процесса, с учётом магнитных свойств майхукита.

Следует отметить, что существует и другое мнение в отношении трудной обогатимости окисленных руд Маднеульского месторождения (Стуруа и др., 1997). Отмеченные авторы основной причиной трудной обогатимости окисленных руд считают наличие в них глинистых минералов. По их мнению в процессе обогащения должны быть использованы коагулянты и пептизаторы разного типа, которые вызывают дезагрегацию глинистых минералов, что соответственно обусловит повышение степени извлечения полезных компонентов из руды. Это предположение, по-видимому, справедливо именно для окисленных руд, представленных сильно изменёнными, оглиненными вулканитами, которые наряду с первичными рудными минералами халькопиритом и борнитом содержат гамму типичных гипергенных минералов: β -халькозин, куприт, ковеллин, самородную медь, малахит, азурит и др. В этом случае присутствие глинистых минералов в рудах, возможно, оказывает влияние на степень обогатимости руд. Но на месторождении присутствует другой тип труднообогатимых руд, связанных с окварцованными вулканитами (фактически с вторичными кварцитами). В рудах подобного типа совместно с

халькопиритом, борнитом и первичным халькозином встречаются минералы семейства халькопирита с различной степенью структурного упорядочения (вышеотмеченные мойхукит и "окисляющийся халькопирит"). Эти руды, по нашим наблюдениям, являются первичными и наличие в них минералов с различной степенью структурного упорядочения и с разной степенью дефицита серы в кристаллической решётке объясняется изменчивостью режима серы в геохимической системе. В данном случае основным фактором, отрицательно влияющим на обогатимость руд, является наличие в них "окисляющегося халькопирита" и мойхукита. В силу этого обстоятельства для вышеотмеченных двух типов труднообогатимых руд должны быть разработаны две схемы обогащения. В этой связи недопустимо массу, предусмотренную для обогащения, составлять путём купажа трудно- и легкообогатимых руд, что нередко имеет место в практике обогащения руд Маднеульского месторождения.

Маднеульский карьер начал функционировать 25 лет тому назад. Породы кровли рудной залежи после вскрышных работ размещались на примыкающей территории карьера, в ущельях и оврагах. Так как основной интерес представляли медно-сульфидные руды, расположенные гипсометрически выше медно-цинковые, барит-полиметаллические руды и золотосные кварциты складировались под открытым небом в виде рудных отвалов.

За 25 лет мощность складированных рудных отвалов превысила десятки метров. В настоящее время на граничащей с Маднеульским карьером территории расположены склады медно-цинковых, барит-полиметаллических руд и золотосных кварцитов. Из отмеченных рудных отвалов в настоящее время разрабатываются лишь золотосные кварциты.

Складированные медно-цинковые и барит-полиметаллические руды Маднеульского карьера фактически представляют собой рудные залежи, количество которых (в тыс. тонн), содержание металлов (в %) и запасы полезных компонентов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Складированные руды на территории Маднеульского месторождения

Медно-цинковые руды		Барит-полиметаллические руды	
Основные рудослагающие минералы			
Рудные:	халькопирит, сфалерит, ковеллин, галенит, пирит (реже борнит, халькозин, теннантит)	галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, ковеллин	
Нерудные:	барит, кварц, хлорит, каолинит, серицит	барит, кварц, серицит, хлорит, каолинит, алунит	
Химический состав			
Cu-0,4-1,5%; Zn-0,6-3%; S-2,5-10%; SiO ₂ -50-70%; Au-0,5-10 гр/т; Ag-10-25 гр/т; Cd-90-120 гр/т; Se-1-5 гр/т; Te-1-10 гр/т		Cu-0,3-0,8%; Zn-3,0-7,0%; Pb-0,7-1,5%; BaSO ₄ -15-30%; S-20-22%; SiO ₂ -30-40%; Au-0,4-0,7 гр/т; Ag-10-20 гр/т; Cd-136 гр/т; Se-5-19 гр/т; Te-1-4 гр/т	
<u>Количество руды 802 тыс.т</u>		<u>Количество руды 524 тыс.т</u>	
Состав	% ср. Cu $\frac{0,61}{4,9}$; S $\frac{8,35}{67,0}$; Zn $\frac{122,9}{18,0}$	Состав	% ср. Cu $\frac{0,37}{1,8}$; S $\frac{10,3}{54,0}$; Zn $\frac{2,74}{14,4}$
Состав	г/т Au $\frac{0,81}{0,653}$; Ag $\frac{19,0}{15,3}$; Cd $\frac{2,24}{98,6}$	Состав	% ср. BaSO ₄ $\frac{18,51}{97,0}$; Pb $\frac{0,55}{2,9}$
		Состав	г/т Au $\frac{0,7}{0,367}$; Ag $\frac{42,7}{22,4}$; Cd $\frac{155,8}{71,2}$

В медно-цинковых и барит-полиметаллических складированных залежах протекают те же процессы, что и в верхних горизонтах месторождений аналогичного типа.

Согласно существующим представлениям (Смирнов, 1951) наиболее распространённый в сульфидных месторождениях минерал пирит в результате окисления переходит в лимонит или гематит с образованием серной кислоты; т.е. сульфидный радикал преобразуется в сульфатный, в процессе которого сера проходит стадию самородной разновидности, чем и объясняется наличие самородной серы в сульфидных месторождениях. Сульфат железа и серная кислота способствуют растворению сульфидных минералов в зоне окисления. В частности, серная кислота обуславливает переход в раствор меди (за счёт окисления халькопирита и борнита); сфалерит и галенит окисляются под влиянием кислорода, присутствующего в растворе или же растворяются при реагировании с серной кислотой и сульфатом трёхвалентного железа. В результате этих реакций образуются, соответственно, смитсонит и англезит. В карбонатных породах галенит замещается труднорастворимым церусситом.

Сульфаты цинка характеризуются высокой растворимостью и выносятся из области выветривания поверхностными и грунтовыми водами. Галенит растворяется при участии в растворах сульфата двухвалентного железа, но реакция протекает настолько медленно, что в тех участках, где другие сульфиды интенсивно окислены, галенит обычно встречается почти в неизменённом состоянии. Одновременно продукты окисления галенита англезит и церуссит трудно растворимы, и их оболочка (т.н. "рубашка") предохраняет его от дальнейшего окисления.

Подобные процессы особенно интенсивно протекают в складированных залежах медно-цинковых и барит-полиметаллических руд. Можно предположить, что в течение 25 лет существования Маднеульского карьера из медно-цинковых складированных рудных отвалов большое количество цинка вынесено и будет выноситься при дальнейшем запланированном функционировании этого горного предприятия. В результате запасы цинка, приведенные в табл.1, будут резко сокращены. Таким образом, складированные медно-цинковые отвалы фактически следует рассматривать как залежи окисленных медных руд, использование которых проблематично.

Что касается складированных барит-полиметаллических руд, то содержание в них цинка также будет резко понижено. Вкрапления и гнезда галенита в отмеченных рудах будут окаймлены англезит-церусситовой "рубашкой," и добыча свинца будет нерентабельной. По нашему мнению, добыча галенита возможна совместно с баритом как утяжелителя галенит-баритового состава.

Как известно, карьерная разработка рудных месторождений имеет определённое преимущество перед подземной разработкой полезных ископаемых: это облегчённые технические условия, высокая рентабельность труда и высокая степень безопасности. Одновременно себестоимость добычи полезных ископаемых примерно в три раза ниже по сравнению с шахтным способом. Однако карьерный метод разработки месторождений полезных ископаемых имеет и ряд недостатков – это большой объём вскрышных работ для достижения уровня расположения залежей полезных ископаемых, размещение пустых пород и экологические последствия, сопутствующие этим работам.

Из вышеизложенного видно, что геохимические процессы, протекающие в складированных медно-цинковых и барит-полиметаллических рудах, должны вызвать интенсивное загрязнение окружающей среды и тяжёлые экологические последствия. Для иллюстрации этого процесса ниже приведены неопубликованные данные, любезно предоставленные нам проф. У.Звиададзе.

Отмеченный исследователь провел специальные работы по определению 10 микрокомпонентов (Cu, Zn, Cd, Mn, Pb, Fe, Co, Ni, Sr, Li) методом атомно-абсорбционной спектроскопии в пробах питьевой воды, гидрографической сети, проточной воды, воды из скважин и родников, а также в пробах грунта и овощей в пределах Маднеульского месторождения и прилегающих участков (табл.2).

Оказалось, что за 25 лет функционирования Маднеульского карьера окружающая среда претерпела весьма негативное экологическое воздействие, что выразилось в интенсивном накоплении токсичных элементов (Cd, Cu, Li,Co) в естественных водах и грунте. В поверхностных водах водосборного бассейна нижнего течения р.Машавера содержание токсичных элементов в десятки, сотни, а местами тысячи раз превышает усреднённые величины планетарного масштаба. Увеличены количества токсичных элементов в овощах и грунте. Особенно загрязнены воды, вытекающие из складированных рудных отвалов, что четко видно из вышепри-

Таблица 2

Микрокомпонентный состав правого притока р. Казретула, вытекающей из низов отвала Маднеульского месторождения и его сравнение с микрокомпонентным составом морской воды нормальной солености и средним составом гидрографической сети в мировом масштабе (по данным У.Звиададзе)

Элементы	В морской воде нормальной солености, C_0	В гидрографической сети мирового масштаба, C_1	В водах вытекающих из отвала, C_2	$C_2:C_0$	$C_2:C_1$
Медь	0,003	0,007	730,0	265000	104286
Цинк	0,01	0,002	0,629	62,9	31,45
Кадмий	0,0001	0,0002	3,82	38200	191000
Свинец	0,00003	0,0001	0,025	833,3	25,00
Железо	0,01	0,07	215,0	215000	3171,40
Марганец	0,002	0,01	38,125	19062,5	3812,50
Кобальт	0,0005	0,0003	0,76	1520,0	2533,30
Никель	0,002	0,002	0,063	31,50	31,50
Стронций	8,1	0,8	2,64	0,30	3,30
Литий	0,17	0,002	0,063	0,40	31,50

веденной таблицы. Во избежание экологической катастрофы необходимо создать на Маднеульском месторождении дополнительные очистные сооружения современного типа.

Литература

Ахвледиани Р.А., Гелейшвили В.И., Отхмезури З.В. К вопросу минералогии медных руд Маднеульского месторождения //Петрология, минералогия и тектоника. Тбилиси: Мецниереба. 1993. С.173-180.

Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.: Изд-во АН СССР. 1951. 330 с.

Стура Р., Талахадзе Д., Тевзадзе Д. Усовершенствование технологического процесса переработки медных руд Маднеульского месторождения (на груз. яз.) //Тез. докл. науч.-технич. Конф. проф.-преподават. состава, посвящ. 75-летию ГТУ. Тбилиси. 1997.С. 83.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА)

С.А. Кекелия¹, М.А. Кекелия², Р.Г. Кофман³

^{1,3}Кавказский институт минерального сырья
ул. З. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси

²Геологический институт Академии наук Грузии
ул. М.Алексидзе 1/9, 380093 Тбилиси

Палеогеодинамические обстановки восстанавливаются с помощью выделения в горно-складчатых сооружениях литогеодинамических комплексов (фрагментов, возникающих и отмирающих на разных этапах геоморфоструктур). В них сохранены литофациальные свидетельства дивергентного и конвергентного взаимодействия литосферных микроплит.

В герцинидах Кавказа выделено 8 комплексов, а в альпидах их 11.

В определенных геодинамических режимах составные части комплексов приобретают металлогеническую специализацию в результате суммарного воздействия на них экзогенных и эндогенных процессов. Области зарождения флюидных систем являлись зоны влияния консервативных трансформных структур. Например, в их пределах на доколлизиионном и в начале коллизиионного этапа (в вулканодепрессиях) рудогенезу предшествовал процесс метаморфизации морских вод, развитие которого привело к скопленению цветных и благородных металлов. В начале постколлизиионного времени в надвигово-складчатых структурах, образованных на месте окраинного моря и палеоокеана, функционировали золотоносные системы, являющиеся результатом дифференциации коревых магм. На позднеколлизиионной стадии процесс глубоко зашедшей дифференциации подкорového вещества стимулировал возникновение золотоносных и медно-молибденпорфиновых флюидных систем.

GEODYNAMIC PRINCIPLES OF METALLOGENIC ANALYSES FOR MOUNTAIN-FOLDED AREAS (ON THE EXAMPLE OF THE CAUCASIAN REGION)

S. Kekelia¹, M. Kekelia², R. Kofmann³

^{1,3}Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str. 85, 380062 Tbilisi

²Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Paleogeodynamic conditions are reconstructed in mountain-fold constructions by distinguishing of lithogeodynamic complexes (of fragments evolving and dying off at different stages of geomorphostructures). The lithofacies evidences of divergent and convergent interactions of lithospheric microplates are preserved here.

Within the Hercynides of the Caucasus 8 complexes are distinguished and 11 are in the Alpides.

In definite geodynamic regimes the constituent parts of the complexes gain metallogenic specialization featured by exogenous and endogenous processes. Areas where fluid systems had generated turned out to be the zones of conservative transform structures influence. For example, within their limits, at the precollision and from the beginning of the collision stage (in volcanic depressions), oreogenesis was preceded by the seawater metamorphization; its development caused accumulation of nonferrous and precious metals. At the beginning of postcollision time in thrust-fold structures, which formed in place of the marginal sea and paleo-ocean, functioned gold-bearing systems – crustal magma differentiation products. At the late collision stage process of farguing subcrustal material differentiation gave rise to gold-bearing and copper-molybdenum-porphury fluid systems.

Известно, что рудно-геологические комплексы горно-складчатых областей формируются в процессе взаимодействия литосферных плит. Поэтому одной из главных задач металлогенического анализа является реконструирование динамических режимов прошлого. Задача эта разрешима в регионах с высокой степенью изученности, в которых имеется возможность выделения фрагментов морфоструктур, сформированных в особых палеогеодинамических режимах и

сопоставимых с современными их аналогами.

Металлогенисты с начала зарождения теории тектоники плит пытаются понять причины, обусловившие глобальную позицию размещения месторождений, их связь с геологическими явлениями на границах плит, а также расшифровать генетическую природу определенных групп месторождений с учетом механизма становления конкретных структурно-вещественных комплексов.

Из многочисленных публикаций достаточно привести в качестве примеров некоторые обобщающие работы (Новая глобальная тектоника, 1974; Митчелл, Гарсон, 1984; Рона, 1986; Абрамович, 1987 и многие другие).

В настоящем сообщении под геодинамическими режимами понимаются тектонические и литофациальные процессы, тесно взаимосвязанные с кинематикой плит. Их влияние однозначно определяло индивидуальные особенности метагеоморфоструктур Земли и их составных частей. В горноскладчатых сооружениях палегеоморфоструктурам соответствуют литогеодинамические комплексы. Гетерогенность и неоднородность последних запечатлена в их составных частях в геологических формациях. Сам Кавказ воспринимается авторами как результат взаимодействия микроконтинентов - "обломков" Афро-Аравийской и Евроазиатской литосферных плит. В современной структуре "обломки" сохранены в форме краевых и срединных массивов, разделенных сутурами (рис.). На Кавказе в обнаженной части герцинид удалось выделить восемь литогеодинамических комплексов, а в альпидах их одиннадцать.

Несмотря на ограниченную обнаженность герцинских литогеодинамических комплексов, можно предполагать, что в начале герцинского цикла на месте южной окраины Восточно-Европейского континента размещался малый океанический бассейн (Палеотетис), свидетельством чему являются северокавказские офиолитовые аллохтоны; силур-девонские глубоководные карбонатно и кремнисто-глинистые толщи, а также вулканы Передового хребта (образования энсиалической палеодуги).

По своим литофациальным характеристикам зона Главного хребта Большого Кавказа с метаморфитами и доколлизийными и коллизийными гранитоидами относится к энсиалической палеодуге, южнее которой существовало палеоокраинное море (дизская серия). По мнению группы исследователей (История океана Тетис, 1987), часть Гондваны (Иранский континент) в конце триаса была "припаяна" к Евразии, а позднее - в начале юры - отторгнута в связи с заложением малокавказской ветви Мезотетиса. Историко-геологический путь развития Кавказа в альпийском цикле распознается более уверенно: здесь **дивергенция** (лейас-ранний байос) континентальных плит - Скифской и Закавказской - сопровождалась углублением окраинного моря и активизацией его осевых и шельфовых зон (базиты и раннеюрские трахиандезиты Большого Кавказа, раннебайосские андезиты-базальты Малого Кавказа), а Иранской и Закавказской – океанизацией коры (свидетельством этому являются офиолиты и пелагиты, обдуцированные на окраины плит; **конвергенция** (поздний байос-ранний мел) отмечена сменой геодинамического режима в окраинном море - его перерождением в остаточные флишевые трог, складчатостью (адыгейская фаза) и обмелением северного края Мезотетиса, заложением и развитием на южной окраине Закавказской микроплиты средне-позднеюрского островодужного андезитового пояса, а также позднеюрского Черноморско-Каспийского бассейна (северный край Закавказской микроплиты) с рифтовой зоной (о чем свидетельствуют вскрытые под мощным молодым осадочным чехлом бурением позднеюрские оливиновые базальты; Гамкрелидзе, 1989), активизацией поздне-среднеюрского гранитоидного магматизма на границе дислоцированных и аллохтонизированных раннеюрских сланцев с домезозойскими выступами Северо-Кавказского краевого массива ("обломка" Скифской плиты) и **северной** окраины Закавказского микроконтинента и, наконец, осложнением приподнятых блоков островной дуги раннемеловыми тоналитовыми массивами; **коллизия** (палинспастическими реконструкциями: История океана Тетис, 1987; Ломизе, 1987, устанавливается первое - раннесенонское "столкновение" континентальных выступов Закавказской и Североиранской микроплит, длившееся в течение позднего мела-эоцена, обозначена в начале смещением к северу вулканической активности в задуговые бассейны, где в течение позднего мела подводный андезитовый вулканизм сменился субаэральным калий-натровым кремнекислым, а затем и базальт-андезито-базальтовым и "вспышкой" субщелочного и щелочного магматизма за пределами депрессий; позднее (палеоген)-коллизийными деформациями сутурных зон и заложением и развитием разноориентированных внутриплитных вулканодепрессий с проявлением андезитовидного, базальтоидного и щелочного вулкано-плутонизма.

Комплексы: активной окраины Восточноевропейского палеоконтинента (герцинские): 1 - шельфовых зон и склона континента (андезито-базальты, глины, песчаники, известняки); 2 - энсиматической островной дуги (базальты, риолиты, кремнистые сланцы, карбонатные песчаники); 3 - энсиалической островной дуги (перидотиты, габбро, гранодиориты, параметаморфиты зеленосланцевой и амфиболитовой фаций); 4 - приподнятых активизированных блоков энсиалической дуги (граниты, ставролитовые и биотит-мусковитовые сланцы); 5 - континентальных депрессий (красноцветные молассы, глины, песчаники, андезито-базальты, риодациты); 6 - палеоокраинного моря (карбонатные песчаники, глины углеродистые, олистостромовые горизонты); пассивной окраины Гондванского континента (герцинские): 7 - шельфовых зон и склона континента (глины, карбонатные глины и песчаники, туффиты, андезито-базальты); 8 - ложа палеоокеана (карбонатные и кремнистые сланцы, базальты, риолиты, перидотиты, дуниты); активной окраины Евразийского палеоконтинента (альпийские): 9 - шельфовых зон и склона континента (андезиты, андезито-базальты, глины, песчаники, пестроцветные глины с сульфатами, известняки и доломиты, мергели, терригенно-карбонатный флиш, туффиты, гранодиориты); 10 - склона и подножия континента (андезито-базальты, трахиандезиты, глинисто-песчаные флишоиды, углеродистые глинистые сланцы, диориты, граниты); 11 - островной дуги с мафически-сиалическим фундаментом (андезито-базальты, риодациты, туффиты, тоналиты, гранодиориты); 12 - остаточных задуговых палеобассейнов (андезито-базальты, риодациты, андезиты, карбонатсодержащие туффиты, известняки, доломиты, гранодиориты); 13 - внутриплитных рифтогенных депрессий (трахиандезиты, трахиандезито-базальты, флиш терригенно-карбонатный, олистостромовые горизонты, габбро-диориты, монзониты, сиениты); 14 - активизированных приподнятых блоков горно-складчатых сооружений (вулканогенные составляющие - а - андезито-базальты, андезиты, риодациты, трахиандезиты; б - интрузивные составляющие - монзониты, сиениты, нефелиновые сиениты, лейцитифиры, гранодиориты); 15 - котловин окраинного палеоморя (глинистые сланцы, базальты, риолиты, габбро-диабазы);

пассивной окраины Иранского микроконтинента (альпийские): 16 - шельфовых зон и склона континента (андезиты, известняки, доломиты, глины, песчаники); 17 - поперечных, наложенных на субширотные структуры, вулканических депрессий (андезиты, трахиандезито-базальты, флиш терригенно-карбонатный, диориты, граниты); 18 - континентальных межгорных и передовых прогибов (континентальная и морская молассы); 19 - ложа малого палеоокеана (в составе сутур - кремнистые сланцы, базальты, дуниты, перидотиты, олистостромовые горизонты); 20 - сутурные швы (1 - Пшекиш-Тырныаузский, 2 - Центральнокавказский, 3 - Амасия-Акеринский, 4 - Мегринский, 5 - Вединский); 21 - предполагаемая граница между Скифской и Закавказской плитами; 22 - в северной части Кавказа - опрокинутые на юг, смятые в изоклинальные складки и надвинутые на северную часть Закавказской микроплиты аллохтонизированные осадки окраинно-морского происхождения в южной части обдуцированные океанские осадки.

Генетические типы месторождений: 23 - магматогенный (а-алюминиевое, б- хромовое сырье); 24 - пегматоидный (оловянные); 25 - грейзеновый (а- оловянные, б- редкометальные); 26 - скарновый (а-вольфрам-молибденовые, б- железорудные); 27 - гидротермальный плутоногенный (а- полиметаллические, б- медно-порфиновые, в- медно-молибден-порфиновые, г - золоторудные); 28 - гидротермально-осадочный в вулканогенных толщах (медно-колчеданные); 29 - гидротермально-осадочный в сланцевых толщах (а-колчеданно-полиметаллические, б- медно-колчеданные); 30 - гидротермальный вулканогенный эпигенетический (а - медные, б- полиметаллические, в- полиформационные медно-золото-полиметаллические, г- золоторудные); 31 - гидротермальные "амагматогенные" (а- ртутные, б- мышьяковые, реальгар-аурипигментовые, в-мышьяковые, арсенопиритовые, с золотом; г- сурьмяные и сурьмяно-вольфрамовые с золотом, д- свинцово-цинковые и баритовые); 32 - гидротермально-метаморфогенные (шеелитовые); 33 -осадочный (а- марганцевые, б- стронциевые целестиновые); 34 -тектонические линеаменты по результатам дешифрирования космических снимков (Бызова и др.,1973).

Плиты: А - Скифская (А¹- Центрально-Кавказский блок, Б -Закавказская (Б¹- Кафанский блок), В - Североиранская (В¹- Нахичеванский блок).

Основные (наиболее крупные) месторождения: 1 - Сахалинское (Hg), 2 - Урупское (Cu), 3 - Ахейское (Hg), 4 - Кти-Тебердинское (W), 5 - Тырныаузское (W), 6 - Зопхитское (Sb, Au), 7 - Цанское (As, Au), 8 - Садонское (Pb, Zn), 9 -Лухумское (As), 10 - Чордское (BaSO₄), 11 - Квайсинское (Pb,Zn), 12 - Чиатурское (Mn), 13 - Фелизчайское (Pb, Zn, Cu), 14 -Кизилдерейское (Cu), 15 - Маднеульское (Cu, Pb, Zn, A), 16 -Алавердское (Cu), 17 - Техутское (Cu), 18 - Меградзорское (Au), 19 - Дашкесанское (Fe), 20 - Зотское (Au), 21 - Кафанское (Cu), 22 - Каджаранское (Cu, Mo), 23 - Агаракское (Cu, Mo).

Постколлизийный этап (олигоцен-квартер) был ознаменован углублением северного (Черноморского) морского бассейна, магматической активностью "консервативных" поперечных нарушений, дешифрируемых и легко устанавливаемых на окраинах микроконтинентов (субшелочные и щелочные интрузии). Поздняя стадия этапа (поздний миоцен-квартер) отличалась ускоренным ростом горных цепей, осушением центральной части Черноморско-Каспийского палеобассейна, интенсификацией андезитовидного вулканизма на Малом Кавказе.

На Кавказе четко видно, что его развитие, по крайней мере в фанерозое, носило циклический характер. Внутри цикла, который совпадает, как принято считать, с галактическим годом, устанавливаются доколлизийный, коллизийный и постколлизийный этапы. Остается впечатление, что в начале каждого цикла в пределах окраин континентов происходили осложнения верхних зон земной коры, сходные со структурами типа срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами и трансформными разломами, но менее масштабные по сравнению с современными.

На примере альпид Кавказа также видно, что ранняя доколлизийная гетерогенизация земной коры, спровоцированная раздвигом микроплит, выразилась морфологически заложением окраинного моря, оформлением ложа океана (Малокавказской ветви Мезо-Тетиса), рифтогенных депрессий на окраинах микроплит раннебайосских вулканитов Закавказья и субщелочных вулканитов Северного Кавказа, а поздняя гетерогенизация (период субдукции - поздний байос-ранний мел) - на месте южной окраины Закавказского микроконтинента оформлением вулканической островной дуги, на северной же окраине отмеченного континента - заложением флишевых бассейнов, рифтогенных структур (позднеюрские Колхидские щелочные базальты) с одновременным ростом соседних с ними блоков (в области шельфовых зон накапливались сероцветные осадки, усилился процесс лагунообразования).

На коллизийном этапе продолжилась тектоническая переработка ранее сформированных геоморфоструктур: обособились вдоль поперечных структур вулканические депрессии, начался процесс наползания флишевых и флишеидных осадков окраинноморского происхождения, а также обдуцирование океанских толщ на окраины соприкасающихся микроплит, приведшие позднее к оформлению коллизийных структур - сутурных зон. Одна из сутур - Севано-Акеринская зона ("след" закрытой малокавказской ветви Мезо-Тетиса) образована деформированными вулканогенно-осадочными отложениями нижнего и верхнего мела, состоящими из кремнистых сланцев, натриевых базальтов с тектоническим ультрабазитовым "меланжем". В западной части развития последних обнаружены глаукофановые сланцы. Значительная и интенсивная конвергенция микроплит предопределила современный облик горно-складчатого сооружения, который воспринимается как нагромождение гетерогенных блоков, находящихся в сложных, часто аллохтонных взаимоотношениях.

Пример Кавказа показывает, что в земной коре на разных этапах ее развития возникали термоаномалии, размещение которых было избирательным и совпадало с областями, испытывавшими наибольшие напряжения. Этим областям соответствуют зоны влияния трансформных разломов, эндогенная активность которых была ощутимой в условиях конвергентного взаимодействия микроплит: именно вдоль них закладывались вулканоструктуры и в их пределах происходило становление плутонокомплексов. На постколлизийном этапе эти области испытывали тектоно-магматическую активизацию и представляются очагами зарождающегося рифта. Иллюстрацией этого служат результаты дешифрирования на космических снимках линейных элементов Кавказа (см. рис.), а также размещение центров неоген-четвертичной вулканической активности.

На рисунке обозначены места размещения наиболее известных по публикациям металлических месторождений Кавказа. Среди них преобладают следующие генетические типы месторождений: 1) гидротермальные с их плутоногенным (медь, молибден, вольфрам, золото), вулканогенно-гидротермально-осадочным (медь, свинец, цинк), вулканогенным эпигенетическим (медь, свинец, цинк, барий) и, возможно, гидротермально-метаморфогенным (ртуть, мышьяк, сурьма, вольфрам, свинец, цинк) подтипами, 2) скарновые (молибден, вольфрам, железо) и 3) осадочные (марганец, стронций). В горно-складчатом сооружении месторождения занимают четкую пространственно-временную позицию.

Литогеодинамические комплексы на Кавказе, сформированные в условиях геодинамических режимов:

1) внешних океанических валов или энсиматических дуг специализированы на медно-колчеданное гидротермально-осадочное оруденение (примеры: герцинские месторождения Уруп, Худес Северного Кавказа, Россия);

2) котловин окраинного моря - на гидротермально-осадочное и колчеданно-полиметаллическое оруденение (раннеальпийские медное Кизил-Дере Дагестана и полиметаллическое Филлизчай Азербайджана);

3) энсиалических дуг - на гидротермально-метаморфогенное шеелитовое и грейзеновое

редкометальное оруденение (позднегерцинское шеелитовое Кти-Теберда Северного Кавказа, Россия) ;

4) островных дуг с мафическо-сиалическим фундаментом - на эпигенетическое вулканогенное медное и барит-полиметаллическое, медно-порфиоровое, а также скарновожелезорудное оруденение (средне- и позднеюрские вулканогенные медные - Алаверды, Кафан, Ахтала и раннемеловое порфиоровое Техут Армении и скарновожелезорудное Дашкесан Азербайджана) ;

5) шельфовых зон и склона Скифского континента, активизированных в раннеюрское время - на плутоногенное полиметаллическое оруденение (в гранитоидах герцинского фундамента раннеюрские Садон, Згид Северного Кавказа, Россия) ;

6) зон склона и подножия Закавказского микроконтинента, сложенных палеозойскими и раннеюрскими флишоидными и глинисто-сланцевыми осадками окраинно-морского происхождения и активизированных в среднеюрское и, вероятно, неогеновое время - на золото-кварц-шеелитовое оруденение (среднеюрские потенциальные месторождения золота в штоках гранитоидов и углеродистых толщах палеозоя и ранней юры Сванетии, Грузия) ;

7) шельфовых зон микроконтинентов - на осадочное целестиновое оруденение (позднеюрские Синие Камни и др. Дагестана и проявления Абхазии) ;

8) шельфовых зон Закавказского микроконтинента, сложенных позднеюрско-раннемеловыми карбонатно-терригенными осадками и активизированными в неогене на амагматическое баритовое и свинцово-цинковое оруденение (неогеновые месторождения Чорди барита и полиметаллическое Кваиса, Грузия) ;

9) остаточных задуговых вулканодепрессий - на вулканогенное эпигенетическое медное, барит-полиметаллическое и золотое оруденения (позднемеловые месторождения Маднеули, Квемо Болниси, Сакадриси и др., Грузия) ;

10) внутриплитных коллизионных рифтогенных депрессий - на вулканогенное эпигенетическое медное и полиметаллическое, плутоногенное медно-порфиоровое и золотое, а также скарново-магнетитовое оруденения, масштабы которых незначительны (средне- и позднеэоценовые медные и золоторудные Мерисского узла, Аджария; медно-порфиоровое Гарта и железорудное Дзама Триалети, Грузия) ;

11) поперечных и трансплитных коллизионных вулканических депрессий - на вулканогенное эпигенетическое полиметаллическое (с серебром) и золотое оруденение (среднеэоценовые полиметаллические Привольненское, Арманис, Гюмушхана; золоторудные Марц, Марджан и др., Армения) ;

12) разновозрастных сутурных зон, активизированных в неогене: а) Тырнауз-Пшекишской палеозойской - на скарновое вольфрам-молибденовое (неогеновое Тырнауз с "спутными" флюоритовыми, полиметаллическими и золоторудными проявлениями Северного Кавказа, Россия), б) Центральнокавказской средне-юрской - на амагматическое ртутное, сурьмяное, мышьяковое и плутоногенное сурьмяно-вольфрамовое и золотое оруденение (неогеновые ртутные Абхазии, мышьяковые, сурьмяно-вольфрамово-золоторудные Рачи, Грузия), в) Амасия-Акеринской позднемеловой-эоценовой - на плутоногенное золотое, ртутное и мышьяковое оруденения (неогеновые золоторудное Зотское Армении, ртутные и мышьяковые Азербайджана) ;

13) межгорных постколлизионных орогенных депрессий - на осадочное марганцевое оруденение (олигоценовое месторождение Чиатура, Грузия);

14) приподнятых блоков горно-складчатого сооружения, испытавших постколлизионную тектоно-магматическую активизацию - на плутоногенное медно-молибден-порфиоровое, золотое и редкометальное оруденения (олигоцен-миоценовые медно-молибден-порфиоровые месторождения Армении и Азербайджана, редкометальные Минвод, России).

Одни месторождения с составными частями литогеодинимических комплексов – геологическими формациями - образуют единые пространственно-временные ассоциации (например, гидротермально-осадочные колчеданные залежи), другие были образованы несколько позже геологических формаций, но их время формирования не выходило за рамки становления литогеодинимических комплексов (эпигенетические вулканогенные медные и барит-полиметаллические и медно-молибден-порфиоровые месторождения), третьи, закономерно сочетаясь с теми или иными породами, были сформированы намного позже последних (гидротермально-метаморфогенные вольфрамовые, баритовые и свинцово-цинковые, большинство месторождений сутурных зон).

Попытаемся раскрыть эти пространственно-временные связи на примере некоторых генетических групп месторождений цветных и благородных металлов.

Если мы обратимся к истории ранней Земли и согласимся с гипотезой возникновения планет за счет гетерогенной аккумуляции космического вещества и его химической дифференциации (Войткевич, 1988), то мы придем неизбежно к выводу о том, что основная масса халькофилов на начальном этапе развития Земли концентрировалась во внешнем ядре, а сидерофилов - во внутреннем, а протокора и верхняя мантия обогащались силикатными фракциями и летучими, т.е. эти процессы никак не способствовали концентрированию интересующих нас рудных компонентов в протокоре и первичной мантии. Однако вся поздняя история Земли, начиная с позднеархейского времени, свидетельствует об интенсивном взаимодействии коры и мантии, о возникновении периодических особо благоприятных геодинамических условий для функционирования флюидных и флюидно-магматических систем, приводящих к накоплению рудных масс.

Наиболее высокие позиции в земной коре занимают вулканические месторождения барита, цветных и благородных металлов (0-1 км), а известные на Кавказе средние (или гипабиссальные) - плутоногенные медные - и молибден-порфиновые, золоторудные и скарновые вольфрам-молибденовые и железорудные были сформированы на глубинах 1-5 км.

Отмеченные рудные накопления проявляют парагенные связи с магматитами, источники которых были расположены, по мнению ведущих петрологов (Рингвуд, 1981; Добрецов, 1980; Шкодзинский, 1985 и другие), в верхней части верхней мантии и низах коры. По утверждению В.С.Шкодзинского гранитоиды типа I зарождаются на глубинах от 27 (8,5 кбар) до 70 км (до 20 кбар), а граниты типа S являются типичными коровыми представителями.

Анализ материала по Кавказу показывает, что начало каждого тектонического цикла знаменуется приближением к поверхности в зонах дивергенции плюмов недеплетированной мантии и внедрением в тыловые части микроплит ее дифференциатов, конвергенция (или этап субдукции) знаменательна андезитоидным островодужным вулканизмом, интенсивным метаморфизмом окраинно-морских осадков и внедрением магматитов габбро-тоналит-плагиогранитных серий. В пределах островных дуг коллизия микроплит фиксируется сменой островодужного андезитоидного вулканизма коровым, в то время как в тыловых частях микроплит в связи с заложением рифтогенных структур активизируются подкоровые зоны Земли (что выразилось внедрением субщелочных и щелочных базальтоидов). Механизм возбуждения подкоровых зон Земли запускается и в постколлизиионное время (формируются субщелочные интрузивные серии). При этом флюидные системы на отмеченных выше глубинах зарождаются в местах, где возникают эффективные условия взаимодействия эндогенных источников с составляющими литогеодинамических комплексов, обладающих специфическими геохимическими и гидрохимическими характеристиками. Так, вулканогенные медные месторождения (как гидротермально-осадочной природы, так и эпигенетические) проявлены в депрессиях, наложенных на трансформные структуры, выполненных вулканогенно-осадочными толщами, вулканическими компонентами которых являются базальтоиды и андезитоиды. Основания депрессий осложнены интрузиями, кровли которых размещены на глубине 1-2 км от поверхности (установлены в современных активных зонах океана; Гринберг и др., 1990). Интрузии могут быть представлены габброидами и плагиогранитами. Им отводится, по общепринятому мнению (Файф и др., 1981; Франклин и др., 1984; Овчинников, 1988 и многие другие) роль энергоисточника и частично рудного вещества. Роль растворителя рудного вещества выполняли экзогенные метаморфизованные морские воды, вовлекаемые в конвективный процесс под влиянием интрузий.

На наш взгляд концентрированию рудных элементов, и в первую очередь меди, способствовали следующие последовательные природные процессы: 1) кристаллизация и ликвация подкоровых основных и среднекислых магм у поверхности (в научной литературе был подмечен факт "специализации" эффузивных толщ на дне океана в ареале функционирования гидросистем; Прокопцев, 1990; Акимцев и Шарапов, 1993), а затем и взаимодействие активизированных морских вод со "специализированными" вулканитами. Что касается колчеданно-полиметаллических месторождений, то источниками гидротерм могли быть высокоминерализованные рассольные воды, захороненные в эвапоритовых заполнениях основания рудоносных депрессий. Они вовлекались в рудообразовательный процесс в связи с вулканической активизацией сиалических блоков. Захороненные рассолы отличаются высокими содержаниями Ва, Са, Sr, Zn, Pb, Fe и Mn (Холодов и Кикнадзе, 1989; Голева, 1993 и другие).

На Кавказе накоплению в остаточных бассейнах соленосных сероцветных толщ с рудоносными рассолами способствовали геодинамические (обмеление бассейнов) и климатические (аридные) условия конца герцинского цикла и конца субдукционного этапа альпийского времени.

Таким образом, на примере Кавказа мы видим, что гидросистемы вулканогенных месторождений функционировали в области влияния трансформных структур, в глубинных зонах которых подкоровое вещество испытывало дифференциацию, а в поверхностных зонах накапливались "специализированные" на тот или иной элемент вулканогенно-осадочные толщ. Энергоисточники (интрузий) в вулканодепрессии внедрялись в начале дивергентного взаимодействия микроплит, а также в течение субдукционного и коллизионного этапов их преобразования.

Медные и медно-молибден-порфиновые месторождения сосредоточены на Малом Кавказе в длительно развивающихся приподнятых блоках. Гидросистемы одних функционировали в конце конвергенции микроплит в палеоостроводужных сооружениях (среднемасштабные медно-порфиновые), других - в конце коллизии - начале постколлизионного этапа на границе микроплит (крупномасштабные медно-молибден-порфиновые). В первых медяносная тоналит-порфировая палеосистема занимает апикальные части крупной диорит-тоналитовой интрузии, во вторых оруденение приурочено к контакту ранних монзонитов и сиенитов с более поздними порфиroidными гранодиоритами. Порфировые месторождения - пример максимального сближения зон разгрузок флюидов с их энергоисточником. В литературе (Сотников и др., 1988) подчеркивается большой разрыв во времени между формированием фанеритов и началом внедрения порфировых тел. В то же время компонентный состав порфи-ровых месторождений проявляет зависимость от петрохимических характеристик фанеритовой рамы. Источниками магм фанеритовых и порфировых интрузий были подкоровые, возможно и нижнекоровые зоны Земли. Исключение разве составляют коровые гранитоиды (типа S), с которыми ассоциируются молибденные месторождения (Титли и Бин, 1984; Попов, 1988).

Как нам представляется, началу функционирования флюидных систем предшествовал подготовительный этап (первые десятки млн. лет), выразившийся в формировании фанеритовых интрузий, которые рассматриваются в качестве основных источников металлов. В закристаллизованных интрузиях основная масса полезных компонентов была сосредоточена в микросистемах межзернового пространства. Завершается подготовительный этап внедрением в апикальные части интрузии порфировых тел. На гипабиссальном уровне (1-3 км от поверхности) под воздействием теплового поля и высвобождающихся легко летучих компонентов порфировых магм и при участии поровых вод околорудного пространства формируются и функционируют рудоносные палеосистемы. Поскольку рудоносные флюиды отличает высокая соленость, перемещение рудных компонентов являлось, вероятнее всего, диффузионным. Рудные компоненты диффундировали в сложном термоградиентном поле, достигали критических температурных зон (экзо- и эндоконтакты порфиоров), где и происходило выпадение основной массы сульфидов и сульфатов. Аномальные температурные зоны могли быть областями накопления кислотных компонентов (H_2S), взаимодействие которых с носителями металлов - хлоридными и оксидными комплексами - неизбежно приводило к выпадению сульфидов, ошелачиванию раствора в связи с потерей НСЕ и реакциям гидратации (кварц-серицитовые изменения). В условиях тектонической нестабильности, часто повторяющегося трещинообразования, монотонные диффузионные процессы нарушались инфильтрацией рудоносных растворов и выпадением рудного вещества за пределами порфировых и даже фанеритовых тел (в пределах рудных полей известны как кварц-молибденитовые, так и кварц-пирит-халькопиритовые жилы).

Золоторудная минерализация на южном склоне Большого Кавказа была образована в связи с тектоно-магматической активизацией среднеюрского (Сванетские золото-кварцевые в палеозойских, раннеюрских и среднеюрских гранитоидах) и неогенового (Рачинские золото-кварц-антимонитовые в раннеюрских углеродистых толщах). На Малом Кавказе к концу коллизии - в начале постколлизионного этапа тектоно-магматическую активизацию испытали сутуры, а также периферийные участки Иранского массива. Активизация стимулировала функционирование золотоносных флюидных систем. Деятельность последних завершилась в отдельных местах скоплением промышленно значимых золотосодержащих кварц-сульфидных руд.

Для месторождений Южного склона Большого Кавказа, как нам представляется, приемлемой является метаморфогенно-плутоногенная модель, подразумевающая:

1) метаморфогенную "чистку" пород (золото в которых вначале накапливалось в первич-

ных экзогенных аномалиях), перевод золота в сульфиды и поровые воды, 2) частичное плавление золотоносных пород, 3) формирование флюидно-магматических систем, эволюция которых могла завершиться отделением золотоносного мобилизата. В блоках, где проявились золотоносные системы, обнаруживаются латеральный напряженный метаморфизм и следы мантийного диапиризма. Состав первичных аномалий золота в различных частях Южного склона мог быть различным. В северной части (Рача) на первичную золотоносность черносланцевых толщ, вероятно, оказывали влияние вулканические процессы и связанная с ними гидротермальная активизация. Золото было распределено в сингенетических сульфидах. Оно положительно коррелирует (например, на Зопхито) с никелем, кобальтом, мышьяком, сурьмой. Что касается Сванетских золоторудных проявлений, то здесь роль экзогенных процессов в формировании первично золотоносной среды была преобладающей. Источниками аномалий могли быть ультрабазит-базитовые комплексы. Перенос золота в форме металлозоля во флюидные осадки склона континента осуществлялся палеореками. Золото в местах его скопления улавливалось организмами и сорбировалось глинистыми минералами, как это представляется многим исследователям (Буряк, 1986; Преториус, 1984).

В случае же золоторудных проявлений в вулкано-плутонических поясах или на периферии Иранской плиты, как следует из набора парагенных с ними магматических образований (субщелочные и щелочные сиениты, лампрофиры), высока вероятность зарождения их флюидно-магматических систем на подкоровых глубинах.

Таковы в общих чертах связи между флюидно-магматическими системами и процессами, протекающими на границах дивергентно и конвергентно взаимодействующих микроконтинентов или их блоков. Мы видим, что для возникновения флюидных систем важным является наличие первично аномальных сред. Они могли быть результатом дифференциации мантийного вещества, а также хемогенных и биогенных процессов.

Подытоживая это краткое сообщение, отметим, что флюидные системы возникали в области влияния консервативных трансформных структур там, где создавались условия для:

1) магматической дифференциации подкорового вещества (на позднеколлизийном этапе в пределах континентальных рифтов и сутур, золотоносные системы);

2) дифференциации магм, образованных в результате флюидно-магматического замещения металлоносных метаосадочных пород на абиссальных глубинах на границе микроплит (золотоносные системы в углеродистых толщах и малых телах гранитоидов);

3) преобразования морских и метеорных вод под воздействием теплового поля интрузии и при участии магматических эксгаляций (на доколлизийном и коллизийном этапах в зонах раздвига, рудоносные системы цветных металлов);

4) становления многофазных гипабиссальных интрузий, источниками магм которых, вероятнее всего, были подкоровые глубины (на позднеколлизийном и постколлизийном этапах, медно-молибден-порфиоровые).

Перечисленные флюидные системы с термодинамических позиций являются изобарными с вполне подвижными компонентами. Их тепловыми источниками могли быть естественные тепловые поля Земли либо поля, возникающие вокруг магматических тел.

Работа выполнена при финансовой поддержке научного фонда ИНТАС - Грузия (проект N 1416).

Литература

Абрамович И.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра. 1987. 247 с.

Акимцев В.А., Шарапов В.Н. "Рудные" эффузивы борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта // ДАН России. 1993. 331. № 3. С.329-331.

Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродистых толщах // Геология рудных месторождений. 1986.

Вызова С.Л., Капш М.Л., Кудрина И.И., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Дешифрирование тектонических линеаментов по космическим снимкам Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. 7. С.51-60.

Войткевич И.Б. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра. 1988. 112 с.

Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры

- Средиземноморского складчатого пояса //Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С.28-36.
- Голева Г. А. Гидрогеологическое моделирование в осадочных бассейнах //Отечественная геология. 1993. 7. С.58-69.
- Гринберг И.С., Краснов С.Г., Айнемер А.И., Порошина И.М., Степанова Т.В. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане //Советская геология. 1990.12. С.81-91.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука.1980. 200 с.
- История океана Тетис. М.1987. 155 с.
- Ломизе М.Г. Альпийская геосинклиналь в глобальном контексте //Геотектоника.1987.7. С.14-23.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир. 1984. 496 с.
- Новая глобальная тектоника. Сборник переводных статей. Л.П.Зоненшайн, А.А.Ковалев (редакторы). М.: Мир. 1974. 471 с.
- Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра. 1988. 255 с.
- Попов В.С. О магматических источниках рудного вещества молибден- и медно-порфировых месторождений //Геология рудных месторождений. 1988. 4. С.38-47.
- Преториус Д.А. Золото и уран в кварцевых конгломератах //Генезис рудных месторождений. Т.2. М.: Мир. 1984. С.5-38.
- Прокопцев Г.Н. Образование металлоносных гидротерм на дне океана //Изв. АН СССР. Сер. геолог.1990. 4. 344.
- Рингвуд А.Б. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981.584 с.
- Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир. 1986. 160 с.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Калинин А.С. Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов //Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука.1988.С.232-240.
- Титли С.Р., Бин Р.Е. Медно-порфировые месторождения. Генезис рудных месторождений. Т. 1. М.: Мир.1984. С.245-333.
- Файф В.С., Прайс Н.И., Томпсон А.В. Флюиды в земной коре. М.: Мир.1981. 436 с.
- Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации //Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир.1984.С.39-252.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука. 1989.189 с.
- Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенез. М.: Наука. 1985. 232 с.

СТРУКТУРНО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВАЛЬХОХСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Р.Р. Мигинеишвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М.Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Литологический контроль промышленного свинцово-цинкового оруденения Вальхохского месторождения обусловлена влиянием контрастной в петрофизическом отношении вмещающей среды. В статье обсуждается структурно-гидродинамическая модель формирования этого месторождения. Восходящий поток рудоносных гидротермальных растворов можно разделить на две взаимосвязанные ветви: первая из них формируется флюидами, просачивающимися по порам вмещающих пород, а вторая – флюидами, продвигающимися через канал круто наклоненного разлома. Морфология обоих потоков меняется в зависимости от флюктуаций проницаемости пород, а также разлома. На верхнем уровне месторождения предполагается смешивание обоих потоков, в результате чего образовывалась богатая рудная залежь.

STRUCTURAL-HYDRODYNAMICAL MODEL OF THE VALKHOKHI LEAD-ZINC DEPOSIT

R. Migineishvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Restriction of commercial lead-zinc ores of the Valkhokhi deposit to specific lithology suggests the importance of petrophysical contrasts between country rocks in controlling of spatial distribution of the mineralization. For this deposit a structural-hydrodynamical model of formation is proposed. Ascending hydrothermal flow of the model may be divided into two interconnected branches: the first is formed by fluids migrating through pore space of wall rocks, and the second is composed by solutions moving through the major fault-channel itself. Pattern of the flow changes depending on permeability of both rocks and the fault-channel. On the upper level of the deposit these branches may have been mixed resulting in deposition of rich ore shoots.

Промышленные запасы свинцово-цинковых руд Грузии размещены в пределах Квайсинского, Варахкомского и Вальхохского месторождений (Квайсинское рудное поле). Они расположены в Гагрско-Джавской структурно-металлогенической зоне Южного склона Большого Кавказа, сложенной песчано-сланцевыми осадками лейаса, вулканогенно-осадочной серией байоса, карбонатными и терригенными отложениями верхней юры, мела и палеогена (Гвалчрелидзе, 1961; П.Гамкрелидзе, 1964). В рассматриваемой части Гагрско-Джавской зоны крупные складчатые и разрывные нарушения простираются преимущественно в субширотном направлении и являются структурами древнего зарождения (батского), которые позднее неоднократно подновлялись и унаследованно развивались. Квайсинское, Варахкомское и Вальхохское месторождения контролируются крупными одноименными разрывными зонами рудного поля. Их свинцово-цинковые руды по минеральному составу, химизму, типоморфным особенностям, а также по структурно-текстурным признакам идентичны, что указывает на единый процесс рудообразования пространственно рассредоточенного в трех разрывных структурах. Помимо преобладающих галенита и сфалерита (клеюфан), в руде присутствуют дисульфиды железа, а из жильных минералов - кальцит, кварц, калиевые гидрослюда и хлориты (Иваницкий, 1963; Гигиадзе, 1983; Жабин и др., 1984). Для свинцово-цинковых рудных тел характерна ленто- и столбообразная морфология. Кроме этого на месторождениях рудного поля отмечаются непромышленные баритовая и пирит (марказит)-кальцитовая минерализации. В Квайсинском рудном поле выделены два типа метасоматитов: площадные пропилиты и околорудные гидрослюда-карбонатные аргиллизиты (Тедиашвили, 1982; Гигиадзе, 1983). Свинцово-цинковое оруденение пересекает осадки раннемелового возраста, а позднеэоценовые конгломераты содержат рудокласты (Жа-

бин и др., 1986). Следовательно, постранимеловой-допозднеэоценовый отрезок является граничным временным интервалом рудообразования, установленным на основе прямых геологических фактов. Исследования К-Аг возраста калиевых околорудных гидрослюдов указывают, что рудообразование происходило в три этапа: в первый отложились баритовые жилы (70 ± 7 и 66 ± 5 млн. лет); во второй - галенит-сфалеритовые руды (46 ± 13 млн. лет); в третий - пирит (марказит) - кальцитовые жилы (24.5 ± 9.0 млн. лет).

Вальхохское месторождение

Рудоконтролирующая разрывная зона Вальхохского месторождения представлена сближенными структурами четырех порядков (Мигинеишвили, 1992). Ее главным элементом является круто наклоненный сбросо-сдвиг (структура первого порядка), который опережается относительно локальными разломами остальных порядков (рис. 1). В южном, опущенном крыле основного разлома развиты: байосские порфириды и туфы, перекрываемые верхнебайосской вулканогенно-осадочной толщей (мощн. свыше 450 м), представленная чередованием туфоалевролитов, алевритовых туфов, туфопесчаников, гравелитов и конгломератов; это чередование в свою очередь несогласно перекрывается келловей-нижнеоксфордскими конгломератами, песчаниками и глинистыми песчаниками (мощн. 25-70 м); стратиграфически выше следуют верхнеоксфорд-титонские рифогенные известняки (мощн. свыше 450 м). Описываемый разрез увенчан пелитоморфными средне-верхнеэоценовыми глинистыми известняками и песчанистыми мергелями (мощн. около 250 м), несогласно перекрывающимися рифогенные известняки. Северное, приподнятое крыло основного разлома сложено байосскими порфиридами и субвулканическим телом дацитового состава. Породы южного крыла главного разлома смяты в синклиналию складку, которая в байосских породах имеет более круто наклоненные крылья, чем в относительно молодых породах, что является отражением ее многократной реактивизации. Реактивизация характерна и для Вальхохской разрывной зоны, которая перемещает верхнеюрские отложения на расстояние 900 м, а средне-верхнеэоценовые породы - всего лишь на 60-80 м. Основная масса свинцово-цинкового оруденения размещается в верхнебайосской вулканогенно-осадочной толще, тогда как остальные породы месторождения либо слабо оруднены (верхнеюрские известняки), либо вовсе безрудны (байосские порфириды, их туфы и дациты). Такая особенность локализации оруденения, автором настоящей статьи ниже объясняется влиянием петрофизических свойств вмещающей среды. Свинцово-цинковые рудные тела в основном представлены линейно вытянутыми прожилково-вкрапленными рудными зонами. Эти зоны преимущественно контролируются локальными разломами. Одна из зон по восстанию переходит в богатую массивную рудную залежь (рис. 1). На месторождении выделяются семь субширотных ($270-310^\circ$) рудных тел преимущественно круто ($50-85^\circ$) падающих на юго-восток. Их длина вдоль простираения составляет 50-700 м, а вдоль падения - 40-450 м. Среднее содержание Pb 1.74%, Zn - 4.45%. Вертикальный размах оруденения превышает 650 м.

Петрофизические исследования

Среди вмещающих пород Вальхохского месторождения выделены три петрофизические группы (таблица; Мигинеишвили, 1992): I - туфоалевролиты, алевритовые туфы, туфопесчаники гравелиты и конгломераты верхнебайосской вулканогенно-осадочной толщи, а также келловей-нижнеоксфордские конгломераты, песчаники и глинистые песчаники; II - верхнеоксфорд-титонские рифогенные известняки; III - байосские порфириды различных составов и дациты.

Породы первой группы характеризуются максимальной пористостью и проницаемостью, а также минимальной прочностью и упругостью.

Породы второй и третьей групп менее пористы и менее проницаемы, но более упруги и прочны, чем породы первой группы. Кроме этого, следует отметить высокую пластичность рифогенных известняков.

Перечисленные породы составляли весьма контрастную петрофизическую среду месторождения, что, по мнению автора, являлось ключевым фактором, влияющим на ход тектонических и гидротермальных процессов. В результате гидротермальной аргиллизации происходило общее увеличение эффективной пористости и проницаемости вмещающих пород, ослабление их устойчивости к тектоническим напряжениям, а также уменьшение их упругости и

пластичности. Особенно масштабно эти изменения имели место во вулканогенно-осадочной толще, усугубляя изначальный петрофизический контраст вмещающей среды месторождения. В силу различий прочностных свойств пород, наиболее интенсивное развитие систем локальных разломов происходило в этой толще. Эти разломы, а также высокая пористость и высокая проницаемость вмещающих пород, в конечном счете, определили наиболее глубокое и интенсивное проникновение рудоносных растворов во вулканогенно-осадочную толщу.

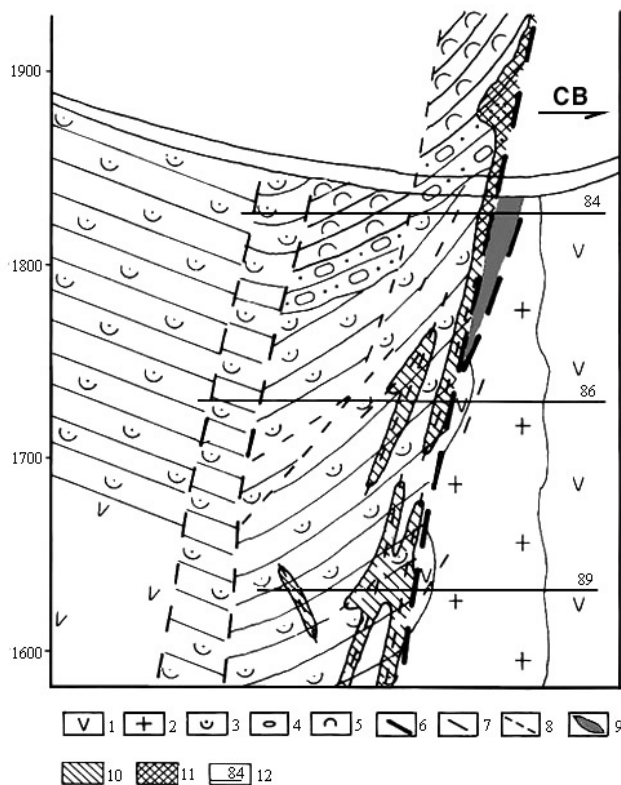


Рис. 1. Схематический разрез Вальхохского месторождения с реконструкцией его эродированного фрагмента. Обратите внимание на переход по восставанию прожилково-вкрапленной рудной зоны в массивную рудную залежь.

1 - порфириды и туфы; 2 - дациты; 3 - вулканогенно-осадочные породы; 4 – конгломераты, песчаники и глинистые песчаники; 5 - рифогенные известняки; 6 – главный разлом; разломы: 7 - второго порядка; 8 - третьего порядка; 9 - пирит (марказит)-кальцитовая жила; свинцово-цинковые руды: 10 - прожилково-вкрапленные; 11 – массивные; 12 - горизонт и номер штольни.

Таблица

Средние значения физико-механических свойств и количество исследованных образцов (в скобках) Вальхохского месторождения¹

ПГ	Породы	Пор., %	Прон., мД	μ	E, кг/см ²	ППС, кг/см ²
I	Туфоалевролиты и алевритовые туфы	4.49 (32)	0.008 (16)	0.16 (28)	3.81 (28)	1294 (7)
	Туфопесчаники, песчаники и глинистые песчаники	5.02 (120)	0.03 (93)	0.18 (86)	3.62 (86)	1162 (29)
	Гравелиты	4.60 (48)	0.02 (22)	0.21 (28)	4.21 (28)	1113 (6)
	Конгломераты	4.92 (13)	0.2 (8)	0.29 (6)	4.11 (6)	1208 (3)
	Измененные вулканогенно-осадочные породы	8.27 (44)		0.13 (16)	1.78 (16)	862 (15)
II	Известняки	1.02 (85)	0.007 (17)	0.25 (55)	7.67 (55)	1413 (37)
III	Порфириды	2.57 (68)	0.002 (14)	0.16 (46)	5.23 (46)	2225 (32)
	Измененные порфириды	4.00 (54)	0.03 (15)	0.17 (34)	4.66 (34)	1427 (23)
	Туфы	2.70 (30)	0.004 (8)	0.14 (16)	5.25 (16)	2217 (11)
	Дациты	2.64 (35)	0.002 (8)	0.17 (26)	5.82 (26)	2534 (11)
	Измененные дациты	3.63 (24)	0.06 (8)	0.19 (18)	5.31 (18)	1828 (5)

¹ Аббревиатура: ПГ - петрофизические группы пород; Пор - эффективная пористость; Прон - проницаемость; μ - коэффициент Пуассона; E - модуль Юнга; ППС - предел прочности на сжатие.

Структурно-гидродинамическая модель

В основе явления структурного и петрофизического контроля гидротермального оруденения лежит способность геологических структур и боковых пород контролировать пути движения гидротерм, которые подчиняются законам гидродинамики. Это явление хорошо иллюстрируется типовыми схемами структурно-гидродинамического моделирования (Пэк и др., 1972; Барсуков и Пэк, 1980; Сафонов и др., 1982). Используя эти схемы, нами составлена структурно-гидродинамическая модель формирования Вальхохского месторождения (рис. 2).

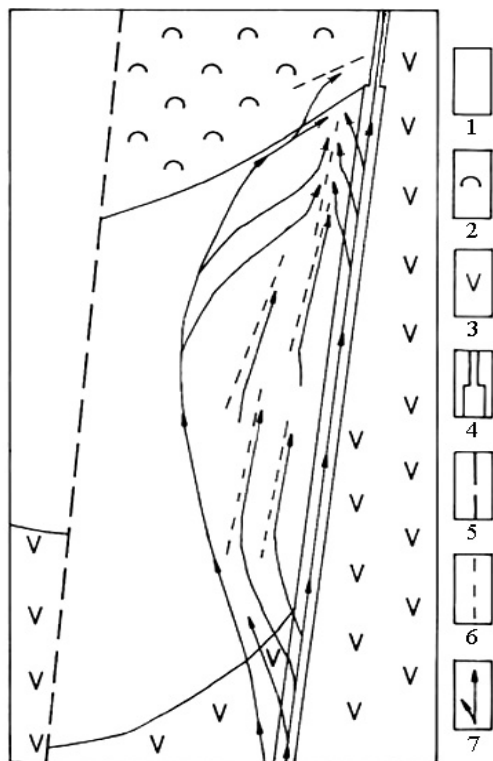


Рис. 2. Предполагаемая структурно-петрофизическая модель Вальхохского месторождения.

Петрофизические группы пород: 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья; 4 – сужающий вверх канал главного разлома; разломы: 5 – второго порядка и 6 – третьего порядка; 7 – потоки гидротермальных растворов.

Вероятно, гидротермальный раствор продвигался вверх двумя путями: 1) вдоль канала основного разлома в виде струи (стволовой поток) и 2) в виде фронтального потока, используя сообщающиеся поры боковых пород и систему локальных разломов. На разных гипсометрических уровнях этой модели ширина фронтального потока могла меняться в зависимости от изменений проницаемости вмещающих пород, а также канала основного разлома. Так, в нижней части этой системы, у контакта пород третьей петрофизической группы с перекрывающими их высокопроницаемыми породами первой группы, возможно, происходила растекание определенной части стволовой струи во вулканогенно-осадочную толщу, формируя постепенно расширяющийся фронтальный поток. Системы локальных разломов, интенсивно развитые в вулканогенно-осадочной толще, стягивали здесь малые порции гидротерм, образуя прожилково-вкрапленные свинцово-цинковые рудные зоны. В верхней части обсуждаемой модели, вблизи контакта пород первой группы со слабопроницаемыми породами второй группы, предполагается сужение фронтального потока. Лишь небольшая порция фронтальных гидротерм просачивалась в известняки, формируя убогую рудную минерализацию. В верхней части модели, в отрезке пересечения главным разломом пород второй группы, предполагается уменьшение проницаемости канала разлома, что связано с высокой пластичностью этих пород. Они реагировали на тектонические напряжения преимущественно пластическим течением, заполняя (закупоривая) пустоты приоткрывания разлома, образованные в местах его искривлений. В связи с уменьшением проницаемости разлома, возможно, происходило растекание части стволового потока под подошву известняков (вторая группа пород) и смешивание здесь с вышеописанным сужающим фронтальным потоком, а другая часть продолжала дренироваться по разлому вверх.

Вероятно, гидротермы вступали в обменные реакции с породами, меняя свой исходный состав. Мигрируя вверх разными путями, стволовой и фронтальной потоки могли стать двумя химически неравновесными средами. Следовательно, на уровне их смешивания под подошвой известняков гидротермы вступали в обменные реакции не только с вмещающими породами, но и между собой, что в конечном счете, возможно, обусловило образование здесь массивной свинцово-цинковой рудной залежи, по восстанию сменяющую прожилково-вкрапленную зону (см. рис.1).

Таким образом, проявления структурного и литологического контроля оруденения Вальхохского месторождения являются следствием функционирования предполагаемой гидродинамической рудоносной системы, особенности которой обусловлены гетерогенной в петрофизическом отношении вмещающей средой.

Литература

Барсуков В.Л., Пэк А.А. Роль автосмещения растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Геохимия. 1980. N 12. С. 1780-1796.

Гамкрелидзе П.Д. Тектоника Грузии //Геология СССР. Т.10. ГССР. Часть 1. М.: Недра. 1964. С. 453-491.

Гиgiaдзе Г.В. Геолого-петрологические и минералогические особенности Квайсинского свинцово-цинкового рудного поля и критерий прогнозирования //Автореф. кандидат. дис. Тбилиси. 1983. 24с.

Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Астахов Г.Н. Фации рудоотложения, обусловленные контрастным составом вмещающих пород // Геол. руд. месторожд. 1984. N3. С. 73-87.

Жабин А.Г., Бендукидзе Н.С., Годердзишвили Г.С., Годрия В.А., Андреичев В.А. Геологические, изотопные и палеонтологические данные о возрасте Квайсинского свинцово-цинкового месторождения // Сообщ. АН ГССР. 1986. 123, 3. С. 557-560.

Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии // Тбилиси: Изд.-во АН ГССР. 1963. 369 с.

Мигинеишвили Р.Р. Структурно-петрофизические условия формирования Вальхохского свинцово-цинкового месторождения (Грузия) // Геол. руд. месторожд. 1992. N4. С. 92-99.

Пэк А.А., Пересунко Д.И., Крашин И.И. Разломы и течение гидротермальных растворов // Геол. руд. месторожд. 1972. N1. С. 68-82.

Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И., Малиновский Е.П. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука. 1982. 221 с.

Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 344 с.

Тедиашвили Х.А. Метасоматические породы Квайсинского рудного поля. Тбилиси: Мецниереба. 1982. 106 с.

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ВУЛКАНИЗМ НА ФОНЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ОКЕАНА ТЕТИС В ПРЕДЕЛАХ КАВКАЗА И ТУРЦИИ

В.И. Гугушвили

Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Фанерозойская эволюция океана Тетис и его активных окраин в пределах Турции и Кавказа проявилась в различных геодинамических обстановках, с которыми связаны различного типа вулканизм и сульфидное рудообразование. С океанической обстановкой и с вулканизмом типа СОХ связаны медно-пиритовые месторождения Кипрского типа, с интрадуговыми и задуговыми рифтами и толеитовым вулканизмом – медно-цинковые, с островодужными и коллизионными ситуациями и известково-щелочным вулканизмом - медно-свинцово-цинковые. Источником цинка являлась базальтовая кора, свинца -сиалическая кора и известково-щелочные вулканиды. Медь единственный гетерогенный элемент среди цветных металлов, имеющий как мантийное, так и коровое происхождение.

ORE FORMATION AND VOLCANISM AGAINST THE BACKGROUND OF GEODYNAMIC ACTIVITY OF THE TETHYS OCEAN WITHIN THE LIMITS OF THE CAUCASUS AND TURKEY

V. Gugushvili

Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Phanerozoic evolution of the Tethys ocean in the Caucasus and Turkey revealed in the various geodynamical situations connected with various types of volcanism and sulfide ore deposits. Cyprus type copper-pyrite deposits are related to MORB type volcanic activity. The interarc and backarc rifts are characterized by tholeiitic volcanism and copper-zinc deposits, island arc and collisional situations – by calc-alkaline volcanism and copper-lead-zinc deposits. The source of zinc is basaltic crust, lead is generated from sialic crust. The copper is only heterogenic element among nonferrous metals and is of mantle and crustal origin.

Вступление

Фанерозойская история развития Турции и Кавказа теснейшим образом связана с историей эволюции Палео и Неотетиса (рис. 1,2). На Кавказе установлены три реликтовые зоны океана Тетис. Северная тянется вдоль южной границы Кавказского хребта. Она не является шовной зоной, а представляет собой наложенную на гранитоиды аллохтонную офиолитовую пластину. В результате северовергентной субдукции этой ветви Тетиса в Передовом хребте образовался интрадуговой рифт с контрастной толеит-риолитовой серией бимодальных вулканидов (Адамия и др., 1989).

Другой реликт Палеотетиса представлен Севано-Акеринской офиолитовой шовной зоной (рис. 3), тянущейся на запад вдоль южной границы Понтида через Анатолийский полуостров в Эгейское море и далее в греческую Вардарскую зону. Эта шовная зона известна под названием Измирско-Анкарско-Ерзинджанско-Севанской (ИАЕС) сутуры (Адамия и др., 1989; Ustaömer, Robertson, 1997).

Возраст офиолитов от палеозоя до третичного времени. Палеотетис отделял Евразию от Гондваны. В результате его северовергентной субдукции образовалась Евразийская активная окраина (см. рис. 1).

Над этой зоной субдукции в Северных Понтидах в позднем палеозое – раннем мезозое образовалось окраинное море комплекса Кюре. Комплекс Кюре состоит из базальтоидов, представленных островодужными и океаническими толеитами, а также породами деплетированной мантии. Океанический бассейн, по всей вероятности, был узок (шириной в несколько сотен км)

и развивался над зоной субдукции, погружающейся в северо-северо-западном направлении (Ustaömer, Robertson, 1997).

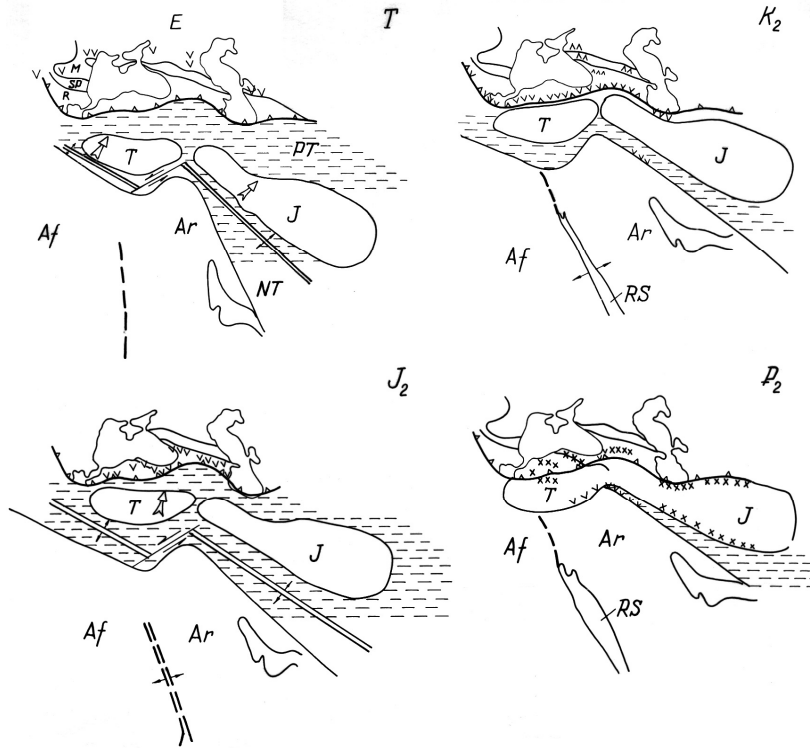


Рис. 1. Палинпастические схемы центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса для триаса (Т), средней юры (J), позднего мела (K_2) и палеогена (P), распределение вулканических формаций по М. Лордкипанидзе (1980) (использованы материалы по палинпастическим реконструкциям Ш.А. Адамия и И.П. Гамкрелидзе)

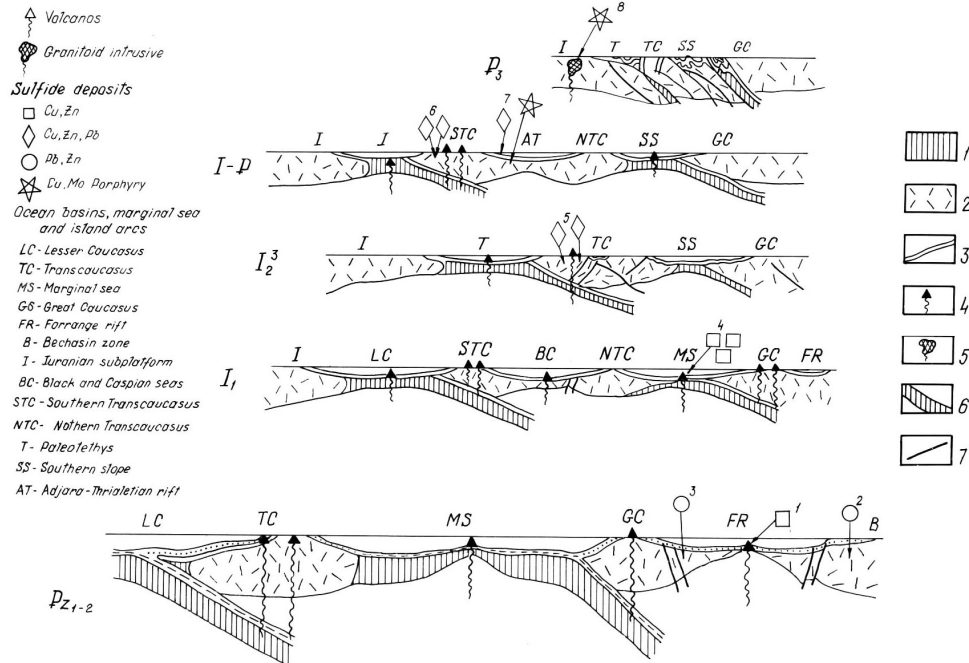


Рис.2. Палинпастические разрезы Кавказа, с сульфидными месторождениями разных геодинамических обстановок (использованы палинпастические реконструкции Ш.А. Адамия)

1 - базальтовый слой; 2 - гранитный слой; 3 - осадочный слой; 4 - вулканы; 5 - гранитоидный интрузив; 6 - субдукционная пластина; 7 - разломы.

Сульфидные месторождения: 1-медно-цинковые, 2-медно-колчеданные, 3-свинцово-цинковые, 4-медно-свинцово-цинковые, 5-медно-молибден порфирировые

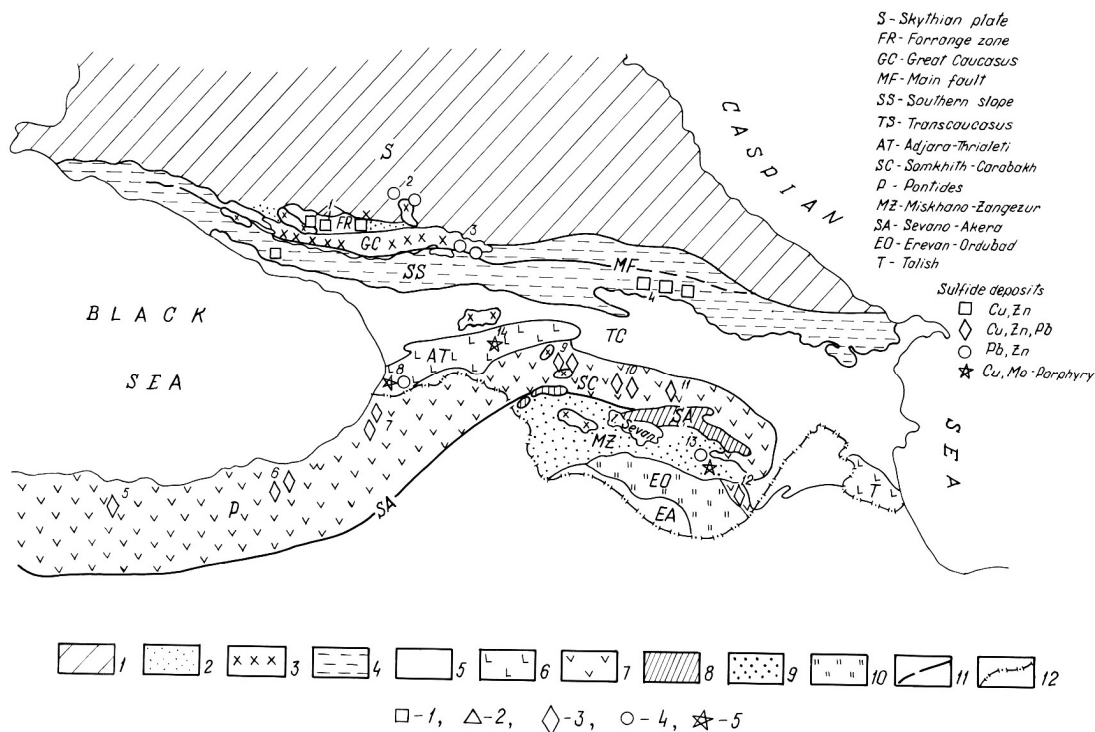


Рис. 3. Геотектоническая схема Кавказа с металлогенией сульфидных месторождений (использованы материалы Ш.А. Адамия по тектоническому районированию и Г.А. Твалчрелидзе по металлогении Кавказа)

1-Скифская платформа; 2-зона Передового хребта; 3- кристаллическое ядро Большого Кавказа; 4- Южный склон Большого Кавказа; 5-межгорная впадина; 6-Аджаро-Триалетская зона; 7- Сомхит-Карабахская зона; 8- Севано-Акеринский офиолитовый шов; 9- Мискхано-Зангезурская зона; 10- Ереванско-Ордубадская зона; 11,12-разломы.

Эта ветвь Палеотетиса замкнулась в позднем мелу в результате коллизии "обломка" Гондваны с Евразией. Южнее этого "обломка" все еще существовал океан "Неотетис", продолжая субдукцию уже под этот обломок. Последний вместе с Понтидами стал активной окраиной вплоть до замыкания "Неотетиса" в раннем палеогене (рис. 1). С этой геодинамической обстановкой связана известково-щелочная вулканическая активность с образованием юрских, меловых и палеогеновых вулканических серий в Восточных Понтидах и на Малом Кавказе.

В связи с северной субдукцией "Неотетиса" в мелу и раннем палеогене, на Евразийской активной окраине по соседству с комплексом Кюре образовался окраинноморской черноморский бассейн. "Неотетис" в центральных Понтидах замкнулся вследствие северной субдукции. В результате коллизии в позднем мелу офиолитовые пластины были надвинуты на Евразийскую окраину. Кульминация коллизии датируется ранним палеогеном (Ustaömer, Robertson, 1997).

Сульфидные месторождения Турции и Кавказа

Все наиболее значительные месторождения Кавказа и Турции связаны с развитием океана Тетис и его активных окраин (рис. 2, 3, 4).

В процессе замыкания океана Тетис и его ветвей возникали различные геодинамические обстановки: собственно океаническая (СОХ), задуговых и интрадуговых рифтов, примитивных и зрелых островных дуг, а также коллизионных и постколлизионных обстановок. Океанические обстановки характеризуются излияниями океанических базальтов, выплавляющихся из недифференцированной мантии. С ними связаны меднорудные месторождения Кипрского типа. В Турции с океаническими базальтами связаны медно-пиритовые месторождения комплекса Кюре – Ашикой и Бакибаба, а также Маден (Елагиз) и Маденкой (Сирут) – Южно-Анатолийские "Неотетисские" месторождения (рис. 4), связанные с недифференцированными офиолитами.

Медно-цинковые сульфидные месторождения передового хребта Кавказа связаны с интрадуговым рифтом и с контрастной бимодальной серией интрадуговых толетитов и риолитов. Эти месторождения представлены Худесской группой – Худес, Уруп, Дауд (рис. 3).

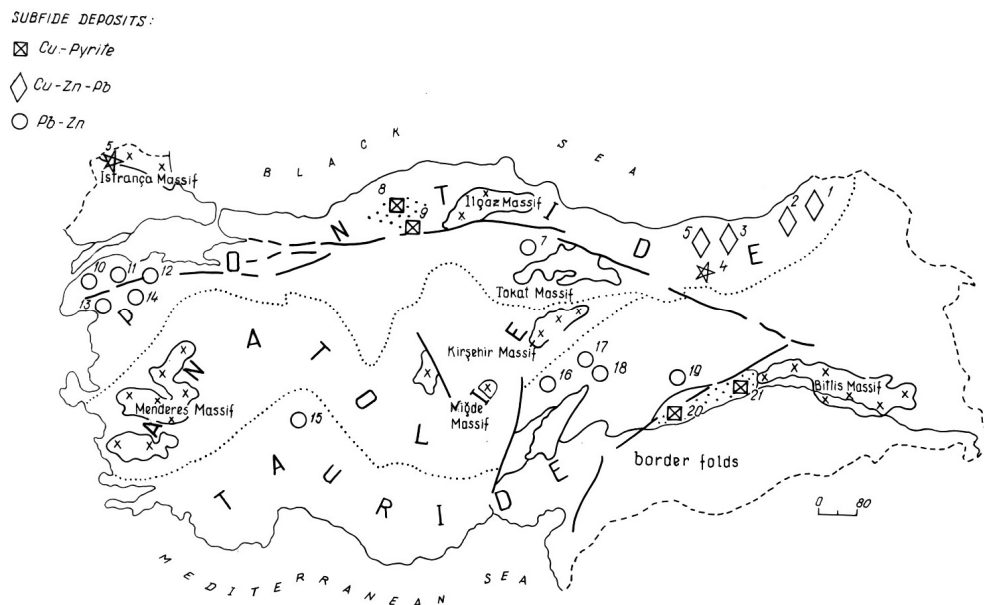


Рис. 4. Геотектоническая схема Турции с металлогенией сульфидных месторождений по Енгину (Tunögan Engin, 1994).

1-Мургул; 2- Маденкой; 3-Лаканос; 4-Гюзелайла; 5-Дереккой (Киркалели); 6- Кутлалар; 7- Акдагмени; 8- Бакибаба (Кюре); 9- Ашикой (Кюре); 10- Арапачан; 11- Балия; 12- Демирбоку; 13- Алгинолук; 14- Кулакчифитлиги; 15- Бозкур; 16- Аладаг; 17- Хуююлу; 18- Дереккой (Кайзери); 19- Кебан (Елазиг); 20- Маден (Елазиг); 21- Маденкой (Сиирт)

Другая группа медно-цинковых сульфидных месторождений, в некоторых случаях содержащая свинец в подчиненных количествах, связана с окраинным морем (малым океаническим бассейном) Южного склона Большого Кавказа (рис. 3). Эта группа (месторождения Филизчай, Кизилдере, Кацдаг, Аданге) образовалась в турбидитовом бассейне и связана с толетитами задуговых рифтов.

Со зрелыми островными дугами, активными окраинами и с сиалической корой в Восточных Понтидах и на Малом Кавказе (рис. 3, 4) связаны медно-свинцово-цинковые, медно-молибден-порфиоровые и свинцово-цинковые месторождения. Основным источником свинца и молибдена для этих месторождений являются известково-щелочные вулканы и континентальная кора. Наиболее крупные молибден-медно-порфиоровые месторождения Каджаран и Агарак (Мисхано-Зангезурская зона, Армения) связаны с неогеновыми гранодиорит-порфиоровыми интрузиями постколлизивной обстановки (рис. 3).

Месторождения океанической обстановки

К океаническому типу относятся месторождения, связанные с офиолитами комплекса Кюре (Ашикой и Бакибаба), а также Маден (Елазиг) и Маденкой (Сиирт), размещенные в "Неотетической" сутуре (рис. 4).

В позднем палеозое – раннем триасе над севервергентной зоной субдукции Палеотетиса в районе Кюре возник задуговой бассейн. В результате раннетриасской коллизии крупного обломка Гондваны (комплекс Карги) с Евразийской окраиной произошло глубокое погружение пластины под аккреционную призму, включающую офиолитовый комплекс. В нижнем триасе коллизия вызвала коллапс и перемещение к северу задугового бассейна Кюре. В поздней юре в связи с южновергентной субдукцией произошло полное замыкание бассейна Кюре, что привело к аккреции комплекса с южной окраиной Евразии в процессе "Киммерийского орогенеза" (Ustaömer, Robertson, 1997).

Расчлененные офиолиты Кюре реконструируются в следующем порядке: серпентинизированные перидотиты перекрываются расслоенным куммулятивным габбро, переходящим в

изотронное габбро с диабазовыми дайками. Вверх по разрезу роль даек возрастает и возникает дайковый комплекс, перекрытый чередованием пиллоу лав, массивных лав и лавобрекчий. Такая последовательность наблюдается по мощности 100-200 м. В пиллоу лавах межподушечные пространства выполнены раскристаллизованным, хлоритизированным вулканическим стеклом и глинистыми сланцами. Пиллоу лавы перекрываются лавовыми брекчиями и раскристаллизованными гиалокластитами. Лавы и лавобрекчий на разных участках перекрыты глинистыми сланцами – семипелагическими осадками (Ustaömer, Robertson, 1997). В нескольких тектонических чешуях вдоль контактов лавы и осадков развито вкрапленное и массивное оруденение "Кипрского типа" (Güner, 1980). В перекрывающих руду осадках оруденение отсутствует. По элементам-индикаторам геодинамических обстановок из 35 образцов базальтов они отвечают как океаническим (СОХ), так и островодужным толеитам. Соотношения $Cr/Cr+Al$ в хром-шпинелях в серпентизированных перидотитах >0.6 , а также химизм пироксенов в лавах свидетельствует о субдукционном влиянии (Ustaömer, Robertson, 1997).

Комплекс Кюре представляет собой обособленный тектонический клин в Центральных Понтидах. Слагающие его породы представлены палеозойскими метаморфитами – гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами, долейасовыми офиолитами Кюре, лейасовыми кластолитами; догер-мальмскими плутонами и вулканитами, а также мальмско-нижнемеловыми конгломератами и известняками. Комплекс Кюре, мощность которого более 20 км состоит из чешуй кремне-кластических пород и расчлененных офиолитов. Он интерпретируется как триасско-раннесреднеюрский аккреционный комплекс с южновергентной полярностью, образование которого связано с закрытием окраинного бассейна "Палеотетис" (Ustaömer, Robertson, 1997).

В рудном районе Кюре базальтовый комплекс содержит два главных рудных тела: Ашикой (западное) и Бакибаба (восточное), а также множество мелких рудопроявлений (рис. 4). Запасы Ашикойского составляют 10,9 млн.тонн руды с 2,17%-ным содержанием меди. Оно разрабатывается открытым способом. Запасы Бакибаба оценены в 1,9 млн.тонн руды с 2,66%-ным содержанием меди. Оно разрабатывается подземным способом. Оба месторождения относятся к Кипрскому типу.

Рудное тело Ашикой приурочено к сильно измененным базальтам, последние перекрыты черными сланцами. Рудные тела представлены крупными линзоидами массивных сульфидов, сильно тектонизированными и перемещенными. Они сопровождаются множеством мелких линз, состоящих, как и основные рудные тела, из пирита и халькопирита. Все эти линзы подстилаются вкрапленными и штокверковыми пиритовыми рудами с халькопиритом. Пирит и халькопирит представлены рудами колломорфной текстуры, что должно свидетельствовать о сравнительно низкой температуре их формирования (Gilbert, Park, 1986).

Другая группа меднорудных месторождений Кипрского типа Маден (Елазиг) и Маденкой (Сиирт) относится к юго-восточному меднорудному поясу Турции и связана с юго-восточным офиолитовым комплексом. Последний считается восточным продолжением Тродосского пояса офиолитов Кипра. Офиолитовая свита полностью обнажена в Кизилдаге. Она состоит из гарцбургитов, дунитов, перекрывающихся пористыми габбро-дунитами, чередующимися с пироксенитами и верлитами и перекрытыми дайковым комплексом, пиллоу лавами и глубоководными осадками (Engin, 1994).

Сульфидная минерализация здесь тяготеет к эоценовым основным породам и массивным пиллоу лавам офиолитового комплекса. Они секутся диабазовыми дайками. Офиолиты содержат 15 меднорудных месторождений. Минерализация представлена пиритом и халькопиритом при практически полном отсутствии свинца и цинка. В настоящее время разрабатывается лишь месторождение Маден (Елазиг).

Месторождения интрадуговых рифтов

К этим месторождениям относится Худесская группа (Уруп, Худес, Дауд), расположенная в интрадуговом рифте Передового хребта Большого Кавказа. Эта группа месторождений приурочена к бимодальным базальт-риолитовым вулканитам, ассоциирующимся с силурско-девонско-нижнекарбоневой карбонатной серией пород Передового хребта. Общая мощность пород в среднепалеозойском грабен-синклинории ЗСЗ-ВЮВ простирания превышает 5 км. Вулканический пояс непрерывно тянется от р. Белая до р. Баксан на 200 км, при ширине 30 км. К вос-

току (басс. р. Баксан) объем лав в вулканических породах постепенно уменьшается, и рифт постепенно выклинивается. Вулканический комплекс состоит из двух частей. Нижняя серия представлена лавами трещинных излияний с максимальной мощн. 800 м, верхняя же состоит из туфов, центральновулканических извержений и ее максимальная мощность превышает 1200 м. Вулканический комплекс вверх по разрезу постепенно замещается терригенными и карбонатными осадками верхнедевонского-нижнекарбонového возраста. Общая мощность осадков 2000 м

Вулканисты рифта Передового хребта имеют контрастный бимодальный состав и представлены последовательно дифференцированными породами. Базальтоиды нижней и верхней серий представлены, в основном, низкокалийевыми и низкотитанистыми толеитами. По характеру фракционирования железа они сходны с абиссальными толеитами, по содержанию титана соответствуют толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг. Такой геохимический дуализм характерен для базальтоидов современных интрадуговых рифтов (Нью Джорджия, Нью Гебриды), одновременно они беднее по содержанию фосфора, титана и легких литофилов, чем базальты континентальных рифтов (Shavishvili, 1983). Следует отметить, что базальтиды современных интрадуговых рифтов соответствуют базальтам Передового хребта по соотношению K/Rb и содержанию TiO₂. Одновременно они обогащены литофильными и сидерофильными элементами. И. Шавишвили (Shavishvili, 1983) полагает, что в этом отношении базальты Передового хребта похожи на базальты осевого трога Красного моря. Следовательно, автор заключает, что в Передовом хребте сравнительно с вышеотмеченными современными рифтами спрединг проявился значительно шире.

Месторождения интрадугового рифта Передового хребта (Худес, Уруп, Дауд) представлены стратиморфными сульфидными телами. Рудные тела тяготеют к приконтактовой зоне риолитов и диабазов с вулканогенно-осадочной свитой (Скрипченко, 1966).

Урупское месторождение представлено линзами мощн. 5-10 м. Они тянутся на несколько километров. Кровля массивных рудных тел состоит из кремнистых сланцев. Однако и сами рудные тела чередуются с кремнистыми сланцами, представленными пелитоморфными силицитами с реликтами радиоларитов. Подошва массивных рудных тел состоит из туфопесчаников, брекчий-конгломератов и алевролитов, а массивные рудные тела - из пирита, халькопирита и сфалерита. Под массивными рудными телами залегают вкрапленные и прожилковые медно-пиритовые и медно-цинковые руды. Под рудными телами отмечено серицит-хлорит-кварцевое изменение.

Разрез Урупского рудного месторождения состоит из вкрапленных и штокверковых руд, переходящих по восстанию в массивные и ритмично слоистые руды, массивные пиритовые руды постепенно переходят в медно-пиритовые и медно-цинко-пиритовые.

Итак, для бимодальных вулканистов интрадуговых рифтов характерен медно-цинковый состав руд без участия свинца.

Месторождения окраинных морей

К сульфидным месторождениям окраинных морей относится Филизчайская группа Южного склона Большого Кавказа. Среди них наиболее значительные: Филизчай, Кизилдере, Кацдаг, Катсмали и Аданге. Последнее расположено в западной части Южного склона, остальные в восточной.

Заложение окраинного моря океана Тетис на Кавказе над субдукционной зоной Палеотетиса началось еще в палеозое, о чем свидетельствует дизская флишоидная серия в Западной Грузии (Адамия и др., 1989). Позднее в лейасе произошла деструкция сиалической коры с базальтовой вулканической деятельностью и турбидитной седиментацией. Первые вулканические извержения датируются ранней-средней юрой и связаны с интенсивным спредингом окраинного моря (задугового рифта). Вулканическая активность началась в синеморе и продолжалась до аалена. Трещинные вулканические излияния сопровождалась пелит-алевроитовой турбидитной седиментацией. Вулканические дайки и силлы внедрялись в нелитифицированные осадки. Мощность базальтов намного меньше осадочных пород и не превышает 700 м. Ааленские базальты Южного склона относятся по типу к задуговому рифтингу и спредингу (Adamia, 1975; Борсук, 1977; Лордкипанидзе, 1980). М. Лордкипанидзе (Lordkipanidze et al., 1988) изучила геохимические параметры базальтов. По ее данным ааленские базальты характеризуются

низким содержаниями РЗЭ и нормальным (хондритовым) распределением Th, Nb, Zr, Hf, Y, Ti, типичным для океанических базальтов. Одновременно они характеризуются малыми, но отчетливыми аномалиями Nb и Ti, характерными для островодужных толеитов. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в догерских базальтах – 0,7032–0,7034 соответствует верхнему пределу этого соотношения для океанических базальтов и типично для задуговых и интрадуговых рифтов (Tarney et al., 1977; Lordkipanidze, 1988).

С толеитовыми базальтами здесь генетически либо парагенетически связаны медно-цинковые сульфидные месторождения. Среди них наиболее значительны Филизчай, Кацдаг, Катсмали и Кизилдере (Азербайджан, Дагестан) – восточная группа и Аданге (Грузия) – западная.

Для них характерен пирит-халькопирит-сфалерит-пирротиновый состав руд, без существенного участия свинца. Исключением является Филизчайское месторождение, где свинец участвует в подчиненном количестве.

Филизчайское месторождение залегает в плинсбахско-тоарских осадках, представленных чередованием песчаников, алевролитов, аспидных сланцев и аргиллитов. Месторождение является стратиформным телом, состоящим из ритмичного чередования слоев пирита, халькопирита, пирротина и полиметаллических руд. Каждый ритм состоит из слоев пирита, халькопирита-пирротина, сфалерита и сфалерита с галенитом. Рудное тело содержит до десяти отмеченных ритмов. Свинец в рудном теле резко подчинен другим рудным минералам (А. Твалчрелидзе, 1987).

Другое медно-пирротинное месторождение Кацдаг расположено на Кацдагском хребте Белоканского района Азербайджана. Рудовмещающей является синемюрско-нижнеплинсбахская свита песчаников, алевролитов и глин. На месторождении обнажен диабаз-габбро-диабазовый комплекс пород. По данным А.Г. Твалчрелидзе (1987) месторождение приурочено к стратовулкану, состоящему из базальтовых пород с подчиненным участием риолитов. Рудное тело состоит из халькопирит-пирротина, переслаивающегося с пиритовыми и пирротин-сфалеритовыми рудами. Это типично стратиформное рудное тело, содержащее халькопирит-пирротинную, пиритовую и сфалеритовую руду без виртуального содержания свинца.

Медно-цинково-пирротинное месторождение в Кизилдере расположено в Дагестане, в ущелье одноименной р.Кизилдере. Оно связано с верхнеааленской свитой, разделенной на два горизонта. Нижний представлен рудосодержащими глинистыми сланцами, верхний – песчаниками. На левом и правом берегу р.Кизилдере обнажены два стратиморфных рудных тела. Слоистые рудные тела состоят в основном из халькопирита и пирротина, с участием сфалерита. В подошве тела залегают вкрапленные и штокверковые руды аналогичного состава. Медно-пирротинная руда наложена на пиритовую.

Медно-пирротинное месторождение Аданге расположено в верховье р.Бзыби на Южном склоне Большого Кавказа. Оно связано с толеитовыми базальтами, залегающими между сланцами и песчаниками верхнего тоара. Руда представлена пиритом и халькопирит-пирротинном и составляет стратиформное тело. И здесь, как и на других медно-пирротинных месторождениях, медно-пирротинная минерализация наложена на пиритовую руду. По данным А.Г.Твалчрелидзе (1987), расположенные вблизи свинецсодержащие полиметаллические рудные жилы много моложе и не имеют генетической связи с медно-пирротинными рудами.

Месторождения островных дуг и коллизионных обстановок

Сульфидные месторождения островодужных геодинамических обстановок связаны в основном с известково-щелочными вулканическими сериями. Их отличительной чертой от вышеописанных сульфидных месторождений, связанных с океаническими базальтами, интрадуговыми рифтами и окраинными морями, для которых характерно отсутствие или же незначительное участие свинца и молибдена является полноценное участие галенита и других минералов свинца, вместе с минералами меди и цинка, а также в порфириновых месторождениях и молибдена. Это по существу медно-свинцово-цинковые месторождения, где свинец имеет экономическое содержание.

Одновременно следует отметить, что на территории Кавказа и Турции сульфидные месторождения, связанные с островодужными вулканитами разнотипны. Здесь имеются медно-свинцово-цинковые жильные и штокверковые месторождения (Шамгул, Алаверди, Ахтала, Кафан – Армения, Кедабек – Азербайджан), тюмисентные месторождения Болнисского

рудного района (Грузия) – Маднеули и Цителисопели, месторождения типа Куроко Маденкой и Лаханос (Восточные Понтиды). Наиболее значительное месторождение Восточных Понтид-Мургул некоторые авторы (Ег, 1994) относят к типу Куроко, однако другие (Özgür, 1993) причисляют его к субвулканическому гидротермальному типу, формирующемуся в субаэральных условиях. Руда здесь контролируется брекчированными зонами пород – "рудовмещающие брекчии" по Силлитой (Sillitoe, 1985), следовательно подземное брекчирование пород связано с вулканоплутонической активностью.

С островодужной и постколлизией обстановками связаны также медно- и молибден-медно-порфировые месторождения. В Аджаро-Триалети с позднеэоценовой вулканоплутонической деятельностью связаны медно-порфировые месторождения Мерисского рудного района. С позднемеловой гранодиоритовой интрузией в Восточных Понтидах связано молибден-медно-порфировое месторождение Гюзелайла. Однако наиболее крупные молибден-медно-порфировые месторождения Каджаран и Агарак (Армения) формируются в постколлизией обстановке в приконтактной зоне неогеновых гранодиоритовых интрузий.

Более подробно рассмотрим некоторые из них.

а) Тюмисентные (прекурсорные) месторождения Болнисского рудного района.

Болнисский рудный район расположен в Юго-Восточной Грузии. Этот регион состоит из палеозойского субстрата, выступами которого являются Локский и Храмский кристаллические массивы, и осадочного чехла, состоящего из юрских, меловых и палеогеновых осадков, а также из плиоцен-четвертичных лав и аллювия.

Юрские породы состоят из глинистых сланцев лейасового возраста и байосских вулканитов, меловая толща - из вулканогенных осадков (сеноман-кампан и известняков (кампан-даний). Палеогеновые-среднеэоценовые образования представлены базальт-дацит-риолитовыми вулканитами. Плиоцен-четвертичные лавовые потоки – долеритами и андезитами.

Наиболее значительные сульфидные месторождения здесь приурочены к меловой вулканической толще (сеноман-кампан). Именно в ней размещены самые крупные сульфидные месторождения Грузии – Маднеульское и Цителисопельское. Как уже отмечалось, меловая вулканическая толща является частью позднемелового вулканического пояса, тянущегося в Турецкие Понтиды и сформированного над фанерозойской зоной субдукции, связанной с закрытием океана Тетис, свидетельством которого является Севано-Акеринский офиолитовый шов.

Меловая вулканическая толща представлена островодужными известково-щелочными вулканитами. Мощность ее порядка 2500 м. Она состоит из чередования андезит-базальтовых вулканитов с риолитовыми игнимбритами, с резким преобладанием последних. Вулканическая толща сечется риолитовыми экструзиями, четко выделяющимися на фоне современного ландшафта.

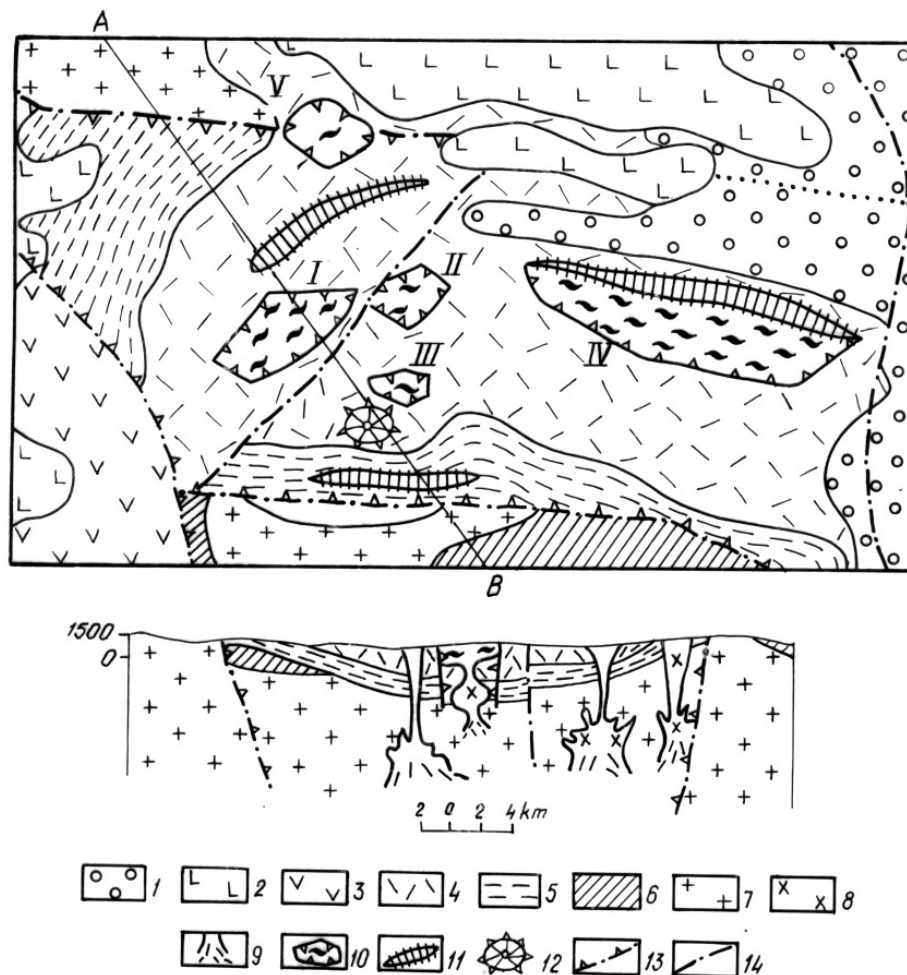
В Болнисском рудном районе выделяются два мощных цикла игнимбритовых пароксизмов – нижнесантонский и верхнесантонский, завершившиеся кальдеропроеданием, свидетельством которому являются риолитовые экструзии, расположенные вокруг кольцевых структур проседания над вулканическими очагами (рис. 5). Существование кольцевых структур в регионе подтверждается также материалами аэрофотосъемки (Салуквадзе, 1986).

Выявлены, соответственно, две возрастные группы экструзий - 86-87 млн. лет вокруг кольцевых структур проседания нижнесантонских вулканов и 75-70 млн. лет- вокруг верхнесантонских. Так Маднеульская и Цителисопельская кальдеры проседания являются сантонскими, остальные же - кампанскими.

Игнимбритовый вулканизм, как известно, является субаэральным. Субаэральные условия острова в мелководном позднемеловом море возникали во время вспучивания морского дна в результате внедрения крупных кислых интрузий - очагов игнимбритового вулканизма. Игнимбритовые извержения завершались кальдеропроеданием и трансгрессией. Следовательно, следующие за игнимбритовым вулканизмом извержения средних и основных туфов происходило уже на дне моря, о чем свидетельствует наличие в них морской фауны.

Маднеульское и Цителисопельские сульфидные медно-свинцово-цинковые месторождения с золотым оруднением расположены под нижнесантонскими игнимбритами в рио-дацитовых тонкослоистых и мелкозернистых тефроидах турон-коньякского возраста. Последние отла-

гались в мелководной прибрежной полосе (косая слоистость, наличие фукоидов). В пределах Маднеульского месторождения эта толща полностью превращена во вторичные кварциты и аргиллизиты, продукты интенсивного кислотного выщелачивания. Оруденение, в основном, представлено секущими рудными телами изометричной формы с апофизами. Тела эти состоят из сцементированных рудной брекчией вторичных кварцитов; следовательно, оруденение моложе процесса окварцевания. Здесь имеется несколько разобщенных в пространстве рудных тел. Они различаются как по составу руды, так и по температуре рудоотложения. Серно-медно-колчеданная руда образовалась при температуре 370-260°C, барит-полиметаллическая 270-180°C, а кварц-баритовая <120°C. Кали-аргоновый возраст обломков кварцита в руде 93-85 млн. лет. В игнимбригах, перекрывающих окварцованные тефроиды, имеются ксенолиты того



же возраста.

Рис. 5. Схематическая палеовулканическая карта Болнисского рудного района.

1- четвертичные отложения; 2- мио-плиоценовые долериты; 3- среднеэоценовые вулканы; 4- верхнетурондские вулканы и известняки; 5- сеноман-нижнетуронские вулканы; 6- юрские сланцы и вулканы; 7- палеозойские гранитоиды; 8- верхнемеловые интрузивы; 9- базальтовые неки; 10- кальдеропроседания: I- Сакдриси; II- Давид-Гареджи; III- Маднеули; IV- Цителисопели; V- Бектакари; 11- вулканические гряды; 12- вулканические купола; 13- борт депрессии; 14- разломы

В риолитовых экструзиях, секущих игнимбригы на флангах месторождения, встречаются аналогичные ксенолиты. Эти экструзии, возраст которых 86-87 млн. лет, кольцом обрамляющие кальдеру, заключающую в себе месторождение, относятся к нижнесантонской группе экструзивных тел и знаменуют кальдеропроседание нижнесантонского цикла игнимбригового вулканизма.

В 80-х годах карьером была вскрыта вулканическая жерловина игнимбригов. Она включает громадную глыбу (диаметром >20 м) кварцитов с полиметаллическим оруденением, что

свидетельствует о доигнимбритовом возрасте самого маднеульского оруденения. О кальдеро-проседании в районе Маднеульского месторождения свидетельствует также и тектонический контакт подстилающих слоистых тефроидов, на флангах месторождения с массивными игнимбритами. Именно вдоль этих контактов происходило выжимание риолитовых экструзий – свидетелей кальдеро-проседания и наиболее молодых образований.

Скважинами на глубине 300-500 м был подсечен гранодиорит-порфировый интрузив. Возраст его 88 млн. лет и, вероятно, он является нижнесантонским вулканическим очагом, питающим игнимбритовые пароксизмы. В ореале интрузива наблюдается вертикальная метасоматическая зональность от кварц-мусковитовых метасоматитов в апикальной части интрузии, к кварц-серицитовым, по восстанию переходящим в монокварциты и выше в аргиллизиты кварц-каолин-гидрослюдистого состава. Сами рудные тела сопровождаются околорудными метасоматитами. Медно-серно-колчеданные руды окружены ореолом хлоритизации и карбонатизации, а барит-свинцово-цинковые тела - алунит-ярозит-гидрослюдистым ореолом.

Маднеульское месторождение содержит золотое оруденение, которое заключено как в рудах, так и во вторичных кварцитах. Золотоносны медно-серно-колчеданные руды (2-4 г/т), барит-полиметаллические (1 г/т), однако основное золотое оруденение тяготеет ко вторичным кварцитам. Среднее содержание золота хотя и не превышает 1,3 г/т, однако оно довольно равномерно распределено в последних и содержится как в пирите вторичных кварцитов, так и в опал-халцедоновых прожилках, которыми испещрены вторичные кварциты по сети трещин и зон дробления. Последние, по всей вероятности, связаны с внутрикоровыми взрывами, предшествовавшими сульфидному рудообразованию.

На основании всего вышесказанного мы предлагаем поэтапную палеогеографическую схему образования Маднеульского месторождения (Гугушвили, 1998). В нижнем туроне-коньяке в районе месторождения не имела места активная вулканическая деятельность. Тефра сюда привносилась подводными течениями из отдаленных вулканических центров и осаждалась в форме пачек тонкослоистых тефроидов, с чертами мелководного бассейна.

В нижнем сантоне в результате внедрения интрузии произошло вспучивание морского дна и воздымание суши над морской поверхностью. Одновременно началось интенсивное кислотное выщелачивание этих тефроидов под воздействием кислых растворов, исходящих из интрузии, что привело к формированию плотного экрана вторичных кварцитов над интрузивным телом. О вспучивании дна и образовании острова свидетельствует галька вторичных кварцитов в окружающих месторождение тефроидах.

Уже под плотным экраном вторичных кварцитов, накопление над интрузией эманаций, приводило к взрыву с брекчированием вторичных кварцитов, куда устремились рудоносные растворы, цементирующие рудой брекчии, формируя рудные тела месторождения. Таких внутрикоровых взрывов было несколько и с ними связано образование рудных тел разного состава от медно-серно-колчеданных до кварц-баритовых.

В результате внедрения интрузии происходило вспучивание морского дна и образование суши. Эта интрузия является очагом игнимбритовых извержений. Однако последним предшествовала серия внутрикоровых взрывов с последующим рудообразованием. Аналогичный механизм вспучивания морского дна и рудообразования был ранее предложен Дж.Ритубой и У.Элстоном (Rytuba, 1991; Elstone, 1991). Игнимбриты на Маднеульском месторождении залегают над вторичными кварцитами по тефроидам. Как отмечалось выше, жерловина игнимбритов включает огромную глыбу вторичных кварцитов с полиметаллическим оруденением. Все вышесказанное свидетельствует о возможности отнесения Маднеульского месторождения к тюмисентному (прекурсорному) типу, образовавшемуся на этапе вспучивания до начала игнимбритовых извержений.

После извержения игнимбритов произошло кальдеро-проседание. На флангах месторождения наблюдается тектонический контакт нижележащих тефроидов с игнимбритами, а также выжимание вокруг кольца проседания риолитовых экструзий.

Аналогично Маднеульскому месторождению – Цителисопельское, расположенное с ним по соседству, также по всем признакам можно отнести к тюмисентному типу, расположенному в пределах кальдеры диаметром 5 км. Кальдера обрамлена кольцом экструзий, что свидетельствует о ее проседании. Депрессия внутри кальдеры выполнена четвертичными аллювиальными отложениями и долеритовыми лавами. Борты депрессии сложены нижнесантонскими игним-

бритами и лавопирокластическими потоками. Под четвертичными отложениями в депрессии залегают те же игнимбриды и лавопирокластические потоки, под ними подобные маднеульским прижерловые игнимбриды-аглютинаты, последние выступают и в самой депрессии (г. Тяшкесан). Под игнимбриды-аглютинатами залегают толща турон-коньякских тефроидов, которые как и на Маднеули полностью преобразованы во вторичные кварциты и аргиллизиты. Последние включают аналогичные маднеульским серно-медно-колчеданные и барит-свинцово-цинковые рудные тела, в которых руда цементирует эруптивные брекчии кварцитов. Здесь скважиной 637 на глубине 400 м подсечена гранодиорит-порфировая интрузия. Калиаргоновый возраст обрамляющих кальдеру экструзивных тел нижнесантонский – 86 млн. лет.

Из вышесказанного следует, что Цителисопельское месторождение аналогично Маднеульскому и его можно отнести к тюмисентному типу; вероятно и процесс его формирования подобен Маднеульскому.

Как известно, в вулканических сериях субдукционных обстановок преобладают два типа сульфидных месторождений: медно-порфиновый и Куроко. Первый связан преимущественно с малоглубинными вулканическими очагами андезитовых стратовулканов (Sillitoe, 1985), а также с диоритовыми и сиенит-диоритовыми субвулканическими интрузиями. Формирование же месторождений типа Куроко связано с завершением цикла игнимбритового вулканизма с кальдеропроеданием и внедрением риолитовых куполов (Lambert, Sato, 1974; Sillitoe, 1985; Russell, 1989). Однако известны также месторождения, предшествующие игнимбритовой активности, относимые рядом авторов к тюмисентному типу (Elstone, 1991; Rytuba, 1991), предшествующему по времени формированию месторождений типа Куроко. Их формирование связано с "доигнимбритовым" внедрением в верхние структуры коры близповерхностных интрузий, позднее превратившихся в очаги, питающие игнимбритовый вулканизм. Эти интрузии вызывали вспучивание морского дна. Они же являлись источником растворов, формирующих сульфидные месторождения. Эти месторождения, вернее рудопроявления, были обнаружены за бортами позднее образованных кальдер (Rytuba, 1991; Elstone, 1991). До сих пор внутрикальдерные тюмисентные месторождения не были известны. Из вышесказанного следует, что Маднеульское и Цителисопельские месторождения являются внутрикальдерными крупными тюмисентными месторождениями.

Похожим на Маднеульское и Цителисопельское месторождения является месторождение Мургул Турецких Понтидов. Прежде его относили к типу Куроко (Er, 1994), однако существует и другое мнение (Özgür, 1993), согласно которому его можно отнести к типу гидротермальных месторождений, генетически связанных с субаэральным вулканизмом верхнемеловой островной дуги. Оно приурочено к эруптивным брекчиям, аналогичным описанным З.М.Силитоу (Sillitoe, 1985), связанным, как и Маднеульское месторождение, с приповерхностным внутрикоровым брекчированием в процессе вулкано-плутонической активности. Одновременно другие сульфидные месторождения, связанные с меловыми известково-щелочными вулканидами Турецких Понтидов, такие как Маденкой и Лаханос, по данным того же автора (Öz-gür, 1993), относятся к месторождениям типа Куроко и формируются в процессе подводного эксгаляционно-гидротермального рудообразования, сопутствующего вулканогенно-осадочному осадконакопленению.

б) Месторождения порфирового типа

В Турецких Понтидах с позднемеловой гранит-порфировой интрузией связано молибден-медно-порфировое месторождение Гюзелайла (Er et al., 1995). Оруденение локализовано как в самих гранит-порфирах, так и во вмещающих лейасских и верхнемеловых известково-щелочных вулканидах. Оно расположено в 40 км к югу от Трабзона. Руда, кроме халькопирита и молибденита, содержит также галенит, сфалерит, гематит, борнит и самородную медь. Околорудные изменения характерны для порфирового оруденения и представлены щелочной, филлитовой, аргиллитовой и пропилитовой зонами. Щелочная зона развита в самих гранит-порфирах и представлена щелочными полевыми шпатами и вторичным биотитом с подчиненным участием серицита и ангидрита. Эта зона обволакивается филлитовой, состоящей из кварца и серицита; последняя сменяется аргиллизитами и пропилитами. Мощность минерализованной зоны 300 м. Запасы месторождения составляют 154,7 млн.т руды с 0,3% содержанием меди.

Медно-порфировые месторождения известны также в Аджарии – Мерисский рудный район. Они связаны с позднеэоценовыми гранодиоритовыми и сиенит-диоритовыми интрузив-

ными телами, внедренными в средне- и верхнеэоценовую известково-щелочную и шошонитовую вулканические толщи. Известно несколько выходов этих интрузий. Они секут разные уровни эоценовой толщи и, следовательно, расположены на разных уровнях эрозионного среза. Учамбский выход с собственно медно-порфировым оруденением сечет самые верхние горизонты толщи и соответственно его эрозионный срез глубже, чем у расположенных ниже Намонастревской и Мерисской интрузий. Соответственно с Намонастревской интрузией связана брекчиевая зона порфировых руд, а с Мерисской – жильная и штокверковая зоны. Руды месторождения содержат халькопирит, молибденит, галенит и сфалерит. На месторождении наблюдается характерная для порфировых руд метасоматическая зональность: зона щелочных полевых шпатов, филлитов (кварц-серицит) и аргиллизитов (гидрослюда, каолинит).

Наиболее крупными и значительными молибден-медно-порфировыми месторождениями являются Каджаранское и Агаракское (Армения). Они связаны с неогеновыми гранодиоритовыми интрузивами, тяготеющими к постколлизиионному поднятию. Различаются две стадии рудообразования. С первой связано образование высокотемпературных магнетитовых руд, со второй – собственно молибден-медно-порфировое оруденение. Последнее характеризуется следующей зональностью: молибден-кварцевая, халькопирит-кварцевая, пирит-кварцевая, галенит-сфалерит-кварцевая (Карамян, 1978). На месторождении отмечена типичная для порфировых месторождений рудная зональность: собственно порфировые руды, рудосодержащие брекчии и штокверковые и жильные руды.

Дискуссия

В начале 70-х годов Р.В. Хатчинсон (Hutchinson, 1973) опубликовал результаты своих многолетних исследований. Сопоставив их с данными других авторов, он пришел к выводу, что состав массивных сульфидных месторождений зависит от тектоно-геодинамической обстановки их формирования и от особенностей коры и мантии в процессе формирования того или иного месторождения. В архейское время, когда существовала лишь примитивная "протокора" и слабодифференцированная мантия, формировались медно-цинковые месторождения. В протерозое, когда сформировалась сиалическая кора, в сульфидных месторождениях вместе с медью и цинком значительную роль начал играть свинец. Позднее уже в фанерозое, когда механизм плиттктоники проявился в полную силу, в зависимости от геодинамических обстановок определялся состав массивных сульфидных руд. Так, в условиях океанического спрединга из верхней мантии генерировались медно-пиритовые руды, в условиях незрелых островных дуг медно-цинковые, со зрелыми островными дугами же связаны медно-свинцово-цинковые месторождения.

Идеи Р.В.Хатчинсона о зависимости состава массивных сульфидных руд от состава коры и мантии в архее и протерозое и геодинамических обстановках в фанерозое мы попытались проверить на примере фанерозойского развития Кавказа и Турции, так как эти регионы формировались в сопредельной зоне Евразии и Гондваны, в результате эволюции океана Тетис и его активных окраин. Это определило разнообразие геодинамических обстановок его развития и связанного с ним многообразия сульфидных месторождений. Мы оперировали не только массивными сульфидными рудами, но попытались исследовать как отражают геодинамические обстановки и характер коры другие типы сульфидных месторождений, такие как тюмисентные, молибден-медно-порфировые, гидротермальные жильные и другие типы руд Кавказа и Турции. Хотя в данном регионе не отмечено сульфидных месторождений ни архейского, ни протерозойского возраста, однако фанерозойское развитие отличается многообразием геодинамических обстановок, вулканизма и рудообразования.

Здесь отмечены океанические ситуации и медно-пиритовые месторождения Кипрского типа – месторождения комплекса Кюре-Ашикой и Бакибаба, а также месторождения Маден (Елазиг) и Маденкой (Сиирт). Последние связаны с океаническими офиолитами Неотетиса. Медно-пиритовые месторождения генерировались во время океанического спрединга из мантийного диапира в процессе выплавления из него базальтовой магмы, о чем свидетельствует вмещающий их недифференцированный толеит-базальтовый комплекс океанического типа.

Примером сульфидных месторождений, формирующихся в интрадуговых рифтах, могут служить северокавказские медно-цинковые месторождения Худесской группы. Они генетически связаны с бимодальным базальт-риолитовым вулканизмом с толеитовым трендом

типа современных интрадуговых рифтов. Генерация цинка происходила из базальтовой океанической коры субдицирующей пластины, определяющей возмущение диапира - предтечи интрадугового рифтинга (Karig, 1971). Кроме того источником цинка могли быть и блоки, подвергшейся рифтингу, базальтовой коры в Передовом хребте Большого Кавказа. Базальтовая составляющая бимодальной серии рифта Передового хребта представлена низкокальциевыми и низкотитанистыми толеитами. По этим критериям их можно отнести к толеитовым и известково-щелочным базальтам островных дуг, тогда как по характеру фракционирования железа они соответствуют абиссальным толеитам.

Как уже отмечалось, такой геохимический дуализм характерен для базальтоидов интрадуговых рифтов (Нью Джорджия, Нью Гебриды). По содержанию же большинства литофильных и сидерофильных элементов они соответствуют толеитам Красноморского трога и характеризуются более интенсивным спредингом, чем обычные интрадуговые рифты (Shavishvili, 1983).

Следующая группа медно-цинковых месторождений связана с окраинным морем Южного склона Большого Кавказа. Это месторождения Рамельсбергского типа – Филизчай, Кизилдере, Кацдаг, Аданге и др. Все они имеют халькопирит-сфалерит-пирит-пирротинный состав и не содержат виртуального свинца, за исключением месторождения Филизчай, где последний присутствует в подчиненном количестве. Окраинное море зародилось еще в палеозое, о чем свидетельствует "дизская" серия терригенных и карбонатных флишоидов. В ранней юре в результате деструкции сиалической коры оно преобразовалось в типичный флишевый бассейн с интенсивным толеитовым вулканизмом, который по одним критериям - низкое содержание REE и нормальное хондритовое распределение Th, Zr, Hf, Y - типичен для океанических базальтов, тогда как верхние горизонты вулканической толщи характеризуются низкими содержаниями REE, Nb, Zr, Hf, Y с небольшими, но отчетливыми аномалиями, что соответствует островодужным толеитам. Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7032-0,7034$ присущи типичным задуговым и интрадуговым рифтам. Окраинное море Южного склона по характеру турбидитного осадконакопления (флиш), предшествовавшего и продолжавшегося в процессе вулканизма, свидетельствует о растянутом во времени спрединге, что определило значительное участие блоков океанической и, возможно, частично сиалической коры в рудогенезе. В отличие от медно-цинковых месторождений интрадугового рифта Худесской группы, здесь характерной чертой является значительное и повсеместное участие пирротина и некоторое участие хотя и подчиненное свинца (Филизчай).

В отличие от геодинамических обстановок спрединга с островодужными и коллизионными обстановками, с известково-щелочными вулканическими толщами связаны медно-свинцово-цинковые месторождения разного типа: Куроко, медно-молибден-порфиновые, тюмисентные и гидротермально жильные. Все они характеризуются значительным участием свинца, а некоторые из них и молибдена. Генерация последних определена участием сиалической коры и известково-щелочных вулканитов, в которых происходит накопление радиогенного свинца и молибдена. Эти два элемента экономическое значение приобретают именно в условиях субдукции и коллизионной и постколлизионной обстановке.

На Кавказе и в Турции с мезозойской и раннетретичной субдукцией океана Тетис связаны следующие типы месторождений: медно-свинцово-цинковые штокверковые и жильные месторождения Армении - Шамгул, Ахтала, Алаверди и др.; тюмисентные месторождения Болнисского рудного района - Маднеули и Цителисопели, а также месторождения Мургул (Турция), которые условно относим к этой группе. Все они связаны с позднемеловой известково-щелочной вулканической деятельностью. Месторождения Маденкой и Лаханос - типичные представители типа Куроко. В отличие от тюмисентных месторождений Маднеули и Цителисопели, которые формировались в субаэральных условиях и являются доигнимбритовыми и докальдерными образованиями, типичные месторождения типа Куроко являются субкальдерными постигнимбритовыми и посткальдерными образованиями (Lambert, Sato, 1974; Sillitoe, 1985 и др.).

С позднемеловой гранит-порфировой интрузией связано Восточнопонтидское молибден-медно-порфиоровое месторождение Гюзелайла. Оно формировалось в зоне мезозойской субдукции океана Тетис. Кроме меди и молибдена его руда содержит галенит, сфалерит и борнит.

С позднеэоценовой вулcano-плутонической деятельностью связаны аджарские (Мериский рудный район) медно-порфировые месторождения, содержащие значительные количества свинца и цинка.

Самыми крупными молибден-медно-порфировыми месторождениями на Кавказе являются постколлизийные месторождения неогенового возраста Каджаран и Агарак (Армения). Они связаны с неогеновым постколлизийным магматизмом, где рудоносными являются гранодиорит-порфировые тела. Это типичные порфировые месторождения, содержащие как собственно порфировую зону, так и зону брекчиевых и жильно-штокверковых руд. Руды этих месторождений содержат свинец и цинк, и их генерация из континентальной коры не вызывает сомнения.

В зоне Главного хребта в палеозойских гранитоидах залегают кварцево-жильные свинцово-цинковые месторождения (Садон, Згид, Холст и др.), которые, по мнению Г.А.Твалчрелидзе (1982), образовались в ранней юре параллельно окраинно-морским месторождениям Южного склона (Филизчайская группа) на гранитоидном субстрате, являющемся в ранней юре островной дугой.

Заключение

Фанерозойская эволюция океана Тетис и его активных окраин в пределах Кавказа и Турции и связанные с ней процессы вулканизма и рудообразования приводят к некоторым выводам.

Медно-пиритовые месторождения (Кипрский тип) генерируются во время океанического спрединга из мантийного диапира в процессе выплавления из него базальтовой магмы, о чем свидетельствует вмещающий их недифференцированный толеит-базальтовый комплекс пород океанического типа. Примечательно отсутствие в этих рудах свинца и цинка, не характерных для этих геодинамических обстановок.

Генерация цинка медно-цинковых месторождений интрадуговых и задуговых рифтов происходила из базальтовой океанической коры, обогащенной цинком в результате деплетации мантии. Источником его в этих геодинамических обстановках является базальтовая океаническая кора субдущей пластины, вызывающей возмущение диапира определяющего формирование интрадуговых и задуговых рифтов. Одновременно источником цинка могли быть и блоки, подвергшиеся рифтингу базальтовой коры.

Свинец и молибден являются продуктами сиалической коры и известково-щелочных вулканических зрелых островных дуг, обогащенных молибденом и радиогенным свинцом. Они генерируются в островодужных, коллизийных и постколлизийных геодинамических обстановках.

Медь генерируется во всех перечисленных геодинамических обстановках из континентальной и океанической коры, а также из мантии в процессе выплавления из нее абиссального базальтового расплава. Следовательно медь является единственным гетерогенным элементом цветных металлов.

Литература

Адамия Ш.А., Габуня Т.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакурдзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа. М.:Наука. 1989. С.3-28.

Борсук А.М. Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл //Магматические формации Большого Кавказа и Юго-Восточной Европейской платформы. М.:Наука.1977. 297 с.

Гогишвили В.Г. Метасоматическая зональность медно-колчеданных месторождений Малого Кавказа // Сов. геология. 1980. №4. С. 86-98.

Гугушвили В.И. Маднеули и Цителисопели новый тип тюмисентных (прекурсорных) сульфидных месторождений //Сб. тр. ГИН АН Грузии.1998. С.223-233.

Карамян К.А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван: Изд-во АН АрмССР.1978.-179с.

Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса //Тр.ГИН АН Грузии. Нов. сер.1980. Вып.69.160 с.

- Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.:Недра. 1972. 211 с.
- Твалчрелидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Недра.1987. 188 с.
- Твалчрелидзе Г.А. Рудные месторождения Кавказа //Путеводитель. Тбилиси: Мецниереба. 1982. 133 с.
- Adamia Sh.A. Plate tectonics and evolution of the Alpine system //Discussions. Geol. Soc. Bull.1975. N1. V.86. P.719-720.
- Elstone W. Siliceous volcanic centres as guides to mineral exploration – Review and Summary // Econ. Geol. 1991. 67. P.1662-1687.
- Engin Tandogan. Metallic minerals //Geology and Mineral Resources of Turkey. Mineral Research and Exploration Department. Ankara. 1994. P.1-48.
- Er Murat. Murgul mine //Bull. MTA. Ankara. 1994. P.38-40.
- Er Murat, Özdoğan Kemal, Tüysür Necati. Geology and mineralization of Guzelyayla porphyry Cu-Mo occurrence //Geology of the Black Region. MTA. Ankara. 1995. P.226-231.
- Gilbert. J.M. and Park C.F. The Geology of ore deposits: W.H. Freeman. New York.1986. 985p.
- Güner M. Geology and massive ores of the Küre area, the Pontic ranges, northern Turkey: MTA. Bull. 1980. 93/94. P.65-109.
- Hutchinson R.W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance //Econ. Geol. 1973. 68. P.1223-1246.
- Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djrbashian R. Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region //Mem. De la Soc.Geol. de France. Nouv.ser. Paris. 1988. 154(II). P.103-124.
- Karig D.E. Origine and development of marginal basins in the western Pacific //J. Geophys. Res. 1971. P. 2542-2560.
- Lambert I., Sato T. The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis //Econ. Geol. 1974. 69. P.1364-1378.
- Özgür Nevzat. Volcanogenic massive sulfide deposits in the East Pontic Metalotect, NE Turkey. Resource Geology Special Issue. 1993. N7. P.180-185.
- Russell M. Plate tectonics and hydrothermal ore deposits. Cambridge. 1989. P.204-221.
- Rytuba J. Evolution of volcanic and tectonic features in caldera setting and their importance in the localization of ore deposits //Econ. Geol. 1991. 67. P.1687-1697.
- Shavishvili I.D. Variscan volcanism in the Caucasus. IGCP Project N5 //Newsletter. 1983. P.169-179.
- Sillitoe R.M. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs //Econ. Geol. 1985. 80. P.1467-1514.
- Tarney F., Saunders A.D., Weaver S.D. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region // Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins. USA. Lithograffers Inc An Arbor. Michigan. 1977. P.367-379.
- Ustaömer T., Robertson A. Tectonic-sedimentary evolution of the North-Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Published by the American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, Oklahoma. USA 1977. 74101.385 p.

ОСОБЕННОСТИ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ВЕСЬМА И КРАЙНЕ НЕРАВНОМЕРНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Н.А. Каджая, Н.Н. Джапаридзе, М.Н. Табатадзе

Грузинский технический университет
ул. М. Костава, 77, 380075 Тбилиси

Запасы полезных ископаемых являются одним из основных параметров промышленно-экономической оценки месторождения. В настоящее время необходима переоценка месторождений и рудопроявлений Грузии.

Подсчет запасов требует возможно максимальной точности и профессионализма. В статье предлагается оригинальный способ корректного включения “ураганных” проб в подсчет среднего содержания полезного компонента.

THE CALCULATION PECULIARITIES OF ORE DEPOSIT RESERVES WITH EXTREME UNEVENNESS OF MINERALIZATION

N. Kajaia, N. Japaridze, M. Tabatadze

Georgian Technical University
M. Kostava str. 77, 380075 Tbilisi

The amount of reserve of the useful minerals is one of the main parameters for estimating economic value of the deposit. It is necessary to re-evaluate amount of ore calculated in accordance with the standards of the huge Soviet Empire for Georgia as an independent state. Precision and professionalism is required for calculation of the reserves. There are several problems to be solved regarding this matter. One of the most important problems is how to include samples with outstanding and high values into the process of estimation of ore reserves with extremely uneven distribution. This problem is not solved yet. We propose the original solution for this problem, which is based on geo-statistics and theory of probability.

Запасы полезных ископаемых являются одним из основных параметров промышленно-экономической оценки месторождения. Процесс подсчета запасов требует большого профессионализма, возможно максимальной точности. В Советском Союзе все было строго централизовано. Работы по изучению, оценке и эксплуатации месторождений финансировались государством. Поэтому все работы проводились согласно строго регламентированным инструкциям ГКЗ СССР, масштабы которых соответствовали размерам огромной империи. Такая постановка вопроса вызвала стагнацию развития прикладной геологии в Грузии.

Для сегодняшней Грузии, которая по политической воле ускоренно перешла на рельсы рыночной экономики, необходимо возрождение этой весьма значительной отрасли геологии. Надо провести переоценку всех известных месторождений и рудопроявлений. Вот что пишет всемирно известный французский патриарх геологии П. Рутье (1980): “...При стремлении к максимальной независимости, каждая нация старается, в опережение собственной и рыночной потребностей, как можно полно изучить все богатства недр собственной страны.”

Вышеуказанное побудило авторов данной статьи изложить свое видение одной из проблем подсчета запасов полезных ископаемых.

Во время опробования месторождений, в случае весьма и крайне неравномерного распределения оруденения, наряду с “рядовыми” пробами, встречаются и нехарактерные, с резко повышенным содержанием, т.н. “ураганные” пробы. Встает задача их выделения, а затем корректного включения в подсчет запасов. Эти проблемы пока еще не решены однозначно.

Разные ученые предлагают различные способы выделения “ураганных” проб. Одни ураганными считают содержания, которые в три и более раза превышают среднее квадратическое отклонение всех имеющихся данных ($C_i \geq 3\sigma$), другие (В.И. Смирнов) выдающимися считают пробы, которые при весьма и крайне неравномерном оруденении в десять и более раз превышают среднее. Оба этих способа являются эмпирическими, что при крайне неравномерном

оруденении недопустимо. Часть геологов предлагают математические способы с обилием волевых коэффициентов и т.д. Относительно приемлемым является предложение, согласно которому “ураганными” считаются пробы, значение которых выше содержания первого же класса с нулевым содержанием.

Еще более разнообразны, субъективны и часто трудоемки способы учета выдающихся проб при подсчете запасов, предлагаемые П.Л. Каллистовым, В.И. Кузьминым, Н.В. Володомоновым, А.К. Болдыревым, И.Д. Коганом и др.

Одни считают, что “ураганные” пробы должны включаться в подсчет наряду с рядовыми. Практика же показала, что такое действие искусственно завышает запасы.

Другие предлагают заменять выдающиеся пробы средним содержанием, или наивысшим значением рядовых проб, или ближайшим рядовым показателем. Все эти способы субъективны и поэтому окончательные результаты зависят от случайностей.

И.Д. Коган (1974) предлагает ограничение “ураганных” проб в разведочных выработках двадцатью, а в разрезах десятью процентами. Этот способ базируется на аналогии с множеством разрабатываемых месторождений. Но аналогия на последней стадии разведки месторождений с весьма и крайне неравномерным оруденением, по нашему глубокому убеждению, не оправдана.

Особого внимания заслуживает способ С.Д. Трескотта, который предлагает в процессе расчета среднего содержания, при наличии “ураганных” проб, учитывать частоту данного класса величин. Считаем, что такой подход к проблеме оправдан и вот почему.

Подсчет среднего параметра методом среднеарифметического, по сути, является интерполяцией. Подразумевается, что в объеме между точками опробования параметр закономерно меняется в сторону уменьшения или увеличения. Совершенно ясно, что такое суждение, в случае весьма и крайне неравномерного оруденения, неприемлемо. Если месторождение характеризуется крайне незакономерным распределением оруденения, то подсчет среднего содержания методом среднеарифметического нелогичен.

Во время детальной разведки, для химического (пробирного) анализа, непосредственно обрабатывается, в лучшем случае, одна сотысячная часть всего рудного тела. Вместе с тем опробование, проведенное по дискретно расположенным точкам наблюдения, должно предопределить получение среднего значения содержания, которое максимально будет приближено к ожидаемой величине этого параметра в отработанной товарной массе руды всего рудного тела (блока). Значит, расчетное среднее содержание, в известной мере, является прогнозным. В случае крайне неравномерного оруденения, данные опробования колеблются в широких пределах; соответственно уменьшается степень точности “прогноза”. Вместе с тем, чем больше количество данных того или иного порядка, тем выше их “представительность,” т.е. вероятность наличия содержания этого порядка в товарной массе. Исходя из вышеуказанного, в нетронутой детальной разведкой основной части рудного тела, вероятность наличия содержания того или иного порядка соответствует частоте данного класса, и последняя должна участвовать в подсчете запасов полезного компонента. Для обоснования нашего мнения ниже приводим реальный пример одного из золоторудных месторождений Алжира.

В мощной зоне милонитизированных и гидротермально сильно измененных пород кристаллического массива расположена золоторудная кварцевая жила длиной 960 м, со средней мощн. 0,65 м. Рельеф равнинный. Жила разведана до глубины 160 м - на поверхности 91 траншей, 89 наклонными скважинами и двумя контрольными штреками. Всего имеется 250 проб, в которых содержание золота колеблется от 0 до 245,6 г/т (табл. 1).

С использованием граф. 3-7 подсчитано типовое отклонение $\sigma = h \sqrt{\frac{\sum k_i a_i^2}{N} - \left(\frac{\sum k_i a_i}{N}\right)^2} = 33,88$ и коэффициент вариации $V = \frac{\sigma}{c} \cdot 100\% = 161,6\%$

Эти параметры показывают, что распределение оруденения крайне неравномерно. Как уже говорилось, для таких месторождений подсчет среднего содержания методом среднеарифметического неоправдан.

Известно, что во время опробования основным требованием к пробе является ее представительность, т.е. проба возможно полно должна представлять свойства опробованной массы.

Если этот постулат распространим на рудное тело и все 250 проб, тогда представительность проб определяется частотой класса данной пробы:

$$W_i = \frac{K_i}{N} \quad \text{где } N - \text{общее число проб (250)}.$$

Таблица 1

Подсчет количественных показателей изменчивости оруденения

№	Классы и их интервал	Популяц. класса, K_i	Номер класса	a_i^2	$k_i a_i^2$	$k_i a_i$	Суммар. содерж. класса, c_i	Среднее содерж. класса, \bar{c}_i	Частота класса, w_i	$c_i w_i$	$k_i w_i$
1	0 ÷ 12,93	160	-1	1	160	-160	695,4	4,35	0,640	445,056	102,400
2	12,931÷25,86	35	0	0	0	0	623,2	17,81	0,140	88,248	4,900
3	25,861÷38,79	20	1	1	20	20	617,3	30,87	0,080	49,385	1,600
4	38,791÷51,72	7	2	4	28	14	303,1	43,30	0,028	8,487	0,194
5	51,721÷64,65	5	3	9	45	15	270,8	54,16	0,020	5,416	0,100
6	64,651÷77,58	4	4	16	64	16	300,0	75,00	0,016	4,800	0,064
7	77,581÷90,51	6	5	25	150	30	525,2	87,52	0,024	12,602	0,144
8	90,511÷103,44	2	6	36	72	12	193,2	96,60	0,008	1,546	0,016
9	103,441÷116,37	0	7	49	0	0	0	109,91	0	0	0
10	116,371÷129,30	3	8	64	192	24	357,2	119,07	0,012	4,286	0,036
11	129,301÷142,23	2	9	81	162	18	261,3	130,65	0,008	2,090	0,016
12	142,231÷155,16	2	10	100	200	20	306,2	153,10	0,008	2,450	0,016
13	155,161÷168,09	1	11	121	121	11	162,2	162,20	0,004	0,649	0,004
14	168,091÷181,02	2	12	144	288	24	360,6	180,30	0,008	2,885	0,016
15	181,021÷193,95	0	13	169	0	0	0	187,48	0	0	0
16	193,951÷206,88	0	14	196	0	0	0	200,42	0	0	0
17	206,881÷219,81	0	15	225	0	0	0	213,34	0	0	0
18	219,811÷232,74	0	16	256	0	0	0	226,28	0	0	0
19	232,741÷245,67	1	17	289	289	17	245,60	245,60	0,004	0,982	0,004
	Сумма	250	-	-	1733	61	5221,21	2337,46	1	628,88	109,526
	Среднее	-	-	-	6,93	0,244	20,88	123,02	0,053	-	-

Из графы 10 видно, что для рудного тела самыми представительными являются данные первого класса, т.к. во время добычи из каждых 1000 случаев 640 должны быть порядка этого класса. Далее идут второй и третий классы (соответственно, 140 и 80 случаев). С четвертого по седьмой классы могут проявляться от 16 до 28 раз и их реальное обнаружение допустимо.

Проявление данных всех остальных 12 классов, видимо, связано со случайностью, но они реально существуют и нельзя их полностью игнорировать.

На графике содержания полезного компонента и частоты классов (рис.1) хорошо видны три точки резкого перелома. Они ограничивают классы одной и той же “сферы влияния”. Таковыми являются: первый класс; второй и третий классы; четвертый, пятый, шестой и седьмой классы ; все остальные классы.

Так как после седьмого класса (пунктир), график выполаживается, и “сфера влияния” (частота) выражена в тысячных долях, все остальные классы не являются характерными для общего крайне неравномерного оруденения ($V=161,6\%$) месторождения. Поэтому величину корреляции между содержанием и частотой классов целесообразно подсчитать для первых семи классов (табл.2).

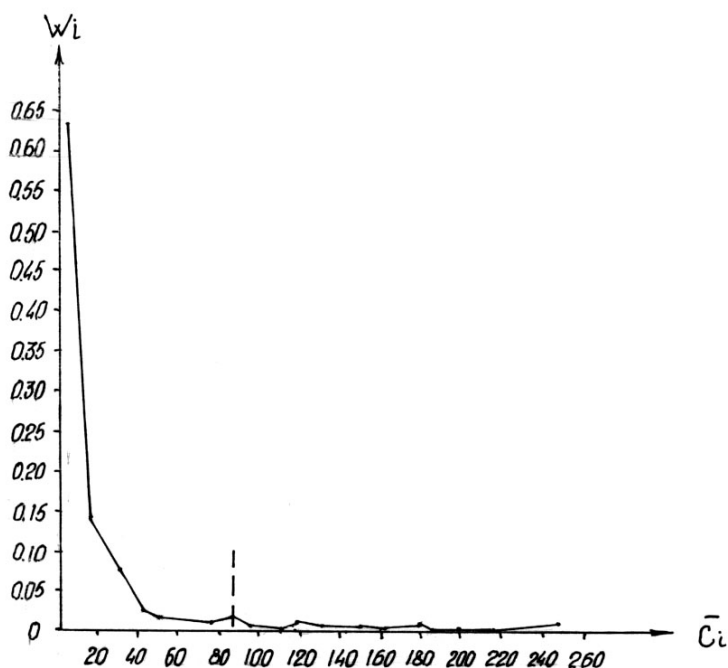


Рис. 1. График среднего содержания (\bar{C}_i) и частоты (W_i) классов

Таблица 2

Подсчет корреляции между содержанием и частотой класса

№	Ср. содерж. в классе, x_i	Частота класса, y_i	Отклон. содерж., Δx_i	Отклон. частоты, Δy_i	Δx_i^2	Δy_i^2	$\Delta x_i \cdot \Delta y_i$
1	4,35	0,640	-40,22	0,505	1617,648	0,255025	-20,3111
2	17,81	0,140	-26,76	0,005	716,098	0,000025	-0,1338
3	30,37	0,080	-14,02	-0,055	196,560	0,003025	0,7711
4	43,30	0,028	-1,27	-0,107	1,631	0,011449	0,1359
5	54,16	0,020	9,59	-0,115	91,968	0,013225	-1,1028
6	75,00	0,016	30,43	-0,119	925,985	0,014161	-3,6212
7	87,52	0,024	42,95	-0,111	1844,702	0,012321	-4,7674
Сумма	312,51	0,948	-	-	5394,592	0,309231	-29,029
Среднее	44,57	0,135	-	-	770,656	0,0441758	-
	-	-	-	-	$\sigma_x=27,761$	$\sigma_y=0,210$	-

$$r_{xy} = - \frac{29,029}{40,81} = - 0,71$$

Коэффициент корреляции показывает, что между содержанием полезного компонента и частотой классов существует сильная обратно пропорциональная связь. Как известно, при корреляционной связи между двумя параметрами оруденения расчет среднего показателя одного из них производится путем взвешивания с другим. Отсюда

$$\bar{C}_b = \frac{\sum C_i W_i}{\sum K_i W_i}$$

где \bar{C}_b - среднее содержание, взвешенное с частотой классов;
 C_i - сумма данных каждого класса;
 K_i - количество данных в каждом классе;
 W_i - частота данного класса.

Внеся в формулу суммарные данные одиннадцатой и двенадцатой граф табл. 1, получили, что средневзвешенное содержание золота равно

$$\bar{C}_b = \frac{628,88}{109,526} = 5,74 \text{ г/т}$$

Среднеарифметическое содержание же равно $\bar{C} = \frac{5221,21}{250} = 20,8 \text{ г/т}$

$$\text{Относительная погрешность } \delta = \frac{20,88 - 5,74}{5,77} \cdot 100\% = 263,76\%$$

что абсолютно недопустимо.

Корректность предложенного способа подсчета среднего содержания состоит в том, что им учитывается не только реальность проб с резко повышенным содержанием, но и “сфера влияния” данных всех порядков на формирование запасов полезного компонента.

В заключение надо отметить, что предложенный способ подсчета среднего показателя для крайне изменчивого множества данных может быть использован в процессе площадной геохимической и геофизической поисковой съемки, при подсчете среднего фонового показателя на изучаемой территории.

Литература

- Альбов М.Н. Опробование месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1975. 231 с.
- Каллистов П.Л. Учет проб с высоким содержанием и самородков при подсчете запасов месторождений полезных ископаемых. М.: Главспецмет. 1952. 106 с.
- Коган И.Д. Подсчет запасов и геолого-промышленная оценка рудных месторождений. М.: Недра. 1974. 304 с.
- Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир. 1968. 408 с.
- Погребницкий Е.О. и др. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1977. 401 с.
- Рутье П. Где найти металлы будущего. Монпелье. BRGM. 1980 (на фран. яз.). 410 с.
- Смирнов В.И. Подсчет запасов месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат. 1960. 672 с.
- Каджая Н.А., Джапаридзе Н. Н. О проблемах корректного включения ураганных проб в подсчет запасов //Мат. межд. сесс. в связи с 90 лет. юбилеем проф. Г.М. Заридзе. Тбилиси. 1998 (на груз. яз.). С.59-60.

ПОИСКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ ЙОДА

Р.К.Эристави, Б.А.Судов, Г.Н.Мелитаури

Кавказский институт минерального сырья
ул. 3. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси

Методика поисков глубокозалегающих и погребенных рудных месторождений по первичным ореолам йода разработана во Всесоюзном институте техники разведки (ВИТР) в 1961-66 гг.

В дальнейшем геохимические поиски по первичным ореолам йода проводились на ряде месторождений Кавказа. Во всех случаях результаты поисков по первичным ореолам йода фиксировали изученные на месторождениях рудные тела. Это позволяет считать метод поисков рудных месторождений по первичным ореолам йода одним из перспективных.

Особо следует отметить, что первичные ореолы йода, как по глубине, так и по площади, захватывают пространство значительно большего объема, чем рудообразующие элементы. Это намного повышает поисковое значение первичных ореолов йода.

SEARCH AND PROGNOSIS OF DEEP-SEATED ORE DEPOSITS OF THE PRIMARY HALOES OF IODINE

R.Eristavi, B.Sudov, G.Melitauri

Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str. 85, 380062 Tbilisi

Searching methods of deep-seated and concealed ore deposits by means of the primary haloes of iodine was elaborated by All-Union Institute of Prospecting Techniques (AUIPT) in 1961-66.

Subsequent geochemical search of the primary haloes of iodine were held in several deposits in the Caucasus. In all instances prospecting of primary iodine haloes fixed existing ore bodies which are studied at their occurrences. It allows us to consider that the method of search of ore deposits in primary haloes of iodine is very long-range.

It should be mentioned that primary haloes of iodine, in depth and in area hold more space and is more extended, than ore formation elements.

This will raise the significance of search of the primary iodine haloes.

Поиски глубокозалегающих рудных месторождений сопровождаются значительными трудностями, особенно в тех случаях, когда приходится иметь дело со скрытыми рудными телами. В этих условиях эффективность поисковых методов заметно снижается.

В связи с этим, Всесоюзный институт техники разведки (ВИТР) в 1961-66 гг. разработал и внедрил в практику поисковых работ геохимический метод поисков эндогенных рудных месторождений по первичным ореолам йода. Этот метод базировался на представлениях Н.И. Сафронова (1963) о принадлежности йода к группе элементов широкого рассеяния, для которых рассеянное состояние является основной формой существования в земной коре. Принимая активное участие в процессах миграции вещества из мантии к земной поверхности, йод наряду с другими галогенами (фтор, хлор, бром) образует далекопроникающие геохимические ореолы, которые являются наиболее эффективными индикаторами глубокозалегающих скрытых и погребенных рудных построений (Б.А.Судов, А.Д.Миллер, 1986).

Йод вовлекается в процессы переноса рудного вещества. На участках рудообразования он, высвобождаясь из соединений с металлами, интенсивно рассеивается во вмещающих и перекрывающих породах, образуя первичные ореолы.

В результате изучения различных гидротермальных рудных месторождений Кавказа было установлено, что они сопровождаются первичными ореолами йода, имеющими большие размеры, чем ореолы основных элементов руд и других элементов-индикаторов (Лапп, Судов, 1963; Судов, Лапп, 1966). Были установлены и изучены первичные ореолы йода на полиметаллических, медно-колчеданных, медно-порфириновых, золоторудных, ртутных, сурьмяно-мышьяковых, урановых и других месторождениях.

Исследования форм нахождения йода в рудах показали перспективность использования подвижной фазы йода в первичных ореолах для повышения эффективности геохимических поисков (Шнейдер, 1965; Крылова, 1977). Была изучена зональность первичных ореолов йода на месторождениях Закавказья (Судов, 1971).

Интересен опыт работ по изучению первичных ореолов йода на ртутных месторождениях. Ртуть, как известно, обладает подвижностью при образовании первичных ореолов. Работы показали, что первичные ореолы йода имеют размеры значительно большие, чем первичные ореолы ртути. Однако в ряде случаев в интерпретации первичных ореолов йода рудных месторождений были значительные трудности, которые, видимо, являются следствием недостаточного учета всех факторов, контролирующих распределение йода в породах в связи с процессами рудообразования. К числу таковых могут быть отнесены: наличие нескольких стадий рудообразования на месторождении и, как следствие, несколько стадий формирования ореолов, наличие пострудного метаморфизма пород, и, как следствие, вынос йода из зоны первичного ореола, влияние зон тектонических нарушений и геохимических барьеров и др.

Полученный в ходе работ большой фактический материал существенно дополняет и уточняет основные закономерности образования первичных ореолов йода на различных эндогенных рудных месторождениях и определяет области наиболее эффективного использования этого элемента-индикатора в поисковых целях.

Галогены (фтор, хлор, бром и йод) играют важную роль в процессах эндогенного рудообразования, являясь основным фактором переноса рудных веществ в магматических расплавах и в постмагматических газо- и гидротермальных растворах.

Источником галогенов в земной коре является мантия. Направленный поток галогенов от мантии к земной поверхности является наиболее существенной чертой их эндогенной геохимии и связан с дегазацией мантии или, как её образно называл В.И.Вернадский, “глубинным дыханием Земли”.

Все галогены отличаются высокой способностью к взаимодействию с большинством металлов при температурах, присущих магматическим и постмагматическим процессам. Вынос йода при метаморфизме пород происходит в диапазоне 50-200⁰С и заканчивается при 300⁰С.

Все минералы и соединения йода, отмеченные в природе, можно подразделить на три основные группы: а) группа соединений, наблюдаемых в газах вулканических извержений и fumarолах, б) группа минералов, встречающихся в коре выветривания рудных месторождений, расположенных в аридных зонах и в) группа минералов и соединений в месторождениях других галогенов (таблица).

Природные минералы и соединения йода

Минералы и соединения	Формула	Место обнаружения
Йодистый водород	HI	Вулканические газы
Йодистый аммоний	NH ₄ I	
Йодирит	AgI	Кора выветривания рудных месторождений
Купройодаргирит	(Ag, Cu)I	
Токорналит	(Ag, Hg)I	
Маршит	CuI	
Модобромит	Ag (Br, I, Cl)	
Майерсит	CuI 4AgI	
Шварценбергит	Pb (IO ₃) ₂ · 3Pb ₃ O ₂ Cl ₂	
Лаутарит	Ca (IO ₃) ₂	Месторождения других галогенов
Йодат натрия	Na IO ₃	
Хлорйодат магния	Mg ((Cl, I)O ₃) ₂	
Детценит	Ca (IO ₃) ₂ CaCr O ₄	

Наибольший интерес представляет наличие соединений йода в газах вулканических извержений и fumarолах и минералов йода в коре выветривания некоторых рудных месторождений

Йод в мантии находится преимущественно в виде соединений с водородом; а в земной коре встречается главным образом в виде йодидов в почвах, в гидросфере – в виде йодадов и йодатов, а в атмосфере - в виде свободного элемента. Степень окисления йода возрастает от мантии к поверхности земли.

Образование первичных ореолов йода происходит в результате его высвобождения из соединений с металлами (Me) в магматических расплавах или в постмагматических растворах в процессе образования эндогенных месторождений. Эти процессы могут идти (в общем виде) по реакциям типа: $Me I + S \rightarrow Me S + I$; $Me I + O \rightarrow Me O + I$

В экспериментальных условиях этот процесс обратим и используется при йодидной очистке металлов (Ролстен, 1968).

Для выяснения процессов образования первичных ореолов йода важно знать соотношение между концентрациями йода в руде и во вмещающих орудененных породах. Важную роль играет также форма рудовмещающих структур, состав вмещающих пород, физические свойства пород (пористость, трещиноватость и т.п.).

Однако в отличие от рудообразующих элементов йод с окончанием процесса рудообразования, по-видимому, остается в остаточном растворе, отличаясь по составу от первоначального. Этот раствор и является источником йода, причем перемещение йода, вероятно, осуществляется при инфильтрации раствора во вмещающие горные породы, а также путем диффузии (скорость диффузии растворенного вещества по капиллярам, заполненным водой и пронизывающим горные породы, несравненно выше, чем скорость диффузии в твердом веществе). Этим, по-видимому, объясняется способность йода образовывать ореолы более широкого рассеяния по сравнению с рудообразующими элементами.

Первичные ореолы йода образуются инфильтрационными и диффузионными путями, роль которых зависит от конкретных геологических условий каждого месторождения (структурное положение, тектоника, литологический состав вмещающих и перекрывающих пород, метаморфизм вмещающих пород).

Инфильтрационные ореолы образуются в ходе миграции этих элементов в остаточных рудоносных растворах по рудоконтролирующим структурам и зонам тектонических нарушений.

Диффузивные первичные ореолы йода образуются в результате миграции этого элемента в поровой и плёночной воде горных пород в направлении падения градиентов температуры и давления, т.е. преимущественно в вертикальном направлении.

В соответствии с моделью участия йода в процессах рудообразования (Сафронов, 1963; Соловов, 1966) и многочисленным фактическим материалом, полученным при изучении первичных ореолов йода различных эндогенных месторождений, отмечаются следующие общие закономерности: иногда внутренние зоны первичных ореолов имеют минимальные концентрации йода, сравнимые с их кларками для соответствующих типов. По мере перемещения в промежуточную и внешнюю зоны первичных ореолов месторождений концентрации йода существенно возрастают (на один математический порядок и более) в разных направлениях, преимущественно в вертикальном направлении от рудного тела к поверхности Земли.

В общем виде первичный ореол йода можно представить в виде вертикального эллипсоида рассеяния с соотношением полуосей $a:b:c = 6:1:1$ и центром рассеяния в нижнем фокусе эллипсоида (рис.1).

Другой важной отличительной чертой первичных геохимических ореолов йода является форма его нахождения. Установлено, что йод присутствует в первичных ореолах в форме йодид-йона в поровой и плёночной воде горных пород.

Конфигурация первичных ореолов йода в этой форме нахождения практически не отличается от конфигурации первичных ореолов рудообразующих элементов. Они выявляются КСI-овой вытяжкой из геохимических проб горных пород, позволяющей увеличить глубинность обнаружения глубокозалегающих скрытых рудных тел.

Аналогичное распределение йода в первичных ореолах установлено в валовых и подвижных формах нахождения, соответственно, на большинстве эндогенных рудных месторождениях различных стран (Судов, Миллер, 1986).

Однако на некоторых месторождениях рудные элементы с высокой степенью родства с йодом (Ag, Hg, Cu, Pb и др.), а также на месторождениях, сформировавшихся в несколько стадий рудообразования или испытавших пострудный региональный или контактный метаморфизм пород, эта каноническая форма первичных ореолов йода искажается.

Знание закономерностей распределения йода как в валовых, так и в подвижных формах нахождения чрезвычайно важно для интерпретации результатов геохимических поисков по первичным ореолам этих элементов-индикаторов рудных месторождений. Оно позволяет эффе-

ктивно использовать уникальные геохимические свойства йода для повышения глубинности и фронта поисков различных месторождений.

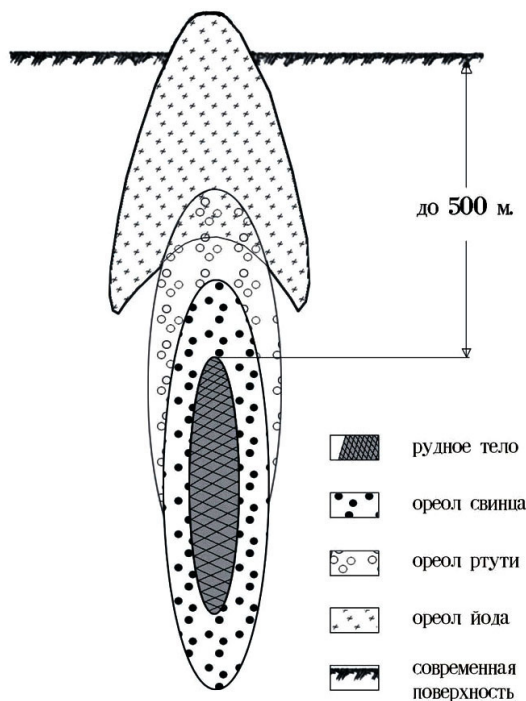


Рис. 1. Обобщенная схема первичного ореола гидротермального рудного тела (по Соловову, 1966)

Основными критериями геохимического метода поисков по первичным ореолам йода являются наличие положительных и отрицательных аномалий в сравнении с кларками пород или установленным геохимическим фоном пород в районе работ.

Положительные аномалии йода распространяются, как правило, над рудными телами или на флангах рудных тел в их горизонтальном сечении.

Отрицательные аномалии йода обычно характерны для рудных тел и околорудной части их первичных ореолов.

Особый случай представляют участки, где широко развиты тектонические нарушения глубинного заложения, по которым идет направленный флюидный поток галогенов из мантии к дневной поверхности. Здесь также возможны высокие концентрации йода в рудных зонах.

Цителсопельское месторождение было изучено в ходе работ ВИТР и Государственного департамента геологии Грузии (Судов и др., 1979). Оно располагается в пределах Маднеули-Поладаурской рудной зоны, сложенной вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела, которые представлены здесь туфами, туфобрекчиями, кварцевыми и безкварцевыми порфиритами, иногда альбитизированными и гидротермально измененными кварцитами. Окварцованные породы имеют неправильную форму, мощность изменяется в широких пределах от единичных до нескольких сотен метров. Внутри этой зоны окварцевания отмечаются слои, обогащенные пиритом и халькопиритом, иногда сфалеритом. Они сложены вкрапленностью рудных минералов и прожилками мощн. 5-20 см разнообразной ориентировки.

Залегающие сверху отложения гипсоносных туфов, а также межформационные тектонические нарушения, заполненные глинистыми образованиями, предшествуют первичным ореолам. Установлены следующие фоновые содержания йода и рудообразующих элементов: меди и цинка в основных породах месторождения. Среднее содержание йода в медно-колчеданных рудах – 0,39 г/т.

Распределение I, Cu и Zn, по разрезу месторождения нашло свое отражение на рис. 2.

Как видим, в скважине самое мощное вкрапленное медно-колчеданное оруденение вскрыто на глубине 85-90 м. Первичный ореол йода с содержанием 0,52-4,92 г/т фиксируется над рудным телом до самой поверхности. Ореол меди отмечается только на участке оруденения. В отдельных случаях он достигает 30-60 м, но всегда меньше, чем ореол йода, размеры которого на месторождении по вертикали достигают 180 м.

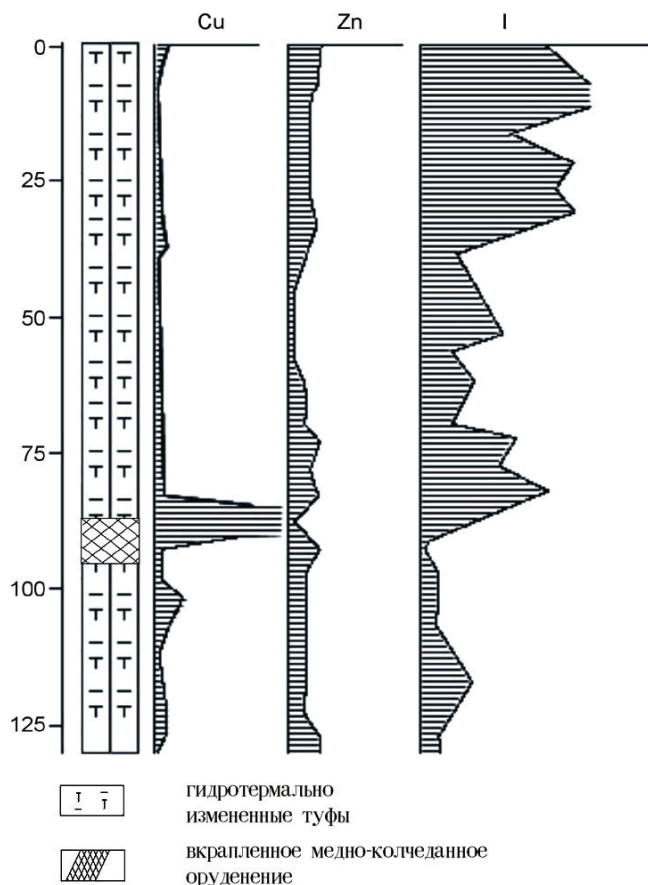


Рис. 2. Распределение элементов в первичном ореоле по скважине Цителсопельского месторождения

Маднеульское месторождение представляет собой комплексное колчеданное медно-барит-полиметаллическое месторождение почти меридионального простирания, в сводовой части которой выделяются несколько куполовидных структур. В шарнире одной такой куполовидной криптовулканической структуры расположено основное рудное тело месторождения, сложенное вулканогенно-осадочной толщей верхнего мела, породы которой имеют средний и кислый состав. Рудоносными являются вторичные кварциты верхних частей турон-сантонского яруса. Барит-полиметаллическое рудное тело залегает сверху и представляет собой пластообразную залежь, достигающую в своей центральной части мощн. до 75 м. Руда локализуется под экраном витрокластических туфов. Верхний горизонт залежи сложен галенитом, англезитом и пироморфитом, образующими выкрапленность и сплошные выделения в пористой баритовой руде. Ниже залегает первичная полиметаллическая руда, представленная баритом, галенитом, сфалеритом и пиритом и имеющая мощн. 20 м. Еще ниже во вторичных кварцитах мощн. до 40 м содержатся вкрапленность и прожилки кварца, барита, сфалерита.

Нижней частью Маднеульского месторождения является медно-колчеданное рудное тело, образовавшееся после формирования верхнего, барит-полиметаллического рудного тела. Об этом свидетельствуют приуроченность медной минерализации к широтному сбросу, секущему барит-полиметаллическое рудное тело и наложение медной минерализации на барит-полиметаллическую. Мощность медно-колчеданного рудного тела достигает 150-160 м. Оно приурочено к вторичным кварцитам.

Основными рудными минералами месторождения являются галенит, халькопирит, пирит, второстепенными – сфалерит, халькозин, блеклая руда. В рудах отмечаются повышенные концентрации теллура, селена, сурьмы, висмута, галлия и других элементов.

На Маднеульском месторождении и его флангах установлены первичные ореолы йода и определена зональность первичных ореолов (Джавахидзе, Судов, 1979). Распределение йода и других элементов-индикаторов в первичных ореолах Маднеульского колчеданного медно-барит-полиметаллического месторождения можно видеть на примере скважины №65/305, вскрывшей оба рудных тела (рис. 3).

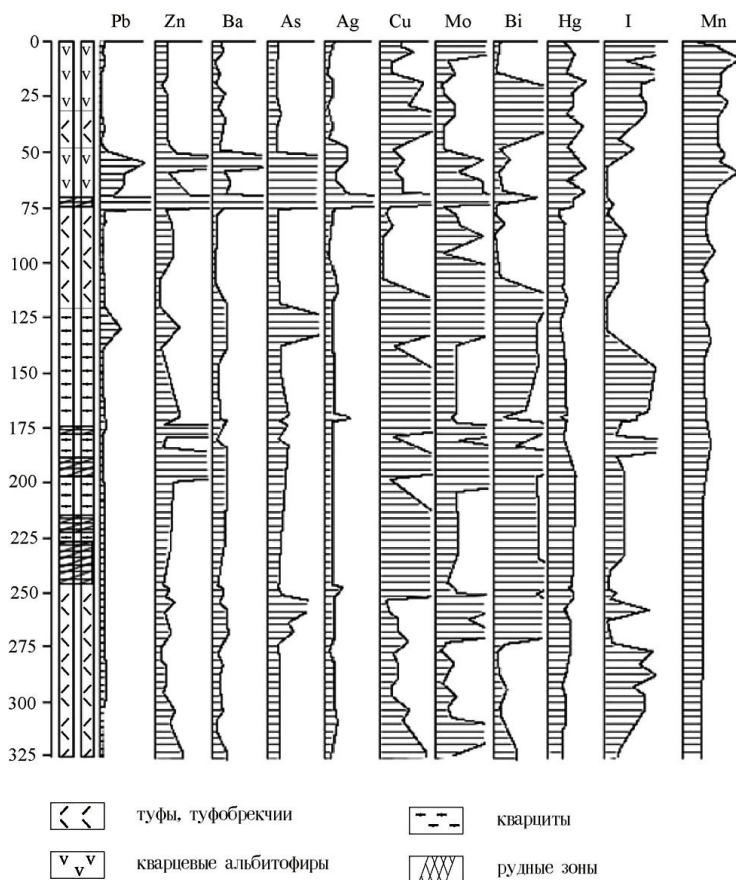


Рис 3. Распределение элементов в первичном ореоле по скважине Маднеульского месторождения

Как видно, первичные ореолы йода четко фиксируют обе рудные залежи. Верхнее, барит-полиметаллическое рудное тело, залегающее на глубине 71 м, уверенно отмечается первичными ореолами йода (0,48-1,16 мкг/г), распространяющимися до дневной поверхности. Аналогичным образом фиксируется ореол марганца – 150-300 г/т. Ртуть в данном разрезе четкого ореола не образует. Первичные ореолы свинца (100-200 г/т), цинка (600-800 г/т), мышьяка (до 400 г/т) и бария (> 500 г/т) распространяются на 25 м вверх от рудного тела. Первичные ореолы меди (300-3000 г/т), висмута (0,5-3,0 г/т) и молибдена (10-20 г/т) фиксируются на расстоянии до 50-60 м вверх от рудного тела. По данным опробования других скважин (всего 60) выявлены первичные ореолы на расстоянии 40-200 м от открытых рудных тел. В этих случаях размеры первичных ореолов рудообразующих элементов не превышали 20-70 м, но во всех случаях оставались существенно меньшими, чем ореолы йода.

Первое медно-колчеданное рудное тело, залегающее на глубине 175 м, сопровождается первичными ореолами йода (0,72-1,0 г/т.), распространяющимися на 25 м. Аномалии меди (1500-2000 г/т) и висмута (1-3 г/т) фиксируются на расстоянии 50 м вверх от медно-колчеданного рудного тела, что обусловлено развитием пиритизации в зоне контакта кварцитов, туфов, имеющих повышенные содержания меди, висмута и, самое главное, - мышьяка (400 г/т).

В подрудной толще месторождения установлены ореолы мышьяка (100-150 г/т), молибдена (20-30 г/т), висмута (5 г/т), нечеткий ореол ртути (до 1 г/т) и йода (0,48-1,0 мкг/г). Первичные ореолы мышьяка, молибдена, висмута фиксируются на расстоянии 20 м ниже рудного тела, первичный ореол йода – на расстоянии 70 м.

Содержание йода в барит-полиметаллическом рудном теле минимальное (до 0,12 мкг/г), а в медно-колчеданном рудном теле - 0-1 мкг/г. Наличие повышенных концентраций йода во втором случае объясняется химическим сродством йода к меди, что приводит к возможному осаждению йода медными минералами, как это показано А.Д.Миллером (1968). Исследования показали, что ранее выявленные геохимические аномалии йода под скрытыми рудными телами подтверждаются. Также подтверждаются и искаженные формы геохимических ореолов за счет выноса йода, при пострудном метаморфизме пород, происходящем в четвертичный период. Вынос может быть оценен в 75-100 %.

Квайсинское месторождение располагается в Гагрско-Джавской структурно-металлогенической зоне Большого Кавказа и входит в состав Джеджорского рудного узла.

Месторождение приурочено к северному крылу пологой антиклинальной складки, сложенной вулканогенными образованиями байоса. В ядре складки обнажаются отложения лейаса. Основной структурой района месторождения является Квайсинский разлом близширотного направления, который по простиранию разветвляется, ограничивая тектонический клин, сложенный известняками верхней юры и верхнего мела, а на глубине - порфиристыми отложениями байоса. Этот клин, ограниченный Квайсинским разломом, северо-южного простирания, является, по всей вероятности, оборванной частью вышеуказанной антиклинальной складки. На глубине оба разлома объединяются в одну зону, породы которой сильно катаклизируются и подверглись гидротермальным изменениям. Помимо продольных разломов есть ряд поперечных (более молодых) разломов, разделяющих месторождение на ряд блоков.

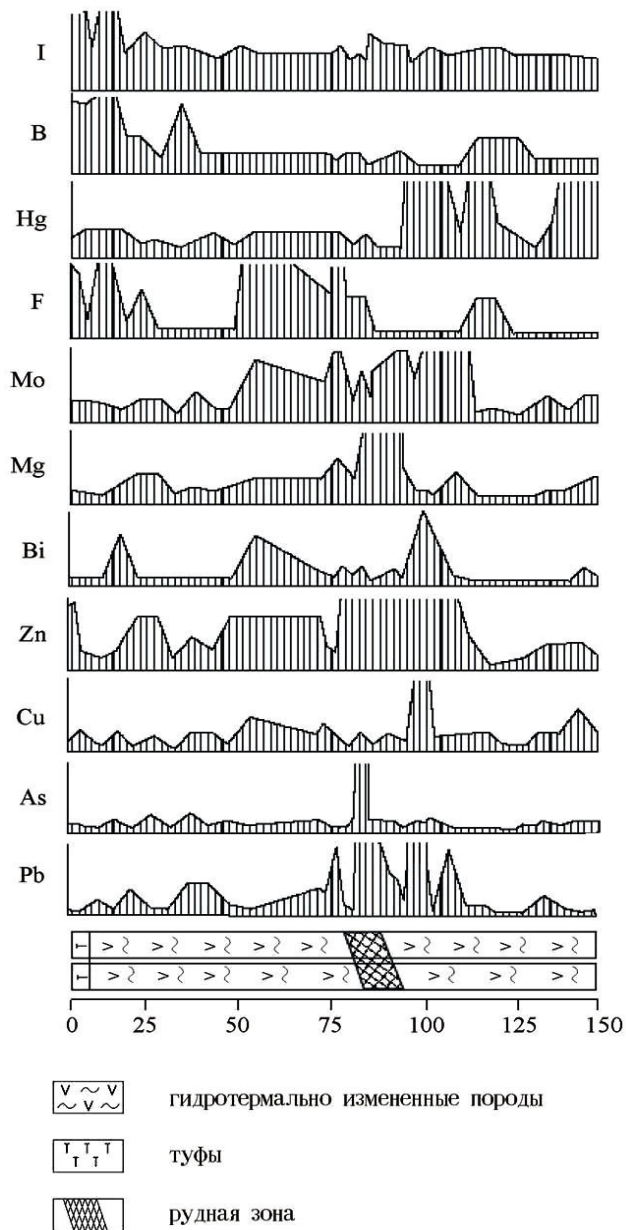


Рис. 4. Распределение элементов в первичном ореоле по скважине Квайсинского месторождения

Рудные тела обычно приурочены как к северо-, так и южноквайсинским разломам и залегают в гидротермально измененных порфиритах байоса, слагающих целые зоны того же субширотного направления.

Главное рудное тело представляет собой сложную жилу. Участки промышленного оруденения имеют форму жил, линз, гнезд со смещающимися углами залегания. Наиболее богатые руды отмечаются в южном, лежащем боку жил, постепенно убывая к висячему северному блоку. Граница между рудными телами и вмещающими породами в лежащем боку четкая, в висячем боку наблюдается постепенное убывание содержаний металлов. На месторождении выделяются две стадии минералообразования: в первую образовалась мощная зона гидротермально измененных пород, во вторую – отложились основные промышленные руды.

Минеральный состав руд довольно простой. В них преобладает сфалерит с подчиненным количеством галенита, встречается также пирит, марказит и крайне редко халькопирит. В рудах отмечаются примеси серебра, кадмия, германия и таллия. Генезис месторождения считается гидротермальным, низкотемпературным.

На месторождении было изучено распределение йода (частично брома) и других элементов-индикаторов в породах, вскрытых скважинами и подземными горными выработками, а также на поверхности (рис. 4).

Распределение элементов-индикаторов в разрезе месторождения можно видеть на примере скважины № 67, вскрывшей на глубине 79 м рудное тело.

Как видно, Квайсинское месторождение характеризуется высоким содержанием йода в породах. На этом высоком фоне выделяются контрастные первичные ореолы йода (1,48-2,46 мг/г) на расстоянии 55-75 м вверх от рудного тела. Такие размеры имеют первичные ореолы бора (200-300 г/т) и цинка (500 г/т), свинец (до 400 г/т) установлен на расстоянии 40-45 м вверх от рудного тела, медь – 150-200 г/т, висмут – до 0,4 г/т, молибден – 6-8 г/т, марганец – 300-500 г/т, в подрудной части месторождения наиболее протяженный ореол (до 60 м) образует ртуть (3,0-3,5 г/т). Аналогичные результаты получены по другим скважинам, а также горным выработкам месторождения.

Проведенные геохимические исследования подтвердили существование ранее определенных первичных геохимических ореолов йода, на всех изученных месторождениях (Адангейское рудное поле, Зесхо, Ахалсопели, Урупское рудное поле и др.) и их высокую эффективность при поисках глубокозалегающих рудных месторождений. Результаты исследований указывают на то, что данный метод имеет как научную, так и практическую значимость.

Литература

Крылова Л.Я. Поисковое значение распределения йода в коренных породах и коре выветривания Майканского месторождения // Сов. геология. 1977. № 2. С.139-144.

Лапп М.А., Судов Б.А. Поиски глубокозалегающих рудных тел и месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния // Сов. геология. 1963. №10. С.113-119.

Ролстен Р.Ф. Йодидные металлы и йодиды металлов. М.: Наука. 1968.

Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений (методическое пособие). Часть II. Л.: ВИТР. 1963.

Соловов А.П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения // Геология рудных месторождений. 1966. № 3. С.72-83.

Судов Б.А. Некоторые вопросы образования первичных ореолов йода и брома на гидротермальных рудных месторождениях. Ереван. 1974.

Судов Б.А., Лапп М.А. Первичные ореолы йода на гидротермальных месторождениях и их значение для поисков глубокозалегающих руд // Матер. IV конфер. геологов Белоруссии. Минск: Наука и техника. 1966. С.110-111.

Судов Б.А., Миллер А.Д. Геохимический метод поисков скрытых эндогенных рудных месторождений по первичным ореолам йода. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1986.

Судов Б.А. Первичные ореолы йода и брома рудных месторождений Закавказья. // Вопросы геохимии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Вып. XXI. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1979. С.155-160.

Судов Б.А. Первичные ореолы Маднеульского полиметаллического месторождения (Южная Грузия) // Тр. КИМС. Вып. IX (II). 1971. С.247-250.

Шнейдер Л.А. К вопросу о формах нахождения йода в силикатных горных породах и минералах // Методика и техника разведки. Л. ВИТР. № 50.1965. С.85.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОКРИЛСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Д.И. Блуашвили¹, А.В. Квициани², А.В. Окросцваридзе³

¹Грузинский технический университет
ул. М. Костава, 75, 380015 Тбилиси
²Кавказский институт минерального сырья
ул. З. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси
³Геологический институт АН Грузии
ул. М. Алексидзе, 1/9, 380093 Тбилиси

Окрилское рудопроявление золота находится в Верхней Сванетии, на левом крутом берегу р. Окрила. В статье даны результаты структурно-геологического изучения вышеотмеченного рудопроявления. Золотое рудопроявление приурочено к сложному тектоническому узлу. В исследованном районе выделяются три основных разрывных нарушения: общекавказское, субмеридиональное и северо-западное.

THE STRUCTURAL-GEOLOGICAL POSITION OF HOKRILA GOLD ORE-MANIFESTATION

D. Bluashvili¹, A. Kvitsiani², A. Okrostsvavidze³

¹Georgian Technical University
M. Kostava str. 77, 380015 Tbilisi
²Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str. 85, 380062 Tbilisi
³Geological Institute of Georgian Academy of Sciences
M. Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi

Hokrila ore manifestation is situated in Zemo Svaneti, on the left bank of the same named river, which is the right tributary of Neskra river. We have studied the structural-geological peculiarity of Hokrila site. In structural means it belongs to Caucasus. The ore manifestation is structured by strong dislocated rocks with complicated structure. By this local site there are widely spreader both the folded and fractured structures. By strike the fractured structures divide into the three groups: Greater-Caucasus, Submeridional and North-Western. The first two types of disjunctive structures play a great role for localization of mineralization.

Как известно, кристаллический субстрат Главного Кавказского хребта считался в отношении золотоносности неперспективным (Гелеишвили, 1990). Не так давно А.В.Окросцваридзе зафиксировал высокое содержание золота в верховьях рр. Ачапара и Окрила (Окросцваридзе, 1987). Он же в 1992 году выделил Окрила-Ачапарскую рудную зону (Окросцваридзе, 1992). По его данным в этой зоне максимальное содержание золота достигает 17 г/т (Окросцваридзе, 1987, 1992, 1993).

В 1994 году А.В.Квициани, М.А.Гагнидзе и А.В.Гомелаури опубликовали работу, посвященную золотоносности Окрильской зоны, в которой, по их данным, содержание золота в руде колеблется от 0,2 до 6 г/т (Квициани и др., 1995).

В 1998 году после повторного взятия образцов нами было установлено, что максимальное содержание золота в породе 7 г/т, а минимальное - 0,5 г/т.

Окрилское рудопроявление находится в Верхней Сванетии, на левом берегу одноименной реки, которая является правым притоком р. Ненскра. Она размещена на стыке двух крупных геоблоков - Тебердинского и Софийского. Для того чтобы детально разобраться в вопросе, мы остановимся на характеристике этих двух блоков, резко отличающихся друг от друга как по составу, так и по структурным особенностям.

На изученном рудоносном участке самым крупным является Сакенский интрузив, расположенный в пределах Софийского блока. На юге интрузив по линии Главного надвига граничит с лейасовыми породами, а на севере от Тебердинского выступа его отделяет Архиз-Кличский разрыв.

Сакенский интрузив в основном представлен кварцевыми диоритами и гранодиоритами, в небольшом объеме диоритами и адамелитами. Отмеченные разновидности постепенно переходят друг в друга. Визуально интрузивные породы темно-серые, однородной массы с гнейсовой или массивной текстурами. В целом эти породы образуют линзовидные тела, которые, имея общекавказское простирание, прослеживаются от правого притока р.Накра (Какриначкури) до середины р.Гвандра и занимают площадь около 80 км².

В геологическом строении рудоносного района значительную роль играют мигматиты, которые встречаются, в основном, на севере рудоносного района в пределах Тебердинского блока. Макроскопически породы светло-серого цвета, часто микроскладчатые, с пропластками метаморфического кварца. В мигматитах отмечаются участки полосчатого строения, представленного чередованием гранитной массы и пропластков кварца. Лейкократовая составляющая мигматитов представлена кварцем и плагиоклазом. Из меланократовых минералов отмечаются биотит, андалузит и кордиерит. В мигматитах развиты процессы серицитизации и хлоритизации. В породах изобилуют прожилки лимонита и вкрапления рудного минерала.

Известно, что рудные месторождения в земной коре в большинстве случаев расположены в местах, имеющих наиболее сложное геологическое строение. В процессе формирования крупных структур в горных породах происходит формирование трещин, пустот и углублений разных форм, размеров и протяженности, по которым в дальнейшем происходит циркуляция гидротерм и осаждение рудного минерала.

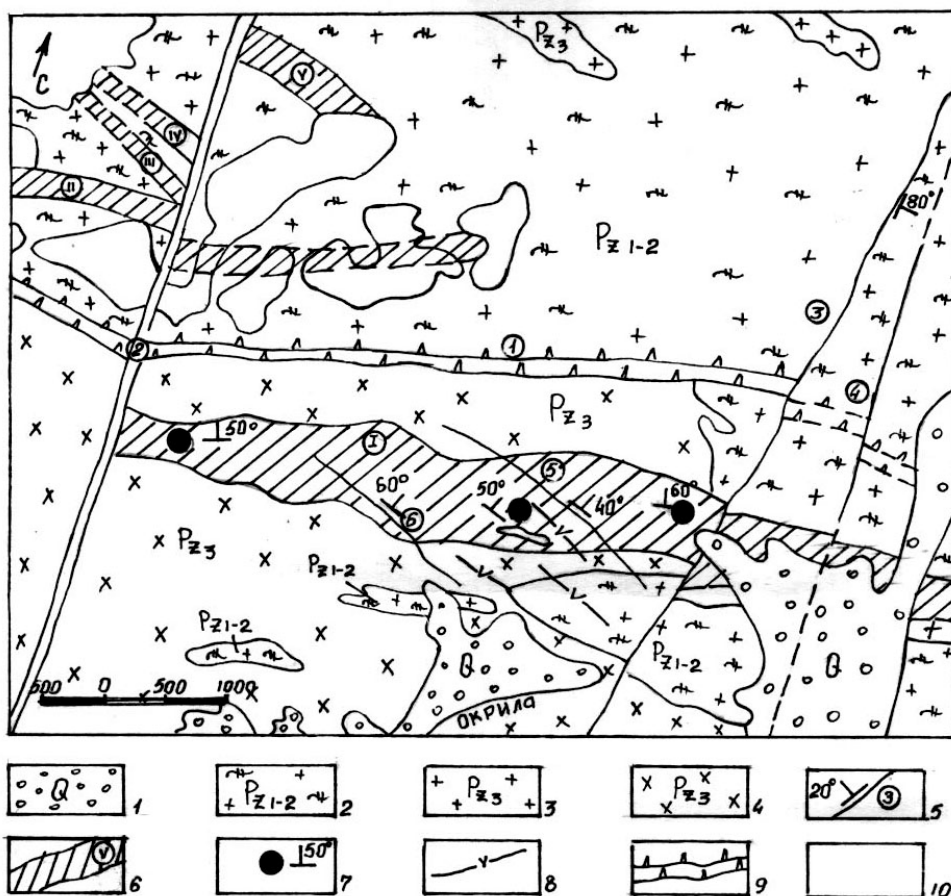


Рис. Схематическая геологическая карта Окрилского рудного района.

1 - четвертичные отложения; 2 - гранит-мигматитовый комплекс (тебердинский выступ); 3 - гранитоиды гранит-мигматитового комплекса; 4 - гранитоиды Сакенского интрузива; 5 - сбросы и их номера с указанием элементов залегания; 6 - гидротермально измененные зоны и их номера; 7 - рудные тела с указанием элементов залегания; 8 - среднеюрские диабазовые дайки; 9 - зона надвигов; 10 - ледники.

Окрилское золотое рудопроявление приурочено к зоне Главного хребта Большого Кавказа. Выше было отмечено, что структуру рудопроявления в основном определяет соприкосновение двух геоблоков. Контакт между ними служит Архиз-Кличский региональный раз-

лом, который для Окрилского рудопроявления считается структурой первого порядка. Породы, в пределах рудопроявления интенсивно деформированы. Здесь большая роль отводится как складчатым, так и разрывным структурам. По простиранию разрывные структуры делятся на три группы: общекавказские, субмеридиональные и северо-западные. Роль первых двух групп в рудолокализации значительна. Кроме вышеотмеченных, в пределах рудообразования фиксируются тектонические нарушения малых размеров.

При изучении разрывных структур основное внимание обращалось на тип перемещения и на их отношение к рудным телам. Целостность рудных тел слабо нарушена разрывными структурами, что свидетельствует о том, что формирование большинства из них произошло до рудообразования. Здесь встречаются в основном нарушения типа сбросов, за исключением взбросового разлома Архиз-Кличи.

На сегодняшний день нами выделено шесть разных по мощности гидротермально измененных зон.

Особый интерес представляет зона (см. рисунок), которая обнажена на левом карнизе р.Окрила. Она контролируется системой разрывных нарушений Архиз-Кличи, представлена сильно пиритизированными, окварцованными, грейзенизированными и серицитизированными породами. Зона фиксируется как в гранодиоритовом интрузиве, так и в гранит-мигматитовом комплексе. В настоящее время в пределах зоны выделены три рудоносных участка: центральный, западный и восточный. Содержание золота в зонах колеблется от 0,2 до 7 г/т.

Имеющиеся геологические данные о рудопроявлении Окрила позволяют нам провести аналогию со следующими известными золотоносными месторождениями мира: Маунт-Морган и Чартер-Тауерс в Австралии, Высокий Тауер в Австрии, Амесмесса в Алжире, Грасваль в США (Некрасов, 1988; Иванкин и др.1988; Klominsky at al. , 1996).

На наш взгляд Окрилский участок Окрило-Ачапарской зоны высокоперспективен и заслуживает внимания промышленных организаций.

Литература

- Гелеишвили В.И. Золотоносность Грузии //Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. 1990. 50 с.
- Иванкин П.В., Назаров Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра. 1988.с.251
- Квициани А.В., Гагидзе М.А., Гомелаури А.В. Золото-сурьмяное оруденение в палеозойских мигматитах Сванетии //Сообщ. АН Грузии.1995. 52. №3.(На груз. яз.) С.776-779.
- Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.:Недра.1988. 285 с.
- Окроецваридзе А.В. Петрология палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии //Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 1987. 27 с.
- Окроецваридзе А.В. Первые данные о золотоносности верховьев рр. Ачапара и Окрила (Абхазия-Верхняя Сванетия) //Сообщ. АН Грузии. 1992.145. № 1.(На груз.яз.). С.254-257.
- Окроецваридзе А.В. Петрология герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа. //Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. 1995. 56 с.
- Klominsky G., Partington G., Manaughton N., Susan E., David H. Groves Radiothermal Granites of the Cullen Batholith and Associating Mineralization. Australia. 1996. 44 p.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РЕСУРСОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГРУЗИИ

Б.К. Чичуа, З.Н. Киласония, Н.А. Асланикашвили, В.З. Ярошевич, А.И. Суладзе

Кавказский институт минерального сырья
ул.З. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси

Обсуждаются проблемы: осадочно-породных бассейнов, катагенеза пород и антиклинальных структур в связи с оценкой нефтегазоносности Грузии.

Установлено несоответствие между размерами осадочных бассейнов и их нефтегазоносностью, особенно для Колхидской впадины.

Лейасовые отложения Западной Грузии и палеоцен-верхнемеловые породы Притбилисского района по степени катагенеза отнесены к зоне ограниченной катагенетической газоносности.

Предложена новая схема расширения фонда перспективных структур за счет переоценки площадей развития угленосных и субугленосных формаций.

LOCALIZATION PECULIARITIES OF HYDROCARBONIC RESOURCES AND SOME QUESTIONS OF THE OIL AND GAS CONTENT IN GEORGIA

B. Chichua, Z. Kilasonia, N. Aslanikashvili, V. Iaroshevitch, A. Suladze

Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str. 85, 380062 Tbilisi

The problems of sedimentary rock basins and anticlinal structures are being treated in connection with valuation of the oil and gas content in Georgia. Discrepancy between the dimensions of sedimentary basins and their oil and gas content has been estimated, particularly for the Colchida lowland. The Liassic deposits of the Western Georgia and the Upper Cretaceous and Paleocene rocks of the near Tbilisi district are attributed to the zone of the confined (limited) katagenetic gas content by the degree of the katagenesis.

A new scheme of perspective structures fund enlargement at the expense of overestimation of carboniferous and subcarboniferous formations has been suggested.

Среди многочисленных вопросов геологии нефти и газа отметим только некоторые. По нашему мнению, их обсуждение целесообразно для оценки и/или переоценки отдельных вопросов нефтегазоносности Грузии.

1.Осадочно-породные бассейны и нефтегазоносность

Известно, что подавляющее большинство залежей углеводородов (УВ) приурочено к осадочно-породным бассейнам (ОПБ), которые составляют депрессионные зоны земной коры. Но при этом следует отметить, что из общего количества таких бассейнов (≈ 600) промышленно нефтегазоносными пока являются примерно 50%. Возникает необходимость изучения и использования тех геологических факторов, которые, вероятно, обуславливают перспективы нефтегазоносности ОПБ.

Среди других вопросов часто выделяют размеры бассейна, объем его осадочного заполнения и связь этих показателей с нефтегазоносностью.

На основании изучения опубликованных материалов нами статистически обработаны данные по 76 нефтегазоносным бассейнам межгорных впадин Мира (Арбатов, Кондаков, 1977; Кадастр зарубежных стран . . . , 1983).

Установлено, что между объемом осадочного заполнения нефтегазоносного бассейна (НГБ) и начальными извлекаемыми ресурсами УВ в пересчете на условное топливо (УТ), существует корреляционная связь. Коэффициент корреляции составляет 0,716, что при значительном количестве исходных данных (76) указывает на наличие довольно тесной связи между двумя упомянутыми параметрами (рис.1).

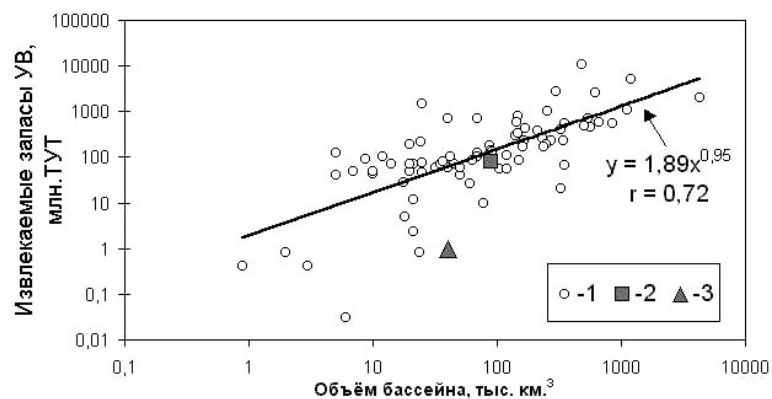


Рис.1. Зависимость извлекаемых запасов УВ от объёмов осадочного заполнения в нефтегазоносных бассейнах Мира. 1 - данные НГБ Мира (по литературным данным); 2 - Среднекуринская впадина; 3 - Колхидская впадина

Обсуждение графика показывает, что намечается нижняя граница промышленной нефтегазоносности в зависимости от объема заполнения и, следовательно, площади осадочного бассейна. Как видим, в условиях межгорных впадин упомянутая граница появляется при объеме заполнения $< 5,0$ тыс. км³ и при площади бассейна $< 3,0-4,0$ тыс. км². Наиболее отчетливая положительная зависимость между объемами осадочных пород и ресурсами УВ наблюдается в бассейнах, где объем заполнения превышает 10,0 тыс. км³.

Для сопоставления изложенных данных с межгорными впадинами Грузии необходимо привести краткие сведения о последних.

В Грузии перспективы нефтегазоносности связаны с межгорными впадинами, расположенными между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа.

В Западной Грузии находится Колхидская межгорная впадина, которая погружается в сторону акватории Черного моря и заполнена осадочными комплексами мезозойско-кайнозойского возраста. Площадь впадины в континентальном секторе составляет примерно 8,0 тыс. км² при объеме осадочного заполнения 40,0 тыс. км³. С учетом морского продолжения площадь и объем заполнения впадины, по-видимому, следует увеличить примерно в три раза. В пределах Колхиды открыты мелкие залежи нефти, начальные извлекаемые ресурсы которых в пересчете на УТ составляют $\approx 1,0$ млн. т.

Сопоставление параметров Колхидской впадины и данных рис.1 показывает, что в условиях Колхиды мы наблюдаем сравнительно низкую концентрацию УВ ресурсов. Возникает вопрос - соответствует ли наблюдаемая картина истинному природному распределению ресурсов нефти и газа в данном бассейне и каковы его дальнейшие перспективы? Для ответа требуются детальные геотектонические, литолого-геохимические, гидрогеологические и др. исследования.

Депрессионные зоны Восточной Грузии объединяются в единую Среднекуринскую межгорную впадину. С точки зрения прогноза нефтегазоносности из общей впадины целесообразно выделить Картлийскую депрессию, занимающую территорию между городами Гори и Тбилиси. Площадь депрессии составляет 3,0 тыс. км² при объеме вулканогенно-осадочного заполнения 18,0 тыс. км³. В пределах депрессии известны отдельные нефтепроявления.

Основная часть Среднекуринской впадины расположена восточнее меридиана г.Тбилиси и в пределах Грузии занимает площадь $\approx 9,0$ тыс. км². Впадина заполнена мощными, в основном кайнозойскими отложениями, объем которых составляет $\approx 90,0$ тыс. км³. Особенность этой впадины заключается в том, что она является северо-западным окончанием средне- и нижнекуринской мегавпадины, расположенной на территории Азербайджана.

В пределах Среднекуринской впадины размещены наиболее известные на территории Грузии месторождения нефти и газа и проявления УВ. Начальные извлекаемые ресурсы в пределах этой впадины в пересчете на УТ составляют примерно 80,0 млн. т.

Сопоставление упомянутых величин и данных рис.1 показывают, что Среднекуринскую впадину, по перспективам нефтегазоносности, можно сравнить с известными зарубежными бассейнами сходного геологического строения.

Кроме описанных межгорных впадин, в южной Грузии известна Ахалцихская депрессия площадью 0,8-1,0 тыс. км². Она, возможно, представляет значительный интерес, особенно в связи с развитием в этом районе угленосных отложений олигоценевого возраста.

2. Катагенез и нефтегазоносность осадочных толщ

Обсуждаемая проблема имеет длительную историю. Еще в 1859-63 годах Г.Роджерс установил связь между качеством (или степенью метаморфизма) ископаемых углей и нефтегазоносностью сопутствующих осадочных пород, на примере Аппалачской области. На основании изучения этой закономерности в других регионах США Д.Уайт и др. в 1930-35 гг. создали “Теорию углеродного коэффициента”, которая считается одной из крупнейших обобщений в геологии нефти и газа (Рассел, 1958).

Однако теория не получила широкого распространения, в основном, из-за трудности определения величины самого углеродного коэффициента. Трудность состоит в том, что определение происходит на основе химического анализа, для которого требуется исходная проба из угольного пласта. А сочетание нефтеносных отложений и угольных пластов в природе встречается довольно редко.

В 1959-61 гг. М.Тейхмюллер (Аммосов, 1975) предположил принципиально новую методику определения степени превращения (или катагенеза) нефтегазоносных пород. Вместо определения углеродного коэффициента они начали под микроскопом измерять отражательную способность рассеянного витринита. Величина отражения витринита (R^0_m , %) является показателем термических условий и хорошо коррелируется с основными свойствами углей, нефтей и вмещающих пород. Новая методика получила широкое признание в геологии каустобиолитов и в смежных областях.

В 1975-80 годах специалисты начали разрабатывать новые аналитические и расчетные методы оценки степени катагенеза органического вещества (ОВ). Эти методы в принципе не требуют поиска и микроскопического изучения рассеянного витринита и поэтому являются более универсальными. Однако они не получили широкого признания (Справочник . . ., 1990).

В Грузии изучение катагенеза осадочных пород по методу рассеянного витринита ведется с 1962 г. (Чичуа, 1964). Позже усилиями Кавказского института минерального сырья были составлены среднемасштабные карты катагенеза мезозойско-кайнозойских отложений Кавказа (Чичуа и др., 1984). После изучения катагенеза ОВ и пород на примере столь обширного региона возникла необходимость уточнения и пересмотра некоторых вопросов, связанных с проблемой катагенеза и нефтегазоносности осадочных толщ.

На основании обработки литературных данных составлены кривые изменения показателей нефтегазоносности в зависимости от степени катагенеза на примере четырех крупных регионов Мира (рис.2). Обсуждение изложенного материала показывает следующее. Кривые, отражающие распределение запасов и ресурсов нефти по указанным регионам, являются аналогичными (рис. 2, кривые 1, 2 и 5). Подавляющее большинство запасов и ресурсов нефти распределяется в интервале отражения витринита 0,4-1,3 %.

Кривые распределения конденсата (3 и 6) по сравнению с кривыми нефти смещены вниз, в сторону увеличения показателей отражения витринита. Кривые газа охватывают гораздо более широкий диапазон изменения степени катагенеза пород. В этом диапазоне отражения витринита меняется от 0,3 до 2,0 %. Максимумы кривых газа резко смещены вниз по сравнению с кривыми нефти (рис. 2, кривые 4 и 7).

Интервал отражения 0,4-1,3 % и соответствующий геологический разрез в западной литературе принято называть “нефтяным окном”. В советской литературе этот интервал выделяли под названием “главной зоны нефтеносности” (Вассоевич, 1986).

Данные, приведенные на рис.1, дают основание для обсуждения и уточнения некоторых спорных вопросов рассматриваемой проблемы. И прежде всего - насколько велика вероятность приуроченности промышленных залежей УВ к указанным интервалам катагенеза? Наиболее достоверные данные имеются в области размещения залежей нефти. По мнению большинства исследователей существует нижняя граница промышленной нефтеносности. Ее правильнее называть “зоной затухания нефтеносности”, и она соответствует интервалу отражения витринита 1,3-1,5% и совпадает с резким ухудшением коллекторских свойств пород. По-видимому в природе существует и нижняя зона затухания промышленной газоносности, хотя она выражена менее отчетливо.

Верхняя граница (или зона) промышленной нефтегазоносности выражена весьма расплывчато (рис.2). По существу, можно говорить об отсутствии верхней катагенетической границы нефте- и газоносности. Размещение УВ, которые мигрируют из нижних горизонтов, по-

видимому, контролируется наличием коллекторов и надежных покрышек. На рис. 2, в верхней части разреза, среди кривых нефти и газа (кривые: 1, 2, 4, 5 и 7) наблюдаются пики порядка в зоне очень слабого катагенеза ($R^0_{max}=0,2-0,3\%$). По существующим схемам, указанные пики находятся за пределами “нефтяного окна” и, вероятно, соответствуют углеводородным ресурсам плиоценовых отложений Азербайджана, Румынии и других стран.

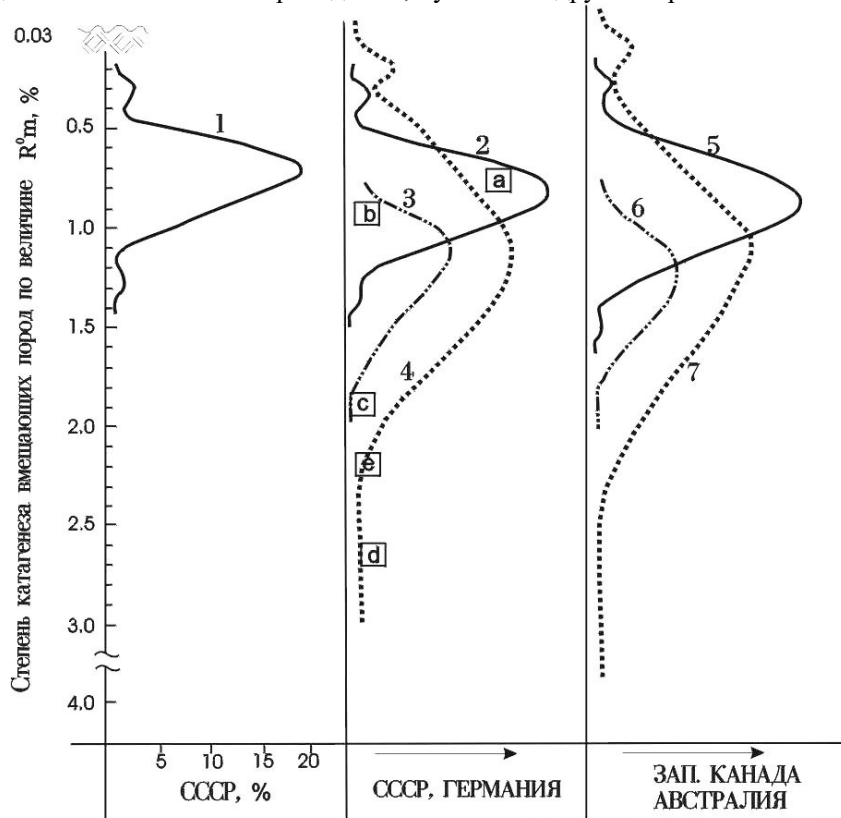


Рис. 2. Схема распределения установленных запасов нефти и вероятность открытия новых промышленных залежей углеводородов в зависимости от степени катагенеза вмещающих пород (по литературным данным составил Б.К.Чичуа)

1 - установленные запасы нефти (Аммосов, 1984); оценка ресурсов: 2 – нефти; 3 – конденсата; 4 – газа; 5 – нефти; 6 – конденсата; 7 – газа (Справочник..., 1990)

- Объекты Грузии:
- a – Самгорское месторождение нефти (P^2_2)
 - b – Руставское проявление конденсата (P^2_2)
 - c – Телетское проявление газа (P_{1-2})
 - d – Варкетильское проявление газа (P_{1-2})
 - e – лейасские отложения Западной Грузии (I^3_1)

Мы не располагаем данными о катагенезе нефтегазоносных отложений мегабассейна Персидского залива. Данные этого региона, возможно, приведут к изменению верхних отрезков кривых из-за увеличения ресурсов УВ в интервалах слабого катагенеза. Однако новые данные по Персидскому заливу и другим регионам вряд ли приведут к принципиальным изменениям изложенной схемы.

Величины отражения, приведенные на рис. 2, являются показателями палеотемпературного прогрева витринита и вмещающих пород (Аммосов, 1984). Следует отметить, что кривые распределения УВ составлены исходя из современного структурного положения нефтегазоносных регионов. Поэтому современные и палеотемпературы нефтей и вмещающих пород отличаются друг от друга.

Известно, что величина отражения витринита и степень катагенеза пород зависят от глубины погружения осадков. Однако эта зависимость сильно меняется под влиянием геотермического градиента, фактора времени и других природных явлений и часто приводит к несопос-

тавным результатом. Например, плиоценовые отложения Каспийского моря при низких геотермических градиентах на глубинах 5,5-6,0 км характеризуются отражениями витринита 0,36-0,4%. На этих глубинах при геотермических градиентах 3,0-3,5°C/100 м, витринит из юрских отложений Восточного Предкавказья имеет отражение 1,5-1,7%. Поэтому при сопоставлении данных за основу следует принимать не только погружения пород, но и величины отражения витринита.

Для общей геологической характеристики данных рис. 2 все же целесообразно сопоставить отражение витринита и катагенез пород с их максимальными палеоглубинами погружения. Для этого мы условно допускаем, что данные, приводимые на рис. 2, соответствуют юрским отложениям, при геотермическом градиенте $\approx 3^\circ\text{C}/100\text{м}$. При таком допущении глубина начала нефтяного окна или главной зоны будет соответствовать интервалу 1,8-2,0 км. При тех же исходных данных нижняя зона затухания нефтеносности должна находиться на глубине 5,0-5,5 км.

Следует отметить, что закономерности, изложенные на рис. 2, можно наблюдать только в тех разрезах и районах, которые по всем другим параметрам являются благоприятными для промышленной нефтегазоносности.

Завершая краткий обзор проблемы катагенеза и нефтегазоносности, необходимо обратить внимание на следующее. В литературе высказывается мнение, что определение углеродного коэффициента или степени катагенеза пород имеет, в основном, общее региональное значение. Следовательно, после открытия в исследуемом районе первого месторождения изучение катагенеза теряет свою актуальность (Рассел, 1958). По нашему мнению, нельзя согласиться с такой оценкой катагенеза. В настоящее время геолого-разведочные работы охватывают глубокие и сверхглубокие горизонты и нетрадиционные для нефти и газа геологические обстановки. Кроме того, на основании изучения катагенеза оценивается термическая история разрезов и свойства пород и нефтей. Таким образом, определение отражения витринита или степени катагенеза пород является необходимым элементом на любом этапе геолого-разведочных работ.

Закономерности размещения ресурсов УВ (рис. 2) были учтены при оценке нефтегазоносности Грузии. Наиболее детальные данные о катагенезе пород имеются для Притбилисского нефтегазоносного района. Среднеоценочные вулканогенно-осадочные породы, к которым приурочены наиболее известные залежи нефти, характеризуются отражением 0,7-0,9 % и находятся в интервале нефтяного окна (рис. 2, точки а и б). С увеличением современных глубин погружения этого горизонта до 5,0-5,5 км следует ожидать повышения степени катагенеза, но не более нижней половины интервала нефтяного окна.

Отложения палеоцена и нижнего эоцена Притбилисского района являются довольно сильноизмененными ($R^0m=2,0-2,7\%$). К этим отложениям приурочены значительные проявления горючего газа. Однако глубокое бурение не подтвердило в этом районе наличия крупных промышленных залежей газа, возможно, из-за высокого катагенеза пород (см. рис. 2, точки с и d).

В условиях Грузии большое значение имеет оценка катагенеза наиболее древних для данного региона предполагаемых нефтегазоносных отложений. К ним следует отнести лейасовые песчано-глинистые отложения Западной Грузии. Они развиты вдоль северной глубоко погруженной периферии Грузинской глыбы и считаются перспективными на нефть в антиклинальных структурах Бзиаури, Карзмани и др. Нами выполнена оценка степени катагенеза этих отложений методом экстраполяции для Бзиаурской площади при глубине залегания около 3,0 км. В результате оценки можно сказать, что лейасовые отложения на Бзиаурской площади и в прилегающих районах находятся на уровне апокатагенеза и характеризуются высокими показателями отражения витринита (рис. 2 точка е).

На основании общей оценки и с учетом других данных можно предположить, что лейасовые отложения Западной Грузии более перспективны на газ, чем на жидкие УВ.

3. О значении антиклинальных структур

Известно, что до 75% открытых залежей нефти и газа приурочены к антиклинальным структурам (Справочник ..., 1990). Наряду с этим следует отметить, что из общего числа благоприятных антиклинальных структур промышленно продуктивными являются, по-видимому, не более 10-12%. В дальнейшем, на более высоком уровне геолого-разведочных работ, число продуктивных структур, возможно, достигнет 12-15%.

В Грузии перспективные структуры, собственно в структурном плане, изучены довольно детально. Однако при учете упомянутых соотношений возникает целесообразность в более широком обосновании предполагаемых объектов.

Имеется в виду, что для обоснования структуры, наряду с другими, необходимо использовать геохимические, литологические и гидрогеологические данные. На их основе следует определить пространственную ориентацию антиклинальных и других ловушек по отношению к упомянутым флюидогенерирующим и распределяющим факторам.

4. Некоторые вопросы нефтегазоносности Грузии

Изучение нефтегазоносности Грузии имеет длительную историю по признаку продолжительности, сравнимую с историей нефтепоисков в соседних регионах Северного Кавказа и Азербайджана. Выполнены большие объемы работ, но получены, в целом, неадекватные результаты. В этих условиях, естественно, существуют спорные и нерешенные вопросы. В работе мы обсуждаем только те из них, которые имеют отношение к трем рассмотренным проблемам: осадочно-породных бассейнов, катагенеза пород и атиклинальных структур.

Обсуждение данных, приведенных на рис.1, показывает следующее. По объему осадочного заполнения и площади Колхидская впадина находится в ареале перспективных бассейнов. Если учесть, что указанная впадина продолжается в сторону Черного моря, где ее размеры увеличиваются примерно в три раза, можно говорить о высокоперспективном осадочно-породном бассейне. Однако, судя по существующим данным, осадочные породы континентальной части Колхиды характеризуются сравнительно низким содержанием УВ ресурсов (рис. 2).

По устному сообщению Д.Ю.Папова (гл.геолога АО“Грузнефть”), такое положение объясняется отсутствием в континентальном секторе Колхиды мощных плиоценовых осадков – аналогов продуктивной толщи Каспийского моря. С этим мнением можно согласиться, поскольку подобная концепция увеличивает перспективы акваториальной части Колхидской впадины.

Продуктивная толща накапливалась на обширной территории в условиях дальнего переноса и дифференциации осадочного материала. Плиоценовые осадки Колхиды отлагались в пределах сравнительно узкой межгорной впадины, в условиях близко расположенных областей размыва и седиментации.

Различные условия седиментации, по-видимому, предопределяют ту разницу в перспективах нефтегазоносности, которая наблюдается между плиоценовыми отложениями двух регионов.

Таким образом, особенности нефтегазоносности Колхиды, наряду с другими факторами, можно объяснить и влиянием палеогеографических обстановок. В условиях Колхиды следует представить, что плиоценовые отложения образовались в межгорной впадине, имеющей почти современные размеры.

Для образования более древних отложений, по-видимому, существовали сравнительно обширные ареалы седиментации. Следует отметить, что при оценке палеогеографических обстановок необходимо учитывать историю тектонического развития региона.

Среднекуринскую впадину, за исключением Картлийской депрессии, по размерам и насыщенности УВ ресурсами, можно сравнить с нефтегазоносными бассейнами других регионов (рис. 1). Поэтому основные перспективы нефтегазоносности Грузии, возможно, связаны с депрессионными зонами, расположенными восточнее меридиана Тбилиси.

Влияние палеогеографических условий седиментации наблюдается и на примере молодых отложений Среднекуринской впадины. Резкая смена литологического состава и строения разрезов, наблюдаемые в отложениях верхнесарматского возраста в районе месторождения Тарибани, скорее всего, следует объяснить влиянием палеогеографической обстановки и фациальных условий седиментации.

Можно допустить, что в условиях межгорных впадин палеогеографическая обстановка седиментации на каждом этапе тектогенеза контролируется размерами осадочного бассейна. Из этого следует, что оптимальные условия для образования выдержанных слоев и пачек с отсортированным материалом приурочиваются, в основном, к завершающим этапам погружения и начальным стадиям инверсии. Определение этих этапов и оценка соответствующих отложений, является важным направлением дальнейших прогнозных и перспективных работ в условиях межгорных впадин Грузии.

При оценке нефтегазоносности необходимым элементом является изучение катагенеза и оценка палеогеотермической истории недр. Мезозойско-кайнозойские отложения Колхидской впадины в этом отношении изучены слабо. Судя по единичным данным, эти отложения до глубин 4,5-5,0 км, вероятно, находятся в зоне нефтяного окна. Более глубокие горизонты следует оценивать как преимущественно газоносные. Глубокопогруженные лейасовые отложения Западной Грузии являются довольно измененными и их следует считать преимущественно газоносными (рис. 2, точки а и е).

Как отмечено выше, катагенез пород наиболее детально изучен в Притбилисском нефтегазональном районе в стратиграфическом диапазоне от верхнего мела до нижнего миоцена. На сводном геологическом разрезе суммарная мощность пород в указанном диапазоне составляет 5 км.

В верхней части разреза, до пород среднеэоценового возраста, наблюдаются низкие вертикальные градиенты отражения витринита, примерно 0,20-0,25% на 1,0 км. Однако во второй половине разреза, начиная с горизонта среднеэоценовых вулканогенно-осадочных пород, устанавливается резкое увеличение градиентов отражения до 0,6-0,7 % на 1,0 км. Соответственно, следует допустить резкое увеличение палеогеотермических градиентов и прогрева недр. Согласно существующим палеотемпературным шкалам (Справочник..., 1984), палеоэоценовые отложения этого района прогревались до 200-230⁰С. В то же время палеопрогрев среднеэоценовых нефтеносных пород, вероятно, не превышал 130-150⁰С.

Резкие различия в градиентах отражения витринита, которые наблюдаются в геологическом разрезе Притбилисского района, по-видимому, объясняются влиянием среднеэоценового вулканизма. Вулканизм наиболее интенсивно проявляется западнее Тбилиси на всей площади Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Восточнее Тбилиси среднеэоценовый вулканизм постепенно затухает и это имеет существенное значение для оценки степени преобразования глубокопогруженных пород в зоне Среднекуринской впадины.

Изучение и среднемасштабное картирование катагенеза мезозойско-кайнозойских отложений Притбилисского района показывает следующее. В разрезе района устанавливается полный диапазон нефтяного окна, с отражением витринита от 0,30% (в отложениях миоцена) до 1,3-1,4% (в отложениях нижнего эоцена). Вертикальная мощность интервала нефтяного окна по сводному разрезу района составляет, примерно, 4,0-4,5 км. Нижние горизонты нижнего эоцена и отложения верхнего мела - палеоэоцена характеризуются отражением витринита 1,5-2,7% и находятся в зоне катагенетической газоносности (см. рис. 2). В этой зоне пока не удастся обнаружить промышленные залежи газа. Таким образом, в Притбилисском районе удастся установить постепенный переход интервала нефтяного окна в зону катагенетической газоносности. Восточнее Притбилисского района катагенез нефтегазоносных пород изучен слабо. Для общей характеристики катагенеза пород можно использовать схему Притбилисского района. Среднекуринская впадина, восточнее Притбилисского района заполнена, в основном, молодыми миоплиоценовыми терригенными отложениями большой мощности. В целом, мощность осадочного чехла впадины в пределах Грузии, по данным Н.И.Гамкрелидзе и др., составляет 8,0-12,0км. Учитывая данные Притбилисского района и Бакинского архипелага, можно сказать, что в Среднекуринской впадине отложения верхней части палеогена и неогена до глубин 5,5-6,0 км находятся в интервале нефтяного окна, т.е. в зоне интенсивной генерации и перемещения УВ флюидов.

В условиях Среднекуринской впадины, при наличии весьма мощного осадочного чехла и разнотипных генераторов УВ, для решения геолого-геохимических и прогнозных задач, целесообразно использовать флюидодинамическую модель нефтегазообразования (Соколов, Абя, 1999).

Изучение антиклинальных структур и других типов ловушек является одним из основных задач нефте- и газопоисковых работ. Однако в сложных геологических условиях Грузии изучение и обоснование объектов для бурения необходимо дополнить материалами геохимии ОВ, литологии и катагенеза разрезов и гидрогеологической обстановки. Каждая предполагаемая для бурения структура должна быть оценена с точки зрения ее ориентации по отношению к флюидопотокам. Только геофизическое обоснование структур, даже с помощью новейших методов исследования, может оказаться малорезультативным. В качестве примера следует назвать Карабахский шельф Каспийского моря, на котором глубокое бурение выполнено на основе трехмерной сейсмической съемки, но получены отрицательные результаты.

Особенность нефтепоисковых работ в Грузии заключается в том, что в процессе длительного изучения большинства структур многие из них подвергнуты глубокому бурению. В целом это снижает вероятность открытия новых крупных залежей нефти и газа.

Но в этих условиях целесообразно пересмотреть материалы прежде всего по неперебуренным структурам. Пересмотр необходимо осуществить на основе системного геолого-геофизического, геохимического, литолого-катагенетического и гидрогеологического подхода. Вторым, по-видимому, новым направлением для территории Грузии, является системная оценка угленосных и субугленосных формаций и выявление сопряженных с ними структур или ловушек, способных улавливать продукты углефикации органического вещества. Смысл этого направления состоит в том, чтобы расширить фонд перспективных структур за счет вовлечения в поисковые работы новых, нетрадиционных площадей.

Первой попыткой в этом направлении является наша, совместная с Д.Ю.Павава, работа по переоценке Ткибульского угленосного района с выделением четырех, вероятно, перспективных площадей.

Заключение

В изучении и оценке нефтегазоносности Грузии создается неординарная ситуация. В результате геолого-разведочных работ, проводимых в течение длительного времени, получены, в целом неадекватные результаты. В то же время, судя по размерам и другим показателям, Колхидскую и Среднекуринскую впадины следовало бы причислить к высокоперспективным бассейнам.

Для объяснения этого явления и повышения эффективности затрат, по нашему мнению, целесообразно расширить методическую основу прогнозных и поисковых работ. При выборе перспективных площадей и объектов бурения, кроме геолого-геофизических материалов, необходимо использовать данные геохимии, литолого-стадиального анализа, гидрогеологии и др. Стоимость дополнительных данных несравненно меньше стоимости бурения, а полученная информация может привести к оптимальному решению некоторых крупных проблем. В качестве примеров можно назвать проблемы нефтеносности лейасовых отложений Западной Грузии и газоносности палеоцен-верхнемеловых осадков Притбилисского района.

В условиях Грузии большое значение имеет расширение ареала нефте- и газопоисковых работ за счет районов развития угленосных и субугленосных формаций. Например, за счет глубокопогруженных зон Ткибульского, Ткварчельского и других угленосных районов.

Литература

- Аммосов И.И. Палеотемпературы зон нефтегазообразования. М.: Наука. 1975. 110 с.
Аммосов И.И. Справочник по геологии нефти и газа. М.: Недра. 1984. С.303-309.
Арбатов А.А., Кондаков А.В. Нефтегазоносность малых межгорных впадин //Геология нефти и газа. № 11. 1977. С.44-51.
Вассоевич Н.Б. Избранные труды. М.: Наука. 1986. 367 с.
Геология и геохимия природных горючих газов. Справочник. М.: Недра. 1990. С.269-280.
Кадастр зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа: Т.1. Л.: Недра. 1983. С.130-143.
Рассел У.Л. Основы нефтяной геологии. Л.: Гостоптехиздат. 1958. С.295-321.
Соколов Б.А., Абя Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М.: Геос. 1999. 76 с.
Чичуа Б.К. К вопросу изучения начального метаморфизма осадочных пород в связи с их нефтегазоносностью //Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1964. № 7. С.3-5.
Чичуа Б.К., Агулов А.П. и др. Постседиментационные преобразования мезозойско-кайнозойских отложений Кавказа //Литология и полезные ископаемые. 1985. № 4. С.87-95.

ГЕНЕРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ НЕФТИ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Н.А. Асланикашвили

Кавказский институт минерального сырья
ул. З. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси

Процессы генерации углеводородов (УВ) нефти рассматриваются на фоне эволюции вулканогенно-осадочного бассейна (восточная подзона Аджаро-Триалетской складчатой зоны).

Предполагается, что при формировании нефтегенерирующих, коллекторных и флюидоупорных толщ тектоно-магматические процессы имели решающее воздействие.

THE GENERATION OF HYDROCARBONS OF OIL IN THE VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY COMPLEXES

N. Aslanikashvili

Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str. 85, 380062 Tbilisi

The process of the generation of oil hydrocarbons have been discussed against a background of the evolution of the volcanogenic-sedimentary basin (the Eastern subzone of the Adjara-Trialeti zone).

It is supposed that on forming of oil-generating, oil-trapping and cap rock strata the tectonic-magmatic processes had been of decisive influence.

В складчатых зонах залежи нефти и газа обычно приурочены к структурным поднятиям, разломам, приразломным участкам, надвигам, шарьяжам и различного рода комбинированным ловушкам, формирование которых обуславливается наличием в осадочном чехле локальных аномалий (литофизических, гидро- и геохимических, тепловых, метасоматических и пр.), для образования которых энергия тектонических деформаций имеет решающее значение. Тем самым, генерация УВ нефти в значительной мере определяется интенсивностью тектоно-магматических процессов и реализуется вследствие неодинакового давления между более или менее напряженными участками деформируемых нефтепроизводящих пород. При этом глубинные флюидные потоки, являясь источником прогрева осадочных комплексов, принимают непосредственное участие в процессе миграции УВ в резервуары.

Следовательно, процессы генерации, эмиграции и аккумуляции УВ контролируются эндогенными факторами.

Предполагается, что указанные явления имели непосредственное воздействие на процессы генерации и аккумуляции нефтяных УВ в Аджаро-Триалетском бассейне (АТБ).

Обстановки формирования нефтегенерирующих толщ и резервуаров

Формирование АТБ было обусловлено субдукцией вдоль южного края Закавказского микроконтинента (ЗМ) в позднем мезозое, завершившегося образованием андезитового тектоно-магматического пояса, с двумя зонами растяжения в тылу - Восточночерноморско-Аджаро-Триалетской на западе и Талыш-Южнокаспийской на востоке (Адамия и др., 1987).

Месторождения нефти - Самгори-Патардзеули и Ниноцминда, расположенные в погребенном под молодыми надвигами восточном продолжении Аджаро-Триалетской зоны, приурочены к брахиантиклинальной складке, состоящей из трех куполов. Брахиантиклиналь воздымается с запада на восток по кровле среднего эоцена от гл. 1800 м (Самгори) до 1400 м (Ниноцминда). Пространственная ориентация нефтегазоносных структур совпадает с зоной развития погребенных вулкано-тектонических поднятий или же занимает по отношению к ним кососекающее положение (Геология и минерагения..., 1993).

Геофизические, геологические и геоморфологические исследования последних лет сви-

детельствуют о четко выраженной складчато-надвиговой структуре Большого и Малого Кавказа и Талыша (Будагов, Лиленберг, 1997), сформированной системой макроблоков, последовательно смещенных к северо-востоку. С учетом границ этих макроблоков, упомянутые месторождения правомернее было бы рассматривать в рамках Среднекуринской впадины (депрессии).

В бассейне седиментации в течение эоцена накапливались богатые органическим веществом (ОВ) песчано-глинисто-карбонатные осадки, периодически обогащаемые пирокластическим материалом, связанным с подводными излияниями в процессе рифтинга. Максимум вулканической активности приходится на средний эоцен и к этому периоду в бассейне резко возрастает поступление продуктов вулканизма.

По данным микрофаунистических (Лебанидзе и др., 1974; Качарава, 1977) и электронно-микроскопических исследований, вулканогенно-осадочные литотипы характеризуются высокой насыщенностью и специфическим набором микрофаунистического комплекса. В низах вулканогенно-осадочной толщи выделяется зона *Globorotalia aragonensis* с хорошо развитой скульптурой индивидов. В грубозернистых литотипах (туфобрекчии, туфопесчаники), отмечается довольно богатая микрофауна нуммулитид; в то же время наблюдается массовое скопление высокоспециализированных глобороталий и многокамерных и богато скульптурированных акаринин. Указанная зона приурочена к интервалу, где фиксируется наиболее широкое развитие пирокластических продуктов в составе эоценового комплекса (Качарава, 1977).

Наблюдаемая четко выраженная специализация фаунистического комплекса, характеризующегося к тому же особым богатством видового состава и крупными размерами индивидов - вполне закономерное явление. К эпохам максимального развития подводного вулканизма (поздний рифей-венд, кембрий, пермь, поздняя юра, сенон-палеоген, неоген), приурочена резкая смена морских биот в глобальном масштабе (Ростоцкий, 1998).

Факт повышенной насыщенности биомассой туфогенных литотипов, очевидно, следует объяснить гальмиролизом вулканического стекла. В это время происходит высвобождение различных соединений и, в их числе, карбоната кальция, который тут же расходуется на формирование известьпотребляющего зоопланктона. На интенсивный гальмиролиз указывает также широкое развитие смектитов и высокожелезистых гидрослюд (Асланикашвили, 1980), наиболее типичной ассоциации при подводном выветривании андезитов-базальтовых пород в зонах спрединга. Таким образом, можно полагать, что объем биомассы в осадках и, следовательно, количество ОВ отчасти определяются поступлением пирокластического материала. По аналогии с современными обстановками, глубина бассейна при этом не должна была превышать значений порядка 1500м, поскольку для шельфовых обстановок этот рубеж является критическим для карбонатной седиментации, так как на больших глубинах скорость поступления на дно планктонного карбоната равна скорости его растворения (Обстановки осадконакопления и фации, 1990).

Вместе с тем, наиболее высокий геохимический потенциал отмечается у глинисто-карбонатных литотипов, слагающих нижнюю часть среднеэоценового комплекса (дабаханская свита). Средние содержания ОВ в мергелях и черных аргиллитах составляет 0,7-2,0 %, а величина битумоидного коэффициента - в пределах от 12 до 28%. Судя по всему, подобный высокий потенциал ОВ вряд ли следует объяснить их насыщенностью планктонными сообществами, поскольку по этому показателю они сильно уступают туфогенным литотипам.

Результаты изучения высокоуглеродистых пород в возрастном диапазоне от докембрия до миоцена включительно (Жмур, 1997) свидетельствуют о том, что основным источником содер-жащегося в них ОВ является отнюдь не планктон (как предполагалось ранее), а бентосное цианобактериальное сообщество (маты). Тем самым, устанавливается, что данное экологическое сообщество в геологическом прошлом представляло собой грандиозную систему продуцирования ОВ, с помощью которой формировались нефтематеринские породы на протяжении всей обозримой геологической истории.

Имеются данные, представляющие в этой связи определенный интерес и на которые ссылается М.Ф.Дзвеляя (1972). В частности, факты наличия различных видов бактерий в нефтях восточногрузинских месторождений - Норю, Мирзаани и Патара Шираки, насчитываются здесь сотнями тысяч на 1 г воды, можно воспринимать как косвенное свидетельство их обитания в палеобассейне седиментации.

К тому же черные аргиллиты и мергели дабаханской свиты весьма богаты ихтиофауной. В современных водоемах (Средиземного и Черного морей) после разложения различных гидробионтов, как и зоопланктона, резко возрастает количество некоторых соединений УВ, синтезирующихся из липидов (Миронов, 1985).

Установление состава экологических групп, населяющих эоценовый бассейн седиментации, требует специального изучения, результаты которого могли бы оказаться весьма полезными при прогнозировании нефтегенерирующих толщ.

Продуктивная толща среднего эоцена (туфобрекчии, туфопесчаники, туфы андезитов и трахиандезитов) по своим фильтрационно-емкостным параметрам крайне неоднородна, что отчасти обусловлено постседиментационным и, в особенности - гидротермально-метасоматическим минералообразованием (рис.1). Как следствие - контрастная дифференциация пород по физическим и, прежде всего, емкостно-фильтрационным (ФЕС) и упруго-деформационным свойствам.

Комплексные исследования туфогенных пород-коллекторов свидетельствуют о широком развитии аутигенных и гидротермально-метасоматических минеральных парагенезов – цеолитов (ломонтит, Са-клиноптилолит, анальцим), высокожелезистых гидрослюд, неупорядоченных смешаннослойных хлорит-монтмориллонитовых и гидрослюда-монтмориллонитовых образований, кварца, альбита, эпидота и карбонатов (кальцит, пренит).

В разрезе скв.№4 -Телети мы имели возможность наблюдать широкий спектр структурно-генетических типов вулканогенно-осадочных цеолитсодержащих пород.

В разрезе среднеэоценовой толщи (рис.2), мощностью порядка 400 м, в относительно приподнятой части структуры наблюдается следующая последовательность генетических литотипов сверху вниз.

1. Известковая туфобрекчия. Количество ломонтита не превышает 10 %.
2. Кристалловитрокластический пепловый туф с хлорит-цеолитовой основной массой; содержание ломонтита равняется 50% от основной массы породы.
3. Неотсортированный туфопесчаник. В составе цементирующего вещества - карбонат (пренит)+ломонтит.
4. Литовитрокристаллокластический туф алевропелитовой структуры. Вулканическое стекло замещается хлорит-гидрослюдистой ассоциацией с примесью карбоната.
5. Карбонатный туфоалевролит с миндалевидной текстурой. Миндалины выполнены клиноптилолитом.
6. Витрофиновый туф с тонкими прослоями и линзами витрокристаллокластических туфов с многочисленными миндалинами, выполненными хлоритом, халцедоном и клиноптилолитом. Цеолиты слагают примерно 30% всего объема породы.
7. Литокристаллокластический туф псаммитовой структуры с интенсивной ломонтитизацией (более 80%) по всей основной массе.
8. Кристаллолитокластический карбонатный туф псаммитовой структуры. Клиноптилолит развит в миндалинах. Ломонтит замещает зерна плагиоклаза. В целом цеолиты слагают около 15-20% всей породы.
9. Кристаллолитокластический туф псаммитовой структуры. Ломонтит развит в цементе, в количестве примерно 20%.
10. Витрокристаллокластический туф с пренит-хлорит-ломонтитовым цементом.
11. Пепловый реликтовый туф с примесью карбоната. Цемент: хлорит + высокожелезистая гидрослюда + ломонтит.
12. Кристалловитрокластический туф андезитового состава. Метасоматиты представлены хлорит-адуляр-ломонтитом + пренитовым парагенезисом.
13. Витрокристаллокластический туф с ломонтитовым цементом.
14. Кристалловитрокластический псаммитовый туф. Межзерновое пространство выполнено радиально-лучистыми агрегатами анальцима.
15. Туф пепловый реликтовой структуры. Связующая масса состоит из хлорит-гидрослюдисто-цеолитовой ассоциации с примесью кальцита.
16. Витрокристаллокластический туф алевро-пелитовой структуры. Ломонтит развит по всей основной массе в количестве не менее 40%.

Рис.1. Сводный разрез мезо-кайнозойских отложений

1 – туфобрекчии; 2- туфы; 3 – андезиты; 4 – граувакковые песчаники; 5 – граувакково-аркозовые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – пелитолиты; 8 – мергели; 9 – известняки; 10 – покровы эффузивов; 11-13- цеолиты, анальцим, ломонтит, клиноптилолит; 14 – высокожелезистая гидрослюда; 15 – монтмориллонит; 16-17 – неупорядоченные смешанно-слоистые образования; 16 – гидрослюда-монтмориллонит; 17 – хлорит-монтмориллонит; 18 – эпидот; 19 – гидрослюда 2Mg; 20 – кварц; 21 – карбонаты (кальцит, пренит); 22,23 – залежи нефти и газа.

Рис.2. Разрез скв. № 4 -Телети
1- туфобрекчии; 2 – туфопесчаник; 3 – туфоалевролиты; 4 – туфомергели; 5 – туф кристаллолитокластический; 6
– туф кристалловитрокластический; 7-10 – состав обломков: 7 – андезитобазальты, 8 – вулканическое стекло,
9 – смешанный, 10 – осадочный
17. Кристалловитрокластический туф, обломки пород и цементирующее вещество интенсивно

замещается хлорит-гидрослюдисто-ломонтитовым парагенезисом. Количество ломонтита составляет примерно 80%. Данный литотип слагает нижнюю часть разреза мощностью около 35м.

18. Витролитокристаллокластический туф с хлорит-цеолитовой основной массой. Ломонтит слагает около 70% всей основной массы.

19. Кристалловитрокластический пепловый туф с хлорит-гидрослюда-ломонтитовой основной массой. Ломонтит содержится в количестве 30%.

К востоку от Телети, в разрезах скважин Самгори и Ниноцминда наблюдается увеличение в разрезе доли витрокластических туфов с характерной реликтовой структурой и причудливой морфологией цеолитизированных (клиноптилолит, ломонтит, реже анальцим) обломков вулканического стекла. Этот литотип наиболее характерен для участка Ниноцминда.

Наиболее высокими ФЕС обладают ломонтитизированные литокластические туфы андезито-базальтового состава (Гринберг и др., 1991), залегающие среди флюидоупорных пород в виде прослоев, линзовидных и штоковидных тел различной мощности. При значениях открытой пористости порядка 12%, коэффициент эффективной пористости ломонтитизированных туфов ($K_{эф.п.}$) составляет 3,7 - 7%, а коэффициент проницаемости ($K_{пр}$) - $14,8-460 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, при этом $K_{пр}$ до $0,1 \times 10 \text{ м}^2$, отмеченные в образцах без микротрещин, считаются параметрами матрицы. Таким образом, наличие в цеолитизированных туфах проницаемой матрицы (даже при отсутствии микротрещин) подтверждается данными изучения морфологии микропорового пространства. На электронно-микроскопических снимках выделяются две морфологические разновидности ломонтита: индивиды в виде уплощенных таблитчатых агрегатов, участвующие в составе матрицы, и удлиненно-призматические микрокристаллы с соотношением ширины к длине 1:7, развитые в порах, миндалинах и трещинах и во многом обуславливающие морфологию порового пространства (Асланикашвили, 1982).

Клиноптилолит в ассоциации с хлоритом и халцедоном в миндалинах туфов является наиболее ранним - образованным в результате соприкосновения обломков эффузивов со щелочной водой. Позднее, уже в процессе диагенеза и литификации терригенно-пирокластического переотложенного материала в условиях щелочной или слабощелочной среды происходило формирование цементирующего вещества с таблитчатыми агрегатами ломонтита, при обязательном участии высокорекреационного пеплового материала. Ломонтит в виде удлиненных призматических кристаллов, выполняющий поры и трещины, является очевидно, результатом гидротермального метасоматоза.

Согласно петрофизическим показателям пород-коллекторов (Гринберг и др., 1991), ломонтитсодержащие туфы по своим ФЕС являются наиболее продуктивными коллекторами трещинно-порового типа, в которых емкость матрицы существенно превышает емкость трещин, а фильтрация осуществляется порами и трещинами. Наряду с этим относительно заниженными ФЕС характеризуются анальцимсодержащие туфы.

Как известно, для цеолитов свойственно наличие в кристаллической решетке слабоудерживаемых молекул воды, которые могут быть удалены (обратимо) или замещены молекулами других веществ. В результате дегидратации цеолиты не деформируются, а происходит образование сообщающихся микропор, обеспечивающих возможность селективной адсорбции. Адсорбционные возможности, в зависимости от структурно-химических параметров (размер входных окон, термостойкость, кислотостойкость, величина предельного свободного объема и др.), у этих минералов различны.

В ходе экспериментов по очистке Самгорской нефти от сераорганических соединений (Бенашвили, 1987), выявлена высокая адсорбционная способность природного клиноптилолита. Осуществлялась также адсорбция некоторых метаново-нафтенных и полициклических ароматических углеводородов на природном клиноптилолите. Процесс адсорбции имеет наибольший эффект при повышенных температурах, когда в структуре цеолитов возникают вторичные поры в результате дегидратации кристаллической решетки.

Вместе с тем, анальцим, ввиду ограниченных размеров входных окон, обладает гораздо менее низкими адсорбционными способностями.

Нефти месторождения Самгори характеризуются низкими содержаниями серы (менее 0,5%), смол и повышенными - парафина (до 9,5%) и пониженной вязкостью.

По результатам исследований группового состава бензиновых фракций, перегоняемых до

200⁰С, в них преобладают парафиновые УВ, а ароматические УВ содержатся в небольших количествах, нефтяные же занимают промежуточное положение (Топуридзе и др., 1979). По данным газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии, нефти данных месторождений относятся к единому бассейну осадконакопления и по составу принадлежат нефтяному классу. Из реликтовых насыщенных УВ представлены C₂₇-C₃₃, установлено также широкое развитие гопановых УВ (Дидидзе и др., 1979).

Обсуждение результатов

Экспериментально доказано (Бенашвили, 1987), что природные клиноптилолитсодержащие туфы являются активными селективными адсорбентами для выделения из нефти сераорганических соединений, некоторых нефтяных кислот и смолистых веществ. С учетом этого, пониженные содержания этих соединений в самгорской нефти можно объяснить их частичной селективной адсорбцией во вторичных порах кристаллической решетки цеолитов и в природных условиях, по мере вхождения продуктивных толщ в зону жестких термобарических параметров (Асланикашвили, 1980).

По имеющимся данным (Салле, Дебизер, 1978), при перемещении нефти в резервуар, мигрируют главным образом УВ, а в оставшейся смеси преобладают асфальтены. Таким образом, адсорбция оказывает значительное влияние на предрасположенность молекул к миграции: смолы и асфальтены, по сравнению с УВ, прочно удерживаются на месте.

Экспериментально доказано (Петров и др., 1998), что упруго-деформационные изменения пород начинаются с момента приложения силы нагрузок и протекают по-разному в зависимости от минерального состава, структурно-текстурных особенностей и эпигенетических изменений пород. В частности, устойчивость к механическим нагрузкам в туфах андезито-базальтовых порфиритов крайне низка и в них деформации в хрупком режиме предшествуют деформациям в хрупко-пластическом режиме, сопровождаясь не только изменением формы образцов, но частичным их разрушением.

Таким образом, можно предположить, что в природных условиях, на глубине, под воздействием нагрузки вышележающих толщ, туфогенные породы и в особенности ломонитовые туфы будут больше подвержены трещиноватости, поскольку пониженная прочность на сжатие, свойственная ломониту, располагает к интенсивной трещиноватости. Подобные явления, судя по литературным данным, весьма характерны для данного литотипа (Бурлин, Карнюшина, 1998).

Пелитовые и алевропелитовые породы напротив, больше подвержены пластическим деформациям. Следовательно, породы верхних горизонтов нижнеэоценовой и нижних горизонтов среднеэоценовой толщ при погружении будут подвержены пластическим деформациям в большей мере, чем туфогены. Правомерность данного предположения подтверждается приуроченностью к нижним горизонтам карбонатно-глинистой толщи процесса массовой дегидратации набухающих пакетов в смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образованиях (рис.1).

Подсчет скоростей созревания осадков по методу витриниметрии свидетельствует, что эоценовые отложения, залегающие в настоящее время на глубинах порядка 3500-4000 м (зона начального мезокатагенеза), в конце олигоцена должны были находиться в главной зоне нефтеобразования (ГЗН).

Таким образом, наиболее вероятное время заполнения пород-резервуаров - миоцен. Согласно геодинамическим реконструкциям, в данном диапазоне времени рифтовый бассейн седиментации входил в заключительную фазу развития.

Можно полагать, что дефлюидизация нефтематеринских толщ находится в функциональной зависимости от степени воздействия тектонических деформаций, обуславливающих возникновение локальных термоплотностных аномалий в осадочном покрове, и, соответственно, различных градиентов давления между более или менее прогретыми участками. На породном уровне, как полагает В.В.Гугунава (1994), указанные процессы выражаются в сокращении матрицы, в результате чего сама порода приобретает активность и выталкивает флюиды. Интенсивный гидротермальный метасоматоз, приуроченный к деструкционным участкам земной коры, несомненно должен указывать на решающую роль термальных потоков,

осуществляющих тепломассоперенос в процессе миграции нефтяных УВ в резервуары.

Тем самым, процессы генерации и аккумуляции УВ нефти увязываются с существующими в разрезе земной коры уплотненными и разуплотненными зонами (Соколов, Конюхов, 1997). Предполагается, что разуплотненные зоны являются флюидоносителями, определяющими или предопределяющими геодинамические процессы, протекающие в литосфере, а также процессы формирования рудных и УВ скоплений.

Наиболее вероятно, что процесс дефлюидизации материнских пород увязан во времени с дегидратацией кристаллической решетки цеолитов, приуроченный к диапазону, в котором происходит потеря значительного количества воды разбухающими пакетами в смешаннослойных образованиях (Асланикашвили, 1980). Вместе с тем очевидно, что реализация указанных процессов имеет место при оптимальных параметрах среды, когда прогрев осадков достигает значений порядка 100-110⁰С.

Предполагается, что данный рубеж в термической истории недр является критическим, на котором происходят радикальные изменения фазового состояния веществ. По имеющимся данным (Зарицкий и др., 1999), под воздействием теплового импульса здесь образуются новые теплоносители, локальные резервуары со вторичными коллекторами, зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД), гидрохимические инверсии и пр. К этому же интервалу приурочены ГЗН, коррелирующаяся с качественными преобразованиями рассеянного органического вещества (РОВ) и верхняя зона преимущественного газонакопления, состоящая из локальных резервуаров вторично разуплотненных коллекторов.

Познание физической сущности и энергетики данных явлений требует глубокого изучения, результаты которого могут во многом способствовать эффективному прогнозированию нефтегазоносных толщ.

Таким образом, начальный этап развития рифтового бассейна характеризуется оптимальными обстановками для создания высокого нефтегенерирующего потенциала осадков. Подводные излияния, сопровождающиеся выносом большого количества газов, оксидов углерода, серы, фосфора и др. веществ, при взаимодействии с морской водой синтезируют различные ОВ, необходимые для возникновения очагов жизни (Асланикашвили, Суладзе, 1999). Позднее - на начальном этапе мезокатагенеза (главная зона нефтеобразования), создаются оптимальные термические условия для созревания РОВ.

В период формирования залежей УВ процессы тектоно-магматической активизации и деструкции Земной коры и осадочного покрова являют собой тот необходимый импульс, с помощью которого осуществляется процесс тепломассопереноса и, соответственно, - миграция и аккумуляция нефти в резервуары.

На заключительном этапе развития бассейна решающее значение приобретают тектонические деформации, обусловленные явлением коллизии - образование надвигов, покровов и др., обеспечивающих надежные покрытия - флюидоупорные толщи, необходимые для сохранения залежей. Свидетельство тому - статистика распределения залежей нефти рифтовых бассейнов, надрифтовых депрессий, пассивных трансформных окраин континентов с характерной системой разломов, формирующих ступенчато-блоковую макроструктуру осадочного чехла (Астафьев, 1999).

Литература

Адамия Ш.А., Беридзе М.А. и др. Проблема альпийской геодинамики Большого Кавказа //Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М. Наука. 1987. С.59-61.

Асланикашвили Н.А. Литология и постседиментационные преобразования мезо- и кайнозойских отложений Притбилисского района //Автореф. кандидат. дисс. 1980. 162

Асланикашвили Н.А. Электронномикроскопическое изучение цеолитов продуктивных отложений Самгорского месторождения нефти //Сообщ. АН ГССР. Т.105. №3. 1982. С.545-548.

Асланикашвили Н.А., Суладзе А.И. Биоседиментация в экосистеме “рифтовых сгущений” и формирование нефтегенерирующего потенциала осадков //Мат. Второй межд. конф. “Новые идеи в науках о Земле”. М. 1999. С. 216.

Астафьев Д.А. Практическая геодинамика осадочных бассейнов - новые возможности в прогнозировании зон нефтегазообразования //Мат. Второй межд. конф. “Новые идеи в науках о

Земле". М. 1999. С. 217.

Бенашвили Е.М. Разделение углеводородных и гетероатомных соединений нефти. Тбилиси: Мецниереба. 1987. 149 с.

Будагов Б.А., Лилиенберг Д.А. Морфотектоника Азербайджана с позиции тектоники плит //Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа. Тез. межд. совещ.-семинара. Баку. 1977. С.52-53.

Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е. Нелинейные процессы в нефтегазовой литологии //Вест. МГУ. Сер.4. Геология. 1998. №6. С.35-40.

Геология и минерагения позднеюрско-четвертичного осадочного чехла в океанах и на континентах. М.: ВНИИзарубежгеология. 1993. 679 с.

Гринберг М.Е., Папова Д.Ю. и др. Морфология среднеэоценового коллектора и особенности разработки месторождения Самгори //Геология нефти и газа. 1991. №3. С.20-25.

Гугунава Г.Е. О термоупругом механизме миграции нефти и газа //Сообщ. АН Грузии. Т.150. №1. 1994. С.58-62.

Дзвеляя М.Ф. Геология кайнозоя Грузии и генезис нефти. Тбилиси: Мецниереба. 1972. 190 с.

Дидидзе А.В., Пустильникова С.Д. и др. Исследование индивидуального состава высокомолекулярных насыщенных углеводородов грузинских нефтей //Нефтехимия. 1979. 19. №3. С.336-342.

Зарицкий А.П. и др. Формирование сопряженной вертикальной зональности осадочных бассейнов в системе глубинного теплопереноса //Мат. Второй межд. конф. "Новые идеи в науках о Земле". М.: 1999. 236 с.

Жмур С.И. Бактериальное сообщество в создании нефтематеринского потенциала древних толщ //Мат. Второй межд. конф. "Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа". М.: 1998. 73 с.

Лебанидзе Э.С., Кутателадзе Т.Д. и др. Литологическое и микрофаунистическое изучение верхнемеловых и палеогеновых отложений Притбилисского района по работам 1972-74 гг. Геолфонды. Тбилиси. 1974. 251 с.

Качарава М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Мецниереба. 1977. 259 с.

Миронов О.Г. Взаимодействие морских организмов с нефтяными углеводородами. Л.: Гидрометиздат, 1985.127 с.

Обстановки осадконакопления и фации. Т.2. М.: Мир. 1990. 320 с.

Петров В.А., Звягинцев Л.И. и др. Изменение упругих и деформационных свойств пород в зависимости от длительности воздействия напряжения //Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. №6. С.41-44.

Салле К, Дебизер Ж. Формирование нефтяных залежей. М.: Недра. 1978. 245 с.

Соколов Б.А., Конюхов А.И. "Живая литология" //Литол. и палеогеогр. Вып.5. 1997. Изд-во С.-Петербург. ун. С.135-146.

Топуридзе Л.Ф. и др. Исследование самгорской нефти //Изд.АН ГССР.Сер. хим.5.1979. №1. С.69-71.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНОГО КАВКАЗА

И.М. Буачидзе, С.Н. Зедгинидзе, Д.Г. Иосебидзе

Институт гидрогеологии и инженерной геологии АН Грузии
пр. Ш. Руставели, 31, 380008 Тбилиси

Водонапорная система Закавказья состоит из артезианских бассейнов Колхети, Картли, Алазани-Агричай и Куринского. Подсчет естественных ресурсов подземных вод показывает большое разнообразие в их распространении, что вызывается геолого-гидрогеологическими и физико-географическими особенностями Закавказья.

Региональные изменения природных ресурсов подземных вод весьма важны для решения различных практических задач, т.к. позволяют выявить роль природных ресурсов подземных вод в общем водном балансе бассейна, для расчета обеспеченности отбора возобновлением их запасов, для перспективного планирования использования водных ресурсов и др.

SOME REGULARITIES OF THE GROUND-WATER NATURAL RESOURCES SPREAD IN TRANS-CAUCASUS

J. Buachidze, S. Zedginidze, J. Iosebidge

Institute of Hydrogeology and Engineering Geology of the Georgian Academy of Sciences
Sh. Rustaveli aven. 31, 380008 Tbilisi

The Trans-Caucasian water-head system involves Kolkheti, Kartli, Alazani – Agrichai and Kura artesian basins. Estimation of the natural resources of ground waters allowed elucidation of a great variety of their spread pattern, that is stipulated by geological – hydrogeological and physical – geographical peculiarities of the Trans-Caucasus.

Regional evaluation of the natural resources of ground waters is very essential for the solution of a number of practical objectives, as it is the basis for identifying the role of natural resources of ground waters within the aggregate water basin, for estimating the provision of water through restock, for substantiating the long-term planning of the water resources complex exploitation, etc.

Естественные ресурсы подземных вод составляют наиболее важный элемент водного баланса и играют основную роль в восполнении эксплуатационных запасов подземных вод.

Оценка эксплуатационных запасов подземных пресных вод для основных водоносных горизонтов Южного Кавказа в региональном масштабе была выполнена территориальными геологическими управлениями Закавказья (Зедгинидзе, Хорбаладзе, 1968; Геокчайский, 1969).

Этот этап работ завершился составлением карт модулей эксплуатационных запасов пресных подземных вод Кавказа в масштабе 1:1 500 000 (Биндеман, 1977).

Естественные ресурсы поровых подземных вод пластовой циркуляции, составляющих основную часть эксплуатационных запасов подземных вод для межгорных впадин, были определены путем использования формулы Дарси. Естественные ресурсы пресных трещинных и трещинно-карстовых подземных вод горных и высокогорных районов были определены по родниковому стоку.

Чрезвычайно разнообразные физико-географические и геолого-гидрогеологические условия Южного Кавказа не позволяют применить единый метод для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Если расчленение гидрографов приемлемо при оценке ресурсов подземных вод для речных бассейнов горных и высокогорных районов, где дренаж водоносных горизонтов осуществляется в речную сеть, то для водоносных горизонтов межгорных впадин этот метод нельзя считать достоверным. Например, поверхностные воды, выходящие из горных обрамлений в долину (Колхидская низменность, Картлийский бассейн, Алазанско-Агричайский и Куринский артезианские бассейны), просачиваются у оснований конусов выноса вместе с атмосферными осадками и питают водоносные горизонты пластовой циркуляции; далее они, двигаясь по направлению течения рек, разгружаются в морях (Каспийском и Черном).

В данном случае для оценки естественных ресурсов подземных вод предпочтение отдается гидродинамическому методу. Поэтому гидродинамическая характеристика в результате подсчетов естественных ресурсов подземных вод приводится ниже по отдельным артезианским бассейнам Закавказской водонапорной системы. Водонапорная система Южного Кавказа включает Колхидский, Картлийский, Алазанско-Агричайский и Куринский артезианские бассейны.

I. В Колхидском артезианском бассейне, в низменной части, разведаны и изучены три основных водоносных комплекса, состоящих: 1) из древнечетвертичных песчано-галечных пород; 2) из современных аллювиальных и морских песчано-галечных отложений; 3) из древнечетвертичных илестых отложений, слагающих центральную и западную части Рионской впадины. Последние содержат напорные воды, которые залегают на глубине от 80 до 110 м и имеют практическое значение для хозяйственного водоснабжения. Дебит самоизливающихся скважин колеблется в пределах 0,5-3,0 л/сек. Естественные ресурсы напорных и безнапорных вод определены по формуле основного закона гидродинамики и составляют для всех трех комплексов 45,0 м³/сек., модуль 10,0 л/сек. с 1 км². Естественные ресурсы, определенные по родниковому стоку, для трещинных и трещинно-карстовых вод составляют 10,7 м³/сек. Всего естественные ресурсы Колхидского артезианского бассейна составляют 62,4 м³/сек. (Зедгинидзе, Хорбаладзе, 1968).

II. Картлийский артезианский бассейн (депрессия) заполнен четвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями, мощн. 200-300 м. К ним приурочены подземные воды, образовавшиеся за счет интенсивного поглощения крупнообломочными отложениями северной части низменности речных вод и вод из оросительных каналов, а также атмосферных осадков. Развитый здесь единый глубокозалегающий (около 50 м) водоносный горизонт, по мере движения к югу, дробится на ряд приобретающих напор водоносных прослоев с одновременным приближением уровня грунтовых вод к поверхности. Полная разгрузка подземных вод описанного бассейна осуществляется в долинах левых притоков Куры вдоль южного склона борта Картлийской депрессии как в виде многочисленных родников, так и непосредственно в русла рек. Естественные ресурсы подземных вод Картлийского артезианского бассейна составляют 10,7 м³/сек. Модуль естественных ресурсов подземных вод для Тирифонской депрессии равен 6,4 л/сек. с 1 км², а для Мухранской равнины 12 л/сек. с 1 км² (Зедгинидзе, Хорбаладзе, 1968).

III. Алазанско-Агричайский артезианский бассейн площадью 6000 км² является классическим и с гидродинамической точки зрения он представляет собой бассейн открытого типа, выполненный переслаивающимися грубообломочными, глинистыми и песчано-илистыми отложениями плиоценового (алазанская серия) и четвертичного возрастов. К этим отложениям приурочены следующие основные водоносные горизонты: Чандарский (нижний), Гурджаанский (средний) и Телавский (верхний) в алазанской серии (акчагыл-апшеронского возраста) и Кварельский – в четвертичных отложениях. Естественные ресурсы бассейна составляют 29,4 м³/сек., а средний модуль – 4,9 л/сек. с 1 км² (Зедгинидзе, Хорбаладзе, 1968).

IV. Куринский артезианский бассейн выделяется в восточной части Куринского прогиба. Его поверхность представляет обширную плоскую и однообразную равнину, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Равнина рр. Куры и Аракс разделяются на следующие степи: Ширванскую, Мильско-Карабахскую и Муганскую. Западную часть низменности занимает Гянджа-Казахский массив. Куринская впадина выполнена мощной толщей неогеновых и четвертичных отложений. Мощность толщи колеблется от 30-50 до 1500-1800 м. До глубины 250-300 м отложения представлены аллювиально-пролювиальными образованиями конусов выноса рек. К этой толще приурочен комплекс гидравлически связанных водоносных горизонтов грунтовых и напорных вод (Аскербейли, 1975; 1977).

На большей части Куринского артезианского бассейна грунтовые воды в основном высокоминерализованы, а пресные воды встречаются в районах, тяготеющих к предгорьям, и несколько опреснены вдоль рек и крупных оросительных систем. В предгорной зоне грунтовые воды используются населением кяхризами, реже колодцами. Дебит кяхризов изменяются от 2-3 до 150-200 л/сек. (Буачидзе, Зедгинидзе, 1970).

Напорные воды приурочены к мощной толще отложений четвертичного и верхнеплиоценового возраста, разведанной до глубины 300-400 м. В основном артезианские воды развиты в отложениях конусов выноса рек, стекающих со стороны Большого и Малого Кавказа. Воды

верхнеплиоценовых отложений скважинами вскрыты на глубинах от 50 до 300 м. Дебиты скважин колеблются от 2 до 65 л/сек. Воды древнечетвертичных отложений встречены скважинами на глубине от 10-20 до 300 м. Дебиты скважин изменяются от 3-5 до 120 л/сек.

Пресные и слабоминерализованные напорные воды Куринской впадины распространены в западной, северо-западной и юго-восточной частях Гянджа-Казахского массива, на всей территории Карабахской степи, в западной и южной частях Мильской степи и западной части Ширванской степи; на остальной территории депрессии развиты высокоминерализованные воды.

Естественные ресурсы подземных вод Куринского артезианского бассейна четвертичных и верхнеплиоценовых отложений на разведанной площади 15,6 тыс. км² составляют 68,1 м³/сек.

Естественные ресурсы подземных вод Закавказской водонапорной системы артезианских бассейнов с расчетной площадью 32,9 тыс. км² составляют 180 м³/сек.

Оценка естественных ресурсов подземных вод горных и высокогорных районов Малого Кавказа, где в основном распространены трещинные и трещинно-карстовые воды, произведена по отдельным речным бассейнам. Подсчитаны усредненные модули естественных ресурсов подземных вод.

Для районов распространения трещиноватых и карстовых пород горных и высокогорных районов Малого Кавказа, где имеется постоянно действующая гидрографическая сеть, при региональной оценке естественных ресурсов подземных вод нами был применен высоко-экономичный и достаточно точный метод генетического расчленения гидрографа реки по Б.И.Куделину (1969). При этом были использованы результаты многолетних наблюдений всех функционирующих гидрометрических постов.

Малый Кавказ представляет собой сложную систему хребтов, вулканических нагорий и плато со средними абсолютными отметками от 1500 до 3100 м.

В структурном отношении Малый Кавказ представляет собой сложнопостроенный мегаантиклинорий, ограниченный с севера Рионской и северо-востока Куринской межгорной впадинами, а с юго-востока – Араксинским межгорным прогибом.

Естественные ресурсы подземных вод по отдельным гидрогеологическим регионам подсчитаны по родниковому стоку: а) естественные ресурсы подземных вод Аджаро-Триалетской водонапорной системы составляют 141,5 м³/сек., при среднем модуле подземного стока 5,6 л/сек с 1 км²; б) естественные ресурсы подземных вод Артвинско-Болнисской водонапорной зоны составляют 51,9 м³/сек., при среднем значении модуля 5,7 л/сек. с 1 км²; в) естественные ресурсы подземных вод водонапорной зоны Малого Кавказа – 106,7 м³/сек., при среднем значении модуля 5,3 л/сек. с 1 км²; г) естественные ресурсы подземных вод четвертичных озерно-речных и песчано-галечных отложений Араксинского бассейна равны 1,2 м³/сек. при среднем значении модуля подземного стока 0,5 л/сек. с 1 км²; д) естественные ресурсы вулканогенных отложений палеогеново-неогенового возраста Горного Талыша – 7,3 м³/сек., при среднем модуле подземного стока 1,2 л/сек. с 1 км². Общий объем естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена в пределах территории Малого Кавказа составляет 308,5 м³/сек. (Исрафилов, 1979).

В результате подсчета естественных ресурсов подземных вод выявилось большое многообразие в распространении подземных вод, обусловленное геолого-гидрогеологическими и физико-географическими особенностями территории Закавказья (табл. 1).

Таблица 1

Изменения водообильности водоносных горизонтов с запада на восток

Водоносный комплекс	Административный район	Годовое количество осадков, мм	Модуль естественных ресурсов, л/сек с 1 км ²
Среднеэоценовые вулканогенно-осадочные отложения	Батумский	2000-2400	15-35
	Кедский и Шуахевский	1200-1400	10-15
	Хулойский	900-1000	5-15
	Адигенский, Ахалцихский, Мцхетский	500-700	2-5
Терригенный флиш нижнего мела-верхней юры	Местийский и Онский	1000-1200	15-35
	Джавский	800-1000	10-15
	Лагодехский	600-900	5-10

Средне- и нижнеюрских терригенных отложений	от Гагринского до Джавского	1800-2400	10-15
	от Джавского до Лагодехского	90-1800	5-10

Наряду с отмеченной закономерностью распределения модулей естественных ресурсов водоносных комплексов одних и тех же трещиноватых пород в горизонтальном направлении, наблюдается увеличение водообильности в вертикальном разрезе вверх (табл. 2).

Кроме увеличения общего количества атмосферных осадков с высотой в питании водоносных горизонтов все большую роль играет и конденсация. Поэтому водоносные комплексы высокогорных областей более водообильны и имеют более многочисленные выходы на поверхность, чем водоносные комплексы, занимающие гипсометрически более низкое положение.

Что касается водоносного комплекса карбонатных, местами закарстованных пород палеогена-верхнего мела и нижнего мела-верхней юры, которые развиты в складчатой зоне Большого Кавказа, то он характеризуется исключительно высокой водообильностью. Модуль естественных подземных вод этого комплекса варьирует в пределах 20-40 л/сек. с 1 км².

Таблица 2

Изменения водообильности в вертикальном разрезе

Водоносный комплекс или горизонт	Административный район	Годовое количество осадков, мм	Абсолютная отметка, м	Модуль естественных ресурсов, л/сек. с 1 км ²
Четвертично-верхнеплиоценовых лавовых покровов	Ахалкалакский	500-700	1500-300	3-10
	Казбегский	800-900	3000-5000	20-35
Вулканогенно-осадочных отложений байоса	Зестафонский	800-1000	200-1000	5-10
	Гагрский, Гудаутский Сухумский Ткварчельский, Цагерский, Онский, Сачхерский	1400-2400	более 1000	15-20
Трещиноватых интрузивных и метаморфизованных пород юры, триаса и палеозоя	Дманисский, Цалкский Зестафонский	400-700	800-1500	0,1-2
	Харагаульский	900-1100	1000-1500	2-5
	Сухумский, Местийский	1800-200	более 2000	5-35

Поровые напорные воды пластовой циркуляции водоносного комплекса четвертичных и плиоценовых отложений, имеющие локальное распространение в отдельных артезианских бассейнах (Куринско-Араксинский, Алазанско-Агричайский, Иорско-Ширакский, Марнеульско-Гардабанский, Картлийский, Колхидский и др.), не подчиняются тем закономерностям, о которых говорилось выше, т.к. фильтрационные свойства водоносных пород, уклон пьезометрических поверхностей водоносных горизонтов, условия областей питания и разгрузки резко отличаются друг от друга. Например, годовое количество атмосферных осадков на Колхидской низменности колеблется в пределах 1200-2800 мм, а модуль естественных ресурсов напорных вод равен 4л/сек. с 1км². На Алазанской долине, где выпадает 500-600мм атмосферных осадков в год, модуль естественных ресурсов напорных вод равен 10л/сек. с 1км². Такая повышенная водообильность обусловлена высокими фильтрационными свойствами и большим уклоном пьезометрической поверхности водоносных горизонтов, средний коэффициент водопроницаемости которых равен 1200м²/сут. и средний уклон 0,04, в то время как средний коэффициент водопроницаемости водоносных горизонтов напорных вод Колхидской низменности составляет 500м²/сут., а средний уклон пьезометрической поверхности–0,001(Буачидзе,Зедгинидзе, 1970; Зедгинидзе, Хорбаладзе, 1968).

Резюмируя вышеизложенное, следует отметить, что водообильность трещинных водоносных комплексов высокогорных складчатых районов повышается с запада на восток и находится в непосредственной зависимости от количества атмосферных осадков. Поровые напорные воды пластовой циркуляции четвертичных и верхнеплиоценовых пород, которые формируются и распространяются в межгорных впадинах, не выявляют в них закономерного распределения водообильности, в основном из-за различных фильтрационных свойств водовмещающих пород и разности уклонов пьезометрических поверхностей водоносных

горизонтов.

Установлено, что территория Южного Кавказа весьма богата подземными водами. Естественные ресурсы подземных вод достигают 500 м³/сек., что составляет около 20% атмосферных осадков. Распределение естественных ресурсов подземных вод по одним и тем же водоносным комплексам неравномерное. Так, крупные города Закавказья (Тбилиси, Рустави, Гори, Боржоми, Баку, Сумгаит, Сальяны и др.), расположенные на регионально распространенных водоупорных отложениях, удалены от продуктивных водообильных комплексов. Ряд административных центров Закавказья находится в зонах развития спорадически водообильных или очень слабо водообильных комплексов. Ощущается острая нехватка питьевой, технической и оросительной воды в населенных пунктах Восточной Грузии, Азербайджана и Армении.

Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод имеет большое значение для решения целого ряда практических задач, т.к. на ее основе выявляется роль естественных ресурсов подземных вод в общем водном балансе, дается оценка обеспеченности отбора подземных вод возобновлением их запасов, обосновывается перспективное планирование использования водных ресурсов и др.

В процессе дальнейших исследований необходима проработка следующих вопросов:

1. Для более детальной оценки естественных ресурсов подземных вод Южного Кавказа целесообразно проведение совместных гидрогеологических и водно-балансовых исследований по изучению характера гидравлической связи подземных вод с реками на отдельных характерных участках речных бассейнов, установлению типов режима подземного стока. Определению подземной составляющей речного стока и составлению общих водных балансов различных участков бассейнов.

2. Необходимо усовершенствовать научно обоснованную методику региональной оценки естественных ресурсов подземных вод в горноскладчатых районах.

Литература

Аскербейли Э.К. Пресные подземные воды четвертичных отложений долины р. В.Апрачай АзССР и перспективы их использования //Тр. Бакинского ВНИИ Водгео. Вып.Х. Баку. 1975. 47 с.

Аскербейли Э.К. Подземные воды юго-западного склона Большого Кавказа и перспективы использования для водоснабжения //Тр. Бакинского ВНИИ Водгео. Вып.ХІУ. Баку. 122 с.

Биндеман Н.Н. Об эксплуатационных ресурсах пресных подземных вод СССР и перспективы их использования //Водные ресурсы. 1977. №6. С.137-139.

Буачидзе И.М., Зедгинидзе С.Н. Естественные ресурсы подземных вод Грузии //Гидрогеология СССР. Т.Х. Грузинская ССР. М.: Недра. 1970. С.253-259.

Геокчайский Я.Р. Ресурсы пресных подземных вод СССР. Т.ХІІ. АзССР. М.: Недра. 1969. 161 с.

Зедгинидзе С.Н., Хорбаладзе Т.А. О прогнозах эксплуатационных ресурсов подземных вод Закавказья. Тбилиси: Изд-во СМ ГССР. 1968. 181 с.

Исрафилов Г.Ю. Формирование и ресурсы подземных вод континентальной толщи юго-восточного склона Малого Кавказа и перспективы их использования. Баку: Изд-во гос. ун-та. Сер. геол. и географ. 1979. №6. 22 с.

Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М.: Изд-во МГУ. 1969.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ Г. ТБИЛИСИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Н. В. Церцвадзе, Г. И. Буачидзе, О. Ш. Вардигорели, Д. Г. Бачакашвили

Грузинская геотермальная ассоциация
ул. З.Палиашвили, 87/3, 380062 Тбилиси

В условиях острого энергетического кризиса ставится вопрос о максимальном освоении возобновляемых энергоресурсов страны.

Грузия обладает огромными ресурсами термальных вод с температурой от 30 до 108°C. Одним из крупнейших потребителей глубинного тепла является г. Тбилиси с населением 1,5 млн. Тбилисское месторождение термальных вод приурочено к мощной вулканогенной толще среднего эоцена-палеоцена, представляет единую трещинно-напорную систему и имеет гидродинамическую связь с Самгори-Сартичальским месторождением нефти.

На основе анализа газово-химического состава вод, изотопных исследований трития и гидродинамических условий отдельных участков месторождения намечены пути создания ГЦС на Лисском участке и дана её технико-экономическая оценка.

Предложено создание до 20 ГЦС в пределах г. Тбилиси, что почти полностью заменит традиционное теплоснабжение города - геотермальным.

Приведены основные технико-экономические показатели геотермального теплоснабжения г. Тбилиси и доказано его превосходство над традиционным теплоснабжением.

TBILISI GEOTHERMAL RESOURCES AND THEIR UTILIZATION PROSPECTS

N. Tsertsvadze, G. Buachidze, O. Vardigoreli, D. Bachakashvili.

Georgian Geothermal Association
Z. Paliashvili str. 87/3, 380062 Tbilisi

Contemporary conditions in Georgia mainain intensive utilization of geothermal energy. Tbilisi thermal waters field is described as an example of efficient using of some project which proves that geothermal energy is cheaper and environment-friendly in the given condition.

В условиях острого энергетического кризиса естественно ставится вопрос о необходимости поисков новых возобновляемых энергоресурсов и максимального освоения их уже выявленных запасов. Среди них по своему значению в Грузии особое место занимает глубинное тепло Земли в виде термальных вод, которое является самым дешевым, неисчерпаемым, экологически чистым и независимым от конъюнктурных факторов видом возобновляемой энергии.

Грузия обладает значительными ресурсами термальных вод с температурой от 30 до 108°C. Только за последние 20 лет геолого-разведочными работами были выявлены до 20 месторождений с общими ресурсами более 90 тыс. м³/сут. (Церцвадзе и др., 1998).

Одним из крупнейших потребителей теплоэнергетических вод является г. Тбилиси – промышленный и урбанизированный центр Республики, где потребность в энергии, в том числе и в экологически чистом тепле термальных вод с каждым днем растет.

Тбилисское месторождение термальных вод включает Центральный, Лисский и Сабурталинский участки и расположено в пределах восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы. Оно приурочено к мощной (600-800 м) вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена-палеоцена и охватывает несколько тектонических структур от Лисской антиклинали до Крцанисской синклинали включительно (Буачидзе, 1980). Гидрогеологически месторождение представляет собой единую трещинно-напорную систему, в которой поток подземных термальных вод движется с запада на восток по направлению погружения тектонических структур и имеет гидродинамическую связь с Самгори-Сартичальским месторождением нефти, которое на востоке приурочено к той же толще (Бардзимашвили, 1976).

На Тбилисском месторождении по химическому составу выделяется три основных типа:

- 1) сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, с нейтральной реакцией, М=0,5г/л (старые термы);
- 2) сульфатно-натриевый со щелочной реакцией, М=0,3г/л (скв. №4-Т) и 3) карбонатно-хлоридный натриевый со щелочной реакцией, М=0,2г/л (скв. №№5-Т, 6-Т, 7-Т, 8-Т и 1 Сабуртало).

Многолетние наблюдения показали, что химический состав термальных вод Тбилисского месторождения стабилен и практически не меняется во времени.

Сопутствующие газы этих вод представлены: на центральном участке в основном азотом (в виде следов сероводорода и метана), в скважине №4-Т-метаном (38%) и азотом (62%), а на Лисском участке также метаном (71%) и азотом (29%).

Данные анализов спонтанных газов и изотопные исследования трития термальных вод с определенностью указывают на гидродинамическую взаимосвязь „старых терм“ (центральный участок) с „новыми термами“ (участок Лиси-Сабуртало) и на гидрогеологическую закрытость восточного участка (Сартичала), полураскрытость „новых терм“ и совершенную раскрытость структур „старых терм“. Азотное отношение указывает на несомненную атмосферность этих вод (Барнов и др., 1986).

Современный режим эксплуатации (скважина-потребитель-канализация) вызывает монотонное сокращение дебитов продуктивных скважин, так как количество добываемой воды превышает темп естественного пополнения подземного резервуара за счет просачивания атмосферных вод. Приостановление падения дебитов скважин возможно путем создания искусственной геотермальной циркуляционной системы (ГЦС), для чего на Лисском участке на сегодняшний день существуют все предпосылки: эксплуатационные скважины №№ 5-Т, 7-Т и 8-Т и реинжекционные скважины №№ 1-Лиси и 9-Т для обратной закачки отработанной воды в термоводоносный горизонт. Циркуляционную систему, созданную в среднеэоценовом водоносном комплексе условно именуем как I контур. На этом же участке можно создать контур II в верхнемеловом термоводоносном комплексе, где возможно получение более высокотемпературной воды (>100°C).

Для осуществления данной задачи необходимо проведение большого объема поисково-разведочных работ и соответственно привлечение значительных инвестиций, из-за чего создание II контура нам кажется делом будущего.

Строительство I контура требует сравнительно незначительных начальных капиталовложений и проведения легкоосуществимых работ малых масштабов.

Создание I контура Лисской ГЦС даст возможность: на неопределенное время продлить срок эксплуатации скважин, приостановить тенденцию падения дебитов скважин, постепенно увеличить расход скважин за счет естественного питания термоводоносного горизонта, искусственно увеличить (интенсифицировать) приток термальных вод в скважинах, приостановить падение пластового давления (ппд) и положительно решит вопрос утилизации отработанной термальной воды.

Расчет влияния закачиваемой, охлажденной, отработанной воды на температурный режим подземного резервуара показал, что охлаждающее влияние начнется лишь через 1500 лет, т.е. незначительно.

Расчетным дебитом I контура Лисской ГЦС с использованием погружных насосов, считаем 10800 м³/сут. (450 м³/час) воды с температурой 62°C и соответственно количеством выработанного геотермального тепла – 230 гкал/час. При подключении в систему геотермальной теплостанции тепловых насосов расход геотермального потока увеличится до 600 м³/час, т.е. 15 тыс. м³/сут., что удовлетворит горячим водоснабжением и теплом район с населением до 150 тыс. человек. В летний период вышедшую из испарителя теплового насоса воду с температурой 5°C можно будет использовать для кондиционирования воздуха помещений.

За расчетный дебит II контура Лисской ГЦС берем 10000 м³/сут. и из-за высокой температуры (>100°C) мелового термоводоносного горизонта тепловая мощность будет более 350 гкал/час. Такое количество тепла достаточно для отопления объема более одного миллиона м³, т.е. 50-60 многоэтажных корпусов.

В период отопительного сезона (152 дня) вышедшая из системы вода температурой 45-50°C будет подаваться в систему тепловодоснабжения и, таким образом, полностью будет освоен тепловой потенциал II контура. После отопительного сезона вся геотермальная вода будет подаваться в систему тепловодоснабжения, чем будет обеспечено население упомянутого района без применения тепловых насосов.

При рациональном освоении выявленных геотермальных ресурсов Тбилисского месторождения (Лисская ГЦС, теплостанции при скважинах №4-Т-Иподром, №1-Делиси и №6-Т-Вашлиджвари) годовая выработка тепла достигнет 567 тыс. гкал и будет сэкономлено 114 тыс. т условного топлива. При этих параметрах себестоимость 1 гкал тепла будет 2,34 американских

доллара, единовременное капиталовложение – 8 млн. долларов, экономический эффект – 5,5 млн. долл/год и срок окупаемости – 1,48 года.

Практически опыт эксплуатации Лисской ГЦС и проведение научно обоснованного поискового бурения в пределах города (от Дигоми до Варкетили) даст возможность построить до 20 аналогичных ГЦС. Анализ технологических и экономических характеристик проектируемых ГЦС показали, что их суммарная установленная мощность достигнет 1100 мВт. При круглогодичном использовании этой мощности, возможность чего дает Тбилисское месторождение, годовая выработка тепловой энергии превысит 6-7 млн. мВт, что сопоставимо с количеством генерируемого в 48 котлах тепла в 1992 году.

При полной нагрузке всех намеченных 20 ГЦС будет сэкономлено до 1 млн. т условного топлива в год, будет удовлетворена потребность всего города природной горячей водой и покрыто 40-50% нагрузки отопления города.

Переход на геотермальное теплоснабжение г. Тбилиси должен осуществляться поэтапно. Так, например, часть дохода от Лисской ГЦС должна быть инвестирована в строительство следующей ГЦС и т. д.

При застройке новых районов города должно быть предусмотрено наличие низкопотенциальной геотермальной воды в пределах города и при проектировании использовать панельную систему, в которой для отопления применяется вода с температурой всего лишь 45-50°C.

Наконец, необходимо учесть, что при такой схеме будет сокращена эмиссия CO₂ на многие сотни тонн в год, что улучшит экологическое состояние атмосферы города Тбилиси.

Литература

Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Годердзишвили Н.А., Шаоршадзе М.П. Геотермические условия и термальные воды Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. 1980.

Барнов В.А., Картвелишвили И.И., Котрикадзе Н.С., Церцвадзе Н.В., Чкоидзе Н.А. Газохроматографический анализ свободных газов, термальных вод “Большого Тбилиси” // Мат. VII Закавказ. совещ. по вопр. адсорбции и хроматографии. Тбилиси. 1986.

Бардзимашвили Дж.И. Гидрогеологические условия среднеэоценового комплекса При-тбилисского р-на (восточная часть Аджаро-Триалетии) // Тр. Груз. отд. ВНИГНИ. Вып. 205. 1976.

Церцвадзе Н.В., Буачидзе Г.И., Вардигорели О.Ш., Вашакидзе Б.И., Инашвили Т., Церцвадзе Л.Н. Термальные воды Грузии // Геотермальная ассоц. Грузии. Тбилиси. 1998 (на груз. и англ. яз.).

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВЫСОКИХ АРОЧНЫХ ПЛОТИН ГРУЗИИ

В.Ш. Чумбуридзе¹, С. Б. Кереселидзе²

¹ Грузинский технический университет
ул. М. Костава, 77, 380075, Тбилиси

² Грузгидропроект
пр. А. Казбеги, 47, 380077 Тбилиси

Район сооружения ИнгуриГЭС сложен моноклинально падающими меловыми отложениями, которые по литологическому признаку делятся на 6 пачек.

Разрывные нарушения выражены крупным взбросом, а также серией оперяющих его разрывов меньшего порядка.

Породы сильно трещиноватые. Выделяются 6 систем трещин.

Сейсмичность района 8 баллов. Расчетная сейсмичность 9 баллов.

Район сооружения ХудониГЭС сложен, сланцево-песчанистыми отложениями аалена и вулканогенно-осадочными образованиями байоса. Все породы характеризуются высокими прочностными показателями. Выделяется несколько крупных складок. На участке створа плотины проходит разрыв.

Выделено 6 систем трещин. Расчетная сейсмичность 9 баллов.

Район арочной плотины ЛаджануриГЭС сложен меловыми и палеоценовыми известняками, которые по литологическим особенностям подразделяются на 6 пачек. Трещиноватость развита в основном по направлению напластования.

Расчетная сейсмичность 8 баллов.

ENGINEERING GEOLOGY CONDITIONS OF THE GEORGIAN ARCH DAMS

V. Chumburidze¹, S. Kereselidze²

¹ Georgian Technical University
M. Kostava str. 77, 380075 Tbilisi

²Hydroproject of Georgia
A. Kazbegi aven. 47, 380077 Tbilisi

The site of the Enguri HEPS main assembly is confined to the zone of the Great Caucasus Southern Slope conjugation with the Georgian Block. It is mainly composed of Cretaceous deposits typical of mostly monoclinally layer plunge, aggravated at some spots by small anticlinal and synclinal bends and secondary folding. Dislocations with a break in continuity are presented by the Ingirishi upthrust-shift, having amplitude of about one kilometer and situated in 0.5 to 1.5 km off the dam. The Ingirishi upthrust-shift is framed by a series of smaller fractures. The above dislocations dissect the rock mass of the head assembly to several major blocks, which during Late Pliocene-Middle Quaternary stage underwent complex differential displacement. The arch dam basement is composed of limestones, dolomite limestones of the Barremian period. Beds of the above rocks while dipping downstream form a minor anticline bend along the valley axis. According to the lithologic character, the rocks of the dam are subdivided into 6 benches. The primary structural element of the mass at the dam area is represented by right bank dislocation with break in continuity of upthrust-shift type. The above dislocation is confined to the regional Ingirishi fault. Herein one may distinguish 6 systems of joints. The most developed is the system of bedding joints. Seismicity of the head works site, as according to the latest map of seismic zoning of Georgia, is esteemed to be of magnitude eight. Nevertheless design magnitude is adopted as 9.

The Khudoni Hydro-project is being built 32 km upstream of the Enguri dam in a narrow canyon with steep slopes. The arch dam is 200.5m high, the arch height is 171.5m. The area of Khudoni is situated within the Southern sub-zone of Jurassic porphyrites of Gagra - Djava zone of the Greater Caucasus Southern Slope folded system. The dam basement will be represented by Bajocian tuff breccia, tuff sandstone and partly by Aalenian sandstone and schists. Site of the dam is confined to the southern slope of Khaishi anticline. Rock strata dip 75-80°, rock mass in the base of the dam is typical of high fissuring of tectonic origin. Seismicity of the area is adopted as 9 magnitude.

The Lajanuri HEPS site is confined in the southern part of Ratcha-Lechkhumi syncline; sub-zone of Gagra-Djava zone of the Greater Caucasus Southern Slope. The arch dam is situated on the northern slope of Labochini syncline. The basement of the arch dam is composed of Turonian-Senonian limestone being inclined northwards. As to bedding pattern and lithological composition limestones of dam basement are dissected to 6 benches. As a whole rock jointing at the dam basement is rather insignificant as compared to that in the other dam sites in mountain ravines on the Great Caucasus Southern Slope. Rock permeability is characterized by typical zoning related to rock zoning as to degree of fissuring.

Первая арочная плотина в Грузии построена в 1974-1960 гг. в басс. р. Риони, на ее правом притоке р. Ладжанури. Строительная высота плотины 70 м.

В 1960-1986 гг. на р. Ингури сооружается одна из самых высоких арочных плотин мира, высотой 271,5 м (ИнгуриГЭС).

В 1986г. на р. Ингури было начато строительство высокой (160 м) арочной плотины ХудониГЭС, которое на сегодняшний день временно приостановлено.

Ниже дается инженерно-геологическая характеристика районов расположения вышеуказанных плотин.

Инженерно-геологические условия района сооружения ИнгуриГЭС

Район сооружения Ингурского гидроузла располагается в зоне сочленения складчатой системы Южного склона Большого Кавказа с Грузинской глыбой.

Ингурский гидроузел представляет собой сложный комплекс сооружений. В состав собственно Ингурской ГЭС входит арочная плотина высотой 271,5 м, напорный деривационный туннель длиной 15 км и подземный напорно-станционный узел.

Участок створа арочной плотины ИнгуриГЭС сложен карбонатными породами барремского и аптского ярусов нижнего мела, имеющими крутое моноклиальное падение в сторону нижнего бьефа - здесь выделяется шесть литологических пачек: 1 и 2 относятся к аптскому ярусу и представлены мергелистыми известняками с редкими прослоями мергелей (рис.1). Остальные пачки относятся к барремскому ярусу. Третья пачка представлена толстослоистыми глауконитовыми окремненными известняками. Пачки 4 и 5, слагающие большую часть основания плотины, представлены известняками, доломитизированными известняками и доломитами, фа-циально замещающими друг друга. В доломитах пачки 4 в верхней части правобережного примыкания встречаются сильно кальцитизированные, местами раздробленные, выветрелые до состояния доломитовой муки породы пониженной прочности. Пачка 6 сложена известняками и доломитизированными известнякам.

Район головного узла ИнгуриГЭС в тектоническом отношении имеет довольно сложное строение. Арочная плотина располагается непосредственно в Амзаро-Мухурской подзоне краевых дислокаций, северная граница которой проходит по эрозионному контакту меловых пород с юрскими образованиями, слагающими северную подзону порфиритовой юры.

По условиям тектонического развития в районе выделяются несколько структурных этажей. Комплекс пород юрского возраста слагает нижний структурный этаж. Средний структурный этаж охватывает комплекс пород, начиная с нижнего мела до нижнего сармата включительно. Со среднего сармата активизируются тектонические движения и формируется верхний структурный этаж. В начале плиоцена вся горная часть района была полностью сформирована и начинается формирование современного рельефа (современный структурный этаж).

В пределах района ИнгуриГЭС прослеживается ряд разрывных нарушений. Краевая дислокация на контакте юрских и меловых отложений, Ингиришский разлом и несколько оперяющих и секущих его разрывов меньшего порядка. Краевая дислокация образована вследствие воздымания подзоны порфиритовой юры с одновременным давлением масс на юг, в результате чего происходит опрокидывание к югу меловых отложений и формирование разрывного нарушения по контакту мела и юры, а также межпластовое проскальзывание в толще меловых пород.

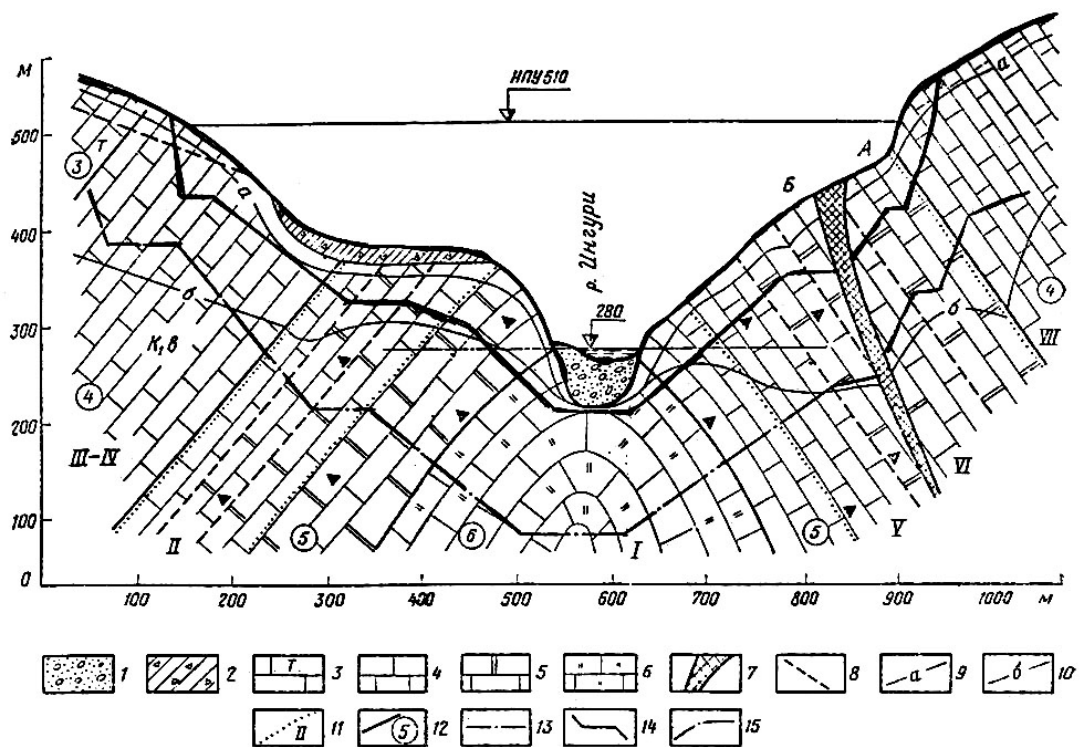


Рис.1 Инженерно-геологический разрез по оси арочной плотины ИнгуриГЭС

А-структурный блок взброшенного крыла (зоны V-VII); Б-структурный блок опущенного крыла (зоны I-IV); 1-галечники; 2-галечники высокой левобережной террасы; 3-известняки глауконитовые с кремнистыми стяжениями (пачка 3); 4-известняки и доломиты (пачка 4); 5-известняки и доломиты битуминозные (пачка 5); 6-известняки доломитизированные кавернозные (пачка 6); 7-крупные тектонические нарушения; 8-крупные тектонические трещины шириной до 1м; 9-граница зоны выветривания; 10-граница зоны разуплотнения; 11-границы и номера структурных блоков; 12-границы и номера литологических пачек; 13-уровень подземных вод; 14-контур врезки плотины; 15-контур цементационной завесы. Цифры в кружочках – номера пачек

В районе головного узла основная моноклираль, имеющая южное падение, осложнена Ингиришским антиклинальным и Цулишским синклинальным перегибами, а также целой серией разрывных нарушений. Ингиришский взбросо-сдвиг, прослеживающийся западнее участка плотины, имеют сумберидиональное простирание, восточное падение и амплитуду до 1 км (Кереселидзе, Чумбуридзе, 1972).

Зарождение Ингиришского разлома относится к батской орогенической фазе с последующим неоднократным омолаживанием его, сопровождавшимся образованием оперяющих разрывных нарушений меньшего порядка. Плоскость Ингиришского разлома имеет крутое восточное падение под углом 60-70°, смеситель его, зафиксированный при проходке деривационного туннеля, имеет ширину около 10м, а зона раздробленных и перемятых пород – около 70м. Смеситель представлен перемятой черной глиной с многочисленными зеркалами скольжения. Ингиришский взбросо-сдвиг сопровождается оперяющими его разрывными нарушениями меньшего порядка (с амплитудами от нескольких метров до 100-150 м), из которых особенно выделяются Алишский взброс, антиклинальный разрыв, расположенный восточнее г. Ингириши и взбросо-сдвиг, непосредственно пересекающий участок плотины.

Плоскость смесителя подплотинного разлома простирается сумберидионально и падает на юго-запад под углом 70-80°, амплитуда, смещенная по вертикали, в среднем 100 м.

Перечисленные разрывные нарушения расчленяют массив пород нескольких структурных тектонических блоков, испытавших в плиоцен-нижнечетвертичное время дифференцированные перемещения.

Карбонатные породы, залегающие в основании плотины, характеризуются сильно развитой тектонической трещиноватостью, в которой раньше других возникли трещины "проскальзывания" по напластованию, образующиеся в процессе складчатых деформаций. В дальнейшем сформировались секущие трещины. Выделяются шесть основных систем трещин.

Трещины первой и второй системы относятся к продольным, третьей и четвертой – к поперечным, а пятой и шестой систем – к диагональным трещинам скалывания. Трещины характеризуются различной степенью раскрытия и частоты; всего на участке плотины выделено 25 наиболее крупных трещин раскрытием более 10 см, которые ориентированы в большинстве случаев по напластованию (Кереселидзе, 1972).

Из общего количества трещин многие имеют глинистый, суглинисто-обломочный и кальцитовый заполнитель.

По данным опытных работ с целью определения водопроницаемости пород было установлено, что абсолютно водоупорные породы не встречаются, так как тектонические трещины проникают и на большую глубину – среднее значение удельного водопоглощения на глубине постепенно уменьшается, причем наиболее отчетливо это уменьшение наблюдалось с глубины 50-75 м (Геология и плотины, 1980).

Район расположения Ингурского гидроузла характеризуется повышенной сейсмичностью. Зафиксирован ряд землетрясений силой 7 баллов. В радиусе 50 км территории ГЭС находятся 15 эпицентров землетрясений с магнитудой от 4 до 6,0. Поэтому расчетная сейсмичность для арочной плотины была принята в 9 баллов.

Инженерно-геологические условия сооружения ХудониГЭС

Район гидроузла ХудониГЭС - головной узел и водохранилище располагаются в пределах подзоны порфириновой юры Гагрско-Джавской зоны складчатой системы южного склона Большого Кавказа, которая сложена в основном отложениями средней юры, с небольшими выходами нижнемеловых известняков, перекрывающихся различными генетическими типами четвертичных отложений (рис.2).

Средняя юра представлена отложениями аалена и байоса. Причем к аалену относятся сланцево-песчанистые отложения, а байос слагается вулканогенно-осадочными образованиями. Трансгрессивно залегающий нижний мел представлен карбонатными отложениями.

Изреженные породы встречаются в виде пластовых жил и пластовых интрузий среди отложений аалена.

Наибольшим распространением пользуются отложения вулканогенных пород байоса, которые имеют довольно разнообразный литологический состав, меняющийся как по простиранию, так и в вертикальном разрезе - в районе байос представлен разнообразными туфами, туфобрекчиями, лавовыми брекчиями, мощными покровами различных порфиритов. Южнее с. Хаиши в районе створа плотины порфириновая свита постепенно переходит от массивных лавовых пород в свиту песчаников и сланцев аалена. Нижнемеловые известняки обнажаются в виде тектонического клина и представлены трансгрессивно залегающими доломитизированными известняками и известняками ургонской фации (валанжин-баррем).

Отложения четвертичной системы довольно широко развиты на обоих склонах р. Ингури. Среди генетических типов по виду транспорта выделяются три комплекса: комплекс делювиальных, оползневых, обвально-осыпных и осыпных пород плейстоцена и голоцена, комплекс аллювиальных и пролювиальных пород плейстоцена и голоцена и комплекс ледниковых отложений плейстоцена.

Район характеризуется сложной тектоникой – здесь выделяются несколько крупных антиклинальных и синклинальных складок, осложненных складками меньшего порядка. Все они имеют общекавказское простирание осей.

Из разрывных нарушений наиболее крупным является Ларакавкинский взброс с аномальным для южного склона Большого Кавказа южным падением смесителя, амплитуда взброса до 1 км. На левом склоне ущ. р. Ингури, в ущелье притока Цителихеви под карнизами известняков в порфириновых породах байоса наблюдается мощная (до 40-45) разрушенная и перемятая зона с многочисленными зеркалами скольжения. Зарождение данного разлома относится к батскому периоду с последующим омолаживанием его в результате штирийской и аттической орофаз.

Непосредственно на участке створа плотины на левом берегу р. Ингури проходит разрыв субмеридионального направления, мощность зоны нарушения достигает 5 м.

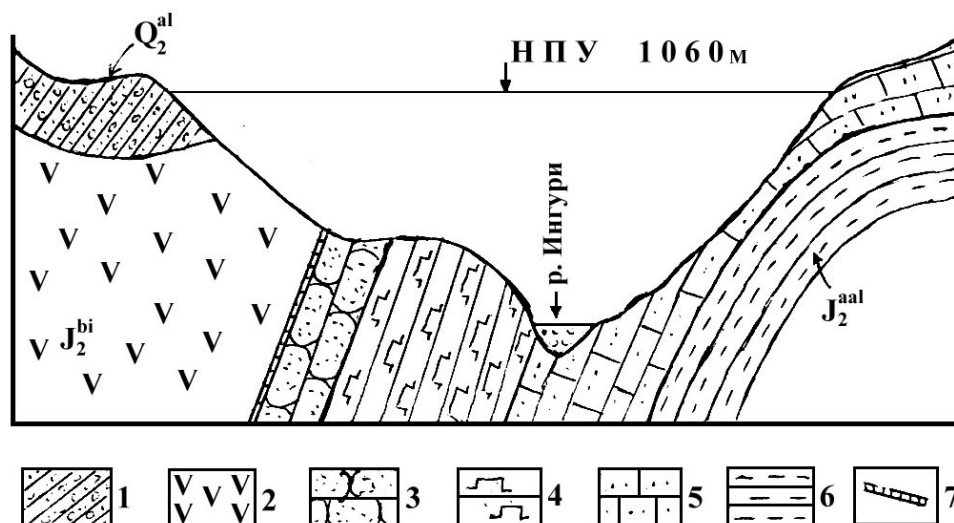


Рис.2. Инженерно-геологический разрез по оси арочной плотины ХудониГЭС

1- галечники высокой левобережной террасы Q_2^{al} ; 2- порфириты J_2^{bi} (пачка 1); 3- туфопесчаники с прослоями туфобрекчий и туфосланцев (пачка 2); 4- лавобрекчий с прослоями туфопесчаников и туфосланцев (пачка 3); 5- туфопесчаники и туфосланцы (пачка 4); 6- глинистые сланцы и песчаники J_2^{aal} ; 7- разрывные нарушения

Долина р.Ингури, в пределах сооружения ХудониГЭС занимает центральную часть Абхазско-Сванетской ступени (по Е.Е. Милановскому), которая с неотектонического периода развивается дифференциально как отдельные неотектонические блоки. В районе выделяются три блока, которые в свою очередь слагаются из соподчиненных структур.

В северной части района, между сс. Джорквали и Хаиши выделяется блок, который с севера и с юга ограничен тектоническими разломами сбросо-сдвигового характера. В центральной части района выделяется Идлянско-Скорнетский блок, который с юга ограничивается Ларакавинским взбросом. В южной части выделяется Хуберский блок.

Выделенные структуры отличаются друг от друга интенсивностью восходящих движений, что в равной мере запечатлелось в морфологии выделенных структур (Чумбуридзе, 1979).

На участке створа плотины ХудониГЭС р.Ингури прорезает присводовую часть южного крыла антиклинали, которое сложено толщами вулканогенных пород нижнего байоса и сланцев - песчаных отложений аалена. Пласты падают на юг под углом $75-85^\circ$.

Выше указанных отложений по литологическому составу и характеру чередования слоистости выделяются несколько пачек (Мастицкий, Тетрадзе, Кереселидзе, 1987).

Первая пачка - массивные порфириты; вторая пачка - среднеслоистые туфопесчаники с редкими прослоями туфобрекчий и туфосланцев - мощн. до 100 м; третья пачка занимает большую часть площади основания плотины и представлена толстослоистыми и массивными лавобрекчиями с прослоями туфопесчаников; четвертая пачка занимает самое низкое стратиграфическое положение байоса и представлена чередованием среднеслоистых туфопесчаников и туфосланцев - мощн. 50 м.

В толщах подстилающих пород аалена выделяется две пачки: верхняя представлена преимущественно глинистыми сланцами, а нижняя - система из песчаников и алевролитов.

Мощность руслового аллювия 11-18 м. На левом склоне имеется останец высокой террасы мощностью галечников до 30 м.

Все отложения коренной основы, находящиеся под плотиной, представляют собой скальные породы и характеризуются высокими показателями плотности временного сопротивления сжатию 100-140 МПа от 2600 до 2800 кг/см².

На участке створа плотины развиты 6 систем трещин; наибольшим распространением пользуются трещины, параллельные напластованию, и поперечные крутопадающие трещины.

Ширина раскрытия трещин различна - более 72% трещин имеют раскрытие до 1 см; от 1 до 5 см - 18,8%, от 5 до 10 см - 5,7 %, более 10 см - 3,5%.

Крупных трещин шириной более 10 см в основании плотины выявлено около 30, в процессе строительства они будут заделаны.

С целью уменьшения деформационной неоднородности скального основания плотины и для снижения фильтрационных параметров намечено выполнить площадную укрепительную цементацию и создать противofильтрационную завесу и дренажную систему.

Расчетная сейсмичность для арочной плотины ХудониГЭС -9 баллов.

Инженерно-геологические условия района сооружений ЛаджануриГЭС

Ладжанурский гидроузел расположен в западной части Лечхумской синклинали, которая в данном районе слагается: нижнемеловыми известняками ургонской фации барремского яруса, которые сменяются мергелистыми известняками апта, мергелистыми и глауконитовыми песчаниками альб-сеномана, которые в свою очередь сменяются глинистыми и кремнистыми известняками турона-сенона. Палеоцен и эоцен представлены толщей толстослоистых известняков и мергелистых глин. Выше залегают сланцеватые мергелистые майкопские глины, которые перекрываются мощной толщей миоценовых терригенных отложений.

Участок арочной плотины расположен в каньонообразном ущ. р.Ладжанури, ширина которого в гребневой части равняется 100 м, а по урезу воды 14 м. Арочная плотина имеет строительную высоту 69 м. Створ плотины сложен известняками турона-сенона, которые делятся на 6 литологических пачек – верхняя, седьмая пачка относится к нижнему палеоцену.

Плотина расположена на северном крыле Лебечинской антиклинали. Пласты падают под углом 45-50°. Тектонические движения обуславливают межпластовые сдвиги с зеркалами скольжения. На участке развиты три системы трещин (Геология и плотины, 1964).

Водопроницаемость известняков на глубине постепенно уменьшается.

Прочность известняков на сжатие, по данным "Гидропроекта", варьирует от 800 до 1500 кг/см².

Кроме плотины в состав сооружения входят безнапорный туннель, соединяющий сток рр. Ладжаури и Цхенисцкали и высоконапорный туннель, по которому сток поступает в подземную гидростанцию, расположенную на правом склоне р. Риони.

Безнапорный туннель проходит под Лечхумским хребтом на глубине до 500 м в породах миоцена и олигоцена, осложненную вторичной складчатостью. Слои сильно дислоцированы, перематы и находятся в тектонически напряженном состоянии.

В процессе строительства туннеля были встречены значительные осложнения, вызванные высоким горным давлением в глинистых отложениях в зоне глубокого залегания под Лечхумским хребтом. На этом участке тубинговая обделка подвергалась большому неравномерному давлению породы, вызывавшему деформированность тубингов.

Литература

Кереселидзе С.Б., Чумбуридзе В.Ш. Тектонические структуры и анализ их развития на участке головного узла ИнгуриГЭС //Тр. НИЛ гидрогеологических и инженерно-геологических проблем ГПИ. 1972. №4. С.250-254.

Кереселидзе С.Б. Тектоническая трещиноватость и прочностные свойства нижнемеловых пород участка плотины ИнгуриГЭС //Тр. НИЛ гидрогеологических и инженерно-геологических проблем ГПИ. 1972. №4. С.187-194.

Мастицкий А.К., Тетрадзе Т.Л., Кереселидзе С.Б. Инженерно-геологические условия створа Худони ГЭС. Изд-во Энергетическое строительство. 1987. С.8-11.

Геология и плотины. Том IV и Том VIII. Изд-во Энергия . 1964-1980. С.90-106, 7-30.

Чумбуридзе В.Ш. Анализ новейших тектонических структур района сооружения Худони ГЭС //Тр. Междун. симпоз. Тбилиси: Мецниереба. 1979. С.146-153.

ТЕХНОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ АГГЛОМЕРАЦИЙ ГРУЗИИ

Н. К. Хундадзе, Б.А. Судов, Г.Н. Мелитаури

Кавказский институт минерального сырья
ул. З. Палиашвили, 85, 380062 Тбилиси

Методика изучения техногенного загрязнения окружающей среды была внедрена на Кавказе и в частности в Грузии под руководством специалистов ИМГРЭ (Институт минералогии и геохимии редких элементов) Б.А. Судовым и Дж.Г. Надареишвили и в связи с этим были изучены некоторые промышленные и городские аггломерации Грузии.

Впервые в бывшем СССР Кавказский институт минерального сырья (КИМС) провел изучение подвижности металлов, что очень важно при определении их экологической опасности для человека.

Как правило, основным загрязнителем окружающей среды является некачественный бензин, завозимый в Грузию. Промышленные предприятия также загрязняют окружающую среду.

Часто малые предприятия являются большими загрязнителями, чем большие.

TECHNOGENIC POLLUTION OF SEVERAL INDUSTRIAL AGGLOMERATIONS OF GEORGIA

N. Khundadze, B. Sudov, G. Melitauri

Caucasian Institute of Mineral Resources
Z. Paliashvili str. 85, 380062 Tbilisi

Methodology of studying technogenic pollution first has been installed in Caucasus and Georgia by B. Sudov and Dj. Nadareishvili under leadership of IMGRE (Institute of Mineralogy and Geochemistry of Rare Elements) specialists and several industrial and urban agglomerations of Georgia have been studied in due course.

For the first time in former USSR Caucasian Institute of Mineral Resources have undertaken studies of metal mobility, which is very important to define their environmental danger to human being.

As a rule, main source of pollution is poor quality petrol, imported to Georgia. Industrial enterprises also pollute environment.

Frequently small enterprises bring more pollution than bigger ones.

Методика изучения техногенного загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами впервые в Грузии и на Кавказе в целом была использована и внедрена с 1978 года ныне покойными Дж.Г. Надареишвили и Б.А. Судовым в тесном сотрудничестве и под руководством специалистов ИМГРЭ.

В дальнейшем под их руководством был изучен ряд промышленных и городских аггломераций Грузии и несколько рудных месторождений Кавказа (Уруп, Маднеули, Лухуми и Мерисская группа).

Изучение техногенного загрязнения Зестафони и Казрети проведено Кавказской геохимической методической партией КИМСа в 1988-90 годах. Эти исследования являются на Кавказе первым опытом изучения загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами для промышленных и горнорудных предприятий.

При изучении загрязнения металлами различных городов страны нами выявилась существенная роль техногенных факторов, вызванных работой промышленных предприятий и транспорта.

Проведенные эколого-геохимические исследования показали, что часто малые предприятия существенно влияют на окружающую среду. Отрицательное влияние работы автотранспорта вызвано низким качеством ввозимого в Грузию горючего.

В основу эколого-геохимических исследований легли: распространение металлов в воздухе от источников загрязнения; осаждение на глинистые минералы почв сорбированных соединений, а также перенос металлов потоками воды и их осаждение в илесто-глинистых руслах.

В результате проведенных методических работ нами принята глубина отбора литохимической пробы из почв 20 см, частота сетки опробования зависит от масштаба исследований. Для городов и промышленных предприятий принят масштаб 1:10000, следовательно опробование производится 100-метровой сеткой.

В каждой точке опробования берем по две пробы: одну для изучения валового химического состава навеской 100–150 г и вторую для определения подвижных металлов навеской 500 г. Первая группа проб изучалась приближенно-количественным спектральным, вторая спектрохимическим (количественным) анализами.

Для изучения распространения химических элементов в поверхностных водах использовался гидрохимический метод, который применяется непосредственно в полевых условиях и основан на соосаждении с сульфидом кадмия.

Результаты эколого-геохимических исследований обрабатывались общепринятыми статистическими методами. Полученные результаты сопоставлялись с предельно-допустимыми концентрациями (ПДК) для почв, а при отсутствии последних, сравнивались с вычисленным геохимическим фоном.

При изучении загрязнения металлами почв территории пос. Казрети приближенно-количественному спектральному анализу подверглись до 900 проб. Определены содержания следующих химических элементов: медь, цинк, свинец, никель, кобальт, хром, ванадий, молибден, олово, марганец, титан, барий, стронций, цирконий, серебро, галлий, скандий, кадмий, фосфор. Содержания большинства элементов превышают ПДК для почв (табл. 1).

Таблица 1

Распределение химических элементов в почвах на территории Маднеульского ГОК и пос. Казрети, мг/кг

Элементы	Содержание				ПДК почв
	минимальное	максимальное	фоновое	минимально-аномальное	
Медь	5	10000	20	60	3.0
Цинк	30	3000	50	100	23.0
Свинец	50	100000	20	50	32.0
Никель	5	200	20	60	3.0
Кобальт	5	100	30	100	-
Хром	10	500	200	500	0.005
Молибден	0.5	10	2	6	-
Олово	3	20	5	1.5	-
Марганец	500	30000	200	600	1500
Титан	1000	10000	3000	6000	-
Ванадий	30	500	200	500	150
Барий	100	30000	300	1000	-
Стронций	30	30000	50	100	-
Цирконий	10	100	30	50	-
Серебро	0.03	10	0.1	0.3	-

Подвижными оказались около 10 элементов: медь, свинец, цинк, никель, кобальт, марганец, хром, ванадий, серебро, молибден. Содержание меди в 3 раза превышало фоновые, свинца – вдвое, а цинка – в 10 и более раз.

Металлы, которые находятся в подвижной (водорастворимой) форме более опасны для окружающей среды, чем металлы, находящиеся в стабильной форме, так как даже при слабом дожде они растворяются и загрязняют все вокруг.

Считаем необходимым особо подчеркнуть, что впервые изучение подвижности металлов в почвах в бывшем СССР было применено и внедрено в КИМСе Дж.Г. Надареишвили и Б.А. Судовым.

Основными источниками загрязнения территории пос. Казрети являются горно-обогатительный комбинат, гаражи, бытовые отходы и др.

На территории г. Зестафони были отобраны и приближенно-количественным спектральным анализом изучены более 1000 проб (табл. 2)

Таблица 2

Распределение химических элементов в почвах на территории города Зестафони, мг/кг

Элементы	Содержание				ПДК почв
	минимальное	максимальное	фоновое	минимально-аномальное	
Медь	10	400	40	70	30
Цинк	30	300	100	200	23
Свинец	6	200	30	60	20
Марганец	100	1000	400	800	1500
Никель	10	40	24	40	-
Ванадий	30	100	60	100	150
Ртуть	1	1.0	0.45	1.1	2.1
Серебро	0.1	2	0.25	0.8	-
Олово	1	8	2.3	4	-
Молибден	0.6	8	5	6	-
Барий	100	1000	380	1000	-
Кобальт	10	80	23	60	-
Хром	6	40	14	30	-
Цирконий	10	60	22	50	-
Итербий	1	3	1.7	3	-
Церий	30	80	30	50	-
Скандий	1	3	1.1	2	-

Концентрация меди иногда достигает 400 г/т, что в 13 раз превышает ПДК. Содержание цинка – 300 г/т, в 8,5 раза больше ПДК. Содержание свинца, достигая 200 г/т, превышает ПДК в 6 и более раз.

В тех случаях, когда нет ПДК для почв, мы сравниваем среднее содержание металлов с фоновыми.

Как видно из табл. 2, среднее содержание большинства элементов в несколько раз превышает ПДК и фоновые содержания.

Для выявления подвижности (сорбированности) металлов используются суточные вытяжки из почв при pH 3-4.

В раствор перешло 12 химических элементов: медь, свинец, цинк, серебро, ртуть, молибден, барий, марганец, кобальт, никель, ванадий, олово.

Концентрация меди значительно превышает ПДК, а свинца, цинка и никеля – в 2-3 раза.

Содержания всех остальных элементов (ПДК которых мы не располагаем) намного превышают геохимический фон. Например, содержание молибдена превышает фон в 5 раз, бария – в 8 раз, марганца – в 5 раз, кобальта – в 14 раз, а ванадия и олова – в 6 раз.

Гидрохимические пробы были отобраны из вод р. Квирила в пределах города. Здесь установлены повышенные содержания меди, свинца, марганца и цинка. Основной причиной загрязнения вод р.Квирила предположительно (вероятно) является выброс в реку производственных и хозяйственных отходов.

Основными источниками загрязнения почвы являются автотранспорт и расположенные в черте города промышленные, строительные и коммунальные предприятия: нефтебаза, железная дорога.

Конечно, основным загрязнителем марганцем является завод ферросплавов.

Гараж загрязняет город свинцом и кадмием. Однако заводы "Электроэлемент" и "Грузкабель" также вносят свою лепту в загрязнение города.

Т.Р.Шенгелия. Петрохимические особенности среднеэоценовых вулканогенов Имерети (междуречье рр.Цабларисцкали-Зварула).....	263
Н.В.Короновский, Л.И.Демина. Эволюция неоген-четвертичных магматических расплавов Кавказа в условиях континентальной коллизии.....	270
Д.М.Шенгелия. Моно- и полициклический региональный метаморфизм кристаллического основания Кавказа.....	282
А.В.Окроецваридзе. Включения в гранитоидных породах (реститовые парагенезисы в герцинских гранитоидах Большого Кавказа).....	300
О.З.Дудаури, Г.К.Цимакурдидзе, Г.Т.Вашакидзе, М.Г.Тогонидзе. Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива.....	306
Т.Н.Цуцунава. Региональный метаморфизм Чорчана-Уцлевского аллохтонного комплекса (Дзирульский массив).....	311
Г.Т.Вашакидзе. Палеозойские гранитоиды Локского массива.....	320
М.Г.Тогонидзе, О.З.Дудаури. Петрология и геохронология Дзирульского кристаллического массива.....	333
К.С.Чихелидзе. Редкоземельные элементы в доюрских гранитоидах Дзирульского кристаллического массива.....	344
Н.И.Схиртладзе, Р.А.Ахвледиани. Особенности состава диагенетических филлипситов Грузии.....	349
Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани. Химизм вулканогенных пород эоцена Цалкинского района	355
Н.Г.Попорадзе, И.П.Хаджи, С.Г.Гвелесиани. Ламелярные выделения в микрокристалле антофиллита.....	361
В.И.Гелеишвили, З.В.Отхмезури. Окисленные руды Маднеульского месторождения и перспективность их практического использования.....	367
С.А.Кекелия, М.А.Кекелия, Р.Г. Кофман. Геодинамические основы металлогенического анализа горно-складчатых областей (на примере кавказского региона).....	372
Р.Р.Мигинеишвили. Структурно-гидродинамическая модель Вальхохского свинцово-цинкового месторождения.....	382
В.И.Гугушвили. Рудообразование и вулканизм на фоне геодинамической активности океана Тетис в пределах Кавказа и Турции.....	387
Н.А.Каджая, Н.Н.Джапаридзе, М.Н.Табатадзе. Особенности подсчета запасов полезных ископаемых месторождений с весьма и крайне неравномерным оруденением.....	402
Р.К.Эристави, Б.А.Судов, Г.Н.Мелитаури. Поиски и прогнозирование глубокозалегающих рудных месторождений по первичным ореолам йода.....	407
Д.И.Блуашвили, А.В.Квициани, А.В.Окроецваридзе. Структурно-геологическая позиция Окрильского золоторудного проявления.....	415
Б.К.Чичуа, З.Н.Киласония, Н.А.Асланикашвили, В.З.Ярошевич, А.И.Суладзе. Особенности размещения углеводородных ресурсов и некоторые вопросы нефтегазоносности Грузии.....	418
Н.А.Асланикашвили. Генерация углеводородов нефти в вулканогенно-осадочных комплексах.....	426
И.М.Буачидзе, С.Н.Зедгинидзе, Д.Г.Иосебидзе. Некоторые закономерности распространения естественных ресурсов подземных вод Южного Кавказа.....	435
Н.В.Церцвадзе, Г.И.Буачидзе, О.Ш.Вардигорели, Д.Г.Бачакашвили. Геотермальные ресурсы г.Тбилиси и перспективы их использования.....	440
В.Ш.Чумбуридзе, С.Б.Кереселидзе. Инженерно-геологические условия высоких арочных плотин Грузии.....	443
Н.К.Хундадзе, Б.А.Судов, Г.Н.Мелитаури. Техногенное загрязнение некоторых промышленных аггломераций Грузии.....	449

მასალები მომზადებულია ალ.ჯანელიძის სახ.გეოლოგიური ინსტიტუტის
საგამომცემლო კომპიუტერულ ცენტრში

ხელმძღვანელი გ. ვაშაკიძე
რედაქტორი და კორექტორი ი. კეკელია
ოპერატორები: ვ. მნათობიშვილი, ქ. ჯინჯიხაძე

Материалы подготовлены в издательско-компьютерном центре Геологического
института им. А.И. Джанелидзе

Руководитель Г.Т.Вашакидзе
Редактор и корректор И.Г.Кекелия
Операторы: В.Л.Мнатобишвили, К.С.Джинджихадзе



დაიბეჭდა გამომცემლობა „ინტელექტი“

✉: ქ. თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზირი №17ბ

☎: 25-05-22, 29-31-33, 8-99 53-05-22, 8-99 55-66-54

E-mail: intelecti@ip.osgf.ge