

3. გეგუშვილი

საქართველოს ბედის
ხანძარი ვუცქანიში

თბილისი
1968

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

ბიოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 17

3. გუგუშვილი

საქართველოს ბედვის ტაქსონომიური კლასიფიკაცია



გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1968

554(C41)

551.763(47.922)+[016.3]

8927

შრომაში ცარცული ვულკანური წარმონაქმნების დეტალური პეტროგრაფიული და ქიმიური შესწავლის საფუძველზე დადგენილია კანონზომიერი ურთიერთკავშირი ტუტე-ტრაქიტულ და ფუქე პიკრიტ-ბაზალტურ დიფერენციატებს შორის და აღდგენილია ცარცული ვულკანიზმის სურათი. შესწავლილია ცარცულ ვულკანოგენურ ქანებში პოსტვულკანური შეცვლის პროცესები და ცარცულ ვულკანოგენურ წარმონაქმნებთან დაკავშირებული სასარგებლო წარმოების საბადოები და მადანგამოვლინებები.

რედაქტორი გ. ჩიხრაძე

შ მ ს ა მ ა ლ ი

საქართველოს ბელტს, რომელიც გეოტექტონიკურად მთათაშუეთს წარმოადგენს და კავკასიონის სამხრეთ ფერდისა და აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინებს შორის არის მოქცეული, საქართველოს გეოლოგიურ აგებულებაში მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს.

კრატოგენული ბუნების ეს თავისებური გეოტექტონიკური ერთეული ტეთისის ვრცელ გეოსინკლინში ჰერცინულ დროში ჩაისახა და კიმერიულში ჩამოყალიბდა.

საქართველოს ბელტის კრატოგენულმა ბუნებამ განაპირობა თავისებური ტექტონიკა და ნალექთა ხასიათი, მოსაზღვრე ნაოჭა სისტემებისაგან სრულიად განსხვავებული.

საქართველოს ბელტი ხსენებული გეოსინკლინური სისტემებისაგან ვულკანური აქტივობის თავისებურებებითაც გამოირჩევა, რაც, აგრეთვე, მისი კრატოგენული ბუნებით არის გამოწვეული. ცარცული ვულკანიზმი აქ ალბურსა და სანტონურს შორის ინტერვალში გამოვლინდა.

ცარცული ვულკანოგენური ქანები ქუთაისის, წყალტუბოს, წულუკიძის, მ. ცხაკაიასა და ამბროლაურის რაიონების ტერიტორიაზე შიშვლდებიან, გეოტექტონიკურად საქართველოს ბელტის დასავლეთის დაძირვის ზონას უკავშირდებიან. აქ ორი ერთმანეთისაგან სრულიად განსხვავებული ფაციესი არის დადგენილი.

პირველი—ალბ-სენომანური ასაკისაა და კირტუტე პიროკლასტოლითებით, რქატყუარა-ლაბრადორიანი და ავგიტ-რქატყუარა ლაბრადორიანი ტუფებით არის აგებული. მას ლოკალური გავრცელება და შედარებით მცირე სიმძლავრეები ახასიათებს (30—200 მ).

მეორე—ტურონულ-სანტონურად თარიღდება, ტუტე-ოლივიანი ბაზალტების კრატოგენულ ასოციაციას მიეკუთვნება და ამ ასოციაციისათვის დამახასიათებელ წევრთა სრულ გამას შეიცავს. ამ ფაციესის სიმძლავრე 300—830 მ ფარგლებში მერყეობს და საკმაოდ დიდ ფართზედაც ვრცელდება (187 კმ²).

გეოლოგიურ ლიტერატურაში ტურონ-სანტონური ასაკის ვულკანოგენურ ქანთა ეს კომპლექსი მთავრის წყების სახელწოდებითაა ცნობილი.

საქართველოს ბელტზე ცარცული ვულკანოგენების კვლევის ისტორია სწორედ მთავრის წყების ქანების აღწერით დაიწყო. პირველი ცნობები ტურონ-სანტონური ვულკანოგენური წარმონაქმნების შესახებ მოგვცეს ლ. ბაცევიჩმა და ს. სიმონოვიჩმა (1873), ს. სიმონოვიჩმა და ლ. ბაცევიჩმა (1875). მათვე ეკუთვნის ამ ქანების პირველი ლითოლოგიური აღწერა. ავტორების აზრით, წყება წყალქვეშა ვულკანური აქტივობის შედეგად ჩამოყალიბდა და მისი ასაკი შუა ცარცს მიეკუთვნება.

წყების გენეზისზე სულ სხვა შეხედულებისა იყო ბ. მეფერტი (1930). მისი აზრით, იგი ბაიოსის პორფირიტული წყების გადარეცხვისა და გადალექვის შედეგად წარმოიქმნა, ხოლო ბაზალტის განფენები ახალგაზრდა სილურ წარმონაქმნებად მიიჩნია. ამ კომპლექსს მეფერტმა მთავრის წყება უწოდა მთა მთავარანგელოზის სახელწოდების მიხედვით, რომელიც ქუთაისის მახლობლად მდებარეობს და ამ ქანებით არის აგებული.

უფრო გვიან ა. ჯანელიძემ (1940) დაასაბუთა ბ. მეფერტის მოსაზრების მცდარობა და აღადგინა პირვანდელი შეხედულება მთავრის წყების წყალქვეშა ვულკანური წარმოშობის შესახებ. ა. ჯანელიძის მიხედვით, მთავრის წყება არ წარმოადგენს სტრატეგრაფიულ პორიზონტს, არამედ ფაციესია, რომელიც მიმართებით გლაუკონიტთან ქვიშაქვებსა და კირქვებში გადადის. ტურონული ეფუზიების ზოგიერთი გაშიშვლება აღწერილი აქვს დ. ბელიანკინსა და ვ. პეტროვს (1945).

მთავრის წყების პეტროგრაფია და ქიმიზმი დეტალურად გ. ძოწენიძემ შეისწავლა (1948). მან დაადგინა, რომ იგი აგებულია პიკრიტ-ბაზალტის, ანალიციმ-ოლივინიანი ბაზალტის, ტრაქიბაზალტის, ფონოლითის ტუფებისა და განფენების მორიგეობით და ქუთაისის რაიონში ბათურ ნალექებში შეჭრილი ტუფენიტ-კამპტონიტური ძარღვული სხეულები მთავრის ეფუზიების სუბვულკანურ ფაციესად მიიჩნია. ვულკანურ ქანთა ეს კომპლექსი გ. ძოწენიძემ (1948, 1959) ოკეანური კუნძულებისა და ფორლანდებისათვის დამახასიათებელ ტუტე ქანთა სერიას მიაკუთვნა და მათი ადგილიც გაარკვია საქართველოს სხვა ვულკანოგენურ ფორმაციათა შორის.

მთავრის წყების გენეზისზე სხვა შეხედულების არიან გ. ზარიძე და ნ. თათრიშვილი (1963). მათი აზრით, ტურონ-სანტონური ეფუზიებისათვის პირველად მაგმას კირტუტე ბაზალტური მაგმა წარმოადგენს, ხოლო წყების ტუტე ხასიათი ზედდადებული ნატრიუმის მეტასომატოზის პროცესით უნდა იყოს გამოწვეული.

მთავრის წყება დღეს კარგად არის დათარიღებული ფაუნის საფუძველზე. მისი სტრატეგრაფია სხვადასხვა უბანზე დეტალურად შეისწავლეს ა. ცაგარელმა (1954), ნ. ბენდუქიძემ (1954), მ. ხუჭუამ, ე. ლებანიძემ და ე. კოტეტიშვილმა (1958).

უფრო მოკლე კვლევის ისტორია აქვს ალბ-სენომანურ ვულკანოგენურ ფაციესს. ამ წარმონაქმნების შესახებ ცნობები მოცემულია მ. ხუჭუას, ე. ლებანიძისა, თ. ქუთათელაძისა და გ. ძოწენიძის (1964) ნაშრომებში. მათი ლითოლოგია დეტალურად შეისწავლა თ. შათირიშვილმა (1959). ამ პიროკლასტოლითების სუბვულკანური ფაციესი, წარმოდგენილი რქატყუარაინი დიორიტებით, შეისწავლა გ. ძოწენიძემ (1948).

ცარცული ვულკანოგენური წარმონაქმნების გავრცელების რაიონი საქართველოს ბელტზე მდ. რიონისა და მისი შენაკადების ცხენისწყლისა და ყვირილას აუზში მდებარეობს.

რაიონის რელიეფი მთისწინა გორაკ-ბორცვიანია, ძლიერ არის დანაწევრებული ეროზიითა და წყნარი ნაოჭა სტრუქტურებით ხასიათდება.

ქვემოთ მოცემულია მოკლე ცნობები საკვლევი რაიონის გეოლოგიური განვითარების შესახებ.

რაიონში გაშიშვლებულ უძველეს ნალექებს ბაიოსის პორფირიტული წყება წარმოადგენს. მას რეგრესიული — ბათური ნალექები მოსდევს. რეგრესია

ბათური ოროფაზისით არის გამოწვეული, რომელმაც ბაიოსის პორფირიტული წყება დაანაოჭა.

ბათური ნალექები ორი ჰორიზონტით არის წარმოდგენილი. ქვედა ჰორიზონტი ფურცელა ფიქლების წყების სახელწოდებითაა ცნობილი და ფურცელა არგილიტებით და არკოზული ქვიშაქვებითაა აგებული. ზედა ჰორიზონტი—ნახშირიანი წყება—არკოზული ქვიშაქვების, არგილიტების, ნახშირიანი არგილიტებისა და ნახშირის ფენების მორიგეობისაგან შედგება. ქუთაის-გელათის რაიონში ამ წყების ზედა ნაწილში ანალციმიანი ქვიშაქვების ჰორიზონტი შიშვლდება.

რეგრესია ზედა იურაშიც გრძელდება. ზედაიურული ფერადი წყება, რომელიც საკვლევ რაიონში არის გაშიშვლებული, წითელიცაა მწვანე ფერის თაბაშირიანი თიხებისა და ქვიშაქვების მორიგეობითაა წარმოდგენილი. ფერად წყებაში ტუტე-ვულკანოგენური ქანებია ცნობილი, რომელიც ოლივინიანი ბაზალტების, ტრაქიბაზალტებისა და ტრაქიტების განფენებისა და ტუფების მორიგეობისაგან შედგება.

ქვედა ცარცი საკვლევ რაიონში ტრანსგრესიით იწყება. ვალანჟინ-პოტირეული ასაკის ნალექები წარმოდგენილია არკოზული და კვარც-არკოზული ქვიშაქვებით. მათ თანხმობით მოსდევს ბარემულ-ურგონული ფაციესი, რომელიც, აგრეთვე, თანხმობით გადადის აპტის მერგელოვან ფაციესში.

ალბური ნალექები, რომლებიც აპტურს თანხმობით აგრძელებს, წარმოდგენილია თიხიანი მერგელებითა და კირტუტე ვულკანოგენური ფაციესით—რქატყუარა ლაზარდორიანი და ავგიტ-რქატყუარა ლაზარდორიანი პორფირიტების ტუფებით. ალბური ვულკანური წარმონაქმნები ცნობილია სოფ. გოდოგნის, ცხენკურის (ქუთაის-წყალტუბოს რაიონი), სოფ. ნიკორწმინდას, სხვაგან და შქმერის მიდამოებში (ამბროლაურის რაიონი) და ცხაკაიას მახლობლად. ზედა ალბში შემჩნეულ რეგრესიას ავსტრიულ ოროფაზის უკავშირებენ. ამგვარად, ქვედა ცარცში საქართველოს ბელტზე დაძირვის ტენდენცია არსებობდა, რომელიც ზედა ალბში ხანმოკლე აზევეებით შეიცვალა.

სენომანი გლაუკონიტიანი ქვიშაქვებით, კირქვებით, მერგელებითა და ალბურის ანალოგიური ვულკანოგენური ფაციესით არის წარმოდგენილი. ეს ნალექები შქმერის, სხვაგან, ველევის, ჭელიაღელეს (ამბროლაურის რაიონი) და სოფ. გუმბრის (წყალტუბოს რაიონი) მიდამოებში შიშვლდება. სენომანური ძირითადად რეგრესიულია, მაგრამ ზოგ უბანში მას გარკვეულად ტრანსგრესიული განლაგება აქვს.

სენომანურს მოსდევს მკვეთრად ტრანსგრესიული ქვედა ტურონული ასაკის კირქვების დასტა, რომელიც გლაუკონიტიანის ზედა კირქვების სახელწოდებით არის ცნობილი. ამ კირქვებს მთავრის ვულკანოგენური წყება ადევს **თავზე**. მთავრის წყება ფუხითაა დათარიღებული და მისი ასაკი ტურონ-სანტონის ფარგლებში მერყეობს. ოკრიბის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში (ქუთაისის მიდამოები) და ასხის მთის კომპლექსში (სოფ. გორდის მიდამოები) იგი ტურონულ-სანტონურად თარიღდება, ეკის ანტიკლინის გულში (მ. ცხაკაიას მიდამოები)—ტურონულ-კონიაკურად, ხოლო რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაში—ტურონულად. დიზინქტიური დისლოკაციებიდან ოკრიბის ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში სამხრეთ ოკრიბის შეცოცებაა აღსანიშნავი, რომელიც ცარცისა და იურის კონტაქტშია განვითარებული და ახალგაზრდა დისლოკაციებს მიეკუთვნება.

მთავრის წყება აგებულია პიკრიტ-ბაზალტებით, ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტებით, ტრაქიბაზალტებით, ტრაქიანდეზიტებით, ტრაქიტებითა და ფონოლითებით. ბაზალტური შედგენილობის ქანები უმთავრესად განფენების სახით გვხვდება; ტრაქიანდეზიტები და ტრაქიტები—პიროკლასტოლითების სახით: ფონოლითი კი ძარღვული სხეულების სახით არის ცნობილი.

ვულკანოგენური წარმოშობის ქანებთან ერთად წყების შემადგენლობაში მნიშვნელოვან როლს კარბონატული შრეები თამაშობს. კარბონატი გვხვდება დანალექი კირქვის შრეებისა და ლინზების სახით, რომლებიც ეფუზიებთან და პიროკლასტოლითებთან მორიგეობენ. გვხვდება აგრეთვე ბიოგენური წარმოშობის კირქვების ლინზები. კარბონატი ხშირად აცემენტებს ტუფურ მასალას. ყოველივე ამის გამო გ. ძოწენიძემ მას ვულკანოგენურ-კარბონატული წყება უწოდა. გარკვეულ როლს მთავრის წყების აგებულებაში ბენტონიტური თიხების ფენები, ფოსფორიტისა და მარგანეცის მადანგამოვლინებები თამაშობს.

მთავრის ვულკანოგენური წყების აგებულება, ნალექების ხასიათი, სიმძლავრე და ასაკი მისი გავრცელების სხვადასხვა უბანზე მეტად ცვალებადია. ხშირად მეზობელი უბნებიც კი მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან და ეს განსხვავება ძირითადად ვულკანური მასალის ხასიათზეა (გრანულომეტრიაზე) დამოკიდებული. არის უბნები, სადაც პსეფიტური მასალისა და განფენების სიჭარბე ჩანს, ზოგან ვულკანური მასალის ხასიათი პსამიტო-ალეგრიტულია და განფენებიც არ გვხვდება. არის უბნები, სადაც მთავრის წყების სიმძლავრე 800 მ აღემატება, ზოგან კი ათეულ მეტრებში განიზომება.

მთავრის წყების ასაკი, როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ, ტურონ-სანტონის ფარგლებში მერყეობს.

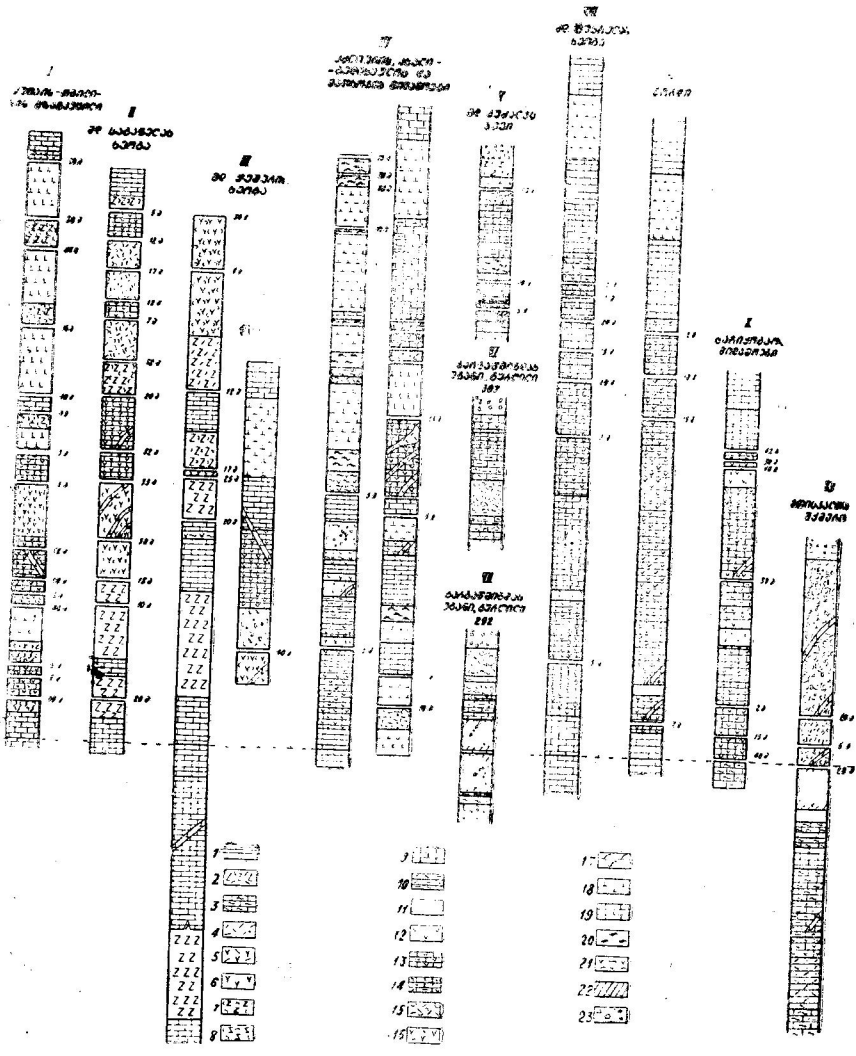
მთავრის წყებაში შეიმჩნევა ტრაქიტული და ბაზალტური მასალის თანმიმდევრული, კანონზომიერი მორიგეობა, რაც ძალიან კარგად ჩანს სხვადასხვა უბანზე.

სოფ. გოდოგანის მიდამოებში მთავრის ვულკანოგენური წყება, ისევე როგორც სხვაგან, ძირითადად ტრაქიტული ტუფებისა და პიკრიტ-ბაზალტის განფენების მორიგეობისაგან შედგება. მთავრის წყების სიმძლავრე მაქსიმუმს აღწევს ქუთაის-თბილისის გზატკეცილის გაშიშვლებულ მონაკვეთზე (ნახ. 1, 1). აქ წყება აგებულია განფენებითა (სიმძლავრე—10, 20, 25 მ) და პსეფიტური და პსამიტური ტუფებით. განფენები ძირითადად პიკრიტ-ბაზალტებს წარმოადგენს, თუმცა დადგენილ იქნა ერთი საკმაოდ მძლავრი (20 მ) ტრაქიტის განფენიც.

წყება ამ უბანზე აგებულია ტრაქიტული მასალის თანმიმდევრული ორჯერადი მორიგეობით პიკრიტ-ბაზალტის განფენებსა და პიროკლასტოლითებთან.

ტრაქიტული და ბაზალტური პიროკლასტოლითები უმთავრესად პსეფიტური ან პსამიტური ზომის ქანთა ნატეხებისგან შედგება. ცემენტი, როგორც წესი, დანალექი კარბონატია, რასაც მიკროფაუნის არსებობა მოწმობს. წყების ქვედა ნაწილში ტრაქიტული ტუფები ინტენსიურადაა გაბენტონიტებული—ქანისა და მინის ნატეხები ილიტით და ქლორიტით ინტენსიურად ჩანაცვლებული. ილიტს უბან-უბან მონტმორილონიტი ანაცვლებს.

მთავრის წყებას ქვედა ნაწილში აქ საღი პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვი ჰყვეთს. ვულკანოგენებთან ერთად კირქვის შრეების ერთი დასტაც (7 მ) მონაწილეობს.



ნახ. 1. მთავრის ვულკანოგენური წყების ლითოლოგიური ქრილები

1. ზარეხი გაშიშვლებაში, 2. ანალიტიკური დიაბაზი, 3. თიხიანი კირქვა და მერგელი, 4. ვაზოლითი, 5. ტრაქიტი, 6. ტრაქიბაზალტი, 7. გაბენტონიტებუი ტუფი, 8. ბაზალტური ტუფი, 9. ვირქვა, 10. გლაუკონიტანი ანალიტიკური-კარბონატული ქვიშაქვა, 11. ქვიშაქვა, 12. ტუფოვანი ქვიშაქვა, 13. ტრაქიტული კარბონატული ტუფი, 14. გაპროპილიტებუი ტრაქიტული ტუფი, 15. ინტენსიურად გაპროპილიტებუი ტრაქიტული ტუფი, 16. ტრაქიანდე-ტური ტუფი, 17. ანალიტიკური-ოლიგოცენური ბაზალტი, 18. პიკრიტ-ბაზალტი, 19. გლაუკონიტანი კარბონატული ქვიშაქვა, 20. ბენტონიტი, 21. ინტენსიურად გაბენტონიტებუი ტუფი, 22. ვულკანოგენური ქვიშაქვა და ტუფი, 23. ალუვიონი.

მთავრის წყების სიმძლავრე აქ 441 მ უდრის, აქედან 380 მ ვულკანურ წარმონაქმნებზე მოდის, ხოლო 61 მ—დანალექი წარმოშობის კარბონატზე, რომელიც გაანგარიშებულია როგორც კირქვის შრეებზე, ისე ტუფების ცემენტზე.

აღნიშნული ჭრილის დასავლეთით ქ. ქუთაისისკენ, ასევე აღმოსავლეთით სოფ. ნოგარევის მიმართულებით, მთავრის წყების სიმძლავრე იკლებს. პსეფიტური და პსამიტური პიროკლასტური მასალა ალევრო-პსამიტურით იცვლება, განფენების რიცხვიც მცირდება. ქ. ქუთაისში, საფიჩხიას სასაფლაოსთან მდ. წყალწითელას ხეობაში, მთავრის წყების სიმძლავრე 15 მ არ აღემატება და ალევრიტული პიროკლასტოლითების თხელშრეებრივი (0,07—0,15 მ) დასტით არის წარმოდგენილი.

სოფ. გოდოგნის აღმოსავლეთით, სოფ. ნოგარევის უბანზე, მთავრის წყება კარგად არის გაშიშვლებული მდ. საბანელასა და ჭეშურას ხეობაში (იხ. ნახ. 1, II, III). ამ უბანზე მთავრის წყებას ერთი თავისებურება ახასიათებს.

კერძოდ, ჭრილის ფუძეში ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის განფენები შიშვლდება მაშინ, როდესაც წყება ყველგან ტრაქიტებით იწყება. მდ. ჭეშურის ხეობაში მთავრის წყების ფუძეში ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის ორი განფენი (49 მ და 25 მ) მორიგეობს სქელშრეებრივ კირქვების დასტებთან. მათ მოსდევს კარბონატით შეცემენტებული ბაზალტური პსამიტური ტუფიტისა და კირქვის დასტები და ანალციმიანი დიაბაზის განფენი. ეს ქანები აღმავალ ჭრილში ტრაქიანდეზიტური და ტრაქიტული ტუფიტის მძლავრი დასტებით იცვლება და ჭრილი თავდება პიკრიტ-ბაზალტის განფენით.

ტრაქიტული და ტრაქიანდეზიტური ტუფიტი პსეფიტური და პსამიტური აგებულებისაა. პიროკლასტური მასალა კარბონატითაა შეცემენტებული, რომელშიც ხშირად მიკროფაუნა მონაწილეობს. წყების ზედა ნაწილში ტრაქიტული ტუფების ერთ დასტას ინტენსიური გაპროპილიტება — გაცეოლითება. გაქლორიტება და გაკარბონატება—განუცდია. ამ დასტის სიმძლავრე 15 მ უდრის. მთავრის წყება ზედა ნაწილში პიკრიტ-ბაზალტის ორი ძარღვით არის გაკვეთილი.

სოფ. ნოგარევის მიდამოებში, მდ. ჭეშურის დასავლეთით მდ. საბანელას ხეობაში, მთავრის წყება იგივე ქანებით არის აგებული და ისეთივე თანმიმდევრობით ხასიათდება (ნახ. 1, II), ოღონდ განფენების სიმძლავრე აქ ნაკლებია, პიროკლასტოლითებში პსამიტური და ალევროპსამიტური მასალა ჭარბობს. ჭრილი ამ მონაკვეთზე პიკრიტ-ბაზალტური ტუფის დასტით მთავრდება. ცეოლითური გაპროპილიტება აქ უფრო ინტენსიურად არის გამოხატული. გაპროპილიტებული ქანების საერთო სიმძლავრე ამ უბანზე 52 მ უდრის. წყება შუა ნაწილში გაკვეთილია პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვებითა და ტრაქიბაზალტის ერთი ძარღვით.

მთავრის წყების სიმძლავრე სოფ. ნოგარევის მიდამოებში უდრის 492,5 (მდ. ჭეშურას ხეობაში) და 429 მ (მდ. საბანელას ხეობაში), ე. ი. წყების სიმძლავრე დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კლებულობს. ამავე მიმართულებით კლებულობს განფენების რიცხვი, მათი სიმძლავრე და პიროკლასტოლითებში მასალის სიმსხო.

მთავრის წყების სიმძლავრე მაქსიმუმს სოფ. ახალბედისეულისა და უჭლოურის მიდამოებში აღწევს (830 მ). ეს უბანი მეტად საინტერესოა თავისი

ლითოლოგიური აგებულებებითაც. აქ ტრაქიტული პიროკლასტოლითებისა და პიკრიტ-ბაზალტის განფენების სამჯერადი მორიგეობაა დადგენილი, აქვეა გაშიშვლებული ფონოლითი, ამ ვულკანური ასოციაციის კიდური ტუტე წვერი და საერთოდ იშვიათი ქანი. მთავრის ვულკანოგენებთან ამ უბანზე ბენტონიტის ფენების მორიგეობაა დადგენილი. აღსანიშნავია აგრეთვე რკინის ჰიდროქსანგიტ ინტენსიურად გამდიდრებული თიხის გამოსავლები, რომელიც მუმიის ტიპის საღებავის თვისებებით ხასიათდება.

ვითვალისწინებთ რა ამ უბანზე მთავრის წყების დიდ სიმძლავრეს, კარგ გაშიშვლებასა და ლითოლოგიურ თავისებურებებს, მიზანწეწონილად მიგვაჩნია სრული ჭრილის მოტანა (იხ. ნახ. 1, IV).

ჭრილი გაკეთებულია სოფ. უძლოურის შარავზაზე მდ. კუხას ხეობაში და მთა რკინისწვერის თხემზე.

სოფ. უძლოურის ბოლოშია გლაუკონიტის კარბონატული ქვიშაქვის გამოსავალი, რომელსაც თავზე გლაუკონიტისა და კირქვების დასტა ადევს.

1. გლაუკონიტისა და კირქვების დასტა. კირქვები წარმოდგენილია წვრილმარცვლოვანი სახესხვაობით. შრეების სიმძლავრეა 0,4—0,6 მ. დასტის სიმძლავრე—8 მ.

2. ტრაქიტული, ვიტრო-ლითოკლასტური, კარბონატული ტუფიტის დასტა. მასალა პსეფიტურია. ქანის ნატეხების სტრუქტურა ტრაქიტოიდურია. ქანისა და მინის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინური. პორები ქლორიტითა და კარბონატით არის ამოვსებული. მინის ნატეხები და ქანის ძირითადი მასა ჩანაცვლებულია ქლორიტით და რკინის ჰიდროქსანგიტით. ქანში საშუალო ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზის მიკროლითები გაბნეული. ზოგ შლიფში გვხვდება სინილინის კრისტალები. ტუფიტის ცემენტი კარბონატულია. შრეების სიმძლავრე 1,5—2,5 მ უდრის, დასტის სიმძლავრე—30 მ, ხარვეზი—5 მ.

3. ღია მწვანე ფერის განფენი. მიკროსკოპის ქვეშ მას მანდელშტაინური ტექსტურა აქვს და მთლიანად მინისგან შედგება. პორებში ქლორიტი და კარბონატი. მინის გარდატეხის მაჩვენებელი უდრის $N=1,518$. მინა ძირითადად გაქლორიტებულია. მხოლოდ ზოგ ადგილას შერჩენილია სალი უბნები. გარდატეხის მაჩვენებლის მიხედვით მინა ტრაქიტული უნდა იყოს.

განფენის სიმძლავრე 4 მ უდრის.

4. ტრაქიტული ვიტრო-ლითოკლასტური, კარბონატული ტუფიტის დასტა. ქანი სრულიად ანალოგიურია მე-2 დასტისა და 2 შრისგან შედგება. პირველის სიმძლავრე 2,20 მ; მეორისა—2,80 მ. დასტის სიმძლავრე—5 მ.

5. ტრაქიტული, ვიტრო-ლითოკლასტური კარბონატული ტუფიტი. წინა დასტის ანალოგიური, ოღონდ ცემენტში კარბონატთან ერთად ანალციმიც მონაწილეობს. შრეების სიმძლავრე—0,8—1,5 მ, დასტის სიმძლავრე—10 მ.

6. ტრაქიტული, პსამიტური, გაპროპილიტებული ტუფების დასტა. ტუფი ვიტრო-ლითოკლასტურია. მინის ნატეხები სჭარბობს ქანის ნატეხებს. მინისა და ქანის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორებში ანალციმი, კარბონატი და ქლორიტი; ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზის მიკროლითები ტრაქიტოიდურ სტრუქტურას ჰქმნის. პლაგიოკლაზი უმეტესად გაანალციმებულია. ზოგ შლიფში გვხვდება სანილინის კრისტალებიც. ძირითადი მასა მინებრივია და გაქლორიტებული. ცემენტი ანალციმით არის წარმოდგენილი. შრეების სიმძლავრე 0,5—0,9 მ-ია. დასტის სიმძლავრე—6 მ. დასტას ჰკვეთს 1,5 მ-ის სიმძლავრის გაკარბონატებული და რკინის ჰიდროქსანგიტის ჩანაცვლებული ბაზალტის ძარღვი.

7. ტრაქიტის განფენი. ოლიგოკლაზის რიგის პლაგიოკლაზის მიკროლითები ჰქმნის ტრაქიტულ სტრუქტურას. ქანის ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორები ამოვსებულია ქლორიტითა და კარბონატით. ძირითადი მასა მთლიანად ჩანაცვლებულია რკინის ჰიდროქსანგიტით. განფენის სიმძლავრე 3 მ უდრის.

8. წვრილმარცვლოვანი კირქვების დასტა. ცალკეული შრეების სიმძლავრე—2,2—0,4 მ, დასტის სიმძლავრე—3 მ.

9. კარბონატული ტუფ-ქვიშაქვის შრე. ქანის ნატეხები დამრგვალებულია და ჩანაცვლებული რკინის ჰიდროქსანგიტით. პლაგიოკლაზი ქანის ნატეხებში გაცეოლიტებულია.

ცემენტი ბაზალტურია, კარბონატითაა აგებული და გლაუკონიტის მარცვლებს შეიცავს. შრის სიმძლავრე 2 მ უდრის.

10. ინტენსიურად გაბენტონიტებული ტუფის ფენა. ქანი უფრო ბენტონიტურ თიხას წარმოადგენს, ვიდრე ტუფს და შედგება ქლორიტ-ილიტ-მონტმორილონიტური მასისაგან, რომელსაც ტუფური სტრუქტურა ემჩნევა. ფენის სიმძლავრე 4 მ უდრის.

11. ტრაქიტული, ვიტრო-ლითოკლასტური, პსამიტური ტუფების დასტა. ქანი გაპროპილიტებულია და რკინის ჰიდროქსანგით ჩანაცვლებული. ქანის და მინის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორებს ანალციმი, კარბონატი და ქლორიტი ავსებს. ოლიგოკლასის მიკროლითები ტრაქიტულ სტრუქტურას ჰქმნის. პლაგიოკლასი გაანალციმებულია. შრეების სიმძლავრე—0,6—0,8 მ, დასტის სიმძლავრე—11 მ.

აქედან კრილი მდ. კუხას ხეობაში გრძელდება.

12. წვრილმარცვლოვანი კირქვების დასტა. შრეების სიმძლავრე 0,5-დან 1,2 მ-მდე მერყეობს. დასტის სიმძლავრე—10 მ, ხარვეზი—5 მ.

13. ბენტონიტური ტუფის დასტა. მიკროსკოპის ქვეშ ტუფური სტრუქტურის რელიქტები ჩანს. ქანი ქლორიტის, ილიტისა და მონტმორილონიტის მასისაგან შედგება. ქლორიტსა და ილიტს მონტმორილონიტი სჭარბობს. ტუფის ცემენტს მთლიანად მონტმორილონიტი აგებს. ქანს შრეებრიობა ცუდად ემჩნევა. შრეების სიმძლავრე 0,2—0,3 მ უდრის. დასტის სიმძლავრე—8 მ.

14. ბენტონიტის ფენა. ქანი მონტმორილონიტისაგან შედგება, ჰიდროქსის ქერცლების უმნიშვნელო მინარევით. ფენის სიმძლავრე 8 მ უდრის.

15. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. ქანს პორფირული სტრუქტურა, მკვრივი ტექსტურა და ჰილოპილიტური ძირითადი მასა აქვს. ფენოკრისტალებს გასერპენტინებულ ოლივინს და დიოქსიდავგიტი წარმოადგენს, უფრო მცირე რაოდენობით ტიტან-ავგიტის კრისტალებს გვხვდება. პლაგიოკლასი მჟავე ბიტოვნიტის რიგისაა. ძირითადი მასის სტრუქტურა ჰილოპილიტურია. ძირითადი მასა აგებულია პლაგიოკლასის და პიროქსენის მიკროლითებითა და მიკროკრისტალებით, მაგნეტიტით, აპატიტითა და ფუჟე მინით. განფენის სიმძლავრე—25 მ.

16. ტრაქიტული ვიტროკლასტური ტუფის შრე. სიმძლავრე—3 მ.

17. ბენტონიტური ტუფი. ქანი წარმოადგენს ილიტ-მონტმორილონიტურ მასას, რომელსაც პირველადი ტუფური სტრუქტურა აქვს შერჩენილი. ტუფს შრეებრივობა არ ემჩნევა. გამოსავლის სიმძლავრე—3 მ.

18. ბენტონიტის ფენა—მონტმორილონიტით წარმოადგენილი. სიმძლავრე—6 მ.

19. პიკრიტ-ბაზალტის ზემოაღწერილის (მე-15) მსგავსი განფენი. სიმძლავრე—10 მ.

20. ბენტონიტის ფენა—შემდგარი მონტმორილონიტისაგან ილიტის ქერცლების უმნიშვნელო მინარევით. ფენის სიმძლავრე 3 მ-ია.

21. საშუალო მარცვლოვანი კირქვების შრე. სიმძლავრე—2 მ.

22. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. ზემოაღწერილის (მე-15) მსგავსი. სიმძლავრე—30 მ.

23. ბენტონიტის ფენა—მონტმორილონიტისგან შემდგარი. სიმძლავრე—2 მ.

24. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. მდ. კუხას ხეობაში ეს განფენი ზემოაღწერილ პიკრიტ-ბაზალტების განფენთა მსგავსია. აღმოსავლეთით მთა რკინისწვერის თხემის მიდამოებში მისი ზედა ნაწილები გათიხებულია. თიხის ფენის სიმძლავრე 2-დან 4,5 მ-მდე მერყეობს. იგი კაოლინიტის, ქლორიტისა და მონტმორილონიტის მასისაგან შედგება, თიხა რკინის ჰიდროქსანგით ძლიერ არის გამდიდრებული, რაც მას მუშის ტიპის საღებავის თვისებებს ანიჭებს. ინტენსიურად გათიხებული აბიკალური ნაწილის ქვემოთ, სალი ქანისკენ გარდამავალ ზოლში, ბაზალტი გათიხებულია და ჩანაცვლებული რკინის ჰიდროქსანგით, მაგრამ ქანს პირველადი სტრუქტურა შერჩენილი აქვს. განფენის სიმძლავრე 15 მ უდრის. ხარვეზი—30 მ.

25. ბენტონიტის ფენა. ქანი მონტმორილონიტისგან შედგება. ფენის სიმძლავრე—6 მ, ხარვეზი—30 მ.

26. ბენტონიტის ფენა. ქანი მონტმორილონიტისგან შედგება. ფენის სიმძლავრე—6 მ. ხარვეზი—15 მ.

27. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი ზემოაღწერილის (მე-15) მსგავსი. სიმძლავრე—10 მ.

28. გაბენტონიტებული ტუფი. ქლორიტ-ილიტ-მონტმორილონიტური მასითაა აგებული, ტუფური სტრუქტურის ნაშთებით. შრეებრიობა არ ემჩნევა. სიმძლავრე—8 მ, ხარვეზი—10 მ.

29. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. ზემოაღწერილის მსგავსი (მე-15). ხილული სიმძლავრე—10 მ, ხარვეზი—7 მ.

30. საშუალო მარცვლოვანი კირქვების დასტა. შრეების სიმძლავრე 1-1,4 მ უდრის. დასტის სიმძლავრე—12 მ.

31. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. განფენის სიმძლავრე 8 მ უდრის.

32. ბენტონიტის ფენა. ფენა აგებულია მონტმორილონიტით, ილიტის ქერცლების მინარევით, ქანს ეტყობა რელიქტური ტუფური სტრუქტურა. ფენის სიმძლავრე—5,6 მ.

33. წვრილმარცვლოვანი კირქვების დასტა. შრეების სიმძლავრე—0,5-0,7-0,8 მ, დასტის სიმძლავრე—15 მ.

34. ტრაქიტული. ვიტრო-ლითოკლასტური, პსამიტური, კარბონატული ტუფიტი. მინის და ქანის ნატეხების ძირითადი მასა ჩანაცვლებულია რკინის ჰიდროქსანგით. პლაგიოკლასის მიკროლითები ოლიგოკლასის რივისა და ქანს ტრაქიტოიდური სტრუქტურა ახასიათებს. ცემენტი კარბონატი ჰქმნის. შრეების სიმძლავრე 0,2-0,4 მ-ია, დასტის სიმძლავრე—4 მ. დასტას ტრაქიტაზალტის ორმეტრიანი ძარღვი ჰკვეთს.

35. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. ქანი უბან-უბან გათიხებულია. სიმძლავრე—10 მ, ხარვეზი—5 მ.

36. საშუალომარცვლოვანი კირქვების დასტა. დასტა 2 შრისაგან შედგება. პირველის სიმძლავრე 1,8 მ უდრის, მეორისა—3,2 მ. დასტის სიმძლავრე 5-მ-ია, ხარვეზი 35 მ.

37. ტრაქიტული, ლითო-ვიტროკლასტური; პსეფიტური, კარბონატული ტუფიტის დასტა. მინის ნატეხები სჭარბობს ქანის ნატეხებს. მინისა და ქანის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორებს ანალციმი, კარბონატი და ქლორიტი ავსებს. ოლიგოკლასის რივის პლაგიოკლასის მიკროლითები ტრაქიტოიდურ სტრუქტურას ჰქმნის. მინის ნატეხები და ქანის ძირითადი მასა გაქლორიტებულია და რკინის ჰიდროქსანგით ჩანაცვლებული. ზოგიერთ შლიფში სანიდინის კრისტალები გვხვდება. ტუფიტის ცემენტი კარბონატულია. დასტა უხეშურებრივია.

ამ დასტაში სოფ. ახალბედისეულთან ჩაის მეურნეობისაკენ მიმავალ გზაზე ფონოლითის სამი ძარღვია შეჭრილი. პირველის სიმძლავრე 5 მ უდრის და გუმბათის ფორმა აქვს, დანარჩენი ორი ძარღვი დაიკებს წარმოდგენს. ერთის სიმძლავრე 1,2 მ უდრის, მეორისა—0,8 მ-ს. ფონოლითის ძარღვები მხოლოდ უბან-უბან არის საღი. უმთავრესად კი გათიხებულია და რკინის ჰიდროქსანგით ჩანაცვლებული.

დასტა უხეშურებრივია. შრეების სიმძლავრე 2—2,8 მ უდრის, დასტის სიმძლავრე—30 მ, ხარვეზი—25.

38. პიკრიტ-ბაზალტის განფენი. ქანს სფერული განწვევება აქვს. სიმძლავრე 20 მ-ია. აქედან ჭირლს ვაგრძელებთ შთა რკინისწვევრზე მიმავალ საურმე გზაზე.

39. ბაზალტური, პსამიტური კარბონატ-ტუფიტის დასტა. ქანი ძლიერ გათიხებულია და ჩანაცვლებული რკინის ჰიდროქსანგით. ოლიგინისა და პიროქსენის ფენოკრისტალები და ქანის ძირითადი მასა მთლიანად ჩანაცვლებულია რკინის ჰიდროქსანგით. ვადარჩენილია მხოლოდ პლაგიოკლასის კრისტალების რელიქტები. ცემენტი კარბონატულია. ქანს შრეებრიობა ცუდად ემჩნევა. დასტის სიმძლავრე—4 მ. ხარვეზი—30 მ.

40. ტრაქიტული, ვიტრო-ლითოკლასტური, პსამიტური კარბონატ-ტუფიტი. ქანი 37-ე დასტის ანალოგიურია, ვანსხეავება მხოლოდ იმაშია. რომ ქანისა და მინის ნატეხები აქ პსამიტური ზომისა და შრეების სიმძლავრე 0,3—0,5 მ არ აღემატება, ხარვეზი—10 მ.

41. წინა დასტის ანალოგიური კარბონატ-ტუფიტის დასტა, სიმძლავრე—3 მ. ხარვეზი—40. მ.

42. ტრაქიტული, პსამიტური და პსეფიტური კარბონატული ტუფიტის დასტა. ტუფიტში ქანის ნატეხები სჭარბობს მინის ნატეხებს. ქანის ნატეხებს და მინას მანდელშტაინური ტექსტურა აქვს. პორები ანალციმით და კარბონატითაა ამოვსებული. ოლიგოკლასის მიკროლითები ტრაქიტოიდურ სტრუქტურას ჰქმნის. პლაგიოკლასი უმთავრესად გაანალციმებულია. ძირითად, მასა გაქლორიტებულია და ჩანაცვლებული რკინის ჰიდროქსანგით. ცემენტი ანალციმ-კარბონატულია. გაკარბონატება, გაქლორიტება და გაანალციმება მეტყველებს იმაზე, რომ ქანს ცეოლითიანი გამარბოილებების გავლენა განუტლია. ზოგიერთი შრე ძლიერ არის ჩანაცვლებული რკინის ჰიდროქსანგით და წითელი ფერისაა. დასტა მაკროსკოპულად წითელი და რუხი ფერის შრეების მორიგეობისაგან შედგება. პსეფიტური შრეები სჭარბობს პსამიტურს. შრეების სიმძლავრე 0,2—0,5 მ უდრის.

43. პიკრიტ-ბაზალტის გათიხებული განფენი. ალაგ-ალაგ გვხვდება საღი უბნები. პიკრიტ-ბაზალტი საღი უბნიდან წარმოდგენს პორფირული სტრუქტურის ქანს. ფენოკრისტალები წარმოდგენილია გაბოულინგიტებული ოლივინითა და რკინის ჰიდროქსანგიტით ჩანაცვლებული, გაქლორიტებული პიროქსენით. პლაგიოკლასი მკავე ბიტოვნიტის რივისაა. ძირითადი მასა მთლიანად ჩანაცვლებული რკინის ჰიდროქსანგიტით. განფენის სიმძლავრე 30 მ უდრის.

44. სენონის კირქვები.

აღწერილი ჭრილის ჩრდილოეთით სოფ. გორდის მიდამოებში და მდ. სუხჩელას (იხ. ნახ. 1, VIII და IX) მთავრის ვულკანოგენური წყების სიმძლავრე საგრძნობლად იკლებს და 300 მ არ აღემატება. ამ უბანზე გამოშვლებული წყება ტრაქიტული ტუფებით არის აგებული და ჭრილი პიკრიტ-ბაზალტის საღი განფენით თავდება.

ჭრილებში ვულკანურ ქანებთან კირქვის დასტები მორიგეობს. პიროკლასტოლითების ცემენტიც ძირითადად კარბონატულია. ტუფები პსეფიტური და პსამიტურია. მდ. სუხჩელას ხეობაში გამოშვლებულ ქანებს ინტენსიური ცეოლითური გაპროპილიტება განუცდია, გორდის მიდამოებში გამოშვლებული პიროკლასტოლითები რკინის ჰიდროქსანგიტითაა გამდიდრებული. აქ წყების ქვედანაწილში პიკრიტ-ბაზალტის ორი ძარღვია შეჭრილი.

სოფ. ახალბედისეულის სამხრეთით წყალტუბოს რაიონში, სოფ. ცხუნკურის მიდამოებში მდ. გუძალეხევში (იხ. ნახ. 1, V), გამოშვლებული წყება ძლიერ გაბენტონიტებული ტრაქიტული ტუფების დასტებისაგან შედგება. ტუფები ბენტონიტის ფენებთან მორიგეობს. ამ უბანზე ბენტონიტის 2 ფენაა ცნობილი: პირველის სიმძლავრე 1 მ უდრის, მეორისა კი—6 მ. მთავრის წყება აქ მეოთხეული ალუვიონით არის დაფარული და ჭრილიც არასრულია.

მთავრის წყების გამოსავლები ეკის ანტიკლინის გულშია ცნობილი, სოფ. საჩიქობაოს მიდამოებში (იხ. ნახ. 1, X). წყება პსამიტური ტრაქიტული ტუფითა და ტრაქიტის განფენებით არის აგებული. ტუფიტის ცემენტი კარბონატულია და ხშირად მიკროფაუნას შეიცავს. წყებას შუა ნაწილში პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვი ჰკვეთს. წყების სიმძლავრე ამ უბანზე 393 მ უდრის.

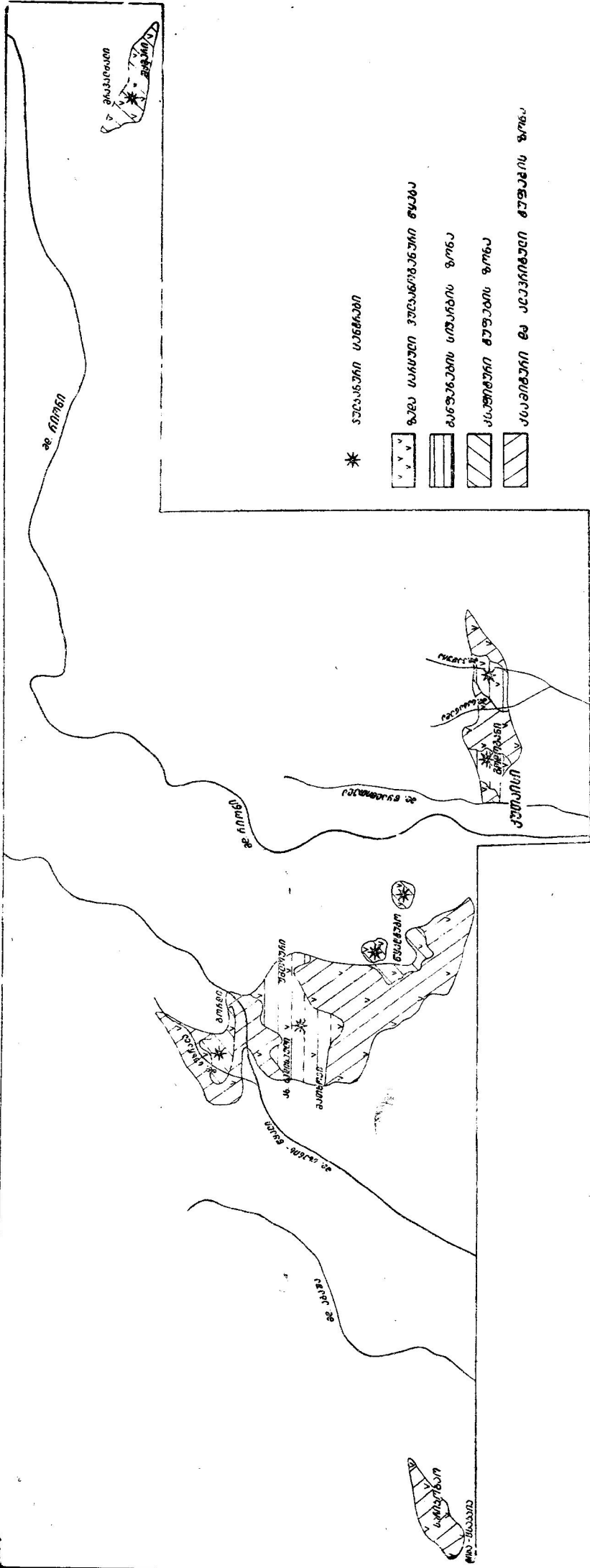
რაჭა-ლეჩხუმის სამხრეთ ფრთაში, სოფ. შქმერისა და მთისკალთის მიდამოებში, გამოშვლებული მთავრის წყება პსეფიტური ტრაქიტული ტუფით არის წარმოდგენილი (იხ. ნახ. 1, XI). ტუფი ინტენსიურად არის გაპროპილიტებული. ცემენტი მთლიანად ანალციმით არის აგებული, ქანისა და მინის ნატეხებიც ჩანაცვლებულია ქლორიტით, ანალციმითა და კარბონატით. ტუფები ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის და პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვებით არის გაკვეთილი. ამავე დროს ისინი პიკრიტ-ბაზალტის ნატეხებს შეიცავენ.

მთავრის წყების სიმძლავრე აქ 126 მ უდრის.

ზედაცარცული ვულკანური ცენტრები

მთავრის წყების დახასიათებისას დავინახეთ, რომ მისი აგებულება სხვადასხვა უბანზე არ არის ერთგვაროვანი. მაგალითად, სოფ. გოდოგნის მიდამოებში (ქუთაის-თბილისის გზატკეცილის მახლობლად) განფენების სიჭარბე და პიროკლასტოლითების პსეფიტური ხასიათი არის დადგენილი. აღმოსავლეთი და დასავლეთი მიმართულებით წყების სიმძლავრე მცირდება და პიროკლასტოლითები, ალევრო-პსამიტური და ალევრიტური ხდება.

ზღუდასთან მდებარე ტერიტორიის მდებარეობის დასაბუთების გეგმა



ასევე სოფ. გოდოგნის აღმოსავლეთით მდებარე სოფ. ნოგარევის მიდამო-
ებში განფენებისა და პსეფიტური მასალის სიჭარბე მდ. ჭეშურის ხეობაში აღი-
ნიშნება, დასავლეთისკენ მდ. საბანელას ხეობაში მასალის ხასიათი ძირითადად
პსამიტურია და განფენებიც ისოლება და მათ ადგილს პიროკლასტური მასალა
იჭერს.

განფენებისა და პსეფიტური მასალის სიჭარბე სოფ. ახალბედისეულისა და
უძლოურის მიდამოებშია ცნობილი. მთავრის წყების სიმძლავრე აქ 800 მ აღე-
მატება. ჩრდილოეთისკენ და სამხრეთისკენ წყება პსამიტური და ალევრიტული
ტუფებით არის აგებული, განფენები ისოლება და წყების სიმძლავრეც მცირე-
დება.

სოფ. გორდის მიდამოები და მდ. სუხჩელას ხეობა პსეფიტური ტუფე-
ბის სიჭარბით ხასიათდება. პსეფიტური ტუფებითაა აგებული მთავრის წყება,
რომელიც სოფ. შქმერისა და მთისკალთის მიდამოებში შიშვლდება.

პსეფიტური ტუფები ცნობილია აგრეთვე წყების ქვედა ნაწილში სოფ.
გუმბრის მიდამოებში (წყალტუბოს რაიონი, კერძის მასალა).

ამრიგად, ზემოთქმულის საფუძველზე, მთავრის ვულკანოგენური წყების
გავრცელების სხვადასხვა უბანზე შეიძლება გამოიყოს განფენების სიჭარბის
ზონები, პსეფიტური ტუფების ზონები და პსამიტური და ალევრიტული ტუფე-
ბის ზონები (იხ. ნახ. 1). გარდა ამისა, შეიძლება გარკვეულ იქნეს ამ ზონების
ურთიერთგადასვლა. უნდა ვიფიქროთ, რომ ზედაცარცული ვულკანური ცენ-
ტრების ადგილმდებარეობა განფენების სიჭარბის და პსეფიტური ტუფების
ზონებს უკავშირდება.

ამგვარად, ვულკანური ცენტრების ადგილსამყოფელი სოფ. გოდოგნის მი-
დამოებში ქუთაის-თბილისის გზატკეცილის მახლობლად უნდა ვივარაუდოთ,
სოფ. ნოგარევის მიდამოებში — მდ. ჭეშურის ხეობის მახლობლად.

განსაკუთრებით აქტიურად მოქმედი ვულკანური ცენტრი სოფ. ახალბე-
დისეულის მახლობლად უნდა ყოფილიყო.

არსებობდა კიდევ ორი ცენტრი — ერთი სოფ. ახალბედისეულის ჩრდი-
ლოეთით სოფელ გორდის მახლობლად, მეორე — რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინში
სოფ. შქმერის მიდამოებში.

ვულკანურ ცენტრებთან შეიძლება ვულკანური აქტივობის რაიონები გა-
მოვყოთ. ამ რაიონებში ვულკანური მასალა ძირითადად ადგილობრივი ცენტ-
რიდან არის მოსული. ვულკანური ცენტრებიდან დაშორებით შერეული პირო-
კლასტური მასალა გვხვდება. ამრიგად, ვულკანიზმის მიმდინარეობის კანონზო-
მიერების დადგენა ძირითადად ვულკანური აქტივობის რაიონებში არის შესა-
ძლებელი.

ზედა ცარცში, საქართველოს ბელტზე, შესაძლებელი გახდა რამდენიმე
ვულკანური აქტივობის რაიონის გამოყოფა: გოდოგნის ვულკანური აქტივობის
რაიონი (ცენტრით ქუთაის-თბილისის გზატკეცილის მიდამოებში), ნოგარევის
ვულკანური აქტივობის რაიონი (ცენტრით მდ. ჭეშურის ხეობაში), ახალბედი-
სეულ-უძლოურის ვულკანური აქტივობის რაიონი (ცენტრით სოფ. ახალბედი-
სეულის მახლობლად), გორდის ვულკანური აქტივობის რაიონი (ცენტრით სოფ.
გორდის მახლობლად), წყალტუბოს ვულკანური აქტივობის რაიონი (ცენტრით
წყალტუბოს მახლობლად) და მთისკალთა-შქმერის ვულკანური აქტივობის
რაიონი (ცენტრით სოფ. შქმერის მახლობლად).

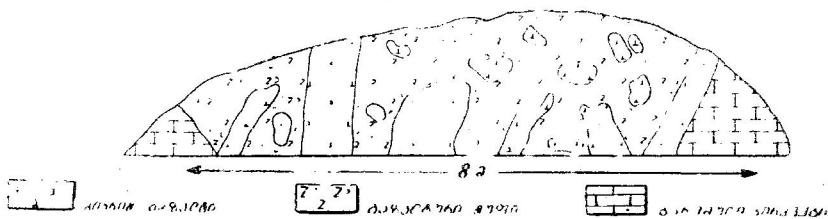
ზედაცარცული ვულკანური აპარატები თითქმის არსად არ არის შერჩენი-
ლი. ამის მიზეზი მთავრისწყების წყალქვეშა ვულკანური წარმოშობა უნდა

იყოს, თუმცა წყალტუბოს მიდამოებში ქვედაცარცულ ნალექებში ორი ვულკანური აპარატის ნაშთი მაინც შემორჩა.

პირველი ბარემულ კირქვებშია მოქცეული და კურორტ წყალტუბოს ტერიტორიაზე მდებარე ტბის ჩრდილო-დასავლეთ ნაპირზე მდებარეობს. იგი აღწერა ი. საღინაძემ (1941). ნაშრომში ამ აპარატის მორფოლოგიური აღწერილობა და მისი ამგები ქანების პეტროგრაფიული დახასიათება არის მოცემული.

მორფოლოგიურად იგი ცირკისებურად ვახსნილ ბორცვს (ნახ. 3) წარმოადგენს. აგებულია ბაზალტური ჰსამიტური ტუფებით, რომლებიც პიკრიტ-ბაზალტის ლოდებსა და ძარღვებს შეიცავს. ძარღვების სიმძლავრე 0,8 მ-დან

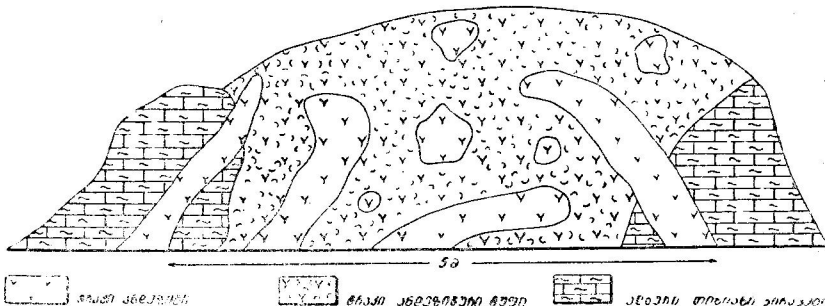
კულკანური აპარატის ნაშთი ბაქალის პირველში
(წყალტუბოს პირველი)



ნახ. 3

2 მ-მდე მერყეობს. ლოდების დიამეტრი ზოგჯერ 1 მ-მდე აღწევს. ვულკანურ-ყელის ამგები ტუფები რკინის ჰიდროქსანგიტითაა გამდიდრებული. ოლიგინისა და დიოქსიდ-ავგიტის კრისტალთან ნაშთები ამ ქანის ბაზალტურ ბუნებაზე მეტყველებს. ვულკანური ყელის ქვეშ ბარემულ კირქვებში შეჭრილია შრეძარღვი. რომელიც ტბის ფსკერზე გრძელდება. ქანი ძარღვების ანალოგიური პიკრიტ-

კულკანური აპარატის ნაშთი კლბის პირველში
(წყალტუბოს პირველი)



ნახ. 4

ბაზალტია. გ. ძოწენიძემ (1948) მთავრის წყების ქანებთან ანალოგიის საფუძველზე აღნიშნული ვულკანური აპარატის ნაშთი ზედაცარცულ ვულკანურ ცენტრად მიიჩნია.

მეორე ვულკანური აპარატის ნაშთიც (ნახ. 4) კურორტ წყალტუბოს ტერიტორიაზე მდებარეობს. იგი ალბურ თიხიან-კირქვებშია მოქცეული და ვულკანურ ყელს უნდა წარმოადგენდეს. მასაც ცირკის ფორმა აქვს. ყელის დიამეტრი 5 მ უდრის. იგი ძლიერ გათიხებულია და რკინის ჰიდროქსანგით გამდიდრებული ჰსამიტური ტუფითაა ამოვსებული. ტუფი ტრაქიანდეზიტის ოთხი ძარღვით არის გაკვეთილი. ძარღვების სიმაღლე 0,5—1 მ-მდე მერყეობს. ტუფი შეიცავს ანალოგიური ტრაქიანდეზიტის ლოდებსა და ნატეხებს, რომელთა დიამეტრი 0,2-დან 1 მ-მდე აღწევს. ტუფები ლითოკლასტურია. ქანის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორები კარბონატითა და ქლორიტითაა ამოვსებული. ძირითადი მასა რკინის ჰიდროქსანგითაა ჩანაცვლებული. ანდეზიტის მიკროლითები ტრაქიტოიდურ სტრუქტურას ჰქმნის. ქანი ტრაქიანდეზიტურ ტუფს უნდა წარმოადგენდეს. ეს ვულკანური ყელიც, მთავრის წყების ქანებთან პეტროგრაფიული და ქიმიური მსგავსების საფუძველზე, ზედაცარცული ვულკანური ცენტრის ნაშთად უნდა მივიჩნიოთ.

დანალექი და ვულკანური წარმონაქმნების ურთიერთდამოკიდებულება მთავრის წყებაში

მთავრის წყების აგებულებაში მონაწილეობს ვულკანური წარმონაქმნები და დანალექი მასალა. დანალექი მასალა ძირითადად კარბონატით არის წარმოდგენილი. მთავრის ტუფებთან და განფენებთან კირქვის შრეები და ლინზები მორიგეობს. ხშირად ტუფის შრეები მიმართებით კირქვის შრეებში გადადის. მთავრის ტუფიტების ცემენტი ძირითადად ქიმიური დანალექი კარბონატითაა წარმოდგენილი. გარდა ამისა, გვხვდება ბიოგენური წარმოშობის კირქვები.

ურთიერთდამოკიდებულება ვულკანურ წარმონაქმნებსა და დანალექ კარბონატს შორის მთავრის წყებაში გ. ძოწენიძემ (1948) გაარკვია. მან დაადგინა ტუფიტების შემადგენტელ კარბონატის დანალექი ბუნება, ამ ცემენტში მიკროფაუნის მონაწილეობის საფუძველზე. კირქვის შრეებისა და ლინზების არსებობას მთავრის წყებაში გ. ძოწენიძე ვულკანური აქტივობის შესუსტებას უკავშირებს. ვულკანურ ამოფრქვევებთან ერთად კარბონატის დალექვაც მიმდინარეობდა, რასაც კარბონატული ტუფიტების არსებობა ადასტურებს.

მთავრის წყებაში მონაწილე კირქვები, წვრილმარცვლოვანი და საშუალო-მარცვლოვანი სახესხვაობებით არის წარმოდგენილი. კირქვებში, ისევე როგორც ტუფიტების ცემენტში, ხშირად გლაუკონიტის მარცვლები გვხვდება. განფენებთან კონტაქტში კირქვები გადაკრისტალეულია.

მთავრის წყებაში დანალექ კარბონატსა და ვულკანურ წარმონაქმნებს შორის რაოდენობრივი თანაფარდობის დასადგენად სხვადასხვა ჭრილში სიმძლავრეზე გადავთვალეთ ვულკანური წარმონაქმნები და დანალექი კარბონატული მასალა, რომელიც კირქვის შრეებითა და პიროკლასტოლითების ცემენტით არის წარმოდგენილი.

გადათვლის შედეგები იხილეთ პირველ ცხრილში.

ცხრილიდან ჩანს, რომ მთავრის წყების სიმძლავრე სხვადასხვა უბანზე 830 მ-დან 282 მ-მდე მერყეობს, სათანადოდ დიდად მერყეობს ვულკანური წარმონაქმნების სიმძლავრეც 649-დან 114 მ-მდე. რაც შეეხება კარბონატს, მისი მერყეობის ამპლიტუდა სხვადასხვა უბანზე უფრო მცირეა—84 მ-დან 61 მ-მდე, კარბონატის ასეთი მერყეობა დასაშვებია ზღვიური აუზის სხვადასხვა უბანზე.

ვულკანური და დანალექი მასალის ურთიერთდამოკიდებულება

ქრილების ადგილმდებარეობა	მთავრის წყე- ვის სიმძლავ- რე, მ	ვულკანური წარმონაქმნე- ბის სიმძლავ- რე, მ	დანალექი კარბონატის სიმძლავრე, მ
ქუთაის-თბილისის გზატკეცილი (გოდოგნის მიდამო- ებში)	441	380	61
მდ. ჭეშურას ხეობა	492	408	84
სოფ. ახალბედისეულის და უძლოურის მიდამოები . .	830	749	81
მდ. სუხჩელას ხეობა	295	228	67
სოფ. გორდის მიდამოები	282	214	68

მთავრის წყების ასაკი აღნიშნულ უბნებზე ტურონ-სანტონით თარიღდებ-
და. როგორც დავინახეთ, კარბონატი აქ დაახლოებით თანაბარი რაოდენობით
მონაწილეობს. მაშასადამე, უნდა ვიფიქროთ, რომ ზედაცარკულ აუზში ადგი-
ლი ჰქონდა კარბონატის თანაბარ გამოლექვას და მთავრის წყების სიმძლავრის
ცვალებადობა ვულკანიზმის ინტენსივობაზე უნდა იყოს დამოკიდებული.

ბიოგერმული კირქვები და მარჯნის რიფები მთავრის ვულკანურ წყებაში
აღწერეს ნ. ბენდუქიძემ (1953), ნ. ბენდუქიძემ და ა. ჩიქოვანმა (1962). მათი
მონაცემებით, მარჯნული კირქვები ლინზებრივი შუაშრეების სახით ცნობილია
სოფ. გოდოგნისა და უძლოურის მიდამოებში. გარდა ამისა, მარჯნები რუდის-
ტებთან და გასტროპოდებთან ერთად ხშირად გვხვდება მთავრის ტუფბრექჩი-
ებში ორგანოგენული ქერქის სახით, რომლის სიმძლავრე რამდენიმე სანტიმეტ-
რსაც აღწევს. ზოგჯერ ზემოხსენებული ფაუნა ცალკეულ ბიოგერმულ ჰორიზონ-
ტებს ქმნის. ბიოგერმული კირქვების ერთ შრეში ნ. ბენდუქიძესა და ა. ჩიქოვანს
აღწერილი აქვთ ასაკობრივად სრულიად განსხვავებული ეგზემპლარები, რომ-
ლებიც უწყვეტ ონტოგენეტურ რიგს ქმნიან. ეს მოვლენა, ავტორების აზრით,
ვულკანური პაროქსიზმიო გამოწვეული მთელი დასახლების ერთდროულ და-
ღუპვას მოწმობს. „ვულკანური პაროქსიზმები, როგორც ჩანს, ხელს უშლიდნენ
მარჯნული ფაციესების ინტენსიურ განვითარებას, ამიტომ ცარკში ზრდადას-
რულებული მარჯნული ნაგებობები არ გვაქვს და მათი განვითარება მხო-
ლოდ მარჯან-რუდისტული ბანკების სტადიამდე მიდის“ (ბენდუქიძე, ჩიქოვანი,
1962).

მთავრის წყების პეტროგრაფია

* მთავრის წყება პეტროგრაფიული აგებულებითა და ქიმიზმით ტუტე-ოლი-
ვინიანი ბაზალტის ვულკანურ ქანთა ასოციაციას მიეკუთვნება და ამ ასოცი-
აციისათვის დამახასიათებელ ყველა წევრს მოიცავს. გ. ძოწენიძემ (1948) მთავ-
რის წყებაში პიკრიტ-ბაზალტის, ანალიციმ-ოლივინიანი ბაზალტების, ტრაქიტ-
ბაზალტისა და ფონოლითის აღსებობა დაადგინა, ამის გარდა, ჩვენ მიერ დადგე-
ნილია ტრაქიანდუზიტებისა და ტრაქიტების მონაწილეობაც.

ვულკანური ასოციაციის კიდურ ფუძე წევრს **პიკრიტ-ბაზალტის** წარმოადგენს. პიკრიტ-ბაზალტის განფენები ზედაცარცული ვულკანური აქტივობის ყველა რაიონშია ცნობილი. ისინი ყველგან ტრაქიტულ და ტრაქიანდეზიტურ პიროკლასტოლითებთან მორიგეობენ და ეს მორიგეობა, როგორც მთავრის წყების დახასიათებიდან დაინახეთ, ყველგან თანმიმდევრული და კანონზომიერია. პიკრიტ-ბაზალტი შავი ფერის მკვრივი ქანია. მას პორფირული სტრუქტურა აქვს. ფენოკრისტალები წარმოდგენილია ოლივინით, დიოპსიდ-ავგიტით ($2V+5z-+60^\circ$, $CN \text{ } \xi 39-43^\circ$) და ზოგჯერ ტიტან-ავგიტით ($2V+48-+50^\circ$, $CN \text{ } \xi 46-49^\circ$ სუსტი პლეოქროიზმი და ქვიშის საათის სტრუქტურა).

ოლივინის ფენოკრისტალები ჩვეულებრივ დიდი ზომისაა—1,5—2,5 მმ (ფოტო 1). ახალბედისეულის მიდამოების პიკრიტ-ბაზალტის განფენებში უფრო მცირე ზომის (0,5—1,5 მმ) ოლივინის ფენოკრისტალები შლირების სახით გვხვდება (ფოტო 2).

ოლივინი ხშირად გასერპენტინებულია, თუმცა გასერპენტინების ხარისხი არ არის თანაბარი. მაგალითად, გოდოგნისა და გორდის ვულკანური აქტივობის რაიონებში გაშიშვლებულ განფენებში ოლივინი მხოლოდ კიდევებში და ნაპრალების გასწვრივ არის გასერპენტინებული (ფოტო 3).

ოლივინი უფრო ინტენსიურადაა გასერპენტინებული ნოგარევის და ახალბედისეულის ვულკანური აქტივობის რაიონების პიკრიტ-ბაზალტებში. აქ ხშირია სერპენტინის ფსევდომორფოზები ოლივინის მიმართ (ფოტო 4).

პიკრიტ-ბაზალტის განფენებში ზოგ ადგილას ოლივინის გაბოჟლინგიტების ფაქტებიც არის დადგენილი (სოფ. ახალბედისეულის მიდამოები — მთა რკინისწვერის თხემი). გაბოჟლინგიტებული ოლივინი მთავრის წყებაში გ. ძოწენიძემ (1948) აღწერა. გ. ძოწენიძე ფიქრობს, რომ გაბოჟლინგიტება სუბაერულ პირობებში ამონთხეული ლავის ოლივინის ავტომეტამორფიზმით უნდა იყოს გამოწვეული, ხოლო გასერპენტინება წყალქვეშ ამონთხეული ლავის ოლივინის უნდა ახასიათებდეს. ოლივინის გაბოჟლინგიტება დადგენილია სუბაერულ პირობებში ამონთხეული განფენებისათვის (მთა რკინისწვერის თხემი). ამ განფენების აპიკალური ნაწილი ინტენსიურად გათიხებული და რკინის ჰიდროქსანგიტითაა გამდიდრებული. ამ მოვლენას გ. ძოწენიძე (1948) ვულკანურ კუნძულებზე ამოფრქვეული პიკრიტ-ბაზალტის გამოფიტვას უკავშირებს. ხოლო პიკრიტ-ბაზალტის განფენი, რომლის აპიკალური ნაწილი ვაბენტონიტებულია, რაც პალმიროლიზის მოვლენებით აიხსნება, გასერპენტინებულ ოლივინს შეიცავს (მდ. კუხას ხეობა).

პიკრიტ-ბაზალტები დიდი რაოდენობით დიოპსიდ-ავგიტის ფენოკრისტალებსაც შეიცავს. ისინი ოლივინის მსგავსად დიდი ზომის (1—1,5 მმ) კრისტალებია (ფოტო 3). დიოპსიდ-ავგიტის კრისტალები უმთავრესად საღია. მხოლოდ ზოგიერთ ძლიერ გათიხებულ და რკინის ჰიდროქსანგიტით ჩანაცვლებულ განფენებში (მთა რკინისწვერი) ისინიც ჩანაცვლებულია რკინის ჰიდროქსანგიტით.

ტიტან-ავგიტის ფენოკრისტალები, რომელსაც იშვიათად ვხვდებით პიკრიტ-ბაზალტში, ძირითადად საღია. ფენოკრისტალებს გარდა, პიკრიტ-ბაზალტში შეავე ბიტონიტის რიგის (№ 72—75) პლაგიოკლასის მიკროკრისტალები (0,2—0,3 მმ) მონაწილეობს.

პიკრიტ-ბაზალტის განფენების ძირითადი მასის სტრუქტურა ჰიალოპილიტურაა. ბაზისი ფუძე მინისაა, რომელშიც პლაგიოკლასის და პიროქსენის მიკ-

როლითები და მიკროკრისტალები, მაგნეტიტის მარცვლები და აპატიტი არის გაბნეული.

პიკრიტ-ბაზალტის განფენებთან ერთად პიკრიტ-ბაზალტური ტუფებიც გვხვდება (სოფ. გოდოგნისა და ნოვარევის მიდამოები, ნახ. 1, I, II), რომლებიც რკინის ჰიდროქსანგით ძლიერ გამდიდრებული, მურა-მომწვანო ფერის ტუფებია. ტუფები ლითოკლასტურია და ქანთა ნატეხების ზომა პსამიტურია. ქანის ნატეხები ზემოაღწერილი პიკრიტ-ბაზალტის ანალოგიურია, ოღონდ ოლივინის და პიროქსენის ფენოკრისტალები რკინის ჰიდროქსანგით არის ჩანაცვლებული. პლაგიოკლაზი მყავე ბიტონიტის რიგისაა (№ 73). ქანის ცემენტი დანალექი კარბონატია, რომელშიც მიკროფაუნის ნაშთები გვხვდება.

შესწავლილ რაიონში ბევრია პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვებიც. ეს ძარღვები ცნობილია როგორც ქვედაცარცულ, ისე ტურონ-სანტონურ ნალექებში. ძარღვული ფაციესის პიკრიტ-ბაზალტი პეტროგრაფიული ხასიათითა და ქიმიური შედგენილობით (იხ. ცხრ. 2 და 3) მთავრის წყების განფენების ანალოგიურია. განსხვავებები სტრუქტურული ხასიათისაა და ისიც უმნიშვნელო. ძარღვის ქანებს ფენოკრისტალების უფრო დიდი ზომა და კონტაქტებში აფორული სტრუქტურა ახასიათებს.

პიკრიტ-ბაზალტის სად ძარღვებთან ერთად გვხვდება გაკარბონატებულ და გაპროპილიტებულ ძარღვები. გაკარბონატებული ძარღვები მდ. წყალწითელას ხეობაში ბარემულ კირქვებში არის ცნობილი, ხოლო გაპროპილიტებული — მთავრის წყებაში ცეოლითური პროპილიტიზაციის ზონას უკავშირდება (სოფ. გვიშტიბი).

მთავრის წყების ბაზალტური ქანების მეორე სახესხვაობას ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტი წარმოადგენს.

ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის განფენები ნოვარევის ვულკანური აქტეობის რაიონს უკავშირდება და მდ. საბანელას და ჭეშურას ხეობებშია გაშიშვლებული (იხ. ნახ. 1, II, III). ეს განფენები მთავრის წყების ფუძეშია დაღვნილი.

ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტი შავი ფერის ქანა იგი თანაბარკრისტალური და ინტერსეტალური სტრუქტურით ხასიათდება, ტექსტურა მანდელშტაინური და შლირული აქვს. პორები ანალციმით, ნატროლითითა და ქლორიტით არის ამოვსებული. შლირებს ტიტან-ავგიტის და ოლივინის კრისტალები ჰქმნის (ფოტო 5). ქანში ყველა მინერალურ ფაზას ტიტან-ავგიტი ($2V+47\text{---}+50^\circ$, CNგ 44-49°) სჭარბობს.

ტიტან-ავგიტის კრისტალები მოიხსნეო-მოვარდისფერია და სუსტი პლეოქროიზმითა და ქვიშის საათის სტრუქტურით ხასიათდება. კრისტალების ზომა 0,4—0,5 მმ არ აღემატება. ტიტან-ავგიტთან ერთად გვხვდება მინერალი, რომელიც ფერით, პლეოქროიზმითა და ქვიშის საათის სტრუქტურით ტიტან-ავგიტისგან არ განიარჩევა. ოღონდ მას მცირე 2V და CNგ ახასიათებს ($2V+34^\circ\text{---}+38^\circ$, CNგ 24-34°). ამ ოპტიკურ მონაცემებზე დაყრდნობით გ. ძოწენიძემ (1948) იგი ტიტანიან პიჟონიტს მიაკუთვნა.

ოლივინის კრისტალები ანალციმიან ბაზალტში, პიკრიტ-ბაზალტების ოლივინთან შედარებით, მცირე ზომისაა და 0,3—0,4 მმ-ს არ აღემატება. ოლივინი უმთავრესად საღია და მხოლოდ კიდეებში და ნაპრალების გასწვრივია გასერპენტინებული. თუმცა ზოგჯერ სერპენტინის ფსევდომორფოზებიც გვხვდება ოლივინის მიმართ. შლირებში ოლივინთან და ტიტან-ავგიტთან ერთად ზოგჯერ

დიოპსიდ-ავგიტის ($2V+60^\circ$, $CNg\ 40^\circ$) ერთეული კრისტალებიც მონაწილეობს. პლაგიოკლაზი მყავე ლაბრადორის რიგისაა ($N\ 53-54$). იგი მცირე ზომის კრისტალების ($0,2-0,4\ \mu$) სახით გვხვდება. პლაგიოკლაზი უმთავრესად ძლიერ არის გაანალციმებული და სადი კრისტალები იშვიათია. ქანის ძირითად მასას ანალციმი ($N\ \approx 1,480$) ჰქმნის. ძირითად მასაში ანალციმთან ერთად ნატროლითიც ($N\ \approx 1,483$) მონაწილეობს. მადნეული მინერალი მაგნეტიტითაა წარმოდგენილი. მაგნეტიტის მარცვლები ძირითად მასაშია გაბნეული. აქცესორებიდან ბევრია აპატიტი, რომელიც ძირითად მასაში და პლაგიოკლაზის კრისტალებში გვხვდება.

მდ. ჭეშურას ხეობაში ანალციმიანი ოლივინიანი ბაზალტის განფენებს აღმავალ ჭრილში ანალციმიანი დიაბაზის განფენი მოსდევს (იხ. ნახ. 1, III). მას ოფიტური სტრუქტურა აქვს (ფოტო 6). პლაგიოკლაზი მყავე ლაბრადორის რიგს ძიეკუთუნება ($N\ 52$) და მკვეთრი იდიომორფიზმით ხასიათდება. ფემური მინერალები უმთავრესად ქსენომორფულია. ისინი ტიტან-ავგიტით ($2V+48^\circ$, $CNg\ 45^\circ$ ქვიშის საათის სტრუქტურა), ოლივინითა და აქტინოლიტითაა ($CNg\ 19^\circ$ დადებითი წაგრძელება) წარმოდგენილი, ტიტან-ავგიტი უმთავრესად გაქლორიტებულია, ოლივინი—გასერბენტინებული. აქტინოლიტს სხვიოსნური აგებულება აქვს. ქანის ბაზისი ანალციმს წარმოადგენს. აღსანიშნავია აპატიტის დიდი რაოდენობა. აპატიტით დასერილია ძირითადი მასაც და პლაგიოკლაზის კრისტალებიც. ბევრია მაგნეტიტიც, რომელიც ბაზისში არის გაბნეული. ანალციმიანი დიაბაზი მინერალური შედგენილობით ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის სახესხვაობას უნდა წარმოადგენდეს.

ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტებისა და ანალციმიანი დიაბაზების ძარღვები ცნობილია მთავრის წყებაში (სოფ. შქმერის მიდამოები) და ქვედაცარცულ და სენომანურ ნალექებში.

შქმერის ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის ძარღვი მთავრის განფენების ანალოგიურია, რაც შეეხება მდ. წყალწითელას ხეობაში ბარემულ კირქვებში შეჭრილ ძარღვს იგი განფენებისაგან პოიკილოფიტური სტრუქტურით განსხვავდება. ალბურ-სენომანურ ნალექებში ცნობილი (მდ. წყალწითელას ხეობა) ანალციმიანი დიაბაზების ძარღვები აღწერილი განფენის ანალოგიურია, ოღონდ პლაგიოკლაზი აქ ინტენსიურად გაკარბონატებულია და გაქლორიტებული, ხოლო ფემური მინერალი უმთავრესად გაკარბონატებული, გაქლორიტებული და გაანალციმებულია.

მთავრის წყების ბაზალტური ქანებიდან ტუტე თვისებებს ტრაქიბაზალტი შეიძლება ვთქვათ. იგი მხოლოდ ძარღვული ფაციესის სახით არის ცნობილი. ტრაქიბაზალტის პირველი ძარღვი აღწერა გ. მოწინაძემ (1948) მდ. საბანელას ხეობაში. შესწავლილ რაიონში ტრაქიბაზალტის კიდევ ორი ძარღვი აღმოჩნდა. ერთი მთავრის წყების ქანებს ჰკვეთს სოფ. ახალბედისეულის მიდამოებში, მეორე— ბარემულ კირქვებს მდ. წყალწითელას ხეობაში. ტრაქიბაზალტი რუხი ფერის, მკვრივი ქანია. მას პორფირული სტრუქტურა აქვს. პორფირულ გამონაყოფებს სანიდინის ($Ng' \approx 1,531$, $Np' \approx 1,527$, $Ng - Np' \approx 0,004$; $2V-8^\circ$) ბარკევიკიტ-კრსტუტიტის რიგის რქატყუარის ($2V-80-88^\circ$, $CNg\ 8^\circ$) კრისტალები წარმოადგენს (ფოტო 7,8). რქატყუარის ფენოკრისტალები ზოგჯერ გაოპაციტებულია (მდ. წყალწითელას ხეობა), ზოგჯერ ჩანაცვლებულია კარბონატით (მდ. საბანელას ხეობა). პლაგიოკლაზი მყავე ლაბრადორის რიგისაა — $N\ 51$. პლაგიოკლაზის ნეკროკრისტალები ($0,2-0,3\ \mu$) ძირითადი მასის ტრაქიტოიდურ სტრუქ-

ტურას ჰქმნის. ძირითად მასაში მონაწილეობს მინა და მაგნეტიტის მარცვლები. ტრაქიბაზალტის ძარღვი მდ. საბანელას ხეობიდან ინტენსიურად გაკარბონატებულია. კარბონატით ჩანაცვლებულია რქატყუარის ფენოკრისტალები და ძირითადი მასაც. ძირითადი მასა ინტენსიურად გაკარბონატებულია აგრეთვე ტრაქიბაზალტში მდ. წყალწითელას ხეობიდან.

ამ ძარღვების გარდა, სოფ. მთისკალთის მიდამოებში, ტრაქიტულ ტუფებში ტრაქიბაზალტის ნატეხი აღმოჩნდა. ქიმიური შედგენილობით ეს ქანი სოფ. ახალბედისეულის ძარღვის ანალოგიურია (იხ. ცხრ. 2). ქანი პორფირული სტრუქტურითა და მანდელშტაინური ტექსტურით ხასიათდება. ძირითადი მასა მინებრივია. პორები ამოვსებულია ქლორიტითა და კარბონატით. პორფირული გამონაყოფები სანიდინის ($Ng' \approx 1,529$, $Np' \approx 1,525$, $Ng' - Np' = 0,004$, $2V - 10^\circ$) კრისტალებით არის წარმოდგენილი. ძირითად მასაში მინასთან ერთად პლაგიოკლაზის მიკროლითები და მაგნეტიტის მარცვლები მონაწილეობს.

მთავრის ვულკანოგენურ მწველში ტრაქიბაზალტის ქანები ვიტრო-ლითო-კლასტური პიროკლასტოლითების სახით გვხვდება. მაკროსკოპულად ისინი წარმოადგენენ მწვანე ფერის სქელშრებრივ და უხეშშრებრივ დასტებს. ეს დასტები მდ. საბანელას და ჭეშურას ხეობებში (ნოგარევის ვულკანური აქტივობის რაიონი, იხ. ნახ. 1. II, III) აღმავალ ჭრილში სცვლის ანალციმიანი დიბაზის განფენებს. ქანი ძლიერ გარბონატებულია—ჩანაცვლებული ქლორიტით, ანალციმითა და კარბონატით. ქანისა და მინის ნატეხებს მანდელშტაინური ტექსტურა აქვს. პორები ამოვსებულია კარბონატით, ანალციმითა და ქლორიტით. გაანალციმებული ანდეზიტის მიკროლითები ტრაქიტოიდურ სტრუქტურას ჰქმნის. ზოგიერთ შლიფში სანიდინის და ($Ng' \approx 1,530$, $Np' \approx 1,526$, $Ng' - Np' = 0,004$; $2V - 8 - 10^\circ$) ბარკევიკიტ-კერსუტიტის რიგის რქატყუარას ($2V - 78^\circ$, $CNg 10^\circ$) კრისტალები გვხვდება. სანიდინის კრისტალები საღია, უმთავრესად გაქლორიტებული. ძირითადი მასა მინებრივია. მინა გაქლორიტებულია. ქანის ცემენტს ძირითადად კარბონატი ჰქმნის. ცემენტში ანალციმიც მონაწილეობს.

ტრაქიანდეზიტების მინერალურ შემადგენლობაზე გაცილებით მეტს გვეუბნება ძარღვის ქანები. საკვლევ რაიონში, ბარემულ კირქვებში, ტრაქიანდეზიტის რამოდენიმე ძარღვი აღმოჩნდა (სოფ. ხიდის მიდამოები, მდ. წყალწითელას ხეობა).

ტრაქიანდეზიტური ძარღვები წყალტუბოს რაიონში აღწერილ ვულკანური ყელის აგებულებაშიც მონაწილეობს.

ვულკანური ყელის ტრაქიანდეზიტური ძარღვები მაკროსკოპულად მკვრივი ტექსტურის მუქი მწვანე ფერის ქანებია. მიკროსკოპის ქვეშ მათ პორფირული სტრუქტურა აქვთ. ძირითადი მასის სტრუქტურა ტრაქიტოიდურია.

ფენოკრისტალები წარმოდგენილია პლაგიოკლაზით, ბიოტიტითა და ქლორიტის ფსევდომორფოზებით რქატყუარას მიმართ. პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალებს უმთავრესად სანიდინის ($Ng' \approx 1,526$, $Np' \approx 1,522$, $Ng' - Ng'' \approx 0,004$) არშია აკრავს (ფოტო 9). პლაგიოკლაზი მკვავე ანდეზინის რიგისაა ($Nb 32$). ძირითად მასაში მინასთან ერთად მონაწილეობს პლაგიოკლაზის მიკროლითები, ბიოტიტის და ბარკევიკიტ-კერსუტიტის რიგის რქატყუარის ($CNg 10^\circ$) მიკროკრისტალები, მაგნეტიტის მარცვლები და აპატიტი. აპატიტი ბევრია პლაგიო-

კლანის ფენოკრისტალებშიც. ამ ქანის ტრაქიანდუზიტურ ხასიათს მისი ქიმიური შედგენილობაც ადასტურებს (იხ. ცხრ. 2).

ტრაქიანდუზიტის სხვა ძარღვებიც პორფირული სტრუქტურით ხასიათდება. ფენოკრისტალები მყავე ანდუზინის რიგის პლაგიოკლაზით (N 36—38) და უმთავრესად გაოპაციტებული ბარკევიციტ-კერსუტიტის რიგის რქატყუართაა (2V-86°, CNg 6°) წარმოდგენილი. ძირითადი მასის სტრუქტურა ტრაქიტოიდურია. ძირითადი მასა აგებულია პლაგიოკლაზის მიკროლითებით, აპატიტით, მაგნეტიტითა და მინით.

მთავრის წყების აგებულებაში ტრაქიტულ პიროკლასტოლითებს დიდი ადგილი უჭირავს. ისინი ყველა ჭრილში მორიგეობენ პიკრიტ-ბაზალტის განფენებსა და ტუფებთან (იხ. ნახ. 1) და მწვანე ფერის სქელშრებრივ და უხეშშრებრივ ტუფების დასტებს ჰქმნის. ტრაქიტული ტუფები პსეფიტური და ჰსამიტური, ზოგჯერ ალევრიტული ვიტროკლასტური და ვიტრო-ლითოკლასტური სახესხვაობებითაა წარმოდგენილი. ხშირად ტუფები ინტენსიურად გაპროპილიტებულია—გაქლორიტებული, გაცეოლითებული და გაკარბონატებული. გაპროპილიტების ხარისხი არათანაბარია.

მინისა და ქანის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორები ქლორიტით, კარბონატითა და ცეოლითით არის ამოვსებული (ფოტო 10). ქანის ნატეხების სტრუქტურა ტრაქიტოიდურია (ფოტო 11). პლაგიოკლაზი საშუალო ოლიგოკლაზის მიკროლითებითაა წარმოდგენილი. პლაგიოკლაზს უმთავრესად ანალციმი ანაცვლებს. გვხვდება სანიდინის სალი კრისტალებიც ($Ng' \approx 1,528$, $Np' \approx 1,524$, $Ng' - Np' \approx 0,004$, 2V -6—-10°) და ბარკევიციტ-კერსუტიტის რქატყუართა (2V-78°—-86°, CNg 6°). ქანის ნატეხების ძირითადი მასა მინებრივია და უმთავრესად გაქლორიტებული. გაქლორიტებულია მინის ნატეხებიც. ტუფის ცემენტი კარბონატულია და ხშირად მიკროფაუნის ნაშთებს შეიცავს. ძლიერ გაპროპილიტებულ ტუფებში—ცემენტში კარბონატთან ერთად ანალციმი და ნატროლითი მონაწილეობს. ზოგ შემთხვევაში ცემენტი მთლიანად ანალციმ-ნატროლითით არის აგებული (მთისკალთა—შქმერის შიდამოები). ალევრილი ტუფების ტრაქიტული ბუნება ქიმიური ანალიზითაც დასტურდება (იხ. ცხრ. 2). საანალიზოდ გადაცემული ქანი გაპროპილიტებული იყო (რადგან სალი სახესხვაობა არ მოიპოვება). ქანი ტუტეების, განსაკუთრებით K მაღალი შემცველობით ხასიათდება, Si და Al დაბალი შემცველობა გაპროპილიტებით უნდა იყოს გამოწვეული.

ტრაქიტული პიროკლასტოლითების გარდა მთავრის წყებაში ტრაქიტის სხვა ფორმაც გვხვდება: ერთი მთავანი სოფ. გოდოგნის მხედამოებშია გაშიშვლებული (ნახ. 1, I), მეორე—სოფ. უძლოურში (იხ. ნახ. 1, IV). სოფ. გოდოგნის მხედამოებში გაშიშვლებულ განფენს ტრაქიტოიდური სტრუქტურა და მანდელშტაინური ტექსტურა აქვს. პორები ანალციმით, ქლორიტითა და კარბონატით არის ამოვსებული. პლაგიოკლაზის მიკროლითები საშუალო ოლიგოკლაზის რიგისა და მეტწილად ანალციმითაა ჩანაცვლებული. გვხვდება სანიდინის მიკროკლასტებიც ($Ng' \approx 1,528$, $Np' \approx 1,523$, $Ng' - Np' = 0,005$). ძირითადი მასა მინებრივია და ინტენსიურად გაქლორიტებული. სოფ. საჩიქობაოს განფენი ალევრილის ანალოგიურია, ოღონდ რკინის ჰიდროქსანგით არის ჩანაცვლებული. სოფ. უძლოურის განფენი მინებრივია და ინტენსიურად გაპროპილიტებული.

პ. ბ. ბ. ბ.

მათერის წყების კანების ქიმიური შემადგენლობა

ქაენეშეშეშე	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
SiO ₂	44,52	43,39	42,40	44,56	44,67	45,93	41,40	43,70	39,76	44,37	46,40	47,28
TiO ₂	2,40	3,08	3,20	2,79	1,54	2,20	2,40	2,73	2,40	1,37	2,90	2,20
Al ₂ O ₃	17,18	15,93	15,23	16,00	17,52	15,64	15,75	16,72	16,47	17,23	13,25	17,43
Fe ₂ O ₃	12,54	3,63	5,31	4,90	1,43	9,63	1,36	3,47	2,51	5,40	8,39	7,91
FeO	—	7,37	7,54	6,66	7,61	3,96	7,48	7,37	6,08	6,00	5,68	3,30
MnO	—	0,10	0,10	0,27	0,20	0,18	0,12	0,12	0,14	0,21	0,20	—
MgO	9,12	9,32	8,82	7,12	8,57	8,75	9,86	6,42	6,28	4,54	3,30	3,40
CaO	8,20	10,40	9,80	9,85	10,87	8,95	10,78	9,09	12,09	9,96	6,23	5,88
Na ₂ O	3,20	3,15	1,65	2,33	2,87	2,40	2,55	4,45	2,70	1,87	2,61	2,70
K ₂ O	1,40	0,90	0,40	1,17	1,55	0,50	1,40	1,95	1,00	1,69	4,09	4,64
SO ₃	—	—	—	0,67	0,54	—	0,27	—	0,27	0,20	0,85	—
P ₂ O ₅	0,62	0,47	0,06	0,85	0,84	0,43	0,76	0,41	0,93	1,60	1,34	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,74	—	0,060	0,056	—	—	0,01	—
ბ. წ.	1,28	1,80	2,20	2,65	1,15	1,78	4,93	3,52	6,99	2,74	4,40	5,12
სრეშეშე	1,16	0,86	4,00	0,35	0,50	1,18	0,80	0,90	2,17	2,60	0,52	2,70
შეშე	100,52	100,4	100,71	100,16	99,93	101,53	99,92	100,85	99,72	99,78	100,17	99,86

1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100

XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII		I	II	III
42,68	53,69	48,06	56,4	57,08	44,30	44,60	42,7	50,02	55,47	а	10,5	8,2	4,3
1,26	0,79	2,30	0,11	0,15	2,80	2,70	2,10	1,82	1,34	с	6,3	6,6	8,6
19,06	19,53	11,90	19,90	19,47	9,50	7,60	17,20	18,37	19,00	б	30,0	32,8	32,5
1,93	7,91	8,12	3,28	3,20	3,20	6,30	8,10	4,25	3,22	с	53,1	52,3	54,4
0,61	2,43	3,21	2,30	3,30	9,70	9,6	5,90	6,78	2,22	а'	—	—	—
0,05	0,18	0,18	0,18	—	0,20	0,50	—	0,05	0,24	б'	35,8	32,6	38,4
1,08	0,16	4,39	0,72	0,79	14,70	12,00	6,10	3,26	1,68	m ₁	51,8	48,7	49,0
10,36	3,37	7,84	1,33	1,96	12,50	10,30	11,2	6,75	3,71	с'	12,3	18,6	17,6
0,74	4,00	1,89	7,70	2,70	1,80	4,30	4,20	4,81	7,80	n	67,5	83,3	86,7
5,94	3,70	4,39	5,90	4,65	0,5	1,50	2,50	2,00	4,87	γ	35,7	9,6	14,8
0,34	—	0,68	1,03	—	—	—	—	—	—	ι	3,9	5,1	5,4
1,09	0,64	1,53	0,09	—	0,80	0,60	—	—	0,45	Q	21,1	18,1	8,1
0,031	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	a/c	1,6	1,76	0,5
6.8. 10,90	2,42	2,64	2,00	1,82	—	—	—	0,23	—				
1.4.27. 4,01	1,18	2,56	0,36	0,50	—	—	—	0,54	—				
100,38	100,0	100,24	101,27	99,86	100,0	100,0	100,0	99,62	100,00				

1. 1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100

პარტიკულუბა

| IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | XIII | XIV | XV | XVI |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 7,2 | 8,3 | 6,2 | 8,3 | 13,3 | 8,4 | 7,6 | 12,6 | 15,1 | 13,5 | 14,3 | 11,9 | 26,1 |
| 7,2 | 7,1 | 7,4 | 7,9 | 4,9 | 8,2 | 9,3 | 3,2 | 5,0 | 10,3 | 4,5 | 2,2 | 0,5 |
| 27,1 | 34,4 | 31,8 | 29,9 | 28,1 | 29,7 | 24,5 | 24,7 | 19,2 | 11,4 | 13,7 | 26,2 | 7,6 |
| 52,2 | 50,0 | 5,6 | 54,3 | 53,6 | 53,5 | 58,6 | 65,3 | 60,6 | 64,7 | 66,3 | 59,5 | 65,6 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 14,0 | — | — |
| 38,9 | 24,1 | 39,5 | 31,5 | 37,1 | 31,2 | 48,7 | 55,8 | 53,3 | 25,0 | 72,4 | 40,7 | 70,1 |
| 43,7 | 40,6 | 48,1 | 44,7 | 39,8 | 40,5 | 35,4 | 24,3 | 32,4 | 21,0 | 27,0 | 29,7 | 15,6 |
| 17,4 | 35,2 | 12,4 | 23,7 | 23,0 | 28,3 | 15,8 | 19,8 | 14,3 | 53,9 | — | 29,5 | 13,8 |
| 74,0 | 74,6 | 98,6 | 72,7 | 77,6 | 80,0 | 63,3 | 48,4 | 43,3 | 17,1 | 62,5 | 37,3 | 66,3 |
| 16,4 | 34,2 | 24,7 | 4,5 | 11,0 | 8,3 | 20,2 | 31,4 | 37,8 | 28,7 | 52,9 | 27,8 | 38,5 |
| 4,5 | 2,5 | 3,6 | 4,2 | 5,2 | 4,3 | 2,4 | 4,4 | 3,4 | 2,2 | 1,1 | 3,5 | 0,1 |
| 10,9 | 23,1 | 10,1 | 15,3 | 21,4 | 17,8 | 6,7 | 3,6 | 7,6 | 4,8 | 0,7 | 6,9 | 21,9 |
| 1 | 1,7 | 0,85 | 1,1 | 2,7 | 1 | 0,8 | 3,9 | 3 | 1,3 | 3,2 | 5,4 | 13 |

1. პიკრიტ-ბაზალტი (სოფ. მახოჯის მიდამოები); II. პიკრიტ-ბაზალტი (მდ. ჭეშურის ხეობა); III. პიკრიტ-ბაზალტი (მდ. კუხას ხეობა); IV. პიკრიტ-ბაზალტი (მთა რეინისწყვილის თხემი); V. პიკრიტ-ბაზალტი (სოფ. გოდგნის მიდამოები); VI. პიკრიტ-ბაზალტი (წყალტუბოს ვულკანური კელი); VII. პიკრიტ-ბაზალტი (ძარღვი მდ. წყალწითელას ხეობაში); VIII. ანალციმიანი ოლივინიანი ბაზალტი (მდ. ჭეშურას ხეობა); IX. ანალციმიანი ოლივინიანი ბაზალტი (ძარღვი მდ. წყალწითელას ხეობაში); X. ანალციმიანი დიაბაზი (მდ. ჭეშურას ხეობა); XI. ტრაქობაზალტი (სოფ. ახალბედისეულის მიდამოებში); XII. ტრაქობაზალტი (ქანის ნატეხიდან სოფ. მთისკალთის მიდამოებში); XIII. ტრაქობაზალტები გავარბონატებული (მდ. წყალწითელას ხეობა); XIV. ტრაქობაზალტები ცელუკანური ყელიდან წყალტუბოს მიდამოებში); XV. გაბრობილიტებული ტრაქიტული ტუფი (მდ. სუხჩელას ხეობა); XVI. ფონოლითი (წულუკიძის სპ. ჩაის მეურნეობის მე-5 უბანი); XVII. ფონოლითი (სოფ. დედალაულის მიდამოები); XVIII. პიკრიტ-ბაზალტი (ტბოლუ, სამი); XIX. პიკრიტო (სოლი ლუდარი-ერზორი); XX. ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტი (ჩეხეთის მთათაშუეთი); XXI. ტრაქიდოლიტული ბაზალტი (წმინდა ელენეს კუნძული); XII ფონოლითი (ტიბტი).

| XVII | XVIII | XIX | XX | XXI | XXII |
|------|-------|------|------|------|-------|
| 23,5 | 4,8 | 10,6 | 14,0 | 13,4 | 23,9 |
| 1,5 | 3,6 | 1,3 | 5,0 | 5,8 | 0,5 |
| 8,2 | 44,0 | 35,4 | 31,5 | 19,0 | 12,6 |
| 68,4 | 48,1 | 55,1 | 50,4 | 61,2 | 63,0 |
| — | — | — | — | — | — |
| 71,2 | 25,1 | 43,3 | 39,9 | 55,0 | 46,5 |
| 16,9 | 51,6 | 59,7 | 32,7 | 30,7 | 22,4 |
| 11,9 | 23,1 | 1,8 | 27,3 | 14,2 | 31,0 |
| 65,1 | 85,3 | 85,5 | 71,6 | 78,7 | 70,8 |
| 33,9 | 5,6 | 15,6 | 22,1 | 19,4 | 21,3 |
| 0,3 | 4,5 | 4,4 | 3,5 | 2,7 | 1,7 |
| 15,3 | 17,4 | 14,6 | 30,1 | 11,1 | 22,06 |
| 15,7 | 1,3 | 8,3 | 2,6 | 2,4 | 4,4 |

იგი მანდელშტაინური ტექსტურით ხასიათდება. პორები ამოვსებულია კარბონატით, ანალციმით და ნატროლითით. ქანი ტრაქიტული ვიტრო-ლითოკლასტური ტუფის მინის ნატეხების ანალოგიურა ჩანს, ამიტომ პირობით ტრაქიტად არის მიღებული.

აღწერილ განფენებთან ერთად სოფ. გოდოგნის მიდამოებში ტრაქიტული შედგენილობის ორი ძარღვი აღმოჩნდა. ეს ძარღვები ინტენსიურად გაპროპილიტებულია და პეტროგრაფიული ხასიათით ტუფებისა და განფენების ანალოგიურია.

მთავრის წყების კიდურ ტუტე წვევს ფონოლითი წარმოადგენს. ეს მეტად იშვიათი ქანა პირველად ნახა და აღწერა გ. ძოწენიძემ (1947, 1948). ფონოლითის ძარღვები სოფ. ახალბედისეულისა და დედალაურის მიდამოებშია ცნობილი (იხ. ნახ. 1, IV).

ფონოლითი ფიქლებრივი ტექსტურის მქონე მომწვანო-ნაცრისფერი მკვრივი ქანია, იგი პორფირული სტრუქტურითა და ტრაქიტოიდური ძირითადი მასით ხასიათდება. პორფირული გამონაყოფები წარმოდგენილია ანორთოკლაზით ($Ng' \approx 1,528$, $Np' \approx 1,524$, $Ng' - Np' \approx 0,004$), ალბიტით № 9, მწვანე ეგირინ-ავგიტის მარცვლებით ($2V + 67^\circ$, $CNg 61^\circ$; $Ng' \approx 1,760$, $Np' \approx 1,728$, $Ng' - Np' \approx 0,032$). ძირითად მასაში მონაწილეობს კალიუმის მინდვრის შპატის მიკროკრისტალები ($N = 1,516 - 1,522$), ნეფელინი ($N = 1,530 - 1,534$, ოპტიკურად ერთღერძიანი), ანალციმი ($N \approx 1,487$), ეგირინ-ავგიტისა და მაგნეტიტის მარცვლები და მინა (ფოტო 12).

ძარღვების შუაგულში ქანს უფრო მკვეთრად გამოსახული პორფირული სტრუქტურა აქვს. ფენოკრისტალების ზომა (ალბიტი, ანორთოკლაზი) 1,5 მმ აღწევს. ძარღვის ენდოკონტაქტებში კი სტრუქტურა თითქმის აფირული ხდება.

მთავრის წყების ვულკანურ წარმონაქმნთა ქიმიზმი

მთავრის წყების ვულკანურ წარმონაქმნთა ქიმიზმი, პეტროგრაფიული ხასიათის მსგავსად, ადასტურებს მის იგივეობას ფ. ტერნერისა და ჯ. ფერხუგენის (1961) მიერ გამოყოფილ ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის ვულკანურ ასოციაციასთან.

ქვემოთ მოყვანილია მთავრის წყების, სხვა ტუტე-ბაზალტური ასოციაციის ქანებისა და მთავრის წყების ძარღვული ფაციესის ქიმიური ანალიზები (ცხრ. 2.3)

ცხრილში მოყვანილ მთავრის პიკრიტ-ბაზალტებში MgO შედარებით დაბალი შემცველობა (9, 12—9,32%) ოლივინის გასერპენტინებითა და გაბოჟლინ-ვიტებით უნდა იყოს გამოწვეული. **გ. ძოწენიძის მსხვედრით (1964)**, სალი ოლივინის შემცველ პიკრიტ-ბაზალტში MgO 12% უდრის.

მთავრის წყების ტრაქიტში Si და ტუტეების შედარებით დაბალი შემცველობა ცეოლითური გაპროპილიტებით უნდა იყოს გამოწვეული. რაც შეეხება მთავრის ანალციმოლივინიან ბაზალტს, ტრაქიბაზალტს, ტრაქიანდეზიტს და ფონოლითს, იგი ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის ვულკანური ასოციაციის სათანადო წვევრთა სრულიად ანალოგიურია. მთავრის წყების ვულკანური წარმონაქ-

მნებისა და ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის ვულკანური ასოციაციის ქანთა ქიმიზმის მსგავსების ილუსტრაცია ქვემოთ მოყვანილ დიაგრამაზეა გამოსახული. დიაგრამაზე გამოხაზული ღერძული ხაზების ფორმა და მდებარეობა ქიმიური მსგავსების ნათელი დადასტურებაა.

ცხრილი 3

მთავრის წყების ძარღვლიანი ფაქტის ქიმიური შედგენილობა

| ქანგეულები | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 41,40 | 34,14 | 39,76 | 46,40 | 42,68 | 53,40 | 56,40 | 57,08 |
| TiO ₂ | 2,40 | 1,30 | 2,40 | 2,90 | 1,26 | 0,79 | 0,11 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 15,75 | 15,04 | 16,47 | 13,25 | 19,06 | 19,53 | 19,90 | 19,43 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,36 | 1,54 | 2,51 | 8,39 | 1,93 | 7,91 | 3,28 | 3,20 |
| FeO | 7,48 | 4,96 | 6,08 | 5,68 | 0,61 | 2,43 | 2,30 | 3,23 |
| MnO | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,20 | 0,05 | 0,18 | 0,18 | - |
| MgO | 9,86 | 12,24 | 6,28 | 3,30 | 1,08 | 0,16 | 0,72 | 0,79 |
| CaO | 10,78 | 15,52 | 12,09 | 6,23 | 10,36 | 3,37 | 1,33 | 1,96 |
| Na ₂ O | 2,55 | 2,80 | 2,70 | 2,61 | 0,76 | 4,00 | 7,70 | 6,77 |
| K ₂ O | 1,48 | 1,05 | 1,00 | 4,09 | 5,94 | 3,70 | 5,90 | 5,63 |
| SO ₃ | 0,27 | 0,31 | 0,27 | 0,85 | 0,34 | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0,76 | 0,49 | 0,93 | 1,34 | 1,09 | 0,64 | 0,09 | - |
| ხურ. ნაკარგი | 4,93 | 9,44 | 6,99 | 4,40 | 10,90 | 2,42 | 2,00 | 1,82 |
| სინესტე | 0,80 | 1,36 | 2,17 | 0,52 | 4,01 | 1,18 | 0,36 | 0,50 |
| ჯამი | 99,86 | 100,31 | 99,72 | 100,16 | 100,07 | 100,71 | 101,27 | 100,11 |

I — პიკრიტ-ბაზალტი (სალი) — წყალწითელას ხეობა.

II — პიკრიტ-ბაზალტი (გაკარბონატებული — წყალწითელას ხეობა)

III — ანალიმიანი ოლივინიანი ბაზალტი (სუსტად გაკარბონატებული) — წყალწითელას ხეობა

IV — ტრაქიბაზალტი (რკინის ჰიდროქსანგიტ ჩანაცვლებული) — სოფ. ახალბედისეულის მიდამოები

V — ტრაქიბაზალტი (გაკარბონატებული) — წყალწითელას ხეობა

VI — ტრაქიანდუზიტი — წყალტუბოს მიდამოები (ვულკანური ყელის ძარღვიდან)

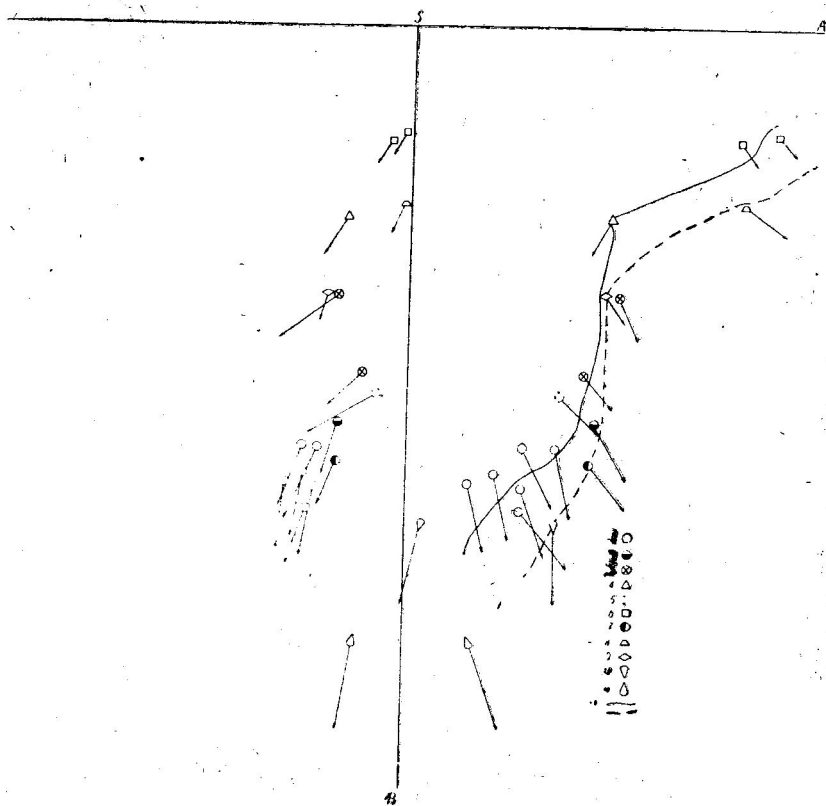
VII — ფონოლითი — სოფ. ახალბედისეულის მიდამოები (ჩაის მუტრნეობის მე-5 უბანი)

VIII — ფონოლითი — სოფ. დედალაურის მიდამოები.

მიკროელემენტები მთავრის წყების ქანებში (ცხრ. 4) ისევე ნაწილდება, როგორც ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის ასოციაციაში.

ცხრილიდან ჩანს, რომ მთავრის ბაზალტური ქანები მდიდარია V, Cr, Ni და Co (Ni > Co), ხოლო ტუტე-დიფერენციატები — ტრაქიტი და ფონოლითი ამ მიკროელემენტებს შეიცავს მცირე რაოდენობით ან სულ არ შეიცავს. ამავე დროს ისინი Zr-ით არიან გამდიდრებულნი. მიკროელემენტები ასევე ნაწილდება ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის ვულკანურ ასოციაციაშიც (ტერნერი, ფერხუგენი, 1961).

ამრიგად, პეტროგრაფიული ხასიათის, ქიმიზმისა და მიკროელემენტების განაწილების საფუძველზე მთავრის წყება შეიძლება ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის კრატოვულ ასოციაციას მიეკუთვნოს.



დიაგრამა

მთავრის წყების ქანების ქიმიზმის დიაგრამა ა. ზეფარიცკის მიხედვით
(ტუტე-ოლიგინიანი ბაზალტის ასოციაციის ქანებთან შედარებით).

1. პიკრიტ-ბაზალტი, 2. ანალიციმ-ოლიგინიანი ბაზალტი. 3. ტრაქიბაზალტი. 4. ტრაქიანდეზიტი, 5. ტრაქიტული ტუფი, 6. ფონოლითი, 7. ტუტე-ოლიგინიანი ბაზალტი. 8. საშუალო ფონოლითი (ლაკრუა) 9. ტრაქიდოლოერითული ბაზალტი, 10. პიკრიტი, სილი ლუგარი (ერშირი)
11. პიკრიტ-ბაზალტი (უპოლუ, სამოა), 12. მთავრის წყების ქანთა ქიმიზმის ღერძული ხაზი, 13. ტუტე-ოლიგინიანი ბაზალტის ასოციაციის ქანთა ქიმიზმის ღერძული ხაზი.

მიკროელემენტების შემცველობა მთავრის წყებაში

ცხრილი 4

| რიგითი № | V | Co | Ni | Cr | Zr |
|----------|-------|-------|-------|------|-------|
| I | 0,074 | 0,003 | 0,02 | 0,03 | 0,003 |
| II | 0,062 | 0,002 | 0,03 | 0,03 | 0,004 |
| III | 0,060 | 0,002 | 0,02 | 0,03 | 0,003 |
| IV | 0,060 | 0,002 | 0,03 | 0,02 | 0,004 |
| V | 0,056 | 0,001 | 0,02 | 0,02 | 0,005 |
| VI | 0,031 | 0,001 | 0,001 | — | 0,01 |
| VII | 0,026 | 0,001 | 0,001 | — | 0,01 |
| VIII | 0,010 | 0,001 | — | — | 0,019 |
| IX | 0,001 | — | — | — | 0,019 |
| X | 0,001 | — | — | — | 0,019 |

I—IV—პიკრიტ-ბაზალტები; V—ანალიციმ-ოლიგინიანი ბაზალტი; VI—VII—ტრაქიბაზალტები; VIII—ტრაქიტული ტუფი; IX—X—ფონოლითები.

ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესები და მათი პეტროგრაფიული დახასიათება

ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესები საქართველოს ბელტზე ცნობილია გოდოგნის, ცხუნკურის, გუმბრის, ცხაკაიას მიდამოებსა და რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაში—შქმერის, სხვაკას, ველევის, ნიკორწმინდის და ჭელიაღელეს მიდამოებში. ალბ-სენომანური ვულკანური წარმონაქმნები ავგიტ-რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტებისა და რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფებითაა წარმოდგენილი. მთავრის წყების მსგავსად, აქაც ძირითადად ვულკანოგენურ კარბონატულ ფაციესთან გვაქვს საქმე. პიროკლასტოლითების ცემენტი დანალექი კარბონატი, რომელშიც მიკროფაუნა და გლაუკონიტი მონაწილეობს. ალბ-სენომანურ ფაციესს ლინზების ფორმა აქვს და ლოკალური გავრცელება ახასიათებს. ზოგ უბანზე ვულკანური მასალა ალბურშიც და სენომანურშიც არის დადგენილი (შქმერის, სხვაკას, გუმბრისა და ცხუნკურის მიდამოები), ზოგან მხოლოდ ალბურში გვხვდება (გოდოგნის, ცხაკაიას, ნიკორწმინდის მიდამოები), ზოგან კი მისი ასაკი სენომანურით ისაზღვრება (ცხუნკურის, ველევის და ჭელიაღელეს მიდამოები). დიდ ფარგლებში მერყეობს ვულკანური ფაციესების სიმძლავრეც (250 მ-დან 10 მ-მდე). ალბ-სენომანურმა ვულკანოგენურმა ფაციესებმა ცეოლითური გაპროპილიტების ძლიერი გავლენა განიცადეს. გაპროპილიტების ხარისხი არ არის თანაბარი.

სენომანური ტუფები, ალბურისაგან განსხვავებით, ჭარბი რაოდენობით შეიცავს გლაუკონიტს, რომელიც ზოგჯერ ქანის 10—20% შეადგენს. გარდა ამისა, სენომანურ ფაციესს უფრო ინტენსიური ცეოლითური გაპროპილიტება ახასიათებს.

ალბ-სენომანურ დროში საქართველოს ბელტზე ვულკანური აქტივობის ორი ზოლი გამოიყო. ერთი სამხრეთით მდებარეობს და გოდოგნის, ცხაკაიას, გუმბრისა და ცხუნკურის მიდამოებს მოიცავს. მეორე ჩრდილოეთითაა და რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაშია დადგენილი.

სლფ. გოდოგნის მიდამოებში, მდ. წყალწითელას ხიდის მახლობლად, ალბურ ნალექებში ავლომერატული ტუფის ლინზაა გაშიშვლებული. ლინზის სიმძლავრე 10 მ არ აღემატება. ტუფი აგებულია სხვადასხვა ზომის ავგიტ-რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტის და რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტის ნატეხებითა და ლოდებით (დიამეტრი 0,1—1 მ-მდე), რომლებიც გათიხებული პსამიტური ტუფითაა შეცემენტებული.

ავგიტ-რქატყუარა-ლაბრადორიან პორფირიტს პორფირული სტრუქტურა ახასიათებს. პორფირული გამონაყოფებია ავგიტი, რქატყუარა და პლაგიოკლაზი. ავგიტი ($2V+54^\circ$, $CN\theta 40^\circ$) ხშირად ძლიერ გაქლორიტებულია და გაკარბონატებული. გვხვდება ქლორიტისა და კარბონატის ფსევდომორფოზები ავგიტის მიმართ. რქატყუარას ($2V-52$ — -54° , $CN\theta 10$ — 12°) მწვანე და ყავისფერი სახესხვაობები მონაწილეობს. რქატყუარა ავგიტზე ნაკლებად არის შეცვლილი. თუმცა ზოგჯერ ისიც გაქლორიტებულია. გაკარბონატებული და ოპაციტით არის ჩანაცვლებული. პლაგიოკლაზი მკვევ ლაბრადორის რიგისაა № 50 — 53. იგი უმთავრესად საღია, ზოგჯერ სუსტად გაკარბონატებული. ქანის ძირითადი მასის სტრუქტურა პიალოპილიტურია. ძირითადი მასა აგებულია მინით, პლაგიოკლაზის მიკროლითებით, პიროქსენის მიკროკრისტალებითა და ნაკნეტიტის მარცვლებით. მინა გაქლორიტებულია.

რქატყუარა-ლაბრადორიან პორფირიტსაც პორფირული სტრუქტურა აქვს. ფენოკრისტალები მწვანე რქატყუარით ($2V-48-50^\circ$, $CNg 10^\circ$) და მყავე ლაბრადორით (№ 52 — 55) არის წარმოდგენილი. რქატყუარას ხშირად ოპაციტი ანაცვლებს. პლაგიოკლაზი აქაც უმთავრესად სალია, თუმცა გვხვდება გასერიციტებული და გაკარბონატებული კრისტალებიც. ძირითადი მასის სტრუქტურა ჰიალოპილიტურია. მინებრივი ბაზისი გაქლორიტებულია. ძირითად მასაში პლაგიოკლაზის მიკროლითები და მაგნეტიტის მარცვლები მონაწილეობს.

აღწერილის ანალოგიური ავგიტ-რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტ-აღმოჩნდა ქ. ცხაკაიას მახლობლად (კერნის მასალა). იგი მიკროფაუნით დათარიღებულ ალბურ ნალექებში არის ცნობილი. ამ ქანის შესახებ პირველი ცნობები მოცემულია მ. ხუტუას, ე. ლებანიძისა და თ. ქუთათელაძის ნაშრომში (1956 წ. საფონდო მასალა). ქანს პორფირული სტრუქტურა აქვს. პორფირული გამონაყოფებია რქატყუარა, ავგიტი და პლაგიოკლაზი. რქატყუარას ($2V-50^\circ$, $CNg 12^\circ$) საღ ფენოკრისტალებთან ერთად გვხვდება გაოპაციტებული და გაქლორიტებული ფორმებიც. ავგიტი ($2V+62^\circ$, $CNg 47^\circ$) უმთავრესად ჩანაცვლებულია ურალიტით და გაქლორიტებულია. მყავე ლაბრადორის რიგის (№ 52) პლაგიოკლაზის ფენოკრისტალები სალია. ძირითადი მასის სტრუქტურა ჰიალოპილიტურია. ძირითადი მასა გაქლორიტებული მინით არის აგებული, რომელშიც პლაგიოკლაზის მიკროლითები, ავგიტის მიკროკრისტალები და მაგნეტიტის მარცვლებია გაბნეული.

ცხუნკურისა და გუმბრის მიდამოებში ცნობილი ვულკანური ფაციესი ალბ-სენომანით თარიღდება.

სოფ. ცხუნკურის მიდამოებში ალბური ასაკის ვულკანოგენებია გაშიშვლებული. ამ ქანების პეტროგრაფია თ. შათირიშვილმა (1959) შეისწავლა. ქანები რქატყუარა ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფების კრისტალოკლასტური და ვიტროლითოკლასტური სახესხვაობებითაა წარმოდგენილი.

კრისტალოკლასტურ ტუფებში პიროკლასტური მასალა რქატყუარასა და ლაბრადორის რიგის პლაგიოკლაზის იდიომორფული კრისტალებია. პლაგიოკლაზი უმთავრესად ზონალურია. ტუფი პელიტური მასით არის შეცემენტიებული, რომელშიც ბევრია მაგნეტიტისა და ილმენიტის მარცვლები.

ვიტროლითოკლასტურ ტუფებში ქანის ნატეხების სტრუქტურა პორფირულია. პორფირული გამონაყოფებია რქატყუარა და ლაბრადორის რიგის პლაგიოკლაზი. ძირითადი მასის სტრუქტურა ჰიალოპილიტურია. ძირითადი მასა გაქლორიტებული მინითაა აგებული, რომელშიც პლაგიოკლაზის მიკროლითები, მაგნეტიტი და ილმენიტი მონაწილეობს. ბევრია გაქლორიტებული მინის ნატეხებიც. ტუფის ცემენტი კარბონატულია. პიროკლასტური მასალა ამ უბანზე ალბურ მერგელებშიც მონაწილეობს.

სენომანური რქატყუარა ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფიტები გუმბრის მიდამოებშია (კერნის მასალა) ცნობილი. ლითოკრისტალოკლასტური პიროკლასტოლითები კარბონატითაა შეცემენტიებული. მასალის ზომა პსამიტურია. ვულკანური წარმონაქმნები მყავე ლაბრადორის რიგის პლაგიოკლაზისა № 56 და რქატყუარას ($2V-50^\circ$, $CNg 27^\circ$) კრისტალებით არის წარმოდგენილი. პლაგიოკლაზი ზონალურია. პლაგიოკლაზისა და რქატყუარას კრისტალები სალია. გვხვდება ქანის ნატეხები, რომელთაც ჰიალოპილიტური ან პილოტაქსიტური სტრუქტურა ახასიათებს. ქანი აგებულია გაქლორიტებული მინით, ანდეზინის მიკროლითებითა და მაგნეტიტის მარცვლებით. ქანის ნატეხები ზოგჯერ ინტენსიურად გალიმონიტებულია.

კარბონატულ ცემენტში დიდი რაოდენობით მონაწილეობს გლაუკონიტი (15%) და მიკროფაუნა.

ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესის საერთო სიმძლავრე ცხუნკურისა და გუმბრის მიდამოებში 85 მ აღწევს. აქედან 50 მ ალბურია, 35 მ—სენომანური.

● განსაკუთრებით ინტენსიური ვულკანური აქტივობა რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაშია დადგენილი. ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესის სიმძლავრე აქ 250 აღწევს.

ფაციესის ლითოლოგია დეტალურად შეისწავლ. თ. შათირიშვილმა (1959) ამ ნაღვეების პეტროგრაფიული დახასიათებისას ძირითადად მის მონაცემებს ვეყრდნობით.

რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სამხრეთ ფრთაში ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესი სოფ. შქმერის, სხვაგას, ველევის, ნიკორწმინდის და ჭელიაღელეს მიდამოებშია გაშიშვლებული.

სოფ. შქმერის მიდამოებში ცნობილი ვულკანოგენური ქანები ალბ-სენომანურით თარიღდება. პიროკლასტური მასალა რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტების კრისტალო-ვიტროკლასტური, ვიტროკლასტური და კრისტალო-ლითოკლასტური ტუფებითაა წარმოდგენილი. ტუფები ლაბრადორის და ანდეზინის რიგის ზონალური პლაგიოკლაზის და რქატყუარას კრისტალებით, მინისა და ქანის ნატეხებით არის აგებული. ქანის ნატეხები რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტით არის წარმოდგენილი. პიროკლასტური მასალა აქ ალბის ზედა ნაწილში ჩნდება. ტუფები პსეფიტური და პსამიტური ზომისაა.

ალბის ზედა ნაწილისა და სენომანური ასაკის ტუფებმა ცეოლითური გაპროპილიტების ძლიერი გავლენა განიცადეს. ტუფების ცემენტი ძირითადად კარბონატულია და გლაუკონიტს შეიცავს. გაპროპილიტებულ სახესხვაობებში ცემენტში კარბონატთან ერთად ანალციმიც მონაწილეობს.

ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესის საერთო სიმძლავრე 75 მ უდრის, აქედან ალბურ ნაღვეებზე 22 მ მოდის, სენომანურზე—53 მ.

● სხვაგას მიდამოებში ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესი მაქსიმალურ სიმძლავრეს (255 მ) აღწევს. აქედან 177 ალბურ ვულკანოგენებზე მოდის.

სხვაგასში გაშიშვლებული ვულკანოგენური ქანები პსამიტური და პსეფიტური ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფებითაა წარმოდგენილი. გვხვდება კრისტალოკლასტური და ვიტროლითოკლასტური სახესხვაობები.

კრისტალოკლასტურ ტუფებში ვულკანური მასალა ანდეზინ-ლაბრადორის რიგის პლაგიოკლაზითა და ბაზალტური და ჩვეულებრივი რქატყუარის იდიომორფული კრისტალებით არის წარმოდგენილი. ბევრია მაგნეტიტისა და ილმენიტის მარცვლები. პიროკლასტური მასალა დანალექი კარბონატით არის შეცემენტებული.

ვიტროლითოკლასტურ ტუფებში ქანის ნატეხები რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტებია. ისინი პორფირული სტრუქტურით და ჰიალოპილიტური ძირითადი მასალით ხასიათდება. პორფირული გამონაყოფებია ზონალური ლაბრადორი და რქატყუარა.

გაპროპილიტებულ სახესხვაობებში რქატყუარა და პლაგიოკლაზი ჩანაცვლებულია კარბონატით, ძირითადი მასა აგებულია გაქლორიტებული მინით, პლაგიოკლაზის მიკროლითებით და მაგნეტიტის მარცვლებით. ტუფში მონაწილე მინის ნატეხები გაქლორიტებულია, ძლიერ გაპროპილიტებულ ტუფებში კი გაანალციმებული.

ტუფების ცემენტი კარბონატულია. გაპროპილიტებულ სახესხვაობებში, კარბონატებთან ერთად, ანალციმი მონაწილეობს.

სენომანური ტუფები უფრო ინტენსიურადაა გაპროპილიტებული და ცემენტში გლაუკონიტის დიდი შემცველობით ხასიათდება.

სოფ. ველევის მიდამოებში ვულკანური ფაციესი მთლიანად სენომანური ასაკისაა, სენომანური ვულკანური ნალექების სიმძლავრე ამ უბანზე 195 მ აღწევს.

ვულკანური ფაციესი აღწერილის ანალოგიური რქატყუარა პორფირიტების ლითოკრისტალოკლასტური, პსამიტური და პსეფიტური ტუფებით არის აგებული. ცემენტი კარბონატულია, რომელშიც დიდი რაოდენობით გლაუკონიტი მონაწილეობს (19%). ტუფებს აქაც ინტენსიური ცეოლითური გაპროპილიტება განუცდია. პლაგიოკლაზის კრისტალები ხშირად ანალციმით არის ჩანაცვლებული. რქატყუარა გაკარბონატებულია, მაგრამ ხშირად სადი კრისტალებიც გვხვდება. ქანის ნატეხების ტექსტურა მანდელშტაინურია. პორები ანალციმით, კარბონატითა და ქლორიტით არის ამოვსებული.

ქანის ნატეხები გაკარბონატებულია და გაანალციმებული.

კარბონატულ ცემენტს ანალციმი ანაცვლებს. ზოგჯერ იგი სოლივით არის შეჭრილი ცემენტში. ზოგჯერ კი ძარღვების სახით გვხვდება. ანალციმთან ერთად ცემენტში ქლორიტული მასა მონაწილეობს.

სოფ. ველევიდან სამხრეთ-დასავლეთით სოფ. ნიკორწმინდის მიდამოებში ვულკანური ფაციესი მხოლოდ ალბურშია ცნობილი. აქ რქატყუარა ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფები ალბურ მერგელებთან მორიგეობს. აქ ტუფების პსამიტური და ალევროპელიტური სახესხვაობებია ცნობილი. ტუფებო ლითოკრისტალოკლასტურია. პიროკლასტური მასალა წარმოდგენილია ლაბრადორის და რქატყუარას იდიომორფული კრისტალებით, პორფირიტის ნატეხებით, სადაც ფენოკრისტალები იგივე რქატყუარა და ლაბრადორია. ქანის ჰიალოპილიტური ძირითადი მასა ინტენსიურად გათიხებულია.

ლაბრადორი და რქატყუარა ზოგჯერ კარბონატით არის ჩანაცვლებული. პსამიტური ტუფების ცემენტი კარბონატია. ალევროპელიტური ვულკანური მასალა კარბონატ-პელიტური მასით არის შეცემენტებული.

ალბური ნალექების სიმძლავრე ამ უბანზე 75 მ არ აღემატება.

კიდევ უფრო დასავლეთით, სოფ. ჭელიაღელეს მიდამოებში, ვულკანური ფაციესი სენომანურით თარიღდება და რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფებით არის აგებული. ტუფები პსამიტურია და ძირითადად კრისტალოკლასტური. ისინი მთლიანად გაანალციმებული პლაგიოკლაზის იდიომორფული კრისტალებისაგან და რქატყუარას კრისტალებისაგან შედგებიან. ცემენტი ანალციმ-კარბონატული მასაა, სადაც ანალციმი სჭარბობს. დამორჩილებული რაოდენობით გვხვდება ლითოკრისტალოკლასტური ტუფები, სადაც ხსენებულ კრისტალებთან ერთად მცირე რაოდენობით ძლიერ გაანალციმებული პორფირიტის ნატეხებიც მონაწილეობს.

ცეოლითური გაპროპილიტების, კერძოდ გაანალციმების, ინტენსივობა ჭელიაღელეს მიდამოებში გაშიშვლებულ პიროკლასტოლითებში მაქსიმუმს აღწევს. მინდვრის შპატები და ქანის ძირითადი მასა მთლიანად ანალციმით არის ჩანაცვლებული. უფრო მდგრადია გაანალციმების მიმართ რქატყუარა. თ. შათირიშვილის (1959) დაკვირვებით, იგი მხოლოდ კიდებში და ბზარების გასწვრივ არის გაანალციმებული.

სოფ. ჰელიადელეში გაშიშვლებული პიროკლასტოლითების სიმძლავრე 30 მ არ აღემატება.

აღწერიდან გამომდინარეობს, რომ ვულკანური აქტივობის სამხრეთ ზოლში ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესები ავეციტ-რქატყუარა ლაბრადორიანი პორფირიტებით და რქატყუარა ლაბრადორიანი პორფირიტებითაა წარმოდგენილი, ხოლო ვულკანური აქტივობის ჩრდილო ზოლში (რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინი) — რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტებით. ეს ქანები მეზობელი კავკასიონის სამხრეთი ფერდისა და აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინების თანადროული ტუფების ანალოგიურია და კირ-ტუტე ქიმიური ბუნებით ხასიათდება.

ვულკანური აქტივობის ჩრდილო ზოლში ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესის სიმძლავრე სოფ. სხვაფას და ველევის მიდამოებში მაქსიმალურია (250 მ-მდე) და იკლებს აღმოსავლეთისა და დასავლეთის მიმართულებით. სამხრეთ ზოლში ალბ-სენომანური ფაციესი მაქსიმალურად მშლავრია სოფ. ცხუნკურისა და გუმბრის მიდამოებში (75 მ). უნდა ვიფიქროთ, რომ ვულკანური ცენტრებიც უმთავრესად ამ უბნებთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

ცარცული ვულკანიზმის მიმდინარეობა საპართველოს ბელტზე

საქართველოს ბელტზე ცარცული ვულკანიზმის ორი სხვადასხვა გამოვლენა არის ცნობილი: პირველი ალბ-სენომანურია და კირ-ტუტე ანდეზიტური ვულკანური ამოფრქვევებით ხასიათდება, მეორე ტურონ-სანტონურია და ტუტე ვულკანურ მასალას იძლევა.

ტურონ-სანტონური ვულკანური აქტივობა უფრო ინტენსიური იყო და საკმაოდ მძლავრი კრატოგენული ვულკანური ფაციესი მოგვცა.

წინა თავებში — მთავრის წყების დახასიათებისას და ვულკანური ცენტრების დადგენისას, გამოყოფილ იქნა ვულკანური აქტივობის რაიონები. ვულკანური აქტივობის რაიონი წარმოადგენს უბანს, სადაც მასალა ძირითადად ერთი ცენტრიდან მოდიოდა, ამიტომ ვულკანიზმის მიმდინარეობაზე და მაგმის დიფერენციაციაზე მსჯელობა სწორედ ვულკანური აქტივობის რაიონებში გავრცელებულ ვულკანური მასალის ხასიათზე დაყრდნობით შეიძლება.

გოდოგნის ვულკანური აქტივობის რაიონში ტრაქიტული მასალისა და პიკრიტ-ბაზალტების ორჯერადი თანმიმდევრული მორიგეობაა დადგენილი (ნახ. 1, I). უნდა ვიფიქროთ, რომ ამგვარი მორიგეობა ბაზალტური მაგმის ორჯერადი დიფერენცირებით უნდა იყოს გამოწვეული.

ახალბედისეულის ვულკანური აქტივობის რაიონში (ნახ. 1, IV) ტრაქიტული და ტრაქიანდეზიტული პიროკლასტოლითების მორიგეობა პიკრიტ-ბაზალტების განფენებთან სამჯერადია, რაც მაგმის სამგზის დიფერენცირებას მოწმობს.

გორდის ვულკანური აქტივობის რაიონში დადგენილია ტრაქიტებისა და პიკრიტ-ბაზალტების ერთჯერადი მორიგეობა, რაც ვულკანური აქტივობის პიკრიტში მაგმის ერთგზის დიფერენცირებაზე მეტყველებს.

ნოვარევის ვულკანური აქტივობის რაიონში ვულკანური ამოფრქვევები არადიფერენცირებული ბაზალტური მაგმის ამოფრქვევით დაიწყო. აქ წყების ფუძეში ანალიკიმ-ოლივიანი ბაზალტის განფენები შიშვლდება (იხ. ნახ. 1, II, III). შემდეგ მაგმამ დიფერენცირება განიცადა, რაც ტრაქიტებისა და პიკრიტ-ბაზალტის თანმიმდევრულ ამოფრქვევაში გამოვლინდა.

ორჯერადი დიფერენცირება განიცადა იმ მაგამამ, რომელიც შქმერის ვულკანური აქტივობის რაიონის შვებავ ცენტრთან იყო დაკავშირებული. მართალია ამ უბანზე ტრაქიტებისა და პიკრიტ-ბაზალტების ორჯერადი მორიგეობა არ არის დადგენილი და წყება მთლიანად ტრაქიტული პიროკლასტოლითეობით არის აგებული (ნახ. 1, XI); მაგრამ ტრაქიტული ტუფები პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვითაა გაკვეთილი და ამავე დროს ზედა ჰორიზონტებში პიკრიტ-ბაზალტის ნატეხებსაც შეიცავს. ამიტომ უნდა ვიფიქროთ, რომ ვულკანური ამოფრქვევა ტრაქიტული პიროკლასტოლითეობით დაიწყო, მას მოჰყვა პიკრიტ-ბაზალტური ძარღვების შემოჭრა (ფუძე დიფერენციატი). მაგმის შემდგომ დიფერენცირებას კვლავ ტრაქიტული პიროკლასტოლითეობის ამოფრქვევა მოჰყვა, რომლებმაც ძარღვებიდან პიკრიტ-ბაზალტის ნატეხები შეიტაცეს.

როგორც ჩანს, სხვადასხვა ვულკანურ ცენტრებში მაგმის დიფერენცირება ვულკანურ არხებში ხდებოდა. არხები მაგმურ კერასთან იყო დაკავშირებული.

არხებში აღვილი ჰქონდა მაგმის გრავიტაციულ დიფერენციაციას, რაც ადრე გამოკრისტალბული ფუძე კომპონენტების დაძირვაში და არხის ზედა ნაწილებში ალუმინითა და ტუტეებით გამდიდრებული მლღვარის დაგროვებაში გამოიხატებოდა.

ვულკანური აქტივობის პროცესში ამგვარი დიფერენცირება ტრაქიტული მასალის ამოფრქვევაში (ტუტე დიფერენციატი) და შემდგომ პიკრიტ-ბაზალტის ამოფრქვევაში (ფუძე დიფერენციატი) გამოვლინდა.

ვულკანური აქტივობის პროცესში არხების შევსება ხდებოდა პირველად ბაზალტური მაგმით, რომლის ხელახალი დიფერენცირება ტრაქიტებისა და პიკრიტ-ბაზალტების მორიგეობის ახალ რიტმს იძლეოდა.

მასასადამე, გოდოგნის და შქმერის ვულკანურ ცენტრთან დაკავშირებულ მაგმას ორგზის დიფერენცირება განუცდია, ახალბედისეულის ვულკანურ ცენტრთან არხში — სამგზის დიფერენცირება, ხოლო გორდის და ნოგარევის ვულკანურ ცენტრთან დაკავშირებულ მაგმას — ერთგზის დიფერენცირება.

ამავე დროს ნოგარევის ცენტრიდან ვულკანიზმი არადიფერენცირებულ ბაზალტური მაგმის ამოფრქვევით დაიწყო (ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის განფენები ნოგარევის მღამობებში) და მაგმამ დიფერენციაცია ვულკანური აქტივობის მსვლელობაში განიცადა.

ვულკანური მასალის ხასიათი ტურონ-სანტონური ვულკანური აქტივობის რეჟიმის აღდგენის საშუალებას იძლევა. მთავრის წყების დახასიათებიდან დავინახეთ, რომ განფენები ძირითადად ბაზალტური იყო, ხოლო პიროკლასტოლითეობები — ტრაქიტული ან ტრაქიანდეზიტური. ამავე დროს ვულკანური აქტივობის რაიონებში დადგენილია თანმიმდევრული მორიგეობა ტრაქიტული და ტრაქიანდეზიტური პიროკლასტოლითეობისა პიკრიტ-ბაზალტურ განფენებთან. ეს მორიგეობა მიგვიბრუნებს, რომ საქართველოს ბელტზე პაროქსიზმული ხასიათის ამოფრქვევები მორიგეობს ჰავაის ტიპის მშვიდ ამოფრქვევებთან. ტრაქიტული და ტრაქიანდეზიტური პიროკლასტოლითეობის ამოფრქვევები პაროქსიზმული იყო, რაც ტრაქიტული მლღვარის სიბლანტიით და ქროლაღების სიმდიდრით იყო გაპირობებული. ტრაქიტული მღნარის ქროლაღებით სიმდიდრეს მთავრის ტრაქიტული ტუფების ძლიერ მანდელშტაინური ტექსტურაც აღასტურებს.

ბაზალტური ლავის ამონთხევა მშვიდ პირობებში მიმდინარეობდა და იძლეოდა ლავურ ვანფენებს. მთავრის ბაზალტები ფუძეშედგენილობისა და ჰა-

ნახ. 1, XI

ის კუნძულების ანალოგიური ოლივიანი ბაზალტებითა და მიკრიტ-ბაზალტებით არის წარმოდგენილი.

ალბ-სენომანური ვულკანური აქტივობა საქართველოს ბელტზე ძირეულად განსხვავდება ტურონ-სანტონურისაგან როგორც მასშტაბით, ისე ვულკანური აქტივობის ბუნებითა და რეჟიმებით. როგორც აღვნიშნეთ, ალბ-სენომანური ვულკანიზმი საქართველოს ბელტზე ლოკალურ უბნებთან იყო დაკავშირებული და ნაკლებ ინტენსიურიც იყო. ვულკანური მასალა ქიმიური ბუნებით არ არის კრატოგენებისათვის დამახასიათებელი და წარმოდგენილია კირ-ტუტე ანდეზიტური მასალით. ვულკანური ამოფრქვევები მუდამ პაროქსიმული იყო, რაზედაც პიროკლასტური მასალის პსეფიტური და ზოგჯერ აგლომერატული ხასიათი მიგვითითებს.

ალბ-სენომანური ვულკანური აქტივობა საქართველოს ბელტზე ორ ზოლთან იყო დაკავშირებული. პირველი — სამხრეთულია და სოფ. გოდოგანის ცენტრურისა და გუმბრის მიდამოებში და ქ. ცხაკაიას მახლობლად გამოვლინდა, ხოლო მეორე — ბელტის ჩრდილო-პერიფერიისზე რაჭა-ლეჩხუმის სინკლიზის სამხრეთ ფრთაში.

სამხრეთ ზოლში ვულკანური აქტივობა ზოგან მხოლოდ ალბურ დროშია ცნობილი (სოფ. გოდოგანთან, ქ. ცხაკაია), ზოგან კი სოფ. ცხუნკურისა და გუმბრის მიდამოებში, სენომანშიც გრძელდება.

ჩრდილო ზოლშიაც ვულკანიზმი ყველგან თანადროული არ არის. ზოგ უბანზე იგი მხოლოდ ალბში არის ცნობილი (სოფ. ნიკორწმინდა), სხვაგან კი მხოლოდ სენომანით თარიღდება (სოფ. ველევი და ჭელიაღლე), ხოლო სოფ. სხვაგვასა და შქმერის მიდამოებში იგი ალბურშიაც და სენომანურშიც გამოვლინდა.

პიროკლასტოლითების მაქსიმალური სიმძლავრე ჩრდილო ზოლში სოფ. სხვაგას და ველევის მიდამოებში არის დადგენილი (195—250 მ), ხოლო სამხრეთ ზოლში — სოფ. ცხუნკურისა და გუმბრის მიდამოებში (75 მ). უნდა ვიფიქროთ, რომ ალბ-სენომანური ვულკანური ცენტრები სწორედ ამ უბნებთან უნდა ყოფილიყო დაკავშირებული. გარდა ამისა, ერთი ალბური ვულკანური ცენტრის არსებობა სოფ. გოდოგანის მიდამოებში უნდა ვიგულისხმოთ, რის საბუთადაც ამ უბანზე აგლომერატული ტუფების არსებობა გამოდგება.

ალბ-სენომანური ავგიტ-რქატყუარა-ლაბრადორიანი და რქატყუარა-ლაბრადორიანი პორფირიტის ვულკანური ფაციესი ოროგენულია და კირ-ტუტე ბუნებით ხასიათდება. ამავე დროს ალბ-სენომანში საქართველოს ბელტის კრატოგენული ბუნება დადგენილად შეიძლება ჩაითვალოს. კრატოგენისათვის უცხო ვულკანური ფაციესის გაჩენა საქართველოს ბელტზე სამხრეთიდან და ჩრდილოეთიდან მოსაზღვრე აჭარა-თრიალეთის და კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გეოსინკლინების ვულკანური კერების გავლენით უნდა აიხსნას. ამ დროს სხენებულ გეოსინკლინებში ადგილი ჰქონდა ინტენსიურ ვულკანურ აქტივობას. ვულკანური მასალა გეოსინკლინებში პეტროგრაფიული ხასიათითა და ქიმიური ბუნებით საქართველოს ბელტის ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესის სრულიად ანალოგიურია. შეიძლება დავუშვათ, რომ ალბ-სენომანური ვულკანური ცენტრები გეოსინკლინური კერის ბელტის ქვეშა ვანშტოებებით იკვებებოდნენ.

ცარცულ ვულკანიზმთან დაკავშირებული პოსტვულკანური პროცესები

ცარცულ ვულკანიზმთან საქართველოს ბელტზე ინტენსიური პოსტვულკანური მოვლენები იყო დაკავშირებული. ეს მოვლენები ძირითადად ცეოლითურ გაპროპილიტებაში და გადოლომიტებაში არის გამოხატული.

ცეოლითური გაპროპილიტება, ს. ნაბოკოს (1958) მიხედვით, გამოწვეულია ნატრიუმ-ქლორიდული, სუსტად მყავე ხსნარების ზემოქმედებით შემცველ ქანებზე. ეს პროცესი ამ ქანთა გაცეოლითებას, გაქლორიტებასა და გაკარბონატებას იწვევს. დ. კორჟინსკი (1961) ცეოლითურ გაპროპილიტებას მეტამორფული პროცესების ზედაპირთან ახლომდებარე ფაციესს აკუთვნებს.

როგორც მთავრის წყებას, ისე ალბ-სენომანურ ვულკანურ ფაციესს ცეოლითური გაპროპილიტების ინტენსიური გავლენა განუცდია.

გაქლორიტების, გაკარბონატებისა და გაცეოლითების მოვლენებს მთავრის წყებაში პირველად გ. ძოწენიძემ (1948) მიაქცია ყურადღება. სოფ. გვიშტიბის მიდამოებში მას აღწერილი აქვს მანდელშტაინური ბაზალტის გამოსავალი. პორები და ნაპრალები ცეოლითებით — ანალციმითა და ნატროლითით არის ამოვსებული. ცეოლითები ქანის 20—30% შეადგენს. გ. ძოწენიძე (1948) მთავრის წყებაში გაკარბონატებული და გაცეოლითებული ტუფების მონაწილეობასაც აღნიშნავდა.

მთავრის წყებაში გაპროპილიტებულ ქანთა რამდენიმე ზონა გამოიყოფა: წყალტუბოს ზონა (სოფ. გვიშტიბის, გუმბრის მიდამოებში და მდ. გუძალეს ხეობაში), ნოგარევის ზონა (მდ. საბანელას ხეობა), მათხოჯის ზონა (სოფ. მათხოჯის მიდამოები), ხიდის ზონა (სოფ. ხიდთან; მდ. სუჩხელას ხეობაში) და შქმერის ზონა (სოფ. მთისკალთა—შქმერის მიდამოებში). ამ ზონების მდებარეობა მთავრის წყებაში სხვადასხვა დონეს უკავშირდება. ზონების სიმძლავრე და გაპროპილიტების ხარისხიც სხვადასხვაა.

წყალტუბოს ზონა ძირითადად მთავრის წყების ქვედა ნაწილებს უკავშირდება. ზონის სიმძლავრე აქ 25 მ არ აღემატება. გაპროპილიტებულია ტრაქიტული ტუფები. განსაკუთრებით ინტენსიურად ამ ზონაში გაანალციმება არის გამოვლენილი. გაკარბონატებისა და გაქლორიტების პროცესები დამორჩილებულ როლს თამაშობს. აქ გაშიშვლებულ ტრაქიტულ ტუფებს მანდელშტაინური ტექსტურა ახასიათებს, პორები ძირითადად ანალციმით არის ამოვსებული. გაანალციმებულია პლაგიოკლაზის მიკროლითები. ანალციმი დიდი რაოდენობით ქანის კარბონატულ ცემენტსაც ანაცვლებს. ქანის ნატეხების ძირითადი მასა გაქლორიტებულია. პორებში ანალციმთან ერთად დამორჩილებული რაოდენობით კარბონატიც მონაწილეობს. ქვემოთ მოყვანილია ანალციმის ორი ნიმუშის დებაეგრამა (№ 221) გვიშტიბიდან და გუმბრიდან (№ 441).

| ანალციმი (გვიშტიბი)
დებაეგრამა I | | ანალციმი (გუმბრა)
დებაეგრამა II | |
|-------------------------------------|--------|------------------------------------|--------|
| J | dx/n | J | dx/n |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 3 | 6,2196 | 4 | 6,2722 |
| 6 | 5,6756 | 8 | 5,6414 |
| 3 | 4,9344 | 3 | 4,8832 |
| 1 | 4,3032 | 6 | 3,8044 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|----|---------|----|--------|
| 4 | 3,7993 | 2 | 3,6586 |
| 10 | 3,4378 | 10 | 3,4297 |
| 3 | 3,2360 | 5 | 3,2287 |
| 7 | 2,9287 | 1 | 3,0350 |
| 2 | 2,8043 | 9 | 2,9184 |
| 4 | 2,6896 | 2 | 2,7924 |
| 3 | 2,5085 | 5 | 2,6835 |
| 2 | 2,4285 | 5 | 2,4980 |
| 3 | 2,2284 | 3 | 2,4169 |
| 1 | 2,1703 | 1 | 2,2807 |
| 2 | 2,1091 | 4 | 2,2220 |
| 5 | 1,9034 | 1 | 2,1673 |
| 4 | 1,8621 | 3 | 2,1013 |
| 7 | 1,7384 | 1 | 2,0631 |
| 2 | 1,7116 | 2 | 2,0226 |
| 3 | 1,6859 | 6 | 1,8989 |
| 7 | 1,6591 | 5 | 1,8632 |
| 3 | 1,5901 | 8 | 1,7393 |
| 1 | 1,5635 | 3 | 1,7125 |
| 3 | 1,4960 | 5 | 1,6991 |
| 2 | 1,4763 | 1 | 1,6636 |
| 1 | 1,4432 | 2 | 1,6127 |
| 6 | 1,4133 | 5 | 1,5923 |
| 1 | 1,3705 | 2 | 1,5587 |
| 6 | 1,3563 | 4 | 1,4948 |
| 3 | 1,3055 | 4 | 1,4766 |
| 5 | 1,2833 | 1 | 1,4591 |
| 4 | 1,2605 | 2 | 1,4420 |
| 6 | 1,2103 | 7 | 1,4120 |
| 4 | 1,1830 | 1 | 1,3827 |
| 4 | 1,1650 | 2 | 1,3693 |
| 1 | 1,1332 | 6 | 1,3663 |
| 4 | 1,1166 | 1 | 1,3434 |
| 1 | 1,1056 | 5 | 1,3045 |
| 1 | 1,0891 | 5 | 1,2833 |
| 2 | 1,0681 | 4 | 1,2603 |
| 3 | 1,0616 | 1 | 1,2371 |
| 2 | 1,0596 | 7 | 1,2194 |
| 6 | 1,0379 | 6 | 1,1823 |
| 6 | 1,0261 | 2 | 1,1737 |
| 6 | 1,0032 | 5 | 1,1647 |
| 3 | 0,99287 | 1 | 1,1488 |
| 4 | 0,98265 | 1 | 1,1337 |
| | | 5 | 1,1178 |
| | | 3 | 1,0695 |
| | | 3 | 1,0630 |
| | | 2 | 1,0577 |
| | | 6 | 1,0209 |
| | | 6 | 1,0040 |

დანადგარი IPC—55 a
კამერის დიამეტრი—57,3 მმ
ნიმუშის დიამეტრი—0,38 მმ
გამოსხივება Fe—ანოდი
ძაბვა—40 kV
დენის ძალა—10 mA
ექსპოზიცია—1 საათი
შესწორება NaCl-ის შეტანით.

(ანალიტიკოსი რ. ახვლედიანი)

ნოგარევის ზონა მთავრის წყების ზედა ნაწილს მოიცავს. ზონის სიძლივრე 50 მ აღემატება. აქაც ტრაქიტული ტუფებია შეცვლილი, რომლებიც ინტენსიური გაანალციმებით ხასიათდება. ანალციმი პორებს ავსებს კარბონატთან და ქლორიტთან ერთად და კარბონატულ ცემენტსაც ანაცვლებს. პლაგიოკლასის მიკროლითები ძირითადად ანალციმით არის ჩანაცვლებული, ხოლო მინა გაქლორიტებულია. გაანალციმების ხარისხი ზონის ზედა ნაწილში თანდათან იკლებს. აქ ანალციმი კარბონატულ ცემენტს მხოლოდ ნაწილობრივ ანაცვლებს, მაშინ როდესაც ქვედა ნაწილში კარბონატი თითქმის მთლიანად ჩანაცვლებულია ანალციმით.

მათხოვის ზონაც მთავრის წყების ზედა ნაწილში მდებარეობს. იგი შედარებით მცირე სიძლივრით (36 მ) და გაანალციმების დაბალი ინტენსივობით ხასიათდება. ისიც ტრაქიტული პორფირის ტუფებით არის აგებული. პორები კარბონატით, ქლორიტითა და ანალციმით არის ამოვსებული. ქანის

ნატეხები გაქლორიტებულია და გაანალციმებულია. ცემენტი დანალექი მიკროფაუნის შემცველი კარბონატით არის წარმოდგენილი.

ცეოლითური გაპროპილიტების მძლივრი ზონა მდ. სუხჩელას ხეობაში შიშვლდება (ხიდის ზონა). ზონის სიძლივრე 100 მ აღემატება. გაპროპილიტება აქაც ტრაქიტულ ტუფებს შეეხო. გაანალციმებულია პლაგიოკლასის მიკროლითები. გვხვდება ქლორიტის ფსევდომორფოზები რქატყუარას მიმართ. ქანის ნატეხების ძირითადი მასა და მინა გაქლორიტებულია. პორები ანალციმით, ქლორიტითა და კარბონატით არის ამოვსებული. კარბონატულ ცემენტში

ანალციმი მონაწილეობს. გორდის ზონაში გაპროპილიტების ხარისხი თანაბარია მთელ სიმძლავრეზე.

განსაკუთრებით ინტენსიური ცეოლითური გაპროპილიტება შქმერის ზონაშია დადგენილი. აქ მთავრის წყება, რომელიც ტრაქიტული პიროკლასტოლითებით არის აგებული, მთელ სიმძლავრეზეა გაპროპილიტებული. ქანისა და მინის ნატეხები ანალციმით, ქლორიტითა და კარბონატით არის ჩანაცვლებული, ხოლო ტუფის ცემენტი მთლიანად ანალციმით არის წარმოდგენილი. შქმერის ზონის სიმძლავრე 150 მ-მდე აღწევს.

აშირგად, ცეოლითური გაპროპილიტება მთავრის წყებაში არ არის თანაბარი. იგი გარკვეულ ზონებს უკავშირდება, რომელიც, თავის მხრივ, ძირითადად ვულკანური აქტივობის რაიონებშია ლოკალიზებული.

წყალტუბოს ზონა წყალტუბოს ვულკანური აქტივობის რაიონთან არის დაკავშირებული, ნოგარევის ზონა—ნოგარევის ვულკანური აქტივობის რაიონთან, მათხოჯის ზონა—ახალბედისეულის ვულკანური აქტივობის რაიონთან, ხიდის ზონა—გორდის ვულკანური აქტივობის რაიონთან, შქმერის ზონა — შქმერის ვულკანური აქტივობის რაიონთან. ვულკანურ ცენტრებთან და ვულკანური აქტივობის რაიონებთან გაპროპილიტებული ზონების კავშირი ვულკანურ არხებთან სიახლოვეთ უნდა იყოს გაპირობებული, რადგან სწორედ ვულკანური არხები წარმოადგენს სუბპიდროთერმებისა და პიდროთერმების ძირითად წყაროს.

ცეოლითური გაპროპილიტების ინტენსივობა ხელსაყრელ პიდროლოგიურ პირობებზეც უნდა იყოს დამოკიდებული, რადგან სუბპიდროთერმების წარმოშობა გრუნტის წყლებში ვულკანური ემანაციების გახსნის შედეგია (ნაბოკო, 1958).

ინტენსიური ცეოლითური გაპროპილიტება განიცადეს აგრეთვე რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინის სენომანურმა პიროკლასტოლითებმაც. აქაც ცეოლითური გაპროპილიტების პროცესის ინტენსივობა არათანაბარია.

ცეოლითური გაპროპილიტება რაჭა-ლეჩხუმის სინკლინში ტუფების ინტენსიურ გაანალციმებაში, გაკარბონატებასა და გაქლორიტებაში გამოვლინდა. პროცესში მთავარ როლს გაანალციმება ასრულებს. თ. შათირიშვილი (1958) აღნიშნავს გაანალციმების ინტენსივობის ზრდას აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენ. სენომანური პიროკლასტოლითების გავრცელების კიდურ აღმოსავლეთ უბანზე, სოფ. შქმერის მიდამოებში, გაპროპილიტებულია სენომანური ნალექების მხოლოდ ქვედა ნაწილი. გაანალციმებას აქ ლაბრადორი და კარბონატული ცემენტი განიცდის. უფრო დასავლეთით მდებარე სოფ. სხევას მიდამოებში გაპროპილიტებული ზონა სენომანური პიროკლასტოლითების ქვედა და შუა ნაწილებს მოიცავს. ზონა საკმაოდ მძლავრია და გაპროპილიტების პროცესიც უფრო ინტენსიური. ამ უბანზე ლაბრადორი ხშირად მთლიანად ანალციმითაა ჩანაცვლებული. ანალციმის არშია ზოგჯერ რქატყუარას კრისტალებსაც აკრავს. სენომანის ზედა ნაწილებში აქ ისევე, როგორც შქმერის ზონაში, გაკარბონატების პროცესები სჭარბობს და პლაგიოკლაზში ხშირად მხოლოდ კარბონატით არის ჩანაცვლებული.

დასავლეთით სოფ. ველევის მიდამოებში გაპროპილიტება, კერძოდ გაანალციმების მოვლენები, უფრო ინტენსიურია. პლაგიოკლაზის კრისტალებს აქ

მთლიანად ანალციმი ანაცვლებს. ზოგჯერ გაანალციმებულ პლაგიოკლას ქლორიტის არშია აკრავს. გვხვდება გაანალციმებული რქატყუარა და პიროქსენი. კარბონატული ცემენტი ძლიერ არის გაანალციმებული და ქლორიტით ჩანაცვლებული. სენომანური პიროკლასტოლითების ზედა პორიზონტში გაანალციმების ინტენსივობა იკლებს და, ისევე როგორც სხვაგან, მის ადგილს გაკარბონატება იჭერს.

სოფ. ჭელიადელეს მიდამოებში გაანალციმების ინტენსივობა მაქსიმალურია. ლაბრადორი მთლიანად ჩანაცვლებულია ანალციმით. აღინიშნება ქლორიტის არშიები გაანალციმებული პლაგიოკლასის გარშემო. გაანალციმებულია რქატყუარაცა და პიროქსენიც (ანალციმის არშიები რქატყუარისა და პიროქსენის გარშემო). კარბონატული ცემენტი ინტენსიურად არის ჩანაცვლებული ანალციმით. ზოგჯერ ანალციმი სოლებად არის შეჭრილი კარბონატულ ცემენტში. მრავალ შემთხვევაში ცემენტი მთლიანად ანალციმით არის წარმოდგენილი.

სენომანურ ვულკანოგენურ ფაციესში, ისევე როგორც ტურონ-სანტონურში, გაპროპილიტების ზონები ვულკანურ ცენტრებს უკავშირდება.

პიდროთერმული შეცვლის პროცესები ტურონ-სანტონური ვულკანიზმის ძარღვულ ფაციესშიაც გამოვლინდა. ზედაცარცული ნალექების გამკვეთ ძარღვებს აღწერილის ანალოგიური ცეოლითური გაპროპილიტება აქვს განციდილი, ხოლო ქვედა ცარცულ-ბარემულ კირქვებში შეჭრილი ძარღვები ინტენსიურად გაკარბონატებულია. გაპროპილიტებულ ძარღვები ძირითადად გაპროპილიტების ზონებს უკავშირდება. ცეოლითური გაპროპილიტება ძარღვებშიც გაანალციმებაში, გაქლორიტებასა და გაკარბონატებაში მდგომარეობს. მდ. წყალწითელას ხეობაში პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვებია ცნობილი. ამ ძარღვების უმრავლესობა ძლიერ გაკარბონატებულია. გვხვდება პიკრიტ-ბაზალტის სალი ძარღვებიც. გაკარბონატებულ ძარღვებში კარბონატით ჩანაცვლებულია პლაგიოკლასის, ოლივინის, ნაწილობრივ პიროქსენის ფენოკრისტალები და ძირითადი მასა (ფოტო 13).

ქვემოთ მოყვანილია (ცხრ. 5) სალი და გაკარბონატებული პიკრიტ-ბაზალტის ქიმიური ანალიზები და ბარტის მეთოდით გადათვლის შედეგად მიღებული ამ ქანების ფორმულა.

ქანების ფორმულებიდან გამომდინარეობს, რომ გაკარბონატების პროცესის მსვლელობაში ქანიდან ხდებოდა Si, Al და Ti ხსნარებში გატანა. ამავე დროს ქანს Ca და Mg ენაცვლებოდა კარბონატის სახით (გაკარბონატებულ ქანში მაღალი ხურებითი ნაკადი CO₂-ის მაღალ შემცველობაზე მეტყველებს). მაშასადამე, წყალწითელას პიკრიტ-ბაზალტებში შეცვლის პროცესი გადოლომიტებაში გამოვლინდა. უნდა ვიფიქროთ, რომ პიდროთერმული ხსნარები, რომელთაც ბარემული კალციტ-დოლომიტური წყების გავლა უხდებოდათ, გზადგზა Ca და Mg მდიდრდებოდნენ.

ხსნარები პიკრიტ-ბაზალტების კონტაქტს უკავშირდებოდა და გარკვეულ ეტაპზე, როცა Ca და Mg-ის კონცენტრაცია სათანადო დონეს მიაღწევდა, პიკრიტ-ბაზალტების კალციუმ-მაგნეზიალურ მეტასომატოზს ახდენდა, რამაც სილიკატებისა და ძირითადი მასის დოლომიტით ჩანაცვლება გამოიწვია.

რაც შეეხება ცეოლითურ გაპროპილიტებას ცარცულ ვულკანოგენებში, პიდროთერმების წარმოშობა ვულკანურ არხებთან იყო დაკავშირებული, ხო-

სალი და ვაკარბონატული პიკრიტ-ბაზალტების ურთიერთშედარება

| ვანგეულები | I | II | |
|--------------------------------|-------|--------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| SiO ₂ | 41,40 | 34,14 | I—სალი პიკრიტ-ბაზალტი
II—ვაკარბონატული პიკრიტ-ბაზალტი

I—K ₉ Na ₂₆ Ca ₁₂₁ Mg ₁₅₅ Mn ₁ Fe ₆₆ ⁺² Fe ₆ ⁺³ Al ₉₆
Ti ₁₉ Si ₄₂₅ P ₃ (O ₁₄₀₃ OH ₁₉₇).
II—K ₉ Na ₂₇ Ca ₁₆₀ Mg ₁₇₇ Mn ₁ Fe ₆₆ ⁺² Fe ₅ ⁺³ Al ₈₇
Ti ₉ Si ₂₁₃ P ₂ (O ₁₂₁₈ OH ₂₅₈). |
| TiO ₂ | 2,40 | 1,30 | |
| Al ₂ O ₃ | 15,75 | 15,04 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1,36 | 1,54 | |
| FeO | 7,48 | 4,96 | |
| MnO | 0,12 | 0,12 | |
| MgO | 9,86 | 12,24 | |
| CaO | 10,78 | 15,52 | |
| Na ₂ O | 2,55 | 2,80 | |
| K ₂ O | 1,40 | 1,05 | |
| SO ₃ | 0,27 | 0,31 | |
| P ₂ O ₅ | 0,76 | 9,49 | |
| ხ. ნ. | 4,93 | 9,44 | |
| სინესტე | 0,80 | 1,36 | |
| ჯამი | 99,86 | 100,31 | |

ლო ხსნარების საბოლოო ჩამოყალიბება ვულკანოგენურ კარბონატულ ფაციესში ხდებოდა. ამ პირობებში ხსნარის (რომლის პირველადი ბუნება სუსტად მჟავეა) გამდიდრება ხდებოდა ტუტეებით Ca, Mg, Fe და გარკვეულ ვტაპზე, როცა ხსნარის შედგენილობა ხდებოდა ტუტე — (PH > 7) Al და Si.

ამგვარი ხსნარების ზემოქმედება შემცველ ვულკანოგენებზე იწვევდა კომპონენტების გადანაწილებას მთავრის წყების ქანებში, რაც ცეოლითურ გაპროპილიტებაში გამოვლინდა. ცეოლითური გაპროპილიტების ინტენსივობა სხვადასხვა უბანზე დამოკიდებულია ვულკანურ არხთან ვულკანური ემანაციების წყაროსთან სიახლოვეზე, აგრეთვე ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე. ტექტონიკურ პირობებზე და ქანთა სტრუქტურაზე. ამ მიზეზით უნდა იყოს ვაკარბონატული სხვადასხვა ზონაში გაპროპილიტების სხვადასხვა ხარისხი.

ცარცული ვულკანიზმის სუბვულკანური ფაციესი

ცარცული სუბვულკანური ფაციესი საქართველოს ბელტზე ქუთაისის წყალტუბოს და ტყიბულის რაიონებში გავრცელებული ტეშენიტური ქანებითა და ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტით (ტურონ-სანტონი) და დიორიტებით (ალბ-სენომანი) არის წარმოდგენილი.

ტეშენიტის სილები ქუთაის-ტყიბულის რაიონის ბათურ და ბაიოსურ ნალექებში არის ცნობილი. ამ ქანების პირველი პეტროგრაფიული აღწერა დ. ბელიანკინს (1912) ეკუთვნის. შემდეგ წლებში ხსენებულ ტეშენიტებს დ. ბელიანკინი და ვ. პეტროვი (1940), ბ. ბელიკოვი სწავლობდნენ. უფრო გვიან ნ. სხირტლაძემ (1943) დეტალურად შეისწავლა ქუთაის-ტყიბულის ტეშენიტების პეტროგრაფია და ქიმიზმი და აზრი გამოთქვა მათი ასაკის შესახებ. ქვემოთ მოყვანილი ქუთაის-ტყიბულის ტეშენიტების მოკლე დახასიათება ნ. სხირტლაძის მონაცემებს ეყრდნობა.

ქუთაის-ტყიბულის რაიონში ტეშენიტის 5 სილია ცნობილი: კურსებ-ნაბოსლევის, ცუცხვათ-ნაბელარის, ქოლუბნის, ოფუჩხეთ-კონეთის და კუდოთ-ზარათის. ტეშენიტი ავგიტიანი და ავგიტ-ბარკევიკიტიანი სახესხვაობებით არის წარმოდგენილი. იგი ოფიტური სტრუქტურისა და შლირული მაკროტექსტურის მქონე ქანია, მჟავე ლაბრადორის რიგის პლაგიოკლაზს (№ 53—56) შეიცავს. ლაბრადორის მარცვლებს შორის ანორთოკლაზის ($2V - 52^{\circ} - 62^{\circ}$) კრისტალები გვხვდება. ზოგჯერ ლაბრადორს ანორთოკლაზის ვიწრო არშია აკრავს. ფემური მინერალებიდან მთავარ როლს ტიტან-ავგიტი ($2V + 48^{\circ} - + 32^{\circ}$, CNგ 46-50°) ასრულებს. იგი სუსტად პლეოქროული მოიისფრო-მოვარდისფრო კრისტალებითაა წარმოდგენილი, კარგად გამოხატული ქვიშის საათის სტრუქტურით. ტიტან-ავგიტი ძირითადად საღია, ზოგჯერ გამაფხობლებულია კიდეებში და ნაპრალების გასწვრივ ბიოტიტით და ქლორიტით არის ჩანაცვლებული. ქარსებიდან ბიოტიტი გვხვდება. იგი კიდეებში ახლავს მადნეულ მინერალს ან ტიტან-ავგიტს ანაცვლებს. ამფიბოლებიდან მომწვანო ფერის რქატყუარა მონაწილეობს. რქატყუარა ბიოტიტთან არის შეზრდილი ან ტიტან-ავგიტს ანაცვლებს. კურსებ-ნაბოსლევის შრეძარღვის ენდოკონტაქტებში დიდი რაოდენობით მონაწილეობს ბარკევიკიტი ($2V - 72^{\circ}$, CNგ 16°). ბარკევიკიტის დიდი შემცველობის გამო ნ. სხირტლაძემ (1943) კურსებ-ნაბოსლევის სილის ენდოკონტაქტები ტეშენიტის ავგიტ-ბარკევიკიტიან სახესხვაობას მიაკუთვნა. ტეშენიტი შეიცავს აგრეთვე გასერპენტინებული ოლივინის კრისტალებს. ძირითადი მასა უმთავრესად ანალციმით არის აგებული. ანალციმის გარდა ძირითად მასაში მონაწილეობს სხვა ცეოლითებიც — ნატროლითი და ტომსონიტი. ქანი მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს ქლორიტს. გვხვდება ეპიდოტი, პრეხიტი და კარბონატი. მადნეული მინერალი მაგნეტიტითა და ილმენიტით არის წარმოდგენილი.

~~აღსანიშნავია, რომ მინერალები სილებში მეტად არააზარად არის განაწილებული და ქანს შლირული მაკროტექსტურა ახასიათებს.~~ შლირები ცეოლითებისა და მელანოკრატული მინერალების (რქატყუარა, ავგიტი, ბიოტიტი, ქლორიტი) არათანაბარი განაწილების შედეგია. ერთგვაროვანია მხოლოდ სილის ენდოკონტაქტები სახურავ და საგებ გვერდში, რომლებიც ავგიტ-ბარკევიკიტიანი სახესხვაობით არის წარმოდგენილი. გარდა ამისა, ეს ქანები წვრილმარცვლოვანი სტრუქტურით ხასიათდება.

ტეშენიტურმა მაგმამ, როგორც ჩანს, სილებში დიფერენციაციის რთული პროცესი განიცადა, რაზედაც რთული შლირული მაკროტექსტურა მიგვითითებს. რაც შეეხება წვრილმარცვლოვან კონტაქტებს სილის საგებ სახურავ გვერდში, აქ სწრაფი გაცივების გამო პირველად ტეშენიტურ მაგმას დიფერენციაცია არ განუცდია და პირველადი მლღვარის ბუნებას ტეშენიტის სილის კონტაქტები უფრო პასუხობს.

ქუთაის-ტყიბულის რაიონში ბათურ ნაღებებში ნ. სხირტლაძემ (1943) აღწერა მონჩიკიტისა და კამპტონიტის ძარღვები (0,5—4 მ). მონჩიკიტი ძირითადად ტიტან-ავგიტით, გასერპენტინებული ოლივინით, ქლორიტითა და ანალციმით არის აგებული. მონჩიკიტში მცირე რაოდენობით მონაწილეობს პლაგიოკლაზიც. ბევრია აპატიტი და ილმენიტი. ძირითადი მასა ანალციმით არის წარმოდგენილი. პეტროგრაფიული ხასიათით მონჩიკიტი ტეშენიტურ ქანთა

ოჯახს ეკუთვნის. ტემენიტისაგან განსხვავებით, იგი არ შეიცავს ანორთოკლასს.

კამპტონიტი, ნ. სხირტლაძის (1943) მიხედვით, პორფირული სტრუქტურის ქანია. პორფირული გამონაყოფები ტიტანიანი დიოპსიდ-ავგიტიო ($2V + 56^{\circ}$, $CNg 48^{\circ}$) და გასერპენტინებული ოლივინითაა წარმოდგენილი. ქანი მყავე ბიტონიტის რიგის პლაგიოკლასს ($N\# 70$) შეიცავს. ზოგჯერ გვხვდება ბარკევიკიტის ქსენომორფული კრისტალები, რომლებსაც ხშირად ბიოტიტი ანაცვლებს. ქანის ძირითადი მასა ქლორიტით და ანალციმით არის აგებული.

ქუთაის-წყალტუბოს რაიონში ქვედაცარტულ ნალექებში ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის სილებია ცნობილი. ერთი მათგანი ბანოჯის მიდამოებშია ნანახი და ტემენიტის სახელწოდებით აღწერეს ნ. ვაჩნაძემ, ვ. თაბაგარმა (1938) და ბელიკოვმა. ნ. სხირტლაძის (1943) აზრით, ეს ქანი თავისი მინერალოგიური შედგენილობის მიხედვით ტიპურ ტემენიტურიდან ნორმალურ ანალციმიან ბაზალტებისკენ იხრება, ქიმიური ბუნებით კი ტემენიტების ჯგუფში ექცევა.

ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის მეორე სილი მდ. ჭეშურის ხეობაში გაშვებულ ბარემში აღმოჩნდა (ამ ქანის შრეძარღვული წოლის ფორმას ბარემულ კირქვებში შეჭრილი აპოფიზი ადასტურებს. ფოტო 14). ორივე ქანი როგორც მინერალოგიური შედგენილობით, ისე ქიმიზმით მთავრის ეფუზიების ანალოგიურია. მთავრის ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტისაგან განსხვავებით, შრეძარღვის ქანში ლაბრადორს ზოგჯერ სანიდინის არშია აკრავს ($2V-15^{\circ}-35^{\circ}$).

ქუთაის-ტყიბულის ტემენიტების ასაკზე სხვადასხვა შეხედულება არსებობს. ნ. სხირტლაძეს (1943) რაჭის ოლიგოცენური და კარაგანულ ნალექებში ცნობილი ტემენიტების ძარღვების მსგავსად, ქუთაის-ტყიბულის ტემენიტების ასაკი მეოტისპონტურად მიაჩნია. ამ აზრს იზიარებენ გ. ზარიძე და ნ. თათროშვილი (1959), გ. ზარიძე (1961). გ. ძოწენიძის (1949) მიხედვით, ქუთაის-ტყიბულის ტემენიტები ტურონ-სანტონური ვულკანიზმის სუბველკანურ ფაციესს, ვულკანების ფესვებს წარმოადგენს. ეს მოსაზრება ტემენიტებისა და მთავრის ეფუზიების პეტროგრაფიული და ქიმიური ბუნების მსგავსებას ემყარებოდა. გ. ძოწენიძის მოსაზრება დღეს აბსოლუტური ასაკის მონაცემებითაც დასტურდება. ტემენიტები პალეოგენ-ტურონულად თარიღდება (რუბინშტეინი).

ქუთაის-ტყიბულის ტემენიტებისა და ეფუზური და სუბველკანური ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტების, კამპტონიტებისა და მთავრის პიკრიტ-ბაზალტების ქიმიური მსგავსების ილუსტრაცია ქვემოთ მოყვანილ ცხრილშია მოცემული (ცხრ. 6, 7).

ტემენიტები და ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტები ერთი პეტროგრაფიული ბუნებით ხასიათდება. რაც შეეხება მინერალოგიურ განსხვავებას, რაც ტემენიტში ამფიბოლების, ანორთოკლასისა და ბიოტიტის არსებობაში ვლინდება. ამის მიზეზი ერთისა და იმავე მაგმის სხვადასხვა პირობებში დაკრისტალდება უნდა იყოს. ანორთოკლაზი შედარებით დაბალტემპერატურული მინერალია და ანალციმიან ბაზალტებში სწრაფი გაცივების პირობებში ვერ ასწრებდა ჩამოყალიბებას. ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის სილებში $K-Na$ -იანი მინდვრის შპატი სანიდინით ($2V-15-25^{\circ}$) არის წარმოდგენილი.

ა. მარფუნინის (1962) ახალი კლასიფიკაციის მიხედვით, ტეშენიტის K—Na-იანი მინდვრის შტაპი (2V—52—62°) სტრუქტურულად მოწესრიგებულ სახესხვაობას მიეკუთვნება, ხოლო სუბველკანურ ანალციმიან ბაზალტში ეს მინერალი (2V-15° — -35°) სტრუქტურულად მოუწესრიგებელი კრისტალებით არის წარმოდგენილი. ხოლო ეფუზიების ანალციმ-ოლივინიან ბაზალტებში K—Na-იანი მინდვრის შტატი სულ არ გამოკრისტალებულა. ეს მოვლენა ერთისა და იგივე მაგმის სხვადასხვა პირობებში დაკრისტალებით აიხსნება.

დიდ სიღრმეზე (1000—1100 მ), ხანგრძლივი გაცივების პირობებში, K—Na-იანი მინდვრის შტატები ასწრებდა მოწესრიგებას, რამაც განაპირობა დაბალტემპერატურული სტრუქტურულად მოწესრიგებული კრისტალების გაჩენა ტეშენიტის სილებში. ზედაპირთან უფრო ახლო (400 მ) ქვედა ცარცში შეჭრილ ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტის სილებში, რომელთა დაკრისტალება უფრო სწრაფად ხდებოდა, K—Na-იანი მინდვრის შტატების მხოლოდ სტრუქტურულად მოუწესრიგებელი ფორმები ჩნდებოდა, ზედაპირზე კი სწრაფი გაცივების პირობებში K—Na-იანი მინდვრის შტატი დაკრისტალებას საერთოდ ვერ ასწრებდა.

ცხრილი 6

ტეშენიტების და ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტების ქიმიზმის ურთიერთშედარება

| ჯანგულები | I | II | III | IV | V | რიცხვითი მაზ. | I | II | III | IV | V |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|---------------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 46,67 | 45,84 | 46,20 | 43,70 | 43,54 | a | 10,7 | 13,4 | 10,8 | 13,3 | 9,8 |
| TiO ₂ | 1,63 | 1,66 | 3,30 | 2,73 | 2,70 | c | 5,4 | 6,7 | 5,0 | 4,9 | 5,4 |
| Al ₂ O ₃ | 15,05 | 17,87 | 15,12 | 16,72 | 14,79 | b | 25,1 | 22,8 | 27,5 | 28,2 | 19,9 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,27 | 6,62 | 3,63 | 3,57 | 4,00 | s | 58,6 | 57,1 | 56,7 | 53,6 | 53,8 |
| FeO | 7,53 | 5,16 | 7,05 | 7,37 | 8,28 | f' | 43,6 | 50,1 | 38,5 | 37,1 | 38,4 |
| MnO | 0,16 | 0,19 | 0,14 | 0,12 | 0,21 | m' | 34,8 | 34,8 | 35,9 | 39,8 | 40,2 |
| MgO | 4,80 | 4,40 | 5,53 | 6,42 | 7,00 | c, | 21,6 | 15,0 | 27,0 | 23,0 | 21,3 |
| CaO | 8,27 | 7,71 | 9,60 | 9,09 | 9,45 | n | 71,2 | 84,0 | 77,9 | 77,6 | 75,4 |
| Na ₂ O | 3,24 | 4,78 | 3,71 | 4,45 | 3,16 | t | 2,5 | 2,6 | 5,0 | 5,3 | 4,5 |
| K ₂ O | 1,97 | 1,36 | 1,59 | 1,95 | 1,64 | φ | 12,5 | 26,2 | 11,7 | 11,0 | 11,4 |
| P ₂ O ₅ | 1,69 | 0,43 | 0,83 | 0,41 | | a/c | 2 | 2 | 2,2 | 2,7 | 1,8 |
| SO ₃ | | 0,53 | | | | Q | 9,5 | 19,3 | 13,3 | 21,4 | 13,6 |
| H ₂ O | 0,62 | 1,01 | 0,22 | 0,90 | 1,29 | | | | | | |
| ხ. ნ. | 2,94 | 3,21 | 3,09 | 3,52 | 3,69 | | | | | | |
| ჯამი | 100,67 | 100,38 | 100,01 | 100,8 | 100,04 | | | | | | |

- I—ავგიტ-ბარკევიციტიანი ტეშენიტი (კერსებ-ნაბოსლევის შრეპარლი ენდოკონტაქტიდან)
- II—ანალციმ-ოლივინიანი ბაზალტი (ბანოჯის შრეპარლი)
- III— " " " (სათაფლის პარლი)
- IV— " " " (მდ. ჭეშურას ხეობა, შრეპარლი)
- V— " " " (ნოგარევის განფენი)

ნელი გაცივების პირობები ხელს უწყობდა აგრეთვე რეაქციული ბიოტიტისა და ანფიბოლის წარმოქმნას ტეშენიტსა და კამპტონიტში.

კამპტონიტების და პიკრიტ-ბაზალტების ურთიერთშედარება

| ჯანგულები | VI | VII | რიცხვითი მას. | VI | VII |
|--------------------------------|-------|--------|---------------|-------|------|
| SiO ₂ | 43,15 | 44,52 | a | 11,36 | 10,6 |
| TiO ₂ | 2,04 | 2,40 | b | 5,39 | 6,3 |
| Al ₂ O ₃ | 15,34 | 17,18 | b | 30,16 | 30,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,51 | 12,54 | s | 53,09 | 53,0 |
| FeO | 8,00 | | f' | 35,9 | 35,8 |
| MnO | 0,20 | | m' | 45,8 | 51,8 |
| MgO | 7,51 | 9,12 | c' | 18,3 | 12,3 |
| CaO | 8,27 | 8,20 | n | 78,0 | 67,5 |
| Na ₂ O | 3,72 | 3,20 | t | 3,3 | 3,8 |
| K ₂ O | 1,63 | 1,40 | f | 42,0 | 35,8 |
| P ₂ O ₅ | 0,35 | 0,62 | a/c | 2,1 | 1,6 |
| SO ₂ | 0,73 | | Q | 22 | 21,1 |
| ბ. ნ. | 4,39 | 1,28 | | | |
| H ₂ O | 2,13 | 1,16 | | | |
| ჯამი | 99,97 | 100,52 | | | |

VI — კამპტონიტი (ქუთაისის რაიონი)

VII — პიკრიტ-ბაზალტი (სოფ. მათხოჯის მიდამოები)

მსოფლიოს მრავალ ადგილას ტუტე-ოლივინიანი ბაზალტის ასოციაციის ეფუძნებითან ტეშენიტური სუბვულკანური ფაციესი არის დადგენილი (ტერნერი და ფერხუგენი, 1961). ქუთაის-ტყიბულის ტეშენიტის ასაკი (აბსოლუტური ასაკის მონაცემები), მათი სივრცობრივი კავშირი მთავრის წყებასთან და მთავრის ეფუძნებისა და ტეშენიტების მსგავსება ადასტურებს გ. ძოწენიძის (1949) მოსაზრებას ოკრიბის ტეშენიტებისა და მთავრის წყების გენეტური კავშირის შესახებ.

რაც შეეხება რაჭის ტეშენიტების ახალგაზრდა ძარღვებს, რომელნიც ოლივოციენურ და კარაგანურ ნალექებს ჰკვეთენ, გ. ზარბიძის (1961) მიხედვით, ანალციმიანი ბაზალტის განფენის ფესვებია, რომელიც სოფ. ნამანევისა და ქვედა შავრას მიდამოებში ჩოკრაკულ, კარაგანურ და სარმატულ ნალექებზე დევს. გ. ზარბიძის მიხედვით (1961) რაჭისა და ქუთაის-ტყიბულის ტეშენიტები ტუტე ვულკანიზმის ახალგაზრდა იმპულსის სუბვულკანური ფაციესია. ეს მოსაზრება სამართლიანია რაჭის ძარღვებისათვის, მაგრამ მთავრის ვულკანოგენურ წყებასთან სივრცობრივად და ასაკობრივად დაკავშირებული ქუთაის-ტყიბულის ტეშენიტური სილები ტურონ-სანტონური ვულკანური აქტივობის სუბვულკანურ ფაციესად მიგვაჩნია.

საქართველოს ბელტზე, ქუთაისის მიდამოებში, დიორიტის სილები, ლაკოლითები და ძარღვებია ცნობილი. ამ ქანების პეტროგრაფია დეტალურად გ. ძოწენიძემ (1948) შეისწავლა. დიორიტის გამოსავლები აღწერილია ქუთაისონის გზატკეცილზე (ქვათაფის მასივი), მწვანეყვავილასა (მწვანეყვავილას მასივი) და ჭომის მიდამოებში. ეს დიორიტები იურულ ნალექებშია შეჭრილი. დიორიტის სილი და ძარღვები მდ. წყალწითელას ხეობაში ნეოკომურ კირქვებშია ცნობილი.

სხენებული დიორიტული ქანები გ. ძოწენიძის (1948) აღწერით, ავგიტ-რქა-ტყუარიან სახესხვაობას ეკუთვნის, შეიცავს საშუალო ანდეზინის რივის პლა-

გიოკლასს, ავგიტს, ჩვეულებრივ რქატყუარას, რომელიც კიდეების გასწვრივ ბიოტიტითაა ჩანაცვლებული. ქანი შეიცავს კვარცის ქსენომორფულ მარცვლებსაც, ბევრია მაგნეტიტი, სფენი და აპატიტი.

ქვემოთ მოყვანილი ქუთაისის დიორიტების ქიმიური ანალიზებიც ქანის დიორიტულ ბუნებას ადასტურებს.

ცხრილი 8

ქუთაისის მილამოების დიორიტების ქიმიური შედგენილობა

| ჟანგეული | I | II | |
|--------------------------------|-------|-------|---|
| SiO ₂ | 58,84 | 57,19 | I — ქვათაფის დიორიტი
II — ჭომის დიორიტ-პორფირიტი |
| TiO ₂ | 0,63 | 0,59 | |
| Al ₂ O ₃ | 18,98 | 17,96 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,01 | 3,64 | |
| FeO | 2,25 | 2,32 | |
| MnO | 0,18 | 0,18 | |
| MgO | 1,31 | 2,10 | |
| CaO | 7,46 | 7,39 | |
| Na ₂ O | 3,05 | 3,82 | |
| K ₂ O | 1,75 | 1,74 | |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,08 | |
| SO ₂ | 0,16 | 0,19 | |
| ხ. ნ. | 1,79 | 2,39 | |
| H ₂ O | 0,68 | 0,6 | |

უფრო გვიან გ. ძოწენიძემ (1964) საქართველოს ბელტის ალბ-სენომანურ ავგიტ-რქატყუარიან პორფირიტებთან აღნიშნული დიორიტების პეტროგრაფიული ანალოგიისა და მათი სივრცობრივი კავშირის საფუძველზე ისინი ალბ-სენომანური ვულკანიზმის სუბვულკანურ ფაციესად მიიჩნია. ეს მოსაზრება სტრატეგრაფიულადაც დასტურდება.

ცნობილია, რომ დიორიტის ძარღვები მდ. წყალწითელას ხეობაში აბტურ ნალექებს ჰყვითს (ე. ი. აბტურზე ახალგაზრდაა). ამავე დროს ქვათაფის დიორიტი მონჩიკიტის ძარღვით არის გაკვეთილი (ძოწენიძე, 1948). თუ ქუთაის-ტყიბულის ტეშენიტ-მონჩიკიტ-კამპტონიტური ფაციესი მთავრის წყების სინქრონულია და ქვედა ტურონ-სანტონური ასაკისაა, მაშინ დიორიტები ტურონულზე ძველი ყოფილა, და ასაკობრივად ალბ-სენომანს უკავშირდება. აბსოლუტური ასაკის მონაცემებით იგივე დასტურდება.

მაშასადამე, ქუთაისის დიორიტებისა და ალბ-სენომანური პიროკლასტოლითების ასაკობრივი კავშირი ადასტურებს გ. ძოწენიძის მოსაზრებას, რომ ეს ქანები ერთი და იგივე ვულკანური აქტივობის სუბვულკანურ და ეფუზურ ფაციესს წარმოადგენს.

სასარგებლო ნამარხები

სასარგებლო ნამარხები, რომელიც ცარცულ ვულკანიზმთან თუ ვულკანოგენურ ნალექებთანაა დაკავშირებული, მთავრის წყებაშია ცნობილი. მთავრის წყება შეიცავს ბენტონიტის საკმაოდ მდიდარ საბადოსა და მუშის ტიპის საღებავის მადან-გამოვლინებას, ფოსფორიტისა და მარგანეცის მადანგამოვლინებებს.

1. ბენტონიტი და მუმიის ტიპის საღებავი

მთავრის წყებაში ბენტონიტის მადანგამოვლინება ცნობილია სოფ. უძლოურისა და ახალბედისეულის (ნახ. 1, IV), სოფ. ცხუნკურისა (ნახ. 1, V) და სოფ. გუბისწყლის მიდამოებში. აქედან ყველაზე მნიშვნელოვანია უძლოურისა და ახალბედისეულის მადანგამოვლინება, სადაც მდ. კუხას ხეობაში ბენტონიტის შვიდი ფენაა გამოშვლებული. ბენტონიტის ფენების საერთო სიმძლავრე ამ უბანზე 40 მ-მდე აღწევს. სოფ. „ცხუნკურის მიდამოებში (მდ. გუძალესხევი) ბენტონიტის ორი ფენაა ცნობილი, რომელთა სიმძლავრე 1 და 6 მ უდრის. სოფ. გუბისწყლის მიდამოებში ბენტონიტის ზუთმეტრიანი ფენა აღმოჩნდა (კერნის მასალა)“.

ბენტონიტის ფენები მთავრის წყებაში ტუფებთან, განფენებთან და კირქვის შრეებთან მორიგეობს. გარდა ამისა მთავრის წყებაში სხვადასხვა ხარისხით გაბენტონიტებული ტუფებიც მონაწილეობს.

ბენტონიტის ფენები მონტმორილონიტისაგან შედგება, რაც ოპტიკური რენტგენოსტრუქტურული, თერმული და ქიმიური ანალიზით დასტურდება.

გაუფერულებული ბენტონიტის ოპტიკური კონსტანტები— $Ng' \approx 1,533$, $Np' \approx 1,508$, $Ng' - Np' = 0,025$ —მონტმორილონიტისათვის არის დამახასიათებელი. ქვემოთ მოყვანილი დებაეგრამებიც მონტმორილონიტისაა.

დებაეგრამა III (ნომ. № 728)

| d/n (kx) | I | |
|----------|-----|-----------|
| 15,09 | 100 | 001 |
| 4,43 | 22 | 020 |
| 2,57 | 13 | (220,006) |
| 2,41 | 9 | |
| 1,49 | 5 | (060) |

დებაეგრამა IV (ნომ. № 732)

| d/n (kx) | I |
|----------|-----|
| 15,57 | 100 |
| 4,44 | 22 |
| (3,77) | 8 |
| (3,51) | 7 |
| 3,04 | 10 |
| 2,54 | 22 |
| 2,52 | 7 |

(გადაღების პირობები: A—Cu სკალა 100 იმპ./სეკ.

RC—IV, V—35 KV, I—10 mA, ხერელი I—8 მმ,

ხერელი III—8 მმ, დიფრაქტომეტრი IPC—50—U ანალიტიკოსი ნ. ვახიანევი).

თერმული ანალიზის მრუდიც მონტმორილონიტურია და ხასიათდება ორი ენდოთერმული ეფექტით— 220° და 700° -ზე ცელსიუსით, რომელთაგან პირველი მკვეთრადაა გამოხატული.

მთავრის ბენტონიტის ქიმიური შედგენილობა მინერალის ფორმულაზე გადათვლილია ზვიაგინის მეთოდით. ქვემოთ მოყვანილია ქიმიური ანალიზების ცხრილი და მინერალის ფორმულები (იხ. ცხრ. 9).

ბენტონიტის პირველი შრე მთავრის წყებაში გ. ძოწენიძემ (1948) აღმოაჩინა და მისი გენეზისი პალმიროლიზს დაუკავშირა. ავტორი აღნიშნავდა, რომ მთავრის წყება თავისი ჩამოყალიბების პროცესში პალმიროლიზის ძლიერ გავლენას განიცდიდა, რაც მთავრის წყების ტუფებში გლაუკონიტის მონაწილეობას

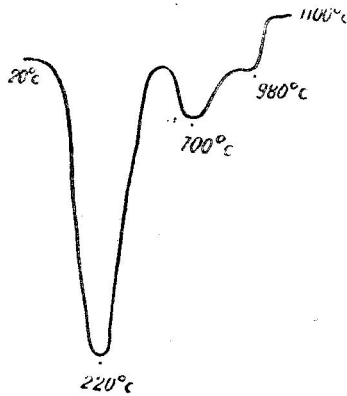
ბით დასტურდება. უფრო გვიან, 1960 წელს, გუმბრის პარტიის გეოლოგებმა ცხუნკურისა და გუბისწყლის ბენტონიტური შრეები აღმოაჩინეს. ერთი წლის შემდეგ ახალბედისეულის მძლავრი მადანგამოვლინება აღმოჩნდა (გუგუშვილი, 1964). გ. ძოწენიძემ (1965) თავისი გენეტური წარმოდგენა ყველა ჩამოთვლილ მადანგამოვლინებაზე გაავრცელა. მართლაც, ბენტონიტის შრეებრივი წოლის ფორმა, ბენტონიტის ფენების ერთგვაროვანი აგებულება (შეცვლის პროცესი ერთ ფენაში ყოველთვის თანაბარია და არსად შეიმჩნევა მიმართებით პროცესის შესუსტება) ჰალმიროლიზურ გენეზისზე მიგვითითებს.

ბენტონიტის ფენებთან ერთად, სოფ. ახალბედისეულისა და ცხუნკურის მიდამოებში, გაბენტონიტებული ტუფებიც მონაწილეობს. ტუფებმა გაბენტონიტებამდე ცეოლითური გაპროპილიტება განიცადეს, რაზედაც გაბენტონიტებული ტუფის ცემენტში ანალციმ-ნატროლითის ნაშთები, გაქლორიტებული მინის ნატეხები ან გაქლორიტებული ძირითადი მასა მეტყველებს. გაბენტონიტება ილიტით და მონტმორილონიტით ჩანაცვლებაში გამოიხატება.

ზოგ ტუფში ქანის ნატეხები გაილიტებულია. გვხვდება ილიტის ($Ng' \approx 1,598$, $Np' \approx 1,565$, $Ng' - Np' \approx 0,033$) ფსევდომორფოზები პიროქსენის მიმართ და გაქლორიტებული მინა ნაწილობრივ ილიტით არის ჩანაცვლებული. ტუფის ცემენტი კი მთლიანად ილიტ-მონტმორილონიტური მასით არის ჩანაცვლებული და პირველადი ანალციმ-ნატროლითის მხოლოდ ნაშთებია შერჩენილი. სხვა ტუფები უფრო ინტენსიურადაა გაბენტონიტებული, აქ ქანისა და მინის ნატეხები მთლიანად ილიტით ან ილიტ-მონტმორილონიტური მასითაა ჩანაცვლებული, ხოლო ცემენტი მონტმორილონიტით ($Ng' \approx 1,535$, $Np' \approx 1,509$, $Ng' - Np' \approx 0,026$) არის წარმოდგენილი.

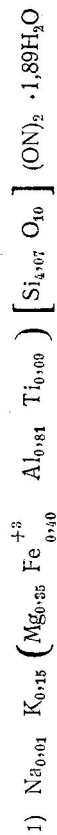
ბენტონიტის ფენებისა და სხვადასხვა ხარისხით გაბენტონიტებული ტუფების არსებობა ვულკანური აქტივობის რეჟიმზე — ამოფრქვევებს შორის ინტერვალზე — უნდა იყოს დამოკიდებული. როდესაც ინტერვალის საკმაოდ ხანგრძლივია, ზღვის წყალსა და ტუფს შორის ურთიერთმოქმედების დრო დიდია, ტუფი ბენტონიტად გარდაიქმნება, ხოლო როცა ხსენებული ინტერვალის მოკლეა — ვულკანური ამოფრქვევა და მასალის დაღეჟვა სწყვეტს კავშირს ზღვის წყალსა და გაბენტონიტების გარკვეულ სტადიაზე მყოფ ტუფს შორის. ამგვარად, ტუფების გაბენტონიტების სხვადასხვა ხარისხი ამოფრქვევებს შორის ინტერვალის ხანგრძლივობაზეა დამოკიდებული. გაბენტონიტების ხარისხი ქანის სტრუქტურაზეც არის დამოკიდებული. ბუნებრივია, რომ ზღვის წყლისათვის შეღწევადი ტუფები უფრო ადვილად განიცდის ჰალმიროლიზს, ვიდრე განფენები.

გაბენტონიტებული ტუფების არსებობა ჰალმიროლიზის სტადიურ ხასიათზე მიგვითითებს. პროცესის სტადიურობა სხვადასხვა ალუმ-სილიკატების (ავგიტის, პენინის, ანალციმის, ნატროლითის) სილიკატად (მონტმორილონიტად) სტადიურ გარდაქმნაში გამოიხატება. სტადიური მინერალის სახით ჰიდროქარსი — ილიტი გვევლინება. ჰალმიროლიზის მსვლელობაში ალუმოსილი-



ნახ. 5

| ქანის დასახელება | სინესტე | | ბ. წ. | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | CaO | MgO | MnO | Na ₂ O | K ₂ O | ჯამი |
|---|------------------|------------------|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|-------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------|
| | 100 ⁰ | 350 ⁰ | | | | | | | | | | | | | |
| ბენტონიტი მღ. კუხას ხეობიდან | 15 | 17 | 8,50 | 39,00 | 14,66 | 12,73 | 0,36 | 2,40 | 0,01 | 2,52 | 4,86 | 0,07 | 0,10 | 0,12 | 100,5 |
| ბენტონიტი მღ. კუხას ხეობიდან (წმინდა ფრაქცია) | 12,40 | 4,92 | 3,48 | 40,82 | 15,20 | 11,60 | — | 2,76 | 0,07 | 2,82 | 5,08 | — | 0,14 | 0,85 | 100,1 |
| ბენტონიტი მღ. გუსალეს ხეობიდან (წმინდა ფრაქცია) | 11,24 | 5,96 | 3,20 | 39,66 | 16,53 | 12,60 | — | 3,20 | 0,07 | 3,11 | 4,57 | — | 0,10 | 0,70 | 100,7 |



ორივე ფორმულა მონტორიონიტს პასუხობს.

კატების გარდაქმნა ხდება ილიტად. ილიტი კი მონტმორილონიტში გადადის პროცესის სტადიურობა ტეტრაედრული ალუმინის სტრუქტურული არამდგრადობით უნდა იყოს გაპირობებული (ტეტრაედრული ალუმინის არამდგრადობა ე. სობოლევმა (1959) დაადგინა). ილიტის სტრუქტურაში ტეტრაედრული ალუმინი მინიმალური რაოდენობით მონაწილეობს. ის ალუმოსილიკატები, რომელნიც მესერში უფრო დიდი რაოდენობით შეიცავენ ტეტრაედრულ ალუმინს, არამდგრადნი არიან და უფრო ადრე გარდაქმნებიან ილიტად და სათანადოდ მონტმორილონიტად. ამის დადასტურებაა გაბენტონიტებული ტუფები, სადაც ანალციმ-ნატროლითის ცემენტი მთლიანად გარდაქმნილია მონტმორილონიტად, მასშინ როდესაც ძირითადი მასის ქლორიტი (პენინი $Ng' \approx 1,567$, $Np' \approx 1,562$, $Ng' - Np' \approx 0,005$) ილიტის სტადიაზეა. ანალციმის და ნატროლითის ანიონურ რადიკალში Al:Si სათანადოდ უდრის 1:2 და 2:3. ხოლო პენინის ანიონურ რადიკალში—Al:Si=1:3.

მთავრის ბენტონიტების სხვადასხვა ფენა ტექნოლოგიური თვისებებით განსხვავდება. მაღალი ადსორბციის უნარით ხასიათდება ყვითელი ფერის ფხვიერი სტრუქტურის ბენტონიტის ფენები. ამ შემთხვევაში, როგორც ჩანს, ტრაქტიული ტუფები უნდა იყოს გაბენტონიტებული და მაღალი ადსორბციული თვისებები სამვალენტიანი რკინის მცირე შემცველობით უნდა იყოს გაპირობებული.

სხვა ფენები (ადსორბციის დაბალი უნარით) ბაზალტური ტუფების ჰალმიროლიზის შედეგია და სამვალენტან რკინასაც დიდი რაოდენობით შეიცავს. ეს წარმოდგენა ჯერ არ არის შემოწმებული და ბენტონიტები დეტალურ მინერალოგიურ კვლევას მოითხოვს.

ბენტონიტის ახალბედისეულის მადანგამოვლინების მახლობლად, სოფ. მათხოჯისა და ახალბედისეულის მიდამოებში (რკინისწვერის თხემი), რკინის ჰიდროქსანგიტ ინტენსიურად გამდიდრებული წითელი ფერის თიხის გამოსავლები არის ცნობილი. ეს თიხები პიკრიტ-ბაზალტის განფენების აპიკალურ ნაწილს უკავშირდება და სოფ. მათხოჯის მიდამოებში მათი სიმძლავრე 3 მ-მდე აღწევს, ხოლო ახალბედისეულში 2—5 მ-მდე მერყეობს. ამ თიხებს საღებავის თვისებები აქვს და ადრევე მიიქცია გეოლოგების ყურადღება. მათი ტექნოლოგია შეისწავლა ი. მონცელიძემ (1933), მან ისინი მუმისის ტიპის საღებავს მიაკუთვნა. გ. ძოწენიძის აზრით (1948, 1959), ხსენებული თიხების გენეზისი დაკავშირებულია ფულკანურ კუნძულებზე პიკრიტ-ბაზალტის განფენების სუბაერულ გამოფიტვასთან ტროპიკული ჰავის პირობებში. თიხების მინერალოგია ოპტიკურად ნ. სხირტლაძემ (1948) შეისწავლა.

ქვემოთ მოყვანილია ამ თიხების დებაეკრამა.

| დებაეგრამა V (ნომ. № 756) | | (გავრჩელება) | | (გავრჩელება) | |
|---------------------------|-----|--------------|----|--------------|----|
| d/n (kx) | I | d/n (kx) | I | d/n (kx) | I |
| 15,09 | 100 | 2,59 | 67 | 1,66 | 35 |
| 7,35 | 49 | 2,37 | 33 | 1,64 | 20 |
| 4,43 | 35 | 2,33 | 33 | 1,537 | 15 |
| 3,53 | 67 | 2,195 | 35 | 1,483 | 50 |
| 3,01 | 33 | 1,84 | 33 | 1,450 | 33 |
| 2,70 | 47 | 1,69 | 35 | 1,36 | 10 |

გადაღების პირობები: A—Cu RC—IV, I—35, I—10mA, სკალა—100 იმპ/სეკ. ხვრელი—1—8მმ (ხვრელი II—8 მმ. დიფრაქტომეტრი IPC—50U. ანალიტიკოსი ნ. ვიახირევი)

დებეგრამის 1, 3, 5, 6, 7, ხაზები მონტმორილონიტს ახასიათებს, 2, 8, 11, 12, 13, 14, 17, 18 — კაოლინიტს; 4, 7, 10, 11 — ქლორიტს.

მამასადამე, თიხა რკინის ჰიდროქსანგით ინტენსიურად გამდიდრებულ კაოლინიტ-მონტმორილონიტ-ქლორიტული მასით არის წარმოდგენილი.

ზემოთ აღნიშნულია, რომ პიკრიტ-ბაზალტის განფენის აბიკალური ნაწილი გათიხებულია. გათიხებულ აბიკალურ ნაწილსა და საღ პიკრიტ-ბაზალტის შორის განფენში გარდამავალი ზოლი მდებარეობს. ამ ზოლში პიკრიტ-ბაზალტი ნაკლებად არის გათიხებული და რკინის ჰიდროქსანგით უფრო დარბია, ვიდრე აბიკალურ ნაწილში. გაუფერულების შემდეგ აღმოჩნდა, რომ გარდამავალი ზონა გაბოჟინგიტებულ ოლოვის შეიცავს; გვხვდება ილიტისა და ქლორიტის ფსევდომორფიზები პიროქსენის მიმართ. გაილიტებულია ($Ng' \approx 1.579$, $Np' \approx 1.548$, $Ng' - Np' \approx 0.031$) პლაგიოკლასის კრისტალებიც. ძირითადი მასა ილიტ-ქლორიტულია, უბან-უბან მხოლოდ ილიტით არის აგებული ($Ng' \approx 1.580$, $Np' \approx 1.551$, $Ng' - Np' = 0.029$).

ქვემოთ მოყვანილია აღწერილი გამოფიტვის პროფილის ქიმიური ანალიზების ცხრილი.

ცხრილი 10

სალი და გათიხებული ბაზალტებისა და თიხის ქიმიური შედგენილობა

| ჯანგეულები | I | II | III |
|--------------------------------|--------|--------|--------|
| SiO | 44,56 | 39,74 | 34,59 |
| TiO ₂ | 2,79 | 3,99 | 4,41 |
| Al ₂ O ₃ | 16,00 | 16,78 | 22,46 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,90 | 14,89 | 16,06 |
| FeO | 6,66 | 9,40 | 0,21 |
| MnO | 0,27 | 0,19 | 0,11 |
| CaO | 9,85 | 2,61 | 1,28 |
| MgO | 7,12 | 2,52 | 1,80 |
| Na ₂ O | 2,33 | 1,08 | 0,11 |
| K ₂ O | 1,17 | 5,71 | |
| SO ₃ | 0,67 | 1,20 | 0,40 |
| P ₂ O ₅ | 0,85 | 1,54 | 0,62 |
| ხ. ნ. | 2,65 | 4,96 | 8,78 |
| სინესტე | 0,35 | 6,42 | 9,36 |
| ჯამი | 100,16 | 100,03 | 100,19 |

I—სალი პიკრიტ-ბაზალტი

II—გათიხებული პიკრიტ-ბაზალტი გარდამავალი ზონიდან

III—თიხა პიკრიტ-ბაზალტის აბიკალური ნაწილიდან.

ცხრილიდან ჩანს, რომ ქანი გარდამავალი ზონიდან 5,71% K₂O შეიცავს. მაშინ როდესაც საღ პიკრიტ-ბაზალტში მისი შემცველობა 1,17% არ აღემატება. მაღალი შემცველობა გარდამავალ ზონაში გაილიტებით უნდა იყოს გამოწვეული, რაც მიკროსკოპული დაკვირვებითაც დასტურდება.

როგორც ჰალმბროლიზის შემთხვევაში, აქაც ილიტი სტადიური მინერალის როლს თამაშობს. ალუმოსილიკატები — აგვითი და პლაგიოკლაზი (ილიტის ფსევდომორფოზები) გამოფიტვის გზაზე ილიტად გარდაიქმნება. ილიტი, არამდგრად ტეტრაედრულ ალუმინს მინიმალური რაოდენობით შეიცავს. პროცესის შემდგომ ეტაპზე (აპიკალური ნაწილი) ილიტი მონტმორილონიტად გარდაიქმნება, რომელიც ოთხმაგი კოორდინაციის ალუმინს თითქმის არ შეიცავს, ზოგჯერ სულ არ შეიცავს და ექვსმაგი კოორდინაციის ალუმინით ხასიათდება. იგი თავის მხრივ უფრო მეავე არეში (pH — 5,6) კაოლინიტში გადადის. პიკრიტ-ბაზალტის აპიკალური გათიხებული ნაწილი ძირითადად მონტმორილონიტ-კაოლინიტური მასისაგან შედგება.

მაშასადამე, ტურონ-სანტონურ ზღვაში, საქართველოს ბელტზე, ვულკანური ამოფრქვევები როგორც წყალქვეშ, ისე კუნძულებზე ხდებოდა. წყალში ამოფრქვეული პიროკლასტილითები, ხელსაყრელი ვულკანური აქტივობის რეჟიმის პირობებში, ჰალმბროლიზს განიცდიდა და ბენტონიტად იქცეოდა. ხოლო ვულკანურ კუნძულებზე ამოფრქვეული მასალა ტროპიკული ჰაერის პირობებში იფიტებოდა, ხდებოდა მისი გათიხება და რკინის ჰიდროქსიდით გამოდრება. ეს თიხები მუმიის ტიპის საღებავის თვისებების მატარებელია.

2. ფოსფორიტი

მთავრის ვულკანოგენურ წყებაში ფოსფორიტის მცირე მადანგამოვლენებებია ცნობილი.

მთავრის წყების ფოსფორშემცველობას ყურადღება პირველად გ. ძოწენიძემ (1941) მიაქცია. მან სოფ. გოდოგნის მიდამოებში აღწერა მთავრის გათიხებულ ტუფებთან დაკავშირებული მცირე სიმძლავრის (4—5 სმ) ფოსფორიტის ლინზები და ძარღვები.

მიკროსკოპულად ფოსფორიტი თეთრი ან მოვარდისფრო ამორფული მასალაა, რომელიც მინერალ კოლოფანიტით ($1,588 <n> 1,608$) არის წარმოდგენილი.

ზემოხსენებული შრომიდან კოლოფანიტის ქიმიური ანალიზი და ფორმულაა მოტანილი.

CaO — 56,33%

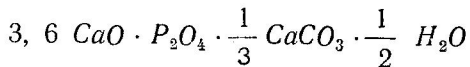
P₂O₅ — 36,17%

CO₂ — 3,20%

ხ. ხ. — 1,06%

Al₂O₃ — 1,21%

Fe₂O₃ — 1,28%



უფრო გვიან გ. ძოწენიძე (1954) კვლავ უბრუნდება მმთავრის წყების ფოსფორშემცველობის საკითხს. იგი ძირითადად ამ საკითხის გენეტურ მხარეს ეხება. გ. ძოწენიძის დაკვირვებით, კოლოფანიტის მცირე სიმძლავრის ლინზები, ბუდეები და ძარღვაკები ლოკალიზებულია უმთავრესად ბაზალტის განფენების გათიხებულ საგებში და სტრატეგრაფიულად მათ ქვეშედებარე ტუფებში. კოლოფანიტის წარმოშობა ტუტეებით გამოდრებული გრუნტის წყლებით, მთავრის წყებიდან პირველადი და ქემოგენური ფოსფორის გამოტუტვით და შემდგომი გამოლექვით იყო გაპირობებული. გრუნტის წყლების

ცირკულაცია შრეებრივობის ზედაპირებს უკავშირდებოდა და ბაზალტის განფენები ამ დროს ეკრანის როლს ასრულებდა. ამან განაპირობა კოლოფანიტის ლინზების, ბუდეებისა და ძარღვაკების დაგროვება ბაზალტის განფენების კონტაქტებში ტუფებთან. გ. ძოწენიძე (1954) აღნიშნავს, რომ გრუნტის წყლების მიერ ფოსფორის გამოყოფა ღრესაც ხდება მაცურებლის თვალწინ. საილუსტრაციოდ მას აღწერილი აქვს სოფ. გოდოგნის მიდამოებში ქუთაის-თბილისის გზატკეცილთან. პატარა ხევში, ქვიშიანი თიხის გამოსავალი. თუ ამ თიხას ზედა ფენას გადავაცლით, ახალგაშიშვლებულ ზედაპირზე იგი აბოლებას იწყებს. თიხა ჰუმუსოვანი ნივთიერებით არის გამდიდრებული და აღმდგენელი არეა. აქ გრუნტის წყლების მიერ მოტანილი ფოსფატის აღდგენა ხდება თავისუფალ ფოსფორად, რომელსაც ჰაერზე აეთიბალების უნარი აქვს.

1950 წლიდან მთავრის ფოსფორიტებზე ო. ნარჩემაშვილი მუშაობდა. ფოსფორიტებზე ძებნითი სამუშაოების ჩატარების შედეგად მან მოსაზრება გამოთქვა, რომ ფოსფორიტის გამადნება მთავრის ვულკანოგენურ წყებაში გარკვეულ სტრატეგრაფიულ ჰორიზონტთანაა დაკავშირებული, იგი საკმაოდ გამწვა (3—4 კმ) და მნიშვნელოვანი ფართობლივი გავრცელება აქვს.

ო. ნარჩემაშვილის მონაცემების მიხედვით, ფოსფორიტის მადანამოვლინება ვრცელდება სოფ. ცხუნკურის, ჭუნეშის, გუმბრისა და გოდოგნის (წყალტუბოსა და ქუთაისის რაიონი) მიდამოებში და მთავრის ვულკანოგენური წყების ზედა ჰორიზონტებთანაა დაკავშირებული.

სოფ. ცხუნკურისა და ჭუნეშის მიდამოებში, ფოსფორიტის ბუდეები, ძარღვაკები და ლინზები ბაზალტის განფენების ქვეშედებარე ტუფებში გვხვდება. ამ ტუფებში P_2O_5 შემცველობა 0,5%-დან 3,4%-მდე აღწევს, ხოლო ზოგ სინჯში 9% უდრის.

სოფ. გუმბრის მიდამოებში იგივე ავტორი მთავარში ფოსფორემცველი ტუფების ორ შრეს გამოჰყოფს. ქვედა შრის სიმძლავრე 1,5—3,8 მ-ია, P_2O_5 -ის შემცველობა აქ 1,15% უდრის, ხოლო ზედა შრე, რომლის სიმძლავრე 0,3—0,7 მ ტოლია, P_2O_5 -ს 2,2%-ის რაოდენობით შეიცავს.

P_2O_5 -ით განსაკუთრებით მდიდარია მთავრის წყების ქანები სოფ. გოდოგნის მიდამოებში. აქ ო. ნარჩემაშვილმა გამოჰყოფს ფოსფორემცველი ჰორიზონტი, რომელიც ბუნებრივ გაშიშვლებებსა და სამთო გამონამუშევრებში 2—3 კმ გაიდევნება. გოდოგნის მადანამოვლინების მიდამოებში ო. ნარჩემაშვილს აღწერილი აქვს ორი ინტენსიურად გაფოსფორიტებული უბანი (კოხი და ქვაშავა).

კოხის უბანზე ამ ავტორმა ორი ფოსფორემცველი ჰორიზონტი გამოჰყო. ისინი მთავრის წყების ზედა ნაწილს უკავშირდებიან და ჭრილში ერთიმეორისაგან 12—20 მეტრითაა დაცილებული. აღნიშნული ჰორიზონტები გათიხებულ და რკინის ჰიდროქსანგით ჩანაცვლებულ ტუფებს წარმოადგენს და ფოსფორიტს შეიცავს მცირე სიმძლავრის ლინზების, ძარღვებისა და ბუდეების სახით.

ზედა ჰორიზონტის სიმძლავრე 0,3—1,5 მ უდრის. იგი სხვადასხვა უბანზე არათანაბარი შემცველობით (1—17%) ხასიათდება. P_2O_5 საშუალო შემცველობა აქ 9,3%-მდე აღწევს. ქვედა ჰორიზონტის სიმძლავრე კი 2,15 — 3 მ უდრის, ისიც P_2O_5 -ის არათანაბარი განაწილებით ხასიათდება. სხვადასხვა სინჯში P_2O_5 -ის შემცველობა აქ 0,5%-დან 14%-მდე მერყევობს, ხოლო P_2O_5 -ის საშუალო შემცველობა 4,35% უდრის.

ქვაშავას უბანზე მთავრის წყების ზედა ნაწილში, ო. ნარჩემაშვილის მიხედვით, ორი ფოსფორშემცველი ჰორიზონტი გვაქვს. ჰორიზონტები ერთმანეთისაგან 30—50 მ-ით არის დაშორებული. ორივე ჰორიზონტი ფოსფორიტით გამდიდრებულ, გათიხებულ და რკინის ჰიდროქსანგით ჩანაცვლებულ ტუფიტს წარმოადგენს.

ზედა ჰორიზონტის სიმძლავრე 0,3 — 2,7 მ-ის ფარგლებშია. P_2O_5 -ის განაწილება აქაც არათანაბარია და საშუალოდ 5,55% უდრის. რაც შეეხება ქვაშავას ქვედა ფოსფორშემცველ ჰორიზონტს, აქ P_2O_5 -ის შემცველობა იმდენად მცირეა (1,2%), რომ იგი ყველგან პრაქტიკულ ინტერესს მოკლებულია.

ბ. გიმელფარბი და ო. ნარჩემაშვილი (1955) მთავრის წყების ფოსფორიტების გენეზისის ზღვის წყლიდან ფოსფორის ქიმიურ გამოლექვას უკავშირებენ. ამ მოსაზრების საბუთად მათ შემდეგი მონაცემები მოჰყავთ:

1. ფოსფორშემცველ ჰორიზონტში ზღვიური ფაუნის (*Inoceramus costellatus* F. და სხვ.) არსებობა.

2. მთავრის ფოსფორშემცველი შრეების მნიშვნელოვან ფართზე გავრცელება და მათი კავშირი გარკვეულ სტრატეგრაფიულ ჰორიზონტთან, გლაუკონიტის არსებობა ფოსფორშემცველ ჰორიზონტში.

3. მთავრის წყების ქვეშემდებარე სენომანური გლაუკონიტის ქვიშაქვების გაზრდილი ფოსფორშემცველობა, რომელთა ზღვიური წარმოშობა ეჭვგარეშეა.

ამ მონაცემებზე დაყრდნობით, ავტორები თვლიან, რომ ფოსფორდაგროვება დაკავშირებულია ტრანსგრესიულ ციკლთან, რომელიც სენომანურსა და ტურონულს მოიცავდა და მთავრის ვულკანოგენური წყების ფოსფორიტი ქემოგენურია. ამ მოსაზრებას, ჩვენი აზრით, მრავალი წინააღმდეგობა ახლავს.

უნდა ვიფიქროთ, რომ როდესაც ეს ავტორები მთავრის ფოსფორიტების გენეზისზე ლაპარაკობენ, ისინი ფოსფორიტის მადანგამოვლინებას გულისხმობენ. ო. ნარჩემაშვილის მიხედვით, მთავრის ფოსფორიტის მადანგამოვლინება წარმოადგენს ფოსფორიტის ბუდეების, ლინზებისა და ძარღვების დაგროვებას გარკვეული ჰორიზონტის ფარგლებში. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ, ამავე ავტორის მიხედვით, ფოსფორშემცველ ჰორიზონტებში ფოსფორიტი მეტად არათანაბრად ნაწილდება. ცნობილია, აგრეთვე, და ამას ბ. გიმელფარბი და ო. ნარჩემაშვილიც აღნიშნავენ, რომ სენომანის გლაუკონიტის ქვიშაქვები გამდიდრებულია ფოსფორით და P_2O_5 შემცველობა აქ საშუალოდ 1%-მდე აღწევს. მაგრამ გლაუკონიტის ქვიშაქვებში არსად არ არის დადგენილი მთავრის წყების მსგავსი ფოსფორიტის მადანგამოვლინება, სადაც P_2O_5 შემცველობა 17%-მდე აღწევდა. თავისთავად მთავრის წყება გლაუკონიტის, ვულკანოგენურ დანალექ ფაციესს წარმოადგენს, ხოლო ნ. შაცკის (1955) მიხედვით, გლაუკონიტის ფაციესებთან ქემოგენური ფოსფორია დაკავშირებული. უთუოდ მთავრის წყება, როგორც ამას გ. ძოწენიძეც (1954) აღნიშნავს, ისევე შეიცავდა ქემოგენურ ფოსფორს, როგორც სენომანური გლაუკონიტის ქვიშაქვები. მაგრამ ისინი კითხვა—ზემოთ აღწერილი ფოსფორშემცველი უბნები უშუალოდ დაკავშირებულია თუ არა ფოსფორის გამოლექვის ქემოგენურ გზასთან და რამდენად სარწმუნოა ბ. გიმერფალბისა და ო. ნარჩემაშვილის მონაცემები.

ჩვენი აზრით, ფოსფორიტის კორიზონტში ფაუნის არსებობას არავითარი კავშირი არ აქვს ფოსფორის ქემოგენურ გენეზისთან. ფოსფორიტის კორიზონტი, თ. ნარჩემავილის აღწერით წარმოადგენს გათიხებულ ტუფიტსა და ტუფიქვიშაქვას. ცნობილია, რომ ეს ტუფეტი ზღვიურ პირობებში არის ამოფრქვეული და თავისთავად ზღვიურ ფაუნასაც შეიცავს. იგივე ითქმის ფოსფორიტის კორიზონტში გლაუკონიტის არსებობაზე. მთავრის ტუფებში გლაუკონიტი ყველგან გვხვდება და ფოსფორიტშიც ტუფებში გლაუკონიტის არსებობა ტუფების ზღვიურ პირობებში დალექვაზე მეტყველებს. მეორე მხრივ ცნობილია, რომ სენომანური გლაუკონიტის ქვიშაქვები შეიცავს ქემოგენურ ფოსფორს, მაგრამ აქ არ გვხვდება ფოსფორიტით ინტენსიურად გამდიდრებული უბნები და ფოსფორი თანაბრად არის განაწილებული. ამავე დროს სენომანურ და ტურონულ აუზებში ქემოგენურ ფოსფორის გამოლექვისათვის ერთნაირად ხელსაყრელი პირობები არსებობდა.

ბ. გიმელფარბსა და თ. ნარჩემავილს (1955) მთავრის ფოსფორიტის ქემოგენურ გენეზისის საბუთად მოჰყავთ ფოსფორიტშიცველი ქანების მნიშვნელოვანი ფართზე გავრცელება და მათი კავშირი გარკვეულ სტრატეგრაფიულ კორიზონტთან. მაგრამ ეს საბუთი უარყვეს თ. ჰაჭარაძემ და ტ. ჩუბინიძემ. გოდოგენის ფოსფორიტის საბადოზე ჩატარებული დეტალური გეოლოგიური ძიების საფუძველზე დადგინდა, რომ გოდოგენის ფოსფორიტის მადანგამოვლინებას არ ჰქონია მნიშვნელოვანი გავრცელება. იგი არ წარმოადგენს ერთიან ფოსფორიტშიცველ კორიზონტს, აქ ფოსფორიტით გამდიდრებული ცალკეული უბნები სხვადასხვა სტრატეგრაფიულ დონეებთანაა დაკავშირებული.

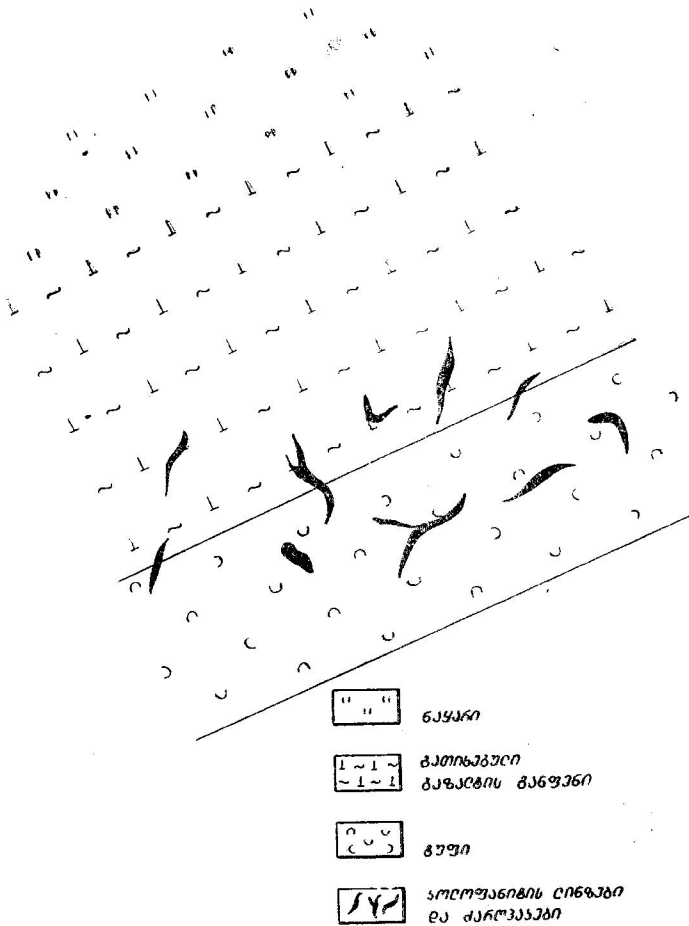
ამავე დროს, სოფ. გოდოგანში, სასოფლო საბჭოს მიდამოებში, გათიხებულ ბაზალტის განფენში და მის ქვეშედებარე ტუფებში ვნახეთ კოლოფანიტის ($n=1,592-1,601$, $P_2O_5=35,92\%$) ძარღვები და ლინზები (ნახ. 6).

ბაზალტი და ტუფი ძლიერ გათიხებულია და რკინის ჰიდროქსიდით გამდიდრებული. აღსანიშნავია, რომ ზოგიერთი ძარღვაკი ტუფიდან განფენში გადადის. ძარღვების და ლინზების სიმაღლე 2—5 სმ აღწევს, ლინზების სიგრძე 10—15 სმ არ აღემატება.

თავისთავად მთავრის ვულკანოგენურ წყებაში ცალკეული უბნების ინტენსიური გაფოსფორიტება კოლოფანიტის ლინზების, ბუდეებისა და ძარღვაკების დაგროვებით არის გამოწვეული, ამიტომ მთავრის ფოსფორიტის მადანგამოვლინების გენეზისი ამ ლინზების, ბუდეებისა და ძარღვაკების გენეზისით არის გაპირობებული. ბაზალტის განფენების საგებში კოლოფანიტის ლინზების, ბუდეებისა და ძარღვაკების არსებობას ვერაფრით ვერ დავუკავშირებთ ზღვის წყლიდან ფოსფორის ქემოგენურ გამოლექვას. ამ მოვლენის ასახსნელად უფრო დასაბუთებულად მიგვაჩნია გ. ძოწენიძის (1954) მოსაზრება, რომელიც ფოსფორიტით გამდიდრებული გრუნტის წყლებით მთავრის ტუფებისა და განფენების მეტასომატურად ჩანაცვლებას გულისხმობს.

გ. ძოწენიძის ამ მოსაზრებას მთავრის წყებაში ფოსფორის არათანაბარი განაწილება და სხვადასხვა სტრატეგრაფიულ დონეებზე ფოსფორიტით გამდიდრებული ცალკეული უბნების არსებობაც ადასტურებს. ამ უბნების ლოკალიზაცია რაიონის ჰიდროგეოლოგიური ხასიათით უნდა იყოს გაპირობებული.

რაც შეეხება პირველად ფოსფორს მთავრის ვულკანოგენურ წყებაში, რომლის გახსნა, გადატანა და მეორადი გამოლექვა გრუნტის წყლებით ხდებოდა, როგორც ამას გ. ძოწენიძე (1954) აღნიშნავს, შესაძლოა ქემოგენური გზით. იყოს წარმოშობილი. ფოსფორის დამატებით წყაროს გრუნტის წყლებით.



ნახ. 6

ბი, როგორც ჩანს, P_2O_5 -ით გამდიდრებულ ვულკანური ქანებიდანაც ღებულაობს (იხ. ცხრ. 2).

ბოლო დროს მთავრის წყების ფოსფორიტის მადანგამოვლინებას მ. ილინსკაია (1962), ნ. ბროდსკაია და მ. ილინსკაია (1963) სწავლობდნენ. ამ ავტორთა აზრით, მთავრის ფოსფორიტის გენეზისი პოსტმაგმურ პროცესებთან არის დაკავშირებული. ეს მოსაზრება საყურადღებოა, მაგრამ ჯერჯერობით არ არის დასაბუთებული. ხოლო ფოსფორით გამდიდრებული გრუნტის წყლების ტუფებზე შემოქმედება დღესაც ხდება და პროცესის ხასიათი ეპიგენეტურია (ძოწენიძე, 1965). ამიტომ გ. ძოწენიძის მოსაზრება სარწმუნოდ გვეჩვენება.

მთავრის ვულკანოგენურ წყებას ზოგან მარგანეცის მადანგამოვლინებები უკავშირდება. ა. დავიდოვას და ვ. თაბაგარს სოფ. ნახუნაოს (გეგეჭკორის რაიონი), სოფ. სალომინაოსა და საჩიქობაოს (ცხაკაიას რაიონი), სოფ. ცხუნკურისა და გორდის (წყალტუბოს რაიონი) მიდამოებში აღწერილი აქვთ მარგანეცით გამდიდრებული უბნები. მარგანეცი მთავრის წყებაში ლინზების, შუაშრეების, ძარღვებისა და ძარღვაკების სახით გვხვდება. გამადნებები ლოკალურია და არ არის დაკავშირებული ერთ სტრატиграფიულ დონესთან. ზემოხსენებული ავტორები აღნიშნავენ, რომ იგი ხშირად ტუფებისა და კირქვების კონტაქტში შიშვლდება.

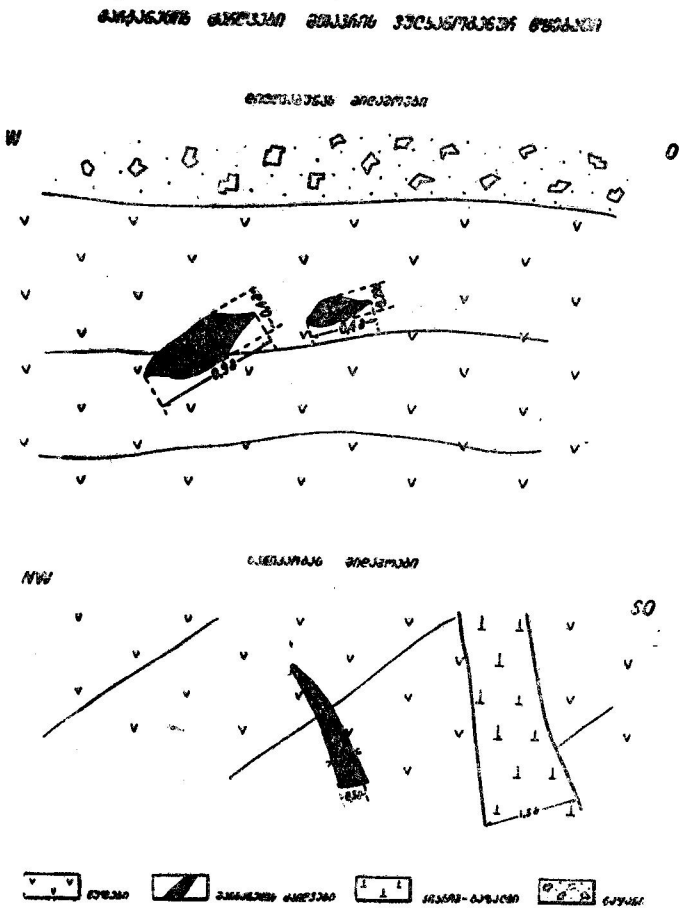
სოფ. ნახუნაოს მიდამოებში მარგანეცის მადანგამოვლინება მთავრის წყების საგებსა და სახურავში კირქვებთან კონტაქტს უკავშირდება. ქვედა კონტაქტური ზოლის გამადნება წარმოდგენილია ცვალებადი სიმძლავრის სხეულით, რომლის აპოფიზები და ძარღვაკები მთავრის ტუფიტებშია შეჭრილი. სხეულის სიმძლავრე 0,1—0,6 მ ფარგლებში მერყეობს. მთავრის წყების ქვედა ნაწილში ტუფიტების შრეებს კვეთს მარგანეცის წვრილი ძარღვაკები (2—3—5 სმ) და ასეთი დასტის სიმძლავრე 1,5—2 მ უდრის. მთავრის წყების ზედა კონტაქტურ ზოლში კირქვებთან კვლავ მარგანეცის ფენა შიშვლდება, რომლის სიმძლავრე 5-დან 15 სმ-მდე მერყეობს.

სოფ. სალომინაოს მიდამოებში, მარგანეცის გამადნება ბაზალტის განფენს უკავშირდება. ვ. თაბაგარი აღნიშნავს, რომ ამ უბანზე ბაზალტი დასერილია კალციტის და კრისტალური მარგანეცის ძარღვებით. ბაზალტში მარგანეცის ბუდეებიც გვხვდება. სოფ. საჩიქობაოს მიდამოებში კი მადანგამოვლინება მთავრის წყების ტუფიტთანაა დაკავშირებული. იგი წარმოდგენილია შუაშრეებისა და ლინზების სახით. შუაშრეების სიმძლავრე 10 სმ არ აღემატება, ხოლო ლინზებრივი სხეულის სიგრძე — 1 — 1,5 მ, სიმძლავრე კი 30 სმ უდრის. ამ უბანზე ჩვენ ვნახეთ აგრეთვე მარგანეცის ძარღვი რომლის სიმძლავრე 30 სმ-მდე აღწევს (ნახ. 7). იგი მთავრის წყების ტუფიტს ჰკვეთს და განლაგების ელემენტები მეზობლად მდებარე პიკრიტ-ბაზალტის ძარღვის ანალოგიური აქვს (იხ. ნახ. 7).

წყალტუბოს რაიონში (სოფ. ცხუნკურისა და სოფ. გორდის მიდამოებში) მარგანეცის კიდევ ორი მადანგამოვლინებაა ცნობილი. სოფ. ცხუნკურის მიდამოებში გამადნება მთავრის წყების შუა ნაწილშია გაშიშვლებული და შიდაფორმაციული კირქვებისა და ტუფიტების კონტაქტს უკავშირდება. მადნეული სხეულის სახურავს კირქვები ჰქმნის, ხოლო საგებს — ტუფიტები. ამ სხეულთან დაკავშირებული ძარღვაკები შეჭრილია კირქვებსა და ტუფიტებში. ისინი მადნეულ სხეულთან ერთად ჰქმნიან ერთიან მადნეულ ზონას, რომლის სიმძლავრე 5 მ აღწევს. მადნეული ზონა ვ. თაბაგარმა რამდენიმე ასეულ მეტრზე გააკვლია.

გორდის მიდამოებში მთავრის წყების ზედა ჰორიზონტებთან დაკავშირებული გამადნება წარმოდგენილია ტუფიტის გამკვეთი წვრილი ძარღვაკებით, ლინზებითა და შუაშრეებით. დიდღვაბუნას ნამოსახლარში ორი საკმაოდ მძლავრი ლინზა გვაქვს. პირველის სიმძლავრე 0,4 მ უდრის, სიგრძე — 0,4 მ, მეორის სიმძლავრე — 0,25 მ, სიგრძე კი — 0,4 მ.

მთავრის წყებასთან დაკავშირებული მარგანეცის ძარღვების, ლინზებისა და შუაშრეების მინერალოგიური შედგენილობა სხვადასხვა უბანზე ერთმანეთს ჰგავს. მარგანეცის მინერალებიდან იგი შეიცავს პიროლუზიტს, მის კრისტალურ სახესხვაობას — პოლიანიტს, ვად-ფსილომელანს და მანგანიტს. ამ მინერალების გარდა, მადნის შედგენილობაში სხვადასხვა უბანზე სხვადასხვა პროპორციით მონაწილეობს კალციტი, ლიმონიტი, მარკაზიტი, ზოგჯერ ქალცედონი. ს. ჩერნოვიანოვა, რომელმაც ამ მადნების მინერალოგია შეისწავლა, აღნიშნავს, რომ ფსილომელანი და პიროლუზიტი შლიფებში ხშირად მანგანიტს ანაცვლებს და ისინი მანგანიტის დაქანვის ხარჯზე მიღებული.



ნახ. 7

სხვადასხვა უბანზე Mn-ის შემცველობა მადანში მეტად ცვალებადია. ეს დამოკიდებულია მადანში მარგანეცის მინერალების შეფარდებით შემცველობაზე ფუჭ ქანთან—კარბონატთან, ლიმონიტთან და მარკაზიტთან. ამას მადნების ქიმიური შედგენილობაც ადასტურებს (იხ. ცხრ. 10).

ქიმიური ანალიზებიდან ჩანს, რომ ნახუნაოს კრისტალური მადანი რკინით არის გამდიდრებული, რაც მინერალოგიურად რკინის ჰიდროქსიდების მაღალ შემცველობაში ვლინდება. რკინის ჰიდროქსიდი კოლომორფული ლიმონ-

ნიტითაა წარმოდგენილი. ნახუნაოს მადანი შეიცავს აგრეთვე წვრილმარცვლოვან კალციტის მასას, რომელიც კვარცის კოროდირებულ მარცვლებთან ერთად შუალედებს ავსებს მარგანეცისა და რკინის მინერალურ აგრეგატებს შორის. კვარცის რაოდენობა მადანში მნიშვნელოვანია (SiO_2 -ის შემცველობა 7,80% აღწევს). ხშირად მადანს კალციტის ძარღვაკები ჰყვეთს. მარგანეცის მინერალები წარმოდგენილია პიროლუზიტით, პოლიანტიტით, ვად-ფსილო-მელანითა და მანგანიტით.

ცხრილი 11

მთავრის წყების მარგანეცის მადანგამოვლინებების ქიმიური შედგენილობა

| №
რიგ. | სიხის აღების
აღვილი | მადნის დასახელება | Mn | MnO ₂ | SiO ₂ | CaO | Fe | P | სიხესტე |
|-----------|-------------------------|----------------------------------|-------|------------------|------------------|-------|-------|------|---------|
| 1 | ნახუნაო | კრისტალური მადანი | 33,5 | 52,8 | 5,92 | 5,65 | 11,04 | 0,07 | — |
| 2 | " | " | 37,04 | 55,0 | 4,68 | — | 20,51 | 0,04 | — |
| 3 | " | " | 32,36 | 50,83 | 7,80 | 3,28 | 16,56 | 0,10 | — |
| 4 | " | " | 37,51 | 59,36 | 5,00 | კვალო | 19,19 | 0,04 | — |
| 5 | " | ტუფიტი მარგანეცის
ძარღვაკებით | 5,11 | 6,72 | 30 | 10,25 | 12,09 | 0,25 | — |
| 6 | " | " | 7,59 | 10,56 | 19,52 | 17,09 | 13,15 | 0,07 | — |
| 7 | სალომინაო | კრისტალური მადანი | 24,00 | 36,00 | — | — | — | — | — |
| 8 | საჩიქობაო | " | 16,66 | 26,40 | — | — | — | — | — |
| 9 | " | " | 24,42 | 36,39 | — | — | — | — | — |
| 10 | " | " | 15,25 | 19,65 | — | — | — | — | — |
| 11 | ცხუნკური | " | 6,56 | 6,83 | — | — | — | — | — |
| 12 | " | " | 9,28 | 12,77 | — | — | — | — | — |
| 13 | " | " | 16,44 | 21,98 | — | — | — | — | — |
| 14 | გორდი | ტუფები მარგანეცის
ძარღვაკებით | 5,40 | 5,95 | 27,27 | 18,33 | 6,72 | 0,18 | 2,90 |
| 15 | " | " | 8,10 | 9,80 | 33,05 | 1,38 | 16,5 | 1,72 | — |
| 16 | გორდი (დიდღვა-
ბუნა) | კრისტალური მადანი | 19,30 | 75,28 | 3,42 | 0,94 | 1,76 | 0,07 | 1,93 |
| 17 | " | " | 51,85 | 77,25 | 2,26 | 1,83 | 9,50 | 0,03 | 1,20 |
| 18 | " | " | 49,30 | 76,12 | 1,52 | 0,94 | 2,12 | 0,06 | 2,14 |

დიდღვაბუნას მადანი Mn-ის შემცველობით ნახუნაოს მადანზე მდიდარია. მინერალოგიურად იგი თითქმის მთლიანად მარგანეცის იგივე მინერალუბისაგან შედგება. მადანი უმნიშვნელო რაოდენობით შეიცავს კარბონატს.

ცხუნკურის მადანი შედარებით ღარიბია Mn-ით. იგი ტიპიურ კარბონატულ მადანს წარმოადგენს. კარბონატი პიროლუზიტის მარცვლებს შორისაა მოქცეული და მსხვილმარცვლოვანია. კარბონატის კრისტალები პიროლუზიტის კოროზიას ახდენს და მათი ზომა ზოგჯერ 2 მმ აღწევს.

სალომინაოს და საჩიქობაოს მარგანეცის მადანგამოვლინებას ანალოგიური შედგენილობა აქვს, ისიც ძირითადად კარბონატული მადანია, თუმცა მნიშვნელოვან როლს აქ კოლომორფული ლიმონიტიც თამაშობს. კარბონატის ძირითადი მასა დიდი რაოდენობით შეიცავს პიროლუზიტისა და პოლიანტიტის ჩანაწიწკლებს. მადანს კალციტის განშტოებული ძარღვაკები ჰყვეთს.

მთავრის მარგანეცის გენეზისზე მოსაზრება პირველად ა. დავიდოვას აქვს გამოთქმული, რომელმაც სოფ. ნახუნაოს მადანგამოვლინება შეისწავლა. მას მიაჩნდა, რომ ნახუნაოს მარგანეცი დანალექი წარმოშობისაა, რასაც მარ-

განეცის შრეებრივი განლაგებითა და მადანში კოლომორფული ლიმონიტის მონაწილეობით ასაბუთებდა. უფრო გვიან ვ. თაბაგარმა ა. დავიდოვასთან ერთად შეისწავლა ნახუნაოს, ცხუნკურისა და ცხაკაიას რაიონის მარგანეცის მადანგამოვლინებანი. ამ ავტორის მიხედვით ცხუნკურისა და ცხაკაიას მადანგამოვლინებები ჰიდროთერმული უნდა იყოს, რადგან მადნეულ სხეულებს ლოკალური გავრცელება აქვს, არ არიან სტრატეფიცირებული და მცირე ზომის ლინზებით, ბუდეებითა და ძარღვებითაა წარმოდგენილი.

რაც შეეხება ნახუნაოს მადანგამოვლინებას, იგი ვ. თაბაგარის მიხედვით დანალექი წარმოშობისა უნდა იყოს.

ჩვენი აზრით, მთავრის წყებასთან დაკავშირებული მარგანეცი მთლიანად ჰიდროთერმულია და ნ. სტრახოვის მიერ (1965) გამოყოფილ ვულკანოგენურ-დანალექ ტიპს მიეკუთვნება. ამ ტიპის გენეზისი წყალქვეშა ვულკანური აქტივობის პროცესში ჰიდროთერმული ხსნარებიდან აუზში მადნის გამოლექვას გულისხმობს. ნ. სტრახოვის (1965) მიხედვით, ამ ტიპის მარგანეცის მადანგამოვლინებას ჰუმიდური დანალექი მადანგამოვლინებისაგან განსხვავებით; ახსიათებს უმთავრესად ლინზებრივი წოლის ფორმა, ოლითური და პიზოლითური სტრუქტურების არარსებობა, აგრეთვე Fe და Mn სუსტი დიფერენცირება, რაც მადანგამოვლინებაში მარგანეცის მინერალებთან მაგნეტიტის, ლიმონიტის, სიდერიტის და პირიტის მონაწილეობაში ვლინდება.

მთავრის წყების მადანგამოვლინება ყველა ზემოჩამოთვლილი თვისებების მატარებელია (იხ. მადნების პეტროგრაფიული აღწერა და ქიმიური ანალიზების ცხრ. 11). მარგანეცის მინერალებთან ერთად მადანში დიდი რაოდენობით მონაწილეობს ლიმონიტი, მარკაზიტი და კარბონატები. აღსანიშნავია აგრეთვე მადნის ლინზებრივი წოლის ფორმა. თვით ნახუნაოს მადანგამოვლინებაში, სადაც ლ. დავიდოვას მარგანეცის ფენები აქვს აღწერილი, ეს ფენები მალე ისრლება და ფაქტიურად ლინზებს წარმოადგენს. ჰიდროთერმულ გენეზისზე მიგვიითებებს მარგანეცის ძარღვების არსებობაც, რომლებიც მთავრის წყების ტუფებს და ზოგჯერ განფენებსაც (სოფ. სალომინაოს მიდამოები) ჰკვეთს. ამ ძარღვებში მარგანეცის და რკინის მინერალებთან ერთად ჰიდროთერმული კვარცი და კარბონატი მონაწილეობს, რომელიც ხშირად პიროლუზიტის კოროზიას ახდენს. რაც შეეხება ლიმონიტს, რომელიც ლ. დავიდოვამ ნახუნაოს მარგანეცის დანალექი გენეზისის საბუთად მოიყვანა, იგი სწორედ ჰიდროთერმული გენეზისის საბუთად უფრო გამოდგება (სტრახოვი, 1965). ლიმონიტი მონაწილეობს განფენის მკვეთ მარგანეცის ძარღვშიც (სალომინაო), რომლის ჰიდროთერმულ გენეზისში ეჭვის შეტანა არ შეიძლება.

ამგვარად, მთავრის წყებაში ჰიდროთერმული მარგანეცის ორი სახესხვაობა მონაწილეობს. პირველის გენეზისი ჰიდროთერმული ხსნარებიდან ზღვიურ აუზში მადნის გამოლექვას უკავშირდება (დანალექ-ვულკანოგენური ტიპი) და მადნის ლინზებს ჰქმნის, ხოლო მეორე—ძარღვების სახით გვხვდება და უფენილური ხსნარებიდან მანგანუმის ნაპრალებში გამოლექვის შედეგი უნდა იყოს.

МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ

Резюме

Грузинская глыба занимает обширную площадь на территории Грузии и находится между складчатыми системами Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии. Становление Грузинской глыбы связано с герцинской и киммерийской орофазам. Она имеет ярко выраженный кратогенный характер и резко отличается от соседних геосинклинальных зон тектоническим строением, фациями осадков, а также характером вулканизма.

Меловая вулканическая деятельность проявилась на Грузинской глыбе в интервале времени от альба до сантона, подразделяясь на два этапа. Один из них относится к альб-сеноманскому времени, будучи представлен известково-щелочными пирокластолитами орогенного типа, другой же, датируясь турон-сантоном, привел к образованию типичной кратогенной ассоциации щелочных оливиновых базальтов.

Альб-сеноманские туфы роговообманково-лабрадоровых порфиритов являются маломощной фацией (30—250 м) и имеют локальное распространение. Турон-сантонская вулканогенная свита, напротив, занимает большую площадь (87 км²) и мощность ее колеблется в пределах 300—830 м. В геологической литературе она известна под названием свиты мтавари и состоит из покровов и жил пикрит-базальтов, анальцимовых оливиновых базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и фонолитов.

История исследования мелового вулканизма Грузинской глыбы началась именно с описания пород свиты мтавари.

Первые сведения о турон-сантонских вулканогенных образованиях даны Л. Ф. Бацевичем, С. Е. Симоновичем и С. И. Сорокиным в 1873—1875 гг., далее ими занимались многие исследователи — Б. Ф. Мефферт (1930), А. И. Джанелидзе (1940), А. Л. Цагарели (1954), Э. В. Котетишвили (1958), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1963) и др.

Г. С. Дзоеидзе (1948) в процессе работы над домиоценовыми вулканическими образованиями Грузии изучил петрографию и химизм свиты мтавари и указал на ее кратогенный щелочной характер. В дальнейшем он посвятил ряд трудов (1959, 1964) различным вопросам верхнемеловой вулканической деятельности Грузинской глыбы.

Значительно позже началось изучение альб-сеноманских известково-щелочных пирокластолитов. В 1956 г. М. Ф. Хучуа, Т. Д. Кутателадзе и Э. И. Лебанидзе дали первое петрографическое описание этих пород. Позднее Т. М. Шатиришвили (1959) детально изучила литологию альб-сеноманской вулканогенной фации. Г. С. Дзоценидзе (1964), обобщив материалы названных исследователей, установил ее петрогенетический характер.

Свита мтавари геотектонически приурочена к западной зоне погружения Грузинской глыбы и обнажается на территории районов Кутаиси, Цхалтубо, Цулукидзе, Цхакая и Амбролаури.

Турон-сантонский вулканогенный комплекс не составляет единого стратиграфического горизонта, а является фацией, переходящей по простирацию в верхнемеловые известняки (Джанелидзе, 1940).

Возраст свиты на различных участках колеблется в пределах турон-сантона. В Кутаисском, Цулукидзевском и Цхалтубском районах она датируется турон-сантоном, в Цхакая возраст ее турон-коньякский, а в Амбролаурском районе не выходит за пределы турона. Строение свиты крайне неоднородно, автору удалось выделить зоны преобладания покровов над пирокластическим материалом, зоны псеффитовых пирокластолитов, зоны псаммито-алевритовых пирокластолитов и уловить взаимопереходы этих зон.

По мнению автора, верхнемеловые вулканические центры должны быть приурочены к зонам преобладания покровов и псеффитовых пирокластолитов. Им были выделены районы вулканической деятельности, сложенные вулканическим материалом, поступавшим в основном из одного центра, поэтому изучение вулканических образований в районах вулканической деятельности дает возможность восстановить ход вулканической активности, процесс дифференциации магмы и режим вулканизма.

Таких районов вулканической деятельности в верхнемеловом бассейне было, по-видимому, шесть: Годоганский, с центром на участке Кутаисско-Тбилисского шоссе; Ногаревский, с центром в ущ. р. Чешура; Цхалтубский, с центром на территории курорта Цхалтубо (останцы вулканических жерловин) Ахали-Бедисеульский, с центром в окрестностях с. Ахали-Бедисеули; Гордский, с центром в окрестностях с. Горди; Шкмерский, с центром в окрестностях с. Шкмери.

Вышеназванные районы вулканической деятельности неоднородны — одни из них характеризуются преобладанием покровов (Годоганский, Ногаревский, Ахали-Бедисеульский), другие сложены в основном псеффитовым материалом (Гордский, Цхалтубский, Шкмерский). Мощность комплекса вулканогенных пород в Ахали-Бедисеульском районе вулканической деятельности превышает 800 м, в Годоганском и Ногаревском — не превышает 400 м, в Гордском — 300 м, в Шкмерском — лишь 120 м.

Однако эти районы характеризуются одной общей чертой — все они сложены последовательным чередованием трахитовых и трахианде-

зитовых пирокластолитов с пикрит-базальтами. В Ахали-Бедисеульском районе это чередование в разрезе повторяется трижды, в Годоганском — дважды, в Гордском чередование лишь однократное, в Шкмерском вулканический комплекс сложен трахитовыми туфами, а пикрит-базальт присутствует лишь в жильной фации. В Ногаревском районе вулканической деятельности в подошве свиты приурочены покровы анальцимовых оливковых базальтов, далее следуют мощные пачки трахитовых и трахиандезитовых туфов и в кровле свиты обнажаются покровы и пирокластолиты пикрит-базальтов.

Такое строение свиты указывает, что вулканические извержения проходили параллельно с дифференциацией магмы. В вулканических каналах, связанных с общим магматическим очагом, имела место гравитационная дифференциация первичной щелочно-базальтовой магмы, вследствие чего низы канала обогащались основаниями, а в верхней части оставался расплав, богатый щелочами и алюминием. Такой ход дифференциации проявлялся в извержении трахитов и трахиандезитов (верхи канала) и в излиянии пикрит-базальтов. В процессе вулканической активности канал пополнялся новыми порциями щелочной базальтовой магмы, дифференциацией, которой предопределялся новый ритм чередования.

Исходя из данного представления магма, связанная с Ахали-Бедисеульским вулканическим центром, дифференцировалась трижды (трехкратное чередование). В вулканическом канале Годоганского центра магма дифференцировалась дважды (двукратное чередование), магма, связанная с Гордским вулканическим центром, дифференцировалась один раз, о чем свидетельствует однократное чередование трахитов с пикрит-базальтом. Присутствие жил пикрит-базальта в пачке трахитовых пирокластолитов и обломков аналогичного пикрит-базальта в районе Шкмери говорит о двукратной дифференциации магмы.

Ногаревский вулканический центр в начале извергал недифференцированную базальтовую магму (покровы анальцимовых оливковых базальтов в подошве свиты), затем в процессе вулканической активности магма дифференцировалась, что проявилось в однократном чередовании трахитовых и трахиандезитовых пирокластолитов с пикрит-базальтом.

Чередование трахитовых пирокластолитов с пикрит-базальтами свидетельствует об определенном режиме вулканической активности. Вулканические пароксизмы богатой газами (текстура обломков пород в туфах мандельштайнова) вязкой трахитовой магмы чередовались со спокойными излияниями пикрит-базальтов, характерными для вулканов Гавайского типа.

Альб-сеноманские маломощные вулканогенные отложения представлены туфами роговообманково-лабрадоровых и авгит-роговообманково-лабрадоровых порфиритов. Породы эти по химизму известково-щелочные и относятся к ассоциации андезитов, характерной для орегонных областей. В отличие от сильно дифференцированной свиты мтра-

вари альб-сеноманская фация однородна и везде сложена породами андезитового состава.

В альб-сеномане выделяются две полосы вулканической деятельности — южная и северная. Вулканогенная фация южной полосы известна в окрестностях сс. Цхункури и Гумбри (Цхалтубский район), Годогани (Кутанский район) и в райсне Цхакая. Вулканогенная фация северной полосы распространена в окрестностях сс. Шкмери, Схвава, Велеви, Никорцминда, Челия-геле (Амбролаурский район) и находится на северной периферии Грузинской глыбы в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали. Максимальная мощность альб-сеноманской вулканогенной фации в южной полосе — 50 м (Гумбри-Цхункури), и в северной полосе 200—250 м (Схвава, Велеви). К этим пунктам были, по-видимому, приурочены альб-сеноманские вулканические центры. Принимая во внимание наличие глыбово-агломератовых туфов в с. Годогани можно предположить существование еще одного вулканического центра.

Наличие известково-щелочной вулканогенной фации на Грузинской глыбе можно объяснить влиянием магматических очагов соседних геосинклиналей Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии (Дзоценидзе, 1964). Здесь в альб-сеномане известна интенсивная вулканическая деятельность, проявившаяся в извержении аналогичных авгит-роговообманково-лабрадоровых и роговообманково-лабрадоровых порфиритов. После турона в геосинклиналях вулканизм прекращается, а на Грузинской глыбе вулканическая активность носит типично кратогенный характер, проявившийся в извержении щелочных вулканических образований (свита мтавари).

Меловой вулканической деятельности на Грузинской глыбе сопутствовало интенсивное осадкообразование.

Свита мтавари представляет собой осадочно-вулканогенный комплекс пород, причем осадочной фацией являются исключительно карбонатные отложения. На взаимоотношения между карбонатными породами и пирокластическим материалом в свите впервые обратил внимание А. И. Джанелидзе (1940); литологически эти взаимоотношения исследовал Г. С. Дзоценидзе (1949). Он описал случаи взаимоперехода по простиранию известняков и пирокластолитов и установил, на основании присутствия микрофауны, осадочное происхождение карбонатного цемента в туфах свиты мтавари. По Г. С. Дзоценидзе, вулканизм в верхнемеловом бассейне нарушил нормальный процесс карбонатного осадконакопления, поэтому вместо чисто карбонатной фации осаждалась смешанная карбонатно-вулканогенная фация.

Автором на разных участках распространения свиты подсчитана и сопоставлена мощность вулканогенных образований и осадочного карбоната, слагающего известковые прослои и линзы и цементирующего пирокластолиты. Как отмечалось выше, мощность свиты колеблется от 300 до 830 м. Соответственно мощность вулканических образований колеблется в больших пределах (214—749 м). Мощность же осадочного

карбоната на разновозрастных участках мало меняется и колеблется в пределах 60—88 м. Следовательно, карбонат на разных участках верхнемелового вулканического бассейна осаждался равномерно, а колебания мощности свиты обусловлены лишь интенсивностью вулканизма.

В строении свиты мтавари участвуют также биогенные известяки, изученные Н. С. Бендукидзе (1959) и Н. С. Бендукидзе и А. А. Чиковани (1962). Они представлены коралловыми разновидностями и встречаются в виде линзовидных прослоев. Известны также линзы водорослевых известняков. Кораллы наряду с рудистами и гастроподами присутствуют также в виде органогенной корки на глыбах туфобрекчий и образуют отдельные органогенные горизонты в туфопесчаниках. Упомянутые авторы отмечают нахождение в одном биогенном слое массы экземпляров самого различного возраста, образующих непрерывный онтогенический ряд — свидетельство одновременной гибели всего поселения в очевидной связи с очередным пароксизмом подводного вулканизма. Другим признаком отрицательного воздействия вулканизма на интенсивное развитие кораллогенной фации они считают отсутствие зрелых рифовых построек — рифообразование в большинстве случаев не шло дальше стадии коралло-рудистовых рифовых банок (Бендукидзе, Чиковани, 1962).

Поствулканические процессы, связанные с меловым вулканизмом, проявились в цеолитовой пропилитизации и карбонатизации (доломитизации).

Цеолитовой пропилитизации подвержены турон-сантонские и альбсеноманские вулканогены. Пропилитизированные зоны в основном приурочены к районам вулканической деятельности. Цеолитовая пропилитизация проявилась в цеолитизации, хлоритизации и карбонатизации пород. Интенсивность цеолитовой пропилитизации неравномерна, и мощность пропилитизированных зон в меловых вулканогенах разная.

Доломитизации подвержена жильная фация турон-сантонского вулканизма, известная в барремских известняках. Поствулканические растворы поднимались по контактам жил с барремской известково-доломитовой толщей, обогащаясь Са, Mg и CO_2 доломитов и известняков, на определенном этапе метасоматически замещали доломитом фенокристаллы и основную массу жил пикрит-базальтов.

Источниками растворов, вызывающих цеолитовую пропилитизацию, являлись подводящие вулканические каналы. Связанные с ними слабокислые растворы, обогащаясь щелочами, основаниями и алюминием из вмещающих вулканогенов, вызывали переотложение этих компонентов в свите, что проявилось в цеолитовой пропилитизации.

Меловой вулканической активности сопутствовали субвулканические внедрения магмы.

Субвулканической фацией турон-сантонского вулканизма являются силы: анальцимовых оливиновых базальтов, тешенитов и камптонитов. Силлы анальцимовых оливиновых базальтов известны в барремских известняках в окрестностях с. Ногареви (Кутаисский район) и с. Банджа (Цхалтубский район). Силлы и жилы тешенита, камптонита и

мончикита известны в байосских и батских отложениях Кутаисского и Ткибульского районов.

Взаимосвязь между породами тешенитовой фации и свитой мтаварри установил Г. С. Дзоценидзе (1948). На основании химического и петрографического сходства Кутаисско-Ткибульских тешенитов с мтаварскими эффузивами и пространственной взаимосвязи Г. С. Дзоценидзе относит тешенинты к субвулканической фации турон-сантонского вулканизма.

Петрография и химизм тешенитовой фации детально изучены Д. С. Белянкиным (1912) и Н. С. Схиртладзе (1943).

Тешенинты представлены авгитовыми и авгит-баркевикитовыми разновидностями. Петрографически они соответствуют мтаварским анальцимовым оливиновым базальтам с той разницей, что содержат в малом количестве анортоклаз ($2V-52-60^\circ$), биотит и роговую обманку. Однако обе породы имеют аналогичный химический состав. При химической идентичности такое различие в минеральном составе, можно объяснить кристаллизацией одной и той же магмы в разных условиях. Причиной образования биотита, анортоклаза, и роговой обманки тешенинта является длительная кристаллизация магмы, так как анортоклаз, как один из последних членов ряда Боуэна, а биотит и роговая обманка, в данном случае как реакционные минералы, требуют длительного хода кристаллизации. Тешенинт образовался на сравнительно большой глубине (1000—1100 м) при высоких температуре и давлении, что обусловило медленное застывание расплава, и, как следствие этого, кристаллизацию анортоклаза и реакцию остаточного расплава с ранее выделившимися минералами, с образованием биотита и роговой обманки.

Силлы анальцимового оливинового базальта, внедренные в барремские отложения, кристаллизовались на меньшей глубине (350 м) и, следовательно, под меньшим давлением нагрузки. Это обусловило более скорое застывание, что вызвало образование санидиновых каемок ($2V-15-35^\circ$ структурно неупорядоченный К—Na полевой шпат по Марфунину, 1962), вместо анортоклаза ($2V-52-60^\circ$ упорядоченный К—Na полевой шпат по Марфунину, 1962) тешенинта. Силлы анальцимового оливинового базальта содержат реакционный биотит.

Что касается анальцимового оливинового базальта эффузивов, он вовсе не содержит К—Na полевого шпата и биотита, так как в условиях быстрого застывания К—Na полевой шпат не успевал кристаллизоваться, а остаточный расплав застывая не успевал реагировать с окружающей средой.

Исходя из вышеприведенных данных, можно предположить, что эффузивы и силлы анальцимовых оливиновых базальтов и силлы тешенинтов являются продуктами гетероморфной кристаллизации одной и той же магмы и эффузивной и субвулканической фацией турон-сантонского вулканизма.

Такая же взаимосвязь существует между мтаварским пикрит-базаль-

том и камптонитом, где при аналогичном химическом составе присутствие баркевикита и анальцима в камптоните указывает на глубинные условия кристаллизации богатой водой камптонитового расплава.

На взаимосвязь мтаварских эффузивов с тешенитовой фацией указывают данные абсолютного возраста (турон-палеоген).

Альб-сеноманский вулканизм также имеет свою субвулканическую фацию. Она, по предположению Г. С. Дзоценидзе (1964), представлена диоритовыми субвулканическими телами окрестностей Кутаиси, петрографически аналогичными альб-сеноманским, авгит-роговообманково-лабрадоровым порфирирам. Предположение Г. С. Дзоценидзе основано на петрографическом сходстве и пространственной связи этих пород, а также на природе вулканизма Грузинской глыбы и смежных районов.

Связь диоритов с авгит-роговообманково-лабрадоровыми порфирирами доказывается и возрастной аналогией с последними. Дело в том, что диориты секут аптские отложения и секутся жилой мончикита, который, как было указано выше, представляет собой субвулканическую фацию турон-сантонского вулканизма. На основании вышеуказанных данных, возраст диоритов можно считать альб-сеноманским. Это подтверждается также данными определения абсолютного возраста диоритов.

Со свитой мтавари связаны некоторые полезные ископаемые: месторождения бентонитов, минеральных красок, фосфоритов и марганца.

Первый бентонитовый слой в свите мтавари описан Г. С. Дзоценидзе (1948) в окрестностях горы Удзлоури. Генезис мтаварских бентонитов Г. С. Дзоценидзе (1949, 1965) объясняет гальмиролизм. На явления гальмиролиза в свите мтавари указывает наличие глауконита, пластовое залегание бентонитов и равномерная бентонитизация туфов по простиранию.

Известны три месторождения бентонита: Цхункурское — оно приурочено к низам свиты, мощность пласта — 7 м; Губисцхальское — известно в верхах свиты, мощность пласта — 5 м; Ахали-Бедисеульское — связанное с нижними и средними горизонтами свиты, наиболее значительное, с общей мощностью бентонитовых пластов до 40 м.

Мтаварский бентонит состоит из монтмориллонита (по данным оптики, рентгеноструктурного и термического анализа и химического состава тонкой фракции). Некоторые образцы бентонита после активации обладают высокими отбеливающими качествами (% отбелики 74—85) и рекомендованы для применения в масло-жировой промышленности.

Мтаварские бентониты являются продуктами конечной стадии гальмиролитического изменения туфов. Однако встречаются туфы лишь частично подверженные бентонитизации. Среди них выделяются две разновидности: 1) бентонитизированные туфы и 2) интенсивно бентонитизированные туфы.

В бентонитизированных туфах обломки пород замещены хлоритом, встречаются псевдоморфозы иллита по пироксену. Обломки сцементированы иллит-монтмориллонитовой массой.

Вторая разновидность интенсивно бентонитизирована и туфы полностью замещены иллит-монтмориллонитовой массой, хотя и обладают туфовой структурой.

Такая стадийность процесса бентонитизации обусловлена продолжительностью действия на туфы морской среды и в свою очередь зависит от режима вулканической деятельности. Лишь те туфы, которые достаточно долго взаимодействовали с морской средой, полностью переходили в бентонит, остальные же оставались на той стадии гальмиролитического изменения, на которой заставало их очередное извержение, прекращающее связь с морской средой.

В процессе бентонитизации наблюдается и определенная стадийность в преобразовании минеральных фаз. Различные алюмосиликаты — хлорит, пироксен, цеолиты — преобразуются на определенной стадии бентонитизации в иллит. Иллит также является алюмосиликатом, однако содержит тетраэдрический алюминий в минимальном количестве. Далее в процессе гальмиролиза иллит переходит в монтмориллонит, который теоретически почти не содержит тетраэдрического алюминия. Итак, в процессе гальмиролиза, превращение различных алюмосиликатов в монтмориллонит, происходит со стадийным преобразованием в иллит, содержащий минимальное количество тетраэдрического Al в кристаллической решетке. Причем алюмосиликаты с высоким содержанием тетраэдрического Al, менее устойчивы и скорее переходят в иллит и монтмориллонит, чем алюмосиликаты с более низким содержанием тетраэдрического Al.

Наряду с бентонитом в окрестностях сс. Матходжи и Ахали-Беди-сеули известны также выходы глин, интенсивно обогащенных гидроокислами железа. Глины эти обратили на себя внимание геологов тем, что они оказались высококачественной минеральной краской типа мумии. Впервые их описал И. Б. Монцелидзе (1933). В последующие годы ими занимались Г. С. Дзоценидзе (1942, 1949, 1959), Н. И. Схиртладзе (1948), М. Л. Роква и Н. Н. Мшвелидзе (1959). Г. С. Дзоценидзе предполагает, что генезис глин связан с субаэральным выветриванием покровов пикрит-базальтов в условиях вулканических островов. Мощность оглиненных апикальных частей покровов колеблется в пределах 2—5 м.

По данным рентгеноструктурного анализа оказалось, что глины состоят из каолинита, монтмориллонита и хлорита, в то время как под оглиненной апикальной частью, интенсивно выветренный, но еще не вполне оглиненный, базальт, лишь сильно иллитизирован.

Следовательно, в процессе выветривания, как и при гальмиролизе, алюмосиликаты исходной породы сначала замещаются иллитом, а затем превращаются в глинистые силикаты (каолинит, монтмориллонит). Так что и при выветривании наблюдается перестройка решеток алюмосиликатов с образованием алюмосиликата с минимальным содержанием тетраэдрического Al (иллит) и дальнейшим превращением в силикаты.

На фосфоритовые рудопроявления в свите мтавари впервые обратил

внимание Г. С. Дзоценидзе (1941). Позднее, в 1954 г., он установил генезис рудопроявления.

По его данным, мтаварский фосфорит представлен минералом коллофанитом. Фосфоритовые рудопроявления образуют скопления маломощных (4—5 см) прожилков, прослоек и гнезд коллофанита, приуроченных к контактам туфов с покровами. Г. С. Дзоценидзе (1954) считает, что генезис фосфорита связан с метасоматозом пород обогащенными фосфором грунтовыми водами. Грунтовые воды выщелачивали фосфор из пород свиты, которые сами по себе богаты P_2O_5 . Затем в благоприятных условиях, в контактах покровов с туфами (покровы являлись экранами для растворов), из грунтовых вод отлагался фосфор в виде скоплений линзочек, прожилков и гнезд минерала коллофанита. Это предположение Г. С. Дзоценидзе подтверждается его же наблюдениями: в окрестностях с. Годогани и в настоящее время фосфор выносятся грунтовыми водами.

Позднее мтаварское фосфоритовое оруденение изучалось Б. М. Гимельфарбом, О. В. Нарчемашвили (1955). Эти авторы придерживаются иной точки зрения. Они считают мтаварский фосфорит хемогенным образованием, основываясь на наличии фосфоритоносного горизонта в свите мтавари, его значительном площадном распространении, приуроченности к определенному стратиграфическому уровню и на присутствии в нем фауны и глауконита.

Однако доводы этих авторов не подтверждаются новыми данными. Разведывательными работами (Т. Г. Мачарадзе и Х. И. Чубинидзе) было доказано, что фосфоритовые рудопроявления не имеют значительного площадного распространения и встречаются на разных стратиграфических уровнях.

Что касается фауны и глауконита, то они характерны для свиты мтавари, так что вполне естественно их присутствие и в участках вторичного обогащения фосфором.

Существует точка зрения (Ильинская, 1962; Бродская и Ильинская, 1963), что фосфатизация в свите мтавари связана с поствулканическими процессами. Не исключена возможность, что и поствулканические процессы играли определенную роль в становлении фосфоритовых орудений. Однако наличие богатых фосфором грунтовых вод и их воздействие на туфы, которое происходит на глазах наблюдателя, делает точку зрения Г. С. Дзоценидзе более обоснованной и приемлемой.

Рудопроявления марганца представлены скоплениями марганцевых жил и прослоек и линз небольшой мощности, приуроченных к контактам известняков с туфами. Марганцевые рудопроявления известны в окрестностях с. Нахунаво (Гегечкорский район), сс. Сачикобао и Саломинао (Цхакаевский район) и сс. Цхункури и Горди (Цхалтубский и Цулукидзевский районы). Мтаварский марганец имеет локальное распространение и встречается на разных стратиграфических уровнях свиты мтавари. Максимальная мощность рудных тел не превышает 0,5 м. Мощность рудных зон — до 2 м.

Мтаварские марганцевые рудопроявления представлены марганцево-железисто-карбонатной рудой. Руда состоит из пиролюзита, полианита, псиломелана—вада, манганита, карбонатов, лимонита и кварца. Содержание MnO_2 в разных рудопроявлениях колеблется от 12 до 76%, в зависимости от соотношения минералов марганца с лимонитом и карбонатом.

Мтаварские рудопроявления можно отнести к типу рудных вулканогенно-осадочных месторождений. Тип вулканогенно-осадочных месторождений выделен Н. М. Страховым (1965). Генезис этого типа связан с коагуляцией рудных компонентов из гидротермальных растворов на дне морских бассейнов в процессе подводного вулканизма. Для месторождений этого типа характерна линзовидная форма, отсутствие оолитовых структур, слабая дифференцированность марганца и железа и присутствие карбонатов. Все вышеприведенные признаки характеризуют мтаварские марганцевые рудопроявления. На гидротермальный генезис марганца указывает также наличие марганцевых жил, секущих пирокластолиты, и покровы свиты мтавари.

V. I. GUGUSHVILI

CRETACEOUS VOLCANISM OF GEORGIAN BLOCK

On the Georgian Block Upper Cretaceous alkaline volcanic formation is developed, consisting of picrite-basaltic, analcite-olivine basaltic, trachy-basaltic, trachyandesitic, trachytic and phonolitic rocks. This series of rocks is analogous to the alkaline-olivine basaltic formation of F. Turner and J. Verhoogen, 1960.

The Upper Cretaceous volcanism of the Georgian Block belongs to the central type. Volcanic material was erupted from various centres. Volcanic centres erupted alternatingly alkaline-trachytic pyroclastolites and basic—picrite-basaltic lava sheets. Volcanic rocks of the formation were subjected to the ceolitic propylitisation and argillisation. The agent of argillic alteration was halmirolithic process which gave rise to montmorillonitic bands. The formation contains also hydrothermal manganese and epigenetic phosphorite.

In the Cretaceous period on the Georgian Block another type of volcanism is also known. This one, of Albian-Cenomanian age, has a local character and in contradiction to the Upper Cretaceous alkaline formation belongs to calc-alkaline porphyritic formation. The author suggests that the magmatic chamber of these porphyrites was in the adjacent geosynclinal basin.

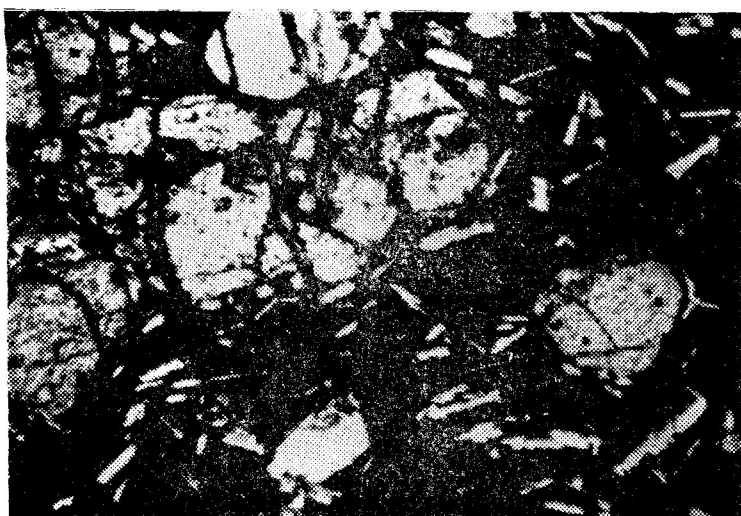
ლიტერატურა

- კ. ვოტეტიშვილი. 1958. შქმერის სინკლინის ცარცული ნალექების სტრატოგრაფია. საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა, თბილისი.
- კ. ხალინაძე. 1941 წყალტუბოს ვულკანურა ყელის პეტროგრაფია. ქუთაისის სახ. პედაგოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. III.
- მ. სხორტლაძე. 1943. დასავლეთ საქართველოს ტექონიტური ფორმაცია, გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები. მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია, ტ. I.
- მ. სხორტლაძე. 1948. დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთი თიხების მინერალოგიური შედგენილობის შესახებ. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები. მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია, ტ. I.
- კ. ქოჭენიძე. 1941. კოლოფანიტი მთავრის წყებაში. საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის შრომები, ტ. II, № 6.
- კ. ქოჭენიძე. 1951. მაგმური მოვლენების განვითარება ქუთაისის რაიონში. საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომათა კრებული, თბილისი.
- Л. Ф. Бацевич, С. Симонович. 1873. Геологическое описание части Кутаисского уезда Кутаисской Губернии, известной под именем Окриба. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 4.
- Д. С. Белянкин. 1912. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. Петербургского Политехн. ин-та, т. XVI, вып. I.
- Д. С. Белянкин, В. П. Петров. 1940. История исследования и некоторые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. Записки Всероссийского Минерал. Об-ва, ч. XIX, № 2—3.
- Д. С. Белянкин, В. П. Петров. 1941. Петрография Грузии. Изд. АН СССР, Л.
- Н. С. Бендукидзе, 1959. Верхнемеловые кораллы окрестностей Годогани и Узлоури. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. IX—XIV, вып. 2.
- Н. С. Бендукидзе, А. А. Чиковани, 1962. Шестилучевые кораллы. Основы палеонтологин. Изд. АН СССР.
- Н. Г. Бродская, М. Н. Ильинская. 1963. Фосфатизация в вулканогенно-осадочных комплексах верхнего мела Грузии. ДАН СССР, т. 151, № 2.
- Н. Д. Вачнадзе, В. И. Табагари. 1938. Месторождение гумбрина. Труды Груз. отд. ВИМС, вып. 2, Тбилиси.
- Б. М. Гимельфарб, О. В. Нарчемашвили. 1955. Новые данные о фосфатизации верхнемеловых отложений Грузии. ДАН СССР, т. 107, № 2.
- В. И. Гугушвили, 1964. Явления гальмиролиза в вулканогенной свите мтавари. Сообщения АН ГССР, XXXIII: 1.
- А. И. Джанелидзе. 1940. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Изд. Груз. филиала АН СССР, Тбилиси.
- Г. С. Дзоденидзе. 1947. Первая нефелиновая порода в Грузии. Доклады АН СССР, т. VIII, № 5.
- Г. С. Дзоденидзе. 1948. Молодые диоритовые породы окрест. г. Кутаиси. Изд. Тбилисского гос. университета.
- Г. С. Дзоденидзе. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монография, № 1, Изд. АН ГССР, Тбилиси.

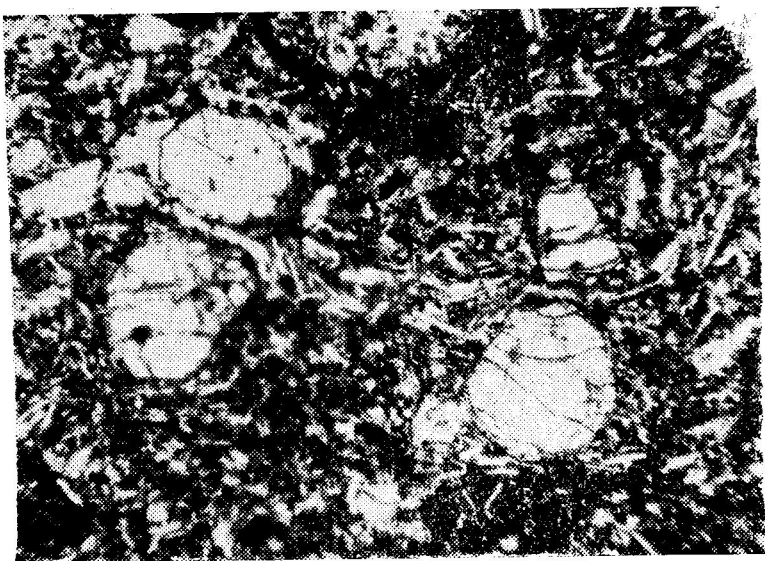
- Г. С. Дзоценидзе. 1954. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении. Сообщ. АН ГССР, т. XV, № 10.
- Г. С. Дзоценидзе. 1959. Древняя кора выветривания Грузии. Труды первой конференции Закавказских университетов.
- Г. С. Дзоценидзе. 1959. О вулканогенных формациях Грузии. Сб. Трудов Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси.
- Г. С. Дзоценидзе. 1964. Донеогеновый вулканизм. Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, Изд. «Недра».
- Г. С. Дзоценидзе. 1965. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра».
- Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили. 1959. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат.
- Г. М. Заридзе. 1961. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат.
- Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили. 1963. О генезисе верхнемеловых эффузивов Грузии. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Сборник статей. Изд. АН СССР.
- М. Н. Ильинская, 1962. О фосфоритоносных вулканогенных породах Западной Грузии (свита мтавари). Доклады АН СССР, т. 147, № 3.
- Д. С. Коржинский. 1961. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лаб. вулканологии. Изд. АН СССР.
- А. С. Марфуни. 1962. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. АН СССР.
- Б. Ф. Мефферт. 1930. Геологический очерк Лечхума. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 140.
- И. Монцелидзе. 1933. Минеральные краски. В Сб.: «Минеральные ресурсы ССР Грузии». Гостехиздат Грузии, Тифлис.
- С. И. Набоко. 1958. Изменение пород в зонах активного вулканизма. Молодой вулканизм СССР. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 13, Изд. АН СССР.
- С. Е. Симоневич, Л. Ф. Бацевич, А. Н. Сорокин. 1875. Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 5.
- В. С. Соболев. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та.
- Н. О. Страхов. 1965. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд. «Наука».
- Н. И. Схиртладзе. 1943. Камптонито-кончикитовые жильные породы Кутаисского и Ткибульского районов. Сообщения АН ГССР.
- Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ.
- А. Л. Цагарели. 1954. Верхний мел Грузии. Монографии, № 5, Изд. АН ГССР, Тбилиси.
- Т. М. Шатришвили, З. А. Имнадзе, 1958. Петрография и микрофауна меловых отложений Зап. Грузии за 1956—1958 гг. Грузинская комплексная нефтяная лаборатория ВНИГНИ.
- Н. С. Шатский. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2, Изд. АН СССР.



ფოტო 1. ოლივინის ფენოკრისტალები პიკრიტ-ბაზალტში.
ნიოლები+ (X50).



ფოტო 2. ოლივინის შლირები პიკრიტ-ბაზალტში.
ნიოლები+ (X50).



ფოტო 3. ნაპრალების გასწვრივ და კიდეებში გასერპენტინებული ოლივინის და საღი დიოპსიდ-ავგიტის კრისტალები პიკრიტ-ბაზალტში, ნიკოლები|| (X50).



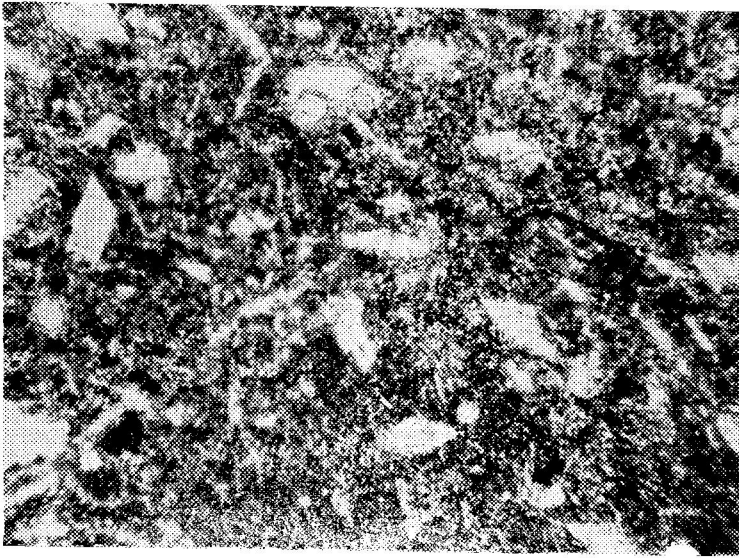
ფოტო 4. სერპენტინის ფსევდომორფოზები ოლივინის მიმართ პიკრიტ-ბაზალტში, ნიკოლები|| (X50).



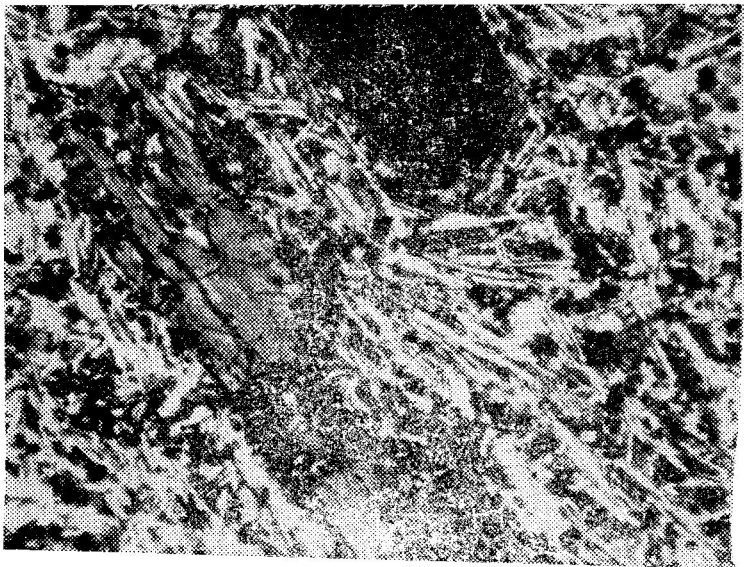
ფოტო 5. ტიტან-ავეიტის და ოლიგინის შლირები ანალციმ-ოლიგინიან ბაზალტში, ნიკოლები|| (X50).



ფოტო 6. ანალციმიანი დიაბაზი, ნიკოლები|| (X50).



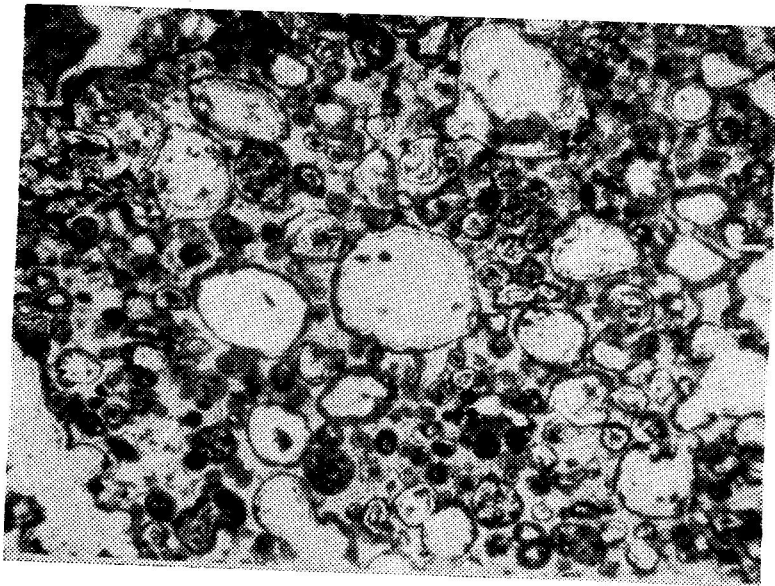
ფოტო 7 .სანიდინის მიკროფენოკრისტალები ტრაქიბაზალტში.
ნიკოლეში||($\times 50$).



ფოტო 8. გაოპაციტებული ორტოკლასის კრისტალები ტრაქიბაზალტში.
ნიკოლეში||($\times 50$).



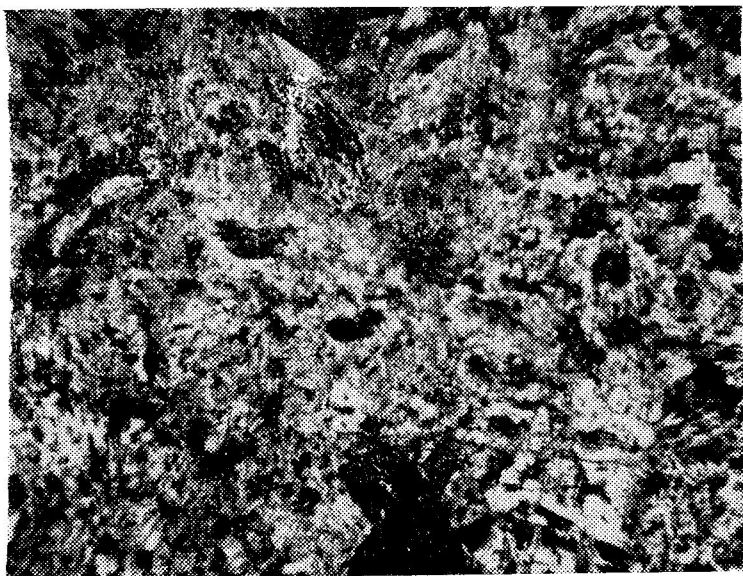
ფოტო 9. ტრაქიანდეზიტი. პლაგიოკლასის ფენოკრისტალები სანიდინის არშიით. ნიკოლები+ (X50).



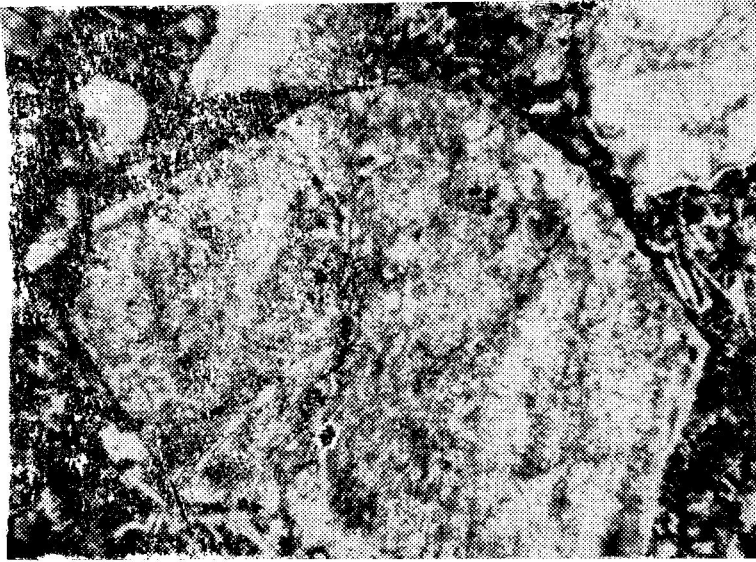
ფოტო 10. მანდელშტაინური მინის ნატეხი ვიტროკლასტური ტრაქიტული ტუფიდან. პორებში კარბონატი ქლორიტი და ანალციმია. ნიკოლები || (X50).



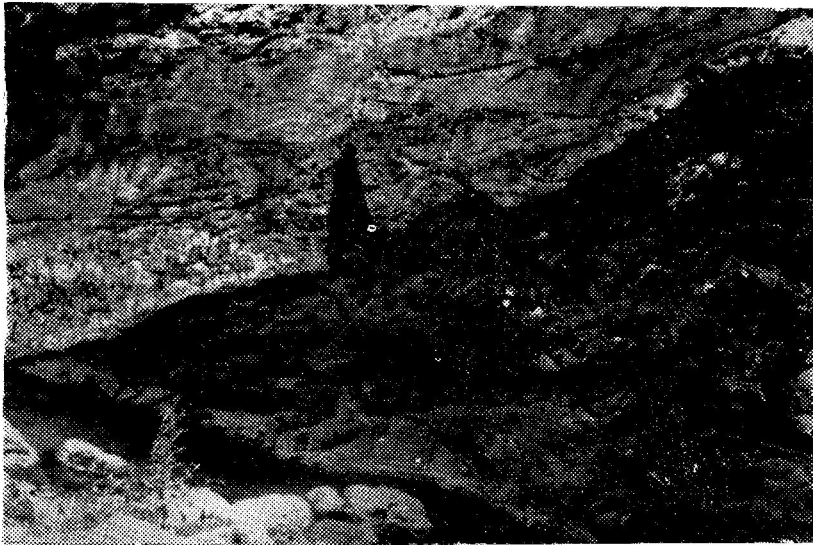
ფოტო 11. მანდელშტაინური ქანის ნახეტი ვიტრო-ლითოკლასტური ტრაქიტული ტუფიდან. სტრუქტურა ტრაქიტოიდური. ნიკოლები || (X50).



ფოტო 12. ფონოლითი. ანოროკლასტის ფენოკრისტალები და ევირინ-აეგიტის მარცვლები. ნიკოლები || (X50).



ფოტო 13. პიკრიტ-ბაზალტი. ოლივინის გაკარბონატებული ფენოკრისტალები. ნიკოლევი || (X 50).



ფოტო 14.
ანაციმ-ოლივინიანი ბაზალტი აპოფიზით ბარემულ კირქვებში.

სარჩევი

| | |
|--|----|
| შესავალი | 3 |
| მთავრის წყების დახასიათება | 6 |
| ზედაცარტული ვულკანური ცენტრები | 12 |
| დანალექი და ვულკანური წარმონაქმნების ურთიერთდამოკიდებულება მთავრის წყებაში | 15 |
| მთავრის წყების პეტროგრაფია | 16 |
| მთავრის წყების ვულკანურ წარმონაქმნთა ქიმიზმი | 26 |
| ალბ-სენომანური ვულკანური ფაციესები და მათი პეტროგრაფიული დახასიათება | 29 |
| ცარტული ვულკანიზმის მიმდინარეობა საქართველოს ბელტზე | 33 |
| ცარტულ ვულკანიზმთან დაკავშირებული პოსტვულკანური პროცესები | 36 |
| ცარტული ვულკანიზმის სუბვულკანური ფაციესი | 40 |
| სასარგებლო ნაპარხები | 45 |
| 1. ბენტონიტი და მუმიის ტიპის საღებავი | 46 |
| 2. ფოსფორიტი | 51 |
| 3. მარგანეცი | 56 |
| Меловой вулканизм Грузинской глыбы. Резюме | 60 |
| Cretaceous volcanism of Georgian Block | 70 |
| ლიტერატურა | 71 |
| ფოტოსურათები | 73 |