

М. А. БЕРИДЗЕ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ
ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ



Handwritten signature

Handwritten signature

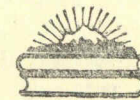
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE
Труды, новая серия, вып. 80

Handwritten signature

М. А. БЕРИДZE

**ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ**

**(на примере раннеальпийских формаций Южного склона
Большого Кавказа)**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТВИЛИСИ
1983

УДК 554 (2 Г)
26.323 (24)
551.5 (234.91)
Б 488

В работе рассмотрены вопросы вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза начальной и зрелой стадий развития геосинклинальных областей.

На основе характеристики типов разрезов дан фациальный формационный анализ ранне- и среднеюрских толщ Южного склона Большого Кавказа. Выявлены основные петрохимические параметры вулканических серий, намечена связь вулканотерригенных, тефрогенных и гиалокластогенных осадков с разнотипными извержениями. В результате анализа фациальных особенностей, состава и структурно-текстурных признаков пород проведены палеоседиментологические реконструкции. Намечены наземные (лимнические), мелководноморские и относительно глубоководные (гемипелагические батинальные) обстановки осадконакопления. Освещены некоторые вопросы влияния процессов поствулканической деятельности на лито- и рудогенез. Показана связь процессов альбитизации с начальными фазами раннеальпийского вулканизма, охарактеризованы натриевые метасоматиты и среди них новый — стратиформный тип. Для толеит-базальтовых эффузивов и стратиформных руд предполагается единый подкорový источник.

Особенности латеральных и вертикальных соотношений вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов объяснены различными режимами развития отдельных зон, соответствующими в целом переходной стадии геосинклинального процесса. Раннеальпийские геодинамические обстановки интерпретированы как окраинное море — островная дуга.

Редактор чл.-кор. АН ГССР Н. И. Схиртладзе

Б $\frac{20801}{М 607 (06) - 83}$ 17—83

© Издательство «Мецниереба», 1983

Схиртладзе *Схиртладзе*

ВВЕДЕНИЕ

Вулканогенно-осадочный литогенез, как самостоятельный тип, был установлен сравнительно недавно благодаря фундаментальным исследованиям Н. М. Страхова (1962, 1963). Изучение этого типа литогенеза нашло дальнейшее развитие в монографиях Г. С. Дзоценидзе (1965, 1969), которые посвящены проблеме роли и влияния вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Ряд важных вопросов литологии вулканогенно-осадочных формаций был разработан И. В. Хворовой с сотрудниками.

Сравнительно мало освещенным остается геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез, интерес к которому особо возрос за последнее время в связи с поступлением огромной информации по современному осадконакоплению и активному вулканизму в морях и океанах (Страхов, 1976; Лисицын, 1974, 1978). Этот интерес повышается еще тем, что за последнее десятилетие сформировалось новое направление в тектонике, утверждающее океаническую природу древних эвгеосинклиналей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972). В этом отношении юрская история Большого Кавказа в целом и зоны его южного склона, в частности, представляют особый интерес, т. к. здесь сочетаются осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования начальной и зрелой стадии геосинклинального развития.

Разработка вопросов геосинклинального вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза* могла оказаться результативной при условии детального литолого-фациального и формационного анализа фоновых осадочных образований, с одной стороны, и изучения тесно с ними связанных продуктов разнотипного вулканизма, с другой. Продукты вулканизма, приуроченные к ранне- и среднеюрским терригенным отложениям Южного склона Большого Кавказа, по имеющимся в настоящее время данным, можно отнести к спилит-кератофировой и спи-

* В последние годы П. П. Тимофеевым (1978) подчеркивается необходимость четкого разграничения процессов, связанных с образованием осадков (седиментогенез) от процессов превращения осадков в осадочную породу (собственно литогенез или литогенез в узком понимании).

лит-диабазовой формациям. Однако в пределах Большекавказского региона представители собственно вулканогенных (спилит-кератофировой и спилит-диабазовой) формаций в количественном отношении резко подчинены вмещающей их терригенной (аспидно-сланцевой) формации. При таких соотношениях в древних геосинклинальных областях (например, Гемерское Рудогорье, Балканиды, Саяны и др.) обычно выделяют единые диабаз-филлитовидные или спилито-фтанито-сланцевые формации. По аналогии с ними для Северо-Западного и Южного склонов Большого Кавказа были предложены названия «вулканогенно-аспидной» (Ломизе, 1963) и «вулканогенно-песчаниково-сланцевой» (Заридзе, 1970) формаций, хотя другие авторы (Хаин, 1973, 1980; Тимофеев, 1981; Попов и др., 1981) такие сочетания осадочных и вулканогенных формаций считают парагенетической ассоциацией.

Если средняя юра северных тектонических зон в основном представлена терригенной фацией, то в южной тектонической зоне, выделенной под названием Гагрско-Джавской (Гамкрелидзе, 1966), развита непрерывная базальтоидная порфиритовая формация, в большей своей части характеризующаяся укороченным рядом пород базальт-андезит-базальт. Появление этой формации характеризует среднюю, более зрелую стадию развития геосинклинали Южного склона. Анализ внутреннего строения формации выявил широкое развитие в ней ритмично-стратифицированных пачек вулканогенных обломочных пород, характеризующихся рядом специфических особенностей турбидного механизма седиментации, на основании чего они отнесены к флишвидным образованиям. Таким образом, наметился особый формационный тип вулканогенно-осадочных образований, описанных ранее из других регионов Кавказа как «вулканогенный флиш» (Дзоценидзе, 1948).

При систематике обширных фактических данных по литостратиграфическому расчленению, вещественному составу и фациальной изменчивости мощных ранне- и среднеюрских толщ Южного склона мы использовали метод типизации составленных нами многочисленных разрезов, материалы по которым детально изложены нами в геологических отчетах за период 1965—1981 гг. Такие разрезы во многом облегчили задачу фациального анализа внутри отдельных структурных единиц, а также дали возможность наметить четкую картину латеральной изменчивости отложений по всему Южному склону. Полученная в результате этого анализа структурно-фациальная зональность способствовала проведению реконструкций палеоседиментационных обстановок, индивидуальность которых в ряде случаев была подчеркнута проявлением особых типов вулканизма и своеобразных процессов вулканогенно-осадочного литогенеза.

Конечным результатом проведенных исследований явилось рассмотрение в тесной взаимосвязи осадконакопления и вулканизма и порождаемых ими процессов вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза на фоне тектонической эволюции геосинклинальной области. В настоящую работу, ввиду ограниченности ее объема, не включена глава об осадочных формациях.

Во время работы над книгой автор получал ценные советы и замечания от профессора Н. И. Схиртладзе, докторов наук Г. А. Чихрадзе и Ш. А. Адамия. С благодарностью автор вспоминает покойного академика Г. С. Дзоценидзе, консультациями которого он неоднократно пользовался.

ПРОБЛЕМЫ РАННЕАЛЬПИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

В базальтоидный вулканизм. Исследование базальтоидных вулканитов Большого Кавказа началось Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1898) и С. Д. Белянкиным (1914), которые впервые установили ряд петрологических и геологических особенностей диабазовых пород хевсуретской части Центрального Кавказа. С самого же начала этими исследователями в проблеме диабазов Кавказского региона на первый план были выдвинуты вопросы петрологической типизации диабазовых пород. В частности Д. С. Белянкиным была сформулирована важная закономерность разделения диабазовых пород на альбитовые (колотанский тип) и лабрадоровые (ассинский тип) разновидности.

Впоследствии эта закономерность была подтверждена работами многих исследователей в других районах Большого Кавказа. Хотя Л. А. Варданянц (1935), а затем и А. П. Лебедев (1950) различие этих двух типов по характеру плагиоклаза не сочли существенным доводом, однако анализ их материала, по нашему мнению, также подтверждает основные положения, выдвинутые Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Д. С. Белянкиным. Обобщение этих результатов в свое время проведено Г. С. Дзоценидзе (1948).

Западнее Хевсурети, в районе Военно-Грузинской дороги, В. П. Ренгартен (1940), основываясь на петрографических описаниях Л. А. Варданянца, выделяет: 1) породы диабазово-диоритового ряда, приуроченные к древним кристаллическим массивам (Дарьяльский, Гвелетский) и налегающим на них отложениям кистинской и циклаурской свит и 2) группу вторичных альбитофигов, залегающих в верхней части циклаурской и низах казбегской свит. Впоследствии Д. К. Андреев (1945) уралитово-лабрадоровые породы диабаз-диоритового ряда параллелизовал с Ассинской, а альбитовые диабазы из группы вторичных альбитофигов — с Колотанской формацией Д. С. Белянкина.

В пределах Верхней Рачи Н. Ф. Татришвили (1941), К. Н. Чичинадзе (1945) и М. А. Беридзе (1963) описаны авгит-альбитовые и уралито-лабрадоровые разновидности с развитием

первой в нижних, а второй — в верхних частях юрской аспидно-сланцевой серии. При этом Н. Ф. Татришвили охарактеризовала также диабазы с основным плагиоклазом и со свежей компактной роговой обманкой, аналоги которых из района Архотского перевала Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898) называет «настоящими диоритами». Наличие этого типа пород, как подчеркивает Г. С. Дзоценидзе (1948), имеет важное значение, так как именно такие разновидности, по В. П. Ренгартену (1940), и секут «пологий свод сложнопостроенной Дарьяльской антиклинали» и, следовательно, именно только их, как еще будет показано, можно считать посткелловейскими образованиями. Породы с основным плагиоклазом и роговой обманкой, под названием спессартитов, описаны также в Заалазанской Кахети (данные М. П. Пруидзе, Н. Г. Акимидзе, Э. М. Адамашвили и Г. М. Бенидзе, геологические отчеты 1974 и 1978 гг.).

В Нижней Сванети Г. М. Заридзе (1941, 1947) охарактеризовал диабазовые породы как с основным, так и альбитизированным плагиоклазом.

В Абхазии, по данным Г. Р. Чхотуа (1941), К. Г. Акимидзе (1968), О. З. Дудаури и др. (1972) и М. А. Беридзе и др. (1972), многочисленные маломощные дайки уралитово-лабрадоровых диабазов ассинского типа приурочены к нижней части плинсбахской ацгарской свиты, тектонически контактирующей с породами древнего кристаллического комплекса; развитые в верхней части сланцевой серии более мощные диабазовые жилы (районы перевала Анчхо, Чамашха и др.) по составу являются пироксеновыми альбитовыми (альбитизированными) породами и соответствуют Колотанской формации.

Восточнее Хевсурети, в пределах Заалазанской Кахети, по данным Ш. А. Азизбекова и М. Н. Алиева (1940), Л. А. Варданянца (1932, 1940) и М. П. Пруидзе (1979), в сланцевой свите среднего лейаса залегают многочисленные дайки и пластовые жилы уралитово-лабрадоровых диабазов, соответствующих Ассинской формации. Аналоги колотанского типа здесь представлены собственно эффузивной и субвулканической фациями.

Значительным вкладом в дальнейшее развитие идей о главных петрологических типах диабазов явилось установление впервые Г. С. Дзоценидзе (1948) спилитовой фации в нижней части порфиритовой серии байоса Юго-Осети и Рачи, сменяющейся вверх вулканитами нормальных (лабрадоровых) порфиритов. Важно подчеркнуть, что такое подразделение порфиритовой серии в дальнейшем подтвердилось и в других районах Грузии (Джанелидзе, 1969, 1972; Беридзе, 1970). Прослеживая латеральную смену порфиритовой формации с юга на север, Г. С. Дзоценидзе наметил переходную полосу между «вулканогенной» и «сланцевой» частями геосинклинального бассейна и

тем самым, установил геологическую связь между собственно эффузивной и субвулканической фациями этого вулканизма. В качестве такого примера он называет ущ. р. Паца в Юго-Осети и ущ. р. Сакура с западным продолжением в сторону Чухарского вулканического массива в Раче. Впоследствии эти данные подтвердились и нашими наблюдениями по притокам р. Сакура (Бодеура, Будзгори и др.) и в районе г. Купра (Беридзе, 1970). Аналогичную геологическую позицию промежуточного характера занимает Чаухский вулканогенный массив, с той лишь разницей, что к югу от него порфиритовая свита не обнажается.

На этих примерах Г. С. Дзоценидзе показал, что диабазы, ассоциирующие с лабрадоровыми порфиритами ущ. р. Паца, также лабрадоровые, тогда как в районе Чухарского и Чаухского массивов, с развитием спилитовых (альбитовых) эффузивов, диабазы также альбитовые. Так что, диабазовые породы проявляют тесное геологическое и петрологическое родство с вулканогенными массивами, сложенными породами собственно эффузивной субфации. Всем этим Г. С. Дзоценидзе развил полученный на основе изучения Олонецкой диабаз-порфирит-вариолитовой формации вывод Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) о принадлежности диабазов к породам эффузивным, а не интрузивным.

Важно отметить, что авторы «Петрографии Грузии» (Белянкин, Петров, 1945) Колотанские диабазы отнесли также к спилитовой формации и, таким образом, благодаря исследованиям всех этих геологов, петрологические исследования диабазов Большого Кавказа были усовершенствованы.

С таким же подходом проанализирована среднелейасовая эффузивная формация Центрального Кавказа в работах Л. А. Варданянца (1959) и А. П. Лебедева (1950). В Горной Осети Л. А. Варданянц выделяет вариолитово-габбро-диабазовую группу как единый комплекс основных пород собственно эффузивной и субвулканической фаций. Однако их возрастная параллелизация с чаухи-рошкинскими эффузивами аален-байосского возраста (Гавашели, 1973) не оправдана.

В монографии А. П. Лебедева (1950) охарактеризованы Черкесско-Чегемский, Адаихох-Теплинский, Садоно-Дигорский и Терекско-Ассинский районы Центрального Кавказа. Среди однородных глинисто-сланцевых отложений среднего лейаса этот исследователь выделяет подводно-эффузивную фацию основной магмы спилитовой природы с проявлением шаровой текстуры при практическом отсутствии пирокластического материала. Он считает, что породы спилитового ряда формировались «в наиболее глубокой, осевой части нижнеюрской геосинклинальной впадины», вследствие трещинного типа излияний.

Спилитовые породы подводно-эффузивной фации сопровождаются субвулканической (субинтрузивной, по А. П. Лебедеву) фацией основной магмы, представленной диабазами, лейкодиабазами, витрофирами, порфиритами и мандельштейнами. Они образуют преимущественно согласные тела, пластовые инъекции, изредка тонкие апофизы и прожилки, связанные с петрографически родственной осадочно-эффузивной толщей среднего лейаса.

✓ Вместе с тем, на Центральном Кавказе выделяется и другая группа пород субвулканической (гипабиссальной, по А. П. Лебедеву) фации основной магмы, соответствующая микрогаббровому ряду Л. А. Варданянца. По данным этих авторов, в ней объединяются все диабазовые породы, залегающие по всей мощности аспидно-сланцевой серии, вертикальный диапазон которых контролируется уровнем расположения Чаухских спилитовых шаровых лав (т. е. аален-байосом — М. Б.). К этой же группе относит А. П. Лебедев уралитово-лабрадоровые диабазы, локализованные в древних кристаллических образованиях ядра Большого Кавказа. Все эти породы авторы считают аналогами Ассинской формации Д. С. Белянкина.

✓ За последние годы накопился довольно богатый фактический материал о наличии продуктов домер-раннетоарской вулканической активности на Южном склоне Большого Кавказа (от Абхазии до Азербайджана), внесший значительную ясность в закономерность развития юрского вулканизма этого региона.

В Горной Абхазии, в Чхалтинской подзоне Южного склона в верхней части ацгарской и низах ахейской свит домер-раннетоарского возраста (верховья р. Бзыби) были выявлены (Беридзе, Буадзе, 1977) базальтоиды спилитовой природы с непрерывным структурным рядом пород диабаз-гиалодиабаз-вариолит-витрофирит, образующих шаровые и в разной степени фрагментированные лавовые потоки, а также пластовые жилы субвулканической фации. Эффузивы сопровождаются изолированными шаровыми, обломочно-шаровыми и гиалокластовыми брекчиями, обычные же пирокластолиты в толще отсутствуют. Выходы вулканитов вытянуты вдоль разломов древнего заложения общекавказского простирания и, таким образом, они проявляют явные признаки трещинных излияний.

✓ В Казбегском районе, по Военно-Грузинской дороге Г. А. Чихрадзе (1979) в верхней части циклаурской свиты среднего лейаса описал спилитовые лавовые покровы как шаровой, так и компактной текстуры, чередующиеся с глинистыми сланцами и сопровождающиеся спилитовыми же диабазами субвулканической фации. В этой толще, при видимой общей мощности 430 м, нами было насчитано 24 лавовых потока при общей мощности 182 м и мощности отдельных потоков от 0,5 до 26 м;

суммарная мощность диабазов субвулканической фации 117 м. Среди эффузивов преобладают породы с офитовой и вариолитовой структурами. Несколько западнее выходы шаровых лав были зафиксированы нами на водоразделе рр. Блотасцкали и Ткипанисцкали и на левом борту Девдоракского ледника (этот последний выход увязывается с аналогичными образованиями Северной Осети, охарактеризованными Л. А. Варданянцем). Шаровые лавы спилитовых базальтоидов, сопровождающиеся изолированно-шаровыми и обломочно-шаровыми брекчиями, отмечены нами на правом склоне ущ. р. Джута, между ее притоками Нарванисцкали и Вешатцкаро, примыкают с юго-западной стороны к полосе развития альбитовых диабазов Хевсурети — хр. Чимгисклде — ущ. р. Колотани (Цкаростава).

Диабазы Хевсурети, ставшие классическими после исследований Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Д. С. Белянкина, были детально изучены в связи с составлением нового проекта Транскавказской железной дороги через Архотский перевал (данные Чихрадзе, Беридзе, Гиоргобяни, Топчишвили и др., геологический отчет 1981 года). В этом районе мощность вулканогенной спилит-диабазовой формации (колотанский тип) достигает 700—750 м. Она прослеживается от ущ. р. Колотани (Цкаростава) в западном направлении до ущ. р. Цицвлованисгеле, затем по хребту Чимгисклде — до перевала Архотисгеле. Формация сложена субвулканическими жильными телами диабазов, массивными потоками диабазов, слабофрагментированными и подушечно-шаровыми лавами спилитов и диабазовых витрофиритов, а также изолированно-шаровыми и обломочно-шаровыми гиалокластитовыми брекчиями, которые местами чередуются с пачками глинистых сланцев и адиоловых пород. Формация занимает интервал домер-нижний тоар. Таким образом, в Казбегском районе и Хевсурети устанавливается почти непрерывный, стратиграфически выдержанный горизонт спилит-диабазовых вулканитов как собственно эффузивной, так и субвулканической фации. ✓

В Заалазанской Кахети подушечные и шаровые лавы спилитовых базальтоидов, по данным М. П. Пруидзе (1979), встречаются на трех стратиграфических уровнях: 1) домер-нижнем тоаре, 2) верхнем тоаре и 3) аален-байосе. Все эффузивные образования развиты вдоль крупных региональных разломов древнего заложения в виде прерывистых узких полос.

Наиболее представительными являются вулканиты домерраннетоарского возраста (Панкиси, Стори, Кабали, Лагодехисхеви, Шромисхеви, Мацими). В восточной части района они приурочены к Кахнамеданскому разлому, принимая участие в составе филисчайской серии. На территории Азербайджана покровы в этой серии не отмечаются. Подушечные лавы, сменяю-

щиеся местами массивными разновидностями, сопровождаются брекчиями того же состава (изолированно-подушечные и обломочно-подушечные брекчии, по нашим наблюдениям). Настоящий же пирокластический материал не встречается.

Позднетоарские эффузивы, по данным М. П. Пруидзе, К. Г. Акимидзе и Э. М. Адамашвили, обнажаются только в восточной части Заалазанской Кахети, в ущ. рр. Бнелихеви и Саласависгеле и связаны с Мацимским (Саребашским) взбросо-надвигом. Спилитовые базальтоиды аален-байосского возраста развиты также локально, в окрестностях г. Шакриани и приурочены к толще песчано-глинистых сланцев с конкрециями глинистого сидерита. По стратиграфическому положению их можно параллелизовать с Чаухи-Рошкинской полосой спилитовых эффузивов.

Заканчивая обзор ранне- и среднеюрской спилит-диабазовой формации, следует привести и данные А. Г. Долгих и В. Б. Черницына (1971) по Горному Дагестану, описавших поздне-тоарский и позднеааленский комплексы собственно эффузивной и субвулканической фации основной магмы. Авторы подчеркивают тесную связь шаровых лав диабаз-порфирит-вариолитового ряда с силлами и дайками габбро-диабазов, диабазов и диабаз-порфиритов. Среди субвулканитов позднего аалена упоминаются также оливиновые диабазы, пикриты и пикрит-диабазы. Кстати отметим, что пикриты описываются также в Горной Осети (Какаев, Плошко, 1975). Для обоих комплексов характерно отсутствие пирокластических пород, указывающих, по мнению авторов, на трещинный характер излияний.

Таким образом, состав и геологическая позиция обоих комплексов спилит-диабазовой формации Горного Дагестана во многом сходны с аналогичными образованиями других районов Центрального Кавказа. Кажется, однако, сомнительным датировка нижнего комплекса только поздним тоаром.

Вопрос возраста диабазовых пород Большого Кавказа, несмотря на усилия целой плеяды геологов, по сей день остается спорным.

Еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин считали, что и колотанские и ассинские диабазы образовались из одного магматического очага. В частности, Д. С. Белянкин писал: «Весьма возможно, что мы имеем в данном случае дело с одним из обычных явлений дифференциации единой диабазовой магмы на части 1) богатую натром и 2) богатую известью».

Далее Д. С. Белянкин правильно пишет, что «колотанские диабазы отвердели на неглубоких горизонтах или выходили на земную поверхность (под водой?)» и, следовательно, их внедрение происходило в приблизительно горизонтально залегающие осадочные породы. Однако наблюдая вертикальное и вмес-

те с тем параллельное с вмещающими осадочными породами залегание диабазов ассинского типа, при таком же вертикальном и взаимопараллельном расположении диабазов в древних кристаллических массивах Дарьяла и Гвелити, этот исследователь заключает, что ассинские диабазы интродировали в уже значительно дислоцированные слои аспидно-сланцевой толщи.

Таким образом, Д. С. Белянкин диабазы колотанского и ассинского типа, по петрологическим соображениям, считает разновозрастными, но, сталкиваясь со сложностью геологической ситуации, образование их отделяет значительным интервалом времени. Характерно, что именно эта сложная и противоречивая ситуация оставалась основным препятствием для последующих исследователей этого вопроса.

Так В. П. Ренгартен (1940), изучая диабазовые породы Военно-Грузинской дороги, считал, что внедрение магмы, давшей породы диабаз-диоритового ряда, происходило в сильно дислоцированной толще, т. к. диабазы и вмещающие их глинисто-сланцевые отложения имеют одинаковые крутые углы падения, слагая, по его мнению, крылья антиклиналей. Этому исследователю удалось наблюдать лишь один случай, когда крутопадающие роговообманковые диабазы секут пологий свод сложнопостроенной Дарьяльской антиклинали. По поводу этого факта Г. С. Дзоценидзе (1948) было высказано справедливое замечание, что эти диабазы, отличающиеся от большинства остальных наличием первичной роговой обманки, возможно, и являются более молодыми образованиями. Так что, решение вопроса возраста большинства диабазов ассинского типа, залегающих в кистинской и циклаурской свитах, на основе таких фактов не представляется возможным.

Многие исследователи (Пейве, 1945; Андреев, 1945; Лебедев, 1950; Ажгирей и др., 1976) допускают, что антиклинальная структура и соответственно система трещин гранитных массивов должна была формироваться в предкелловейское (батское) время и поэтому ассинские диабазы датируются ими как батские, т. е. принимаются за синорогенные образования. Однако, если даже согласиться с вышеприведенным рассуждением, все-таки непонятно игнорирование роли верхнелейасской (донецкой) орофазы в формировании антиклинальных структур этих массивов. Такое допущение находится также в противоречии с общим соображением Г. С. Дзоценидзе (1948) и Г. М. Заридзе (1944) о том, что в юрском магматическом цикле Кавказа спилит-порфирит-диабазовая формация образовалась в доорогенное (байосское) время, когда явно преобладали процессы растяжения земной коры, синорогенными же (батскими) являются гранитоидные породы.

Следует отметить и то, что по представлению одних исследователей все лабрадоровые диабазы, расположенные как в древних гранитных массивах, так и в юрских сланцах, являются батскими (Лебедев, 1950). По мнению же других геологов (Андреев, 1945; Ажгирей и др., 1976; Пруидзе, 1979) только секущие граниты уралитово-лабрадоровые диабазы могут быть батскими, остальные же лейасскими. Существуют и более крайние мнения, согласно которым все ассинские диабазы считаются или доюрскими (Афанасьев, 1959), или же послекелловейскими образованиями (Ренгартен, 1940; Варданянц, 1959).

Анализируя эти противоречивые заключения, Г. С. Дзоценидзе (1963) справедливо заметил, что «как не обосновано было отнесение всех зеленокаменных пород Дарьяла к группе юрских диабазов, также будет неправильно теперь отнести их к палеозою или к послейюрскому периоду». Правомочность такого заключения можно видеть, например, в факте залегания диабазовых даек в датируемых батом гранитоидах (Дудаури, Тогоцидзе, 1972).

В связи с этим вопросом заслуживают внимания некоторые новые данные. Детальное изучение разрезов Военно-Грузинской дороги (данные Чихрадзе, Беридзе, Кокрашвили, геологический отчет, 1976) и трасс Транскавказской железной дороги (данные Чихрадзе, Беридзе, Гиоргобиани, Кокрашвили, Топчишвили и др., геологический отчет, 1981) показало, что взаимно параллельная система даек диабазов ассинского типа обычно совпадает с системой кливажа осевой плоскости, развитой во вмещающих глинистых сланцах. Поэтому в относительно пологих частях складчатых структур диабазы выступают в виде явных секущих слоистость под большим углом даек, при крутом же расположении слоистости и соответственно кливажа диабазы проявляют кажущееся согласие с ними. Основываясь на подобных соотношениях, Г. А. Чихрадзе (1980) высказывает предположение о постскладчатом возрасте диабаз-диоритовых (уралитово-лабрадоровых диабазов. — М. Б.) пород, залегающих как в кистинской и циклаурской свитах, так и в гранитоидах Дарьяльского и Гвелетского массивов.

Вместе с тем, нельзя оставить без внимания тот факт, что все эти диабазовые породы после становления, со своей стороны, испытали интенсивное воздействие тектонических деформаций, вследствие чего они рассланцованы, будинированы и катаклазированы.

Таким образом, можно считать фактом бесспорно установленным наличие продуктов базальтоидного вулканизма как раннеюрского (домер-раннетюрского), так и среднеюрского (аален-байосского) возраста, соответствующих колотанскому — спилитовому типу Д. С. Белянкина и относящихся к спилит-

диабазовой формации. Спорным остается вопрос о возрасте асинских диабазов, пространственно связанных преимущественно с ранне-среднелейасовыми отложениями и древними кристаллическими массивами.

Кислый вулканизм. Наиболее важные вопросы изучения кислого вулканизма Большекавказского региона—выяснение его петрохимических особенностей, последовательности и генетического взаимоотношения с базальтоидными формациями, тектонической позиции и связи с глубинным строением области.

Продукты кислого и среднекислого состава описывались в нижнем лейасе Северного Кавказа (Варданянц, 1935; Леонов, 1961), хотя А. П. Лебедев (1950) на Центральном Кавказе их возраст считал только средним (условно и верхним) лейасом. В пределах Северо-Западного Кавказа М. Г. Ломизе охарактеризовал кислые вулканы как среднелейасового (Ломизе, Сомин, 1962), так и ааленского возраста (Ломизе, 1969). Кислые вулканы в низах лейасского разреза Южного склона Большого Кавказа отмечались еще с 30-х годов (Варданянц, 1932; Левченко, 1940; Кахадзе, 1947). В дальнейшем вулканы, соответствующие спилит-кератофировой формации, были выявлены и на более высоких стратиграфических горизонтах ранне-среднеюрской аспидной формации (от домера до аалена включительно). Таким образом, для Большекавказского региона в целом извержения кислого и среднекислого состава охватывают довольно широкий интервал времени — от синемюра до аалена включительно.

В районе Санчарского и Алаштрахского перевалов абхазской части Большого Кавказа была установлена антидромная последовательность пород в домерской авадахарской свите (Беридзе, 1973), что в дальнейшем было подтверждено исследованиями на Кацдагском рудном участке Белоканского района (Кипиани, Бенидзе, 1980). Анализ материалов по всему Южному склону (Беридзе и др., 1977₂) показал, что в составе спилит-кератофировой формации Южного склона местами участвует непрерывный (липарит-дацит-андезит-базальт), местами же укороченный (липарит-дацит; дацит-андезит) ряд пород. Г. С. Дзоценидзе (1948) одним из первых обратил внимание на приуроченность вулканитов дацит-липаритового состава к зонам сочленения геосинклинали и срединного массива, или к сравнительно «жестким», обладающим тенденцией воздымания, участкам внутри геосинклинального бассейна. А. П. Лебедев (1950) также считает, что вулканы кислого и среднекислого состава Центрального Кавказа формировались на бортах геосинклинального трога, тогда как спилитовые эффузивы — в его центральной, наиболее глубоководной части. Разобщенность центров основного и кислого вулканизма подчеркивается также

в работах М. Г. Ломизе (1969) для Северо-Западного Кавказа и М. А. Беридзе (Беридзе и др., 1977₂) для Южного склона Большого Кавказа.

Таким образом, за последние годы накоплен интересный фактический материал, который, наряду с петрохимическими данными, должен был способствовать выяснению ряда генетических вопросов относительно кислого вулканизма, причин ассоциации кислых и основных пород, возможных глубин расположения магматических очагов, особенностей дифференциации последних и т. д.

Вулканогенно-осадочный седименто- и литогенез. По сравнению с вышерассмотренными вопросами вулканизма проблема формирования вулканогенно-осадочных образований в геологической литературе освещена намного слабее. В этом аспекте исследовались лишь некоторые формации отдельных структурных зон Большого Кавказа. Так, в пределах Северо-Западного Кавказа М. Г. Ломизе (1969) изучил состав и условия накопления ааленских кристаллотуфов, т. н. туфогенного флиша и подводных грязекаменных потоков (глинистых туфогенных конгломератов).

В связи с изучением байосской вулканогенной серии Гагрско-Джавской зоны Южного склона, Г. С. Дзоценидзе (1948) подчеркнул важную роль в ее составе кластических осадков и разработал их классификацию.

За последние два десятилетия исключительное внимание стало уделяться изучению геосинклинальных кластических осадков, обладающих рядом специфических особенностей, связанных с турбидным механизмом седиментации, основы которого разработаны Ф. Кюненом. Важно отметить, что такой способ формирования оказался приемлемым не только для тех ритмично построенных (флишевых) отложений, в которых главную роль играет терригенная кластика, но и для тех толщ, которые сложены преимущественно продуктами взрывного вулканизма. Именно с таким подходом была проанализирована среднеюрская вулканогенная формация Грузии, вулканогенно-осадочные образования которой связаны с высокой взрывностью байосских вулканов.

В результате седиментологического анализа осадочно-пирокластических толщ байосской вулканической зоны (Беридзе, 1982) сделан вывод о их принадлежности к тифтогенному типу, в формировании которого главную роль играли флюксотурбидные и нормальные турбидные потоки. Намеченные внутри вулканической зоны депрессии истолкованы как подножья подводных вулканических сооружений, по склонам которых транспортировался свежесброшенный пирокластический материал. В дистальных частях вулканокластических шлейфов установлены

их постепенные переходы в терригенные флишевые отложения окраинно-морского бассейна Большого Кавказа; при наличии же подводных поднятий (барьеров), сложенных породами кристаллического субстрата, — шлейфы отсутствуют. Ослабление вулканической активности и смена относительно глубоководных условий сравнительно мелководными в позднем байосе сопровождается появлением вулканотерригенного материала, а также карбоната в фоновых седиментах.

Важной проблемой вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза являлось установление и исследование вулканотерригенных отложений в пределах развития мощных толщ ранне- и среднеюрской аспидно-сланцево-песчаниковой формации, включающей в себя синхронные вулканогенные образования. В этом отношении особое внимание привлекли районы с наиболее мощными проявлениями липарито-дацитового вулканизма, продукты которого обычно ассоциируют с мелководными терригенными отложениями. Таким благоприятным объектом оказалась абхазская часть Южного склона, где было установлено обогащение песчаников, гравелитов и конгломератов размытым материалом приблизительно синхронных осадконакоплению подводных и наземных вулканических построек, сложенных липарито-дацитовыми эффузивами. Сравнение состава песчаников этого района с синхронными образованиями тех районов Южного склона, где липарито-дацитовый вулканизм проявлен слабо, показало большое различие в их петрографическом и, соответственно, химическом составе, при примерно сходном составе питающего их древнего кристаллического субстрата (Беридзе, 1973). В районах развития толеит-базальтовых эффузивов, тяготеющих обычно к сравнительно глубоководным осадкам, установлены изолированно-шаровые и изолированно-подушечные брекчии, в тесной связи с гиалокластическими отложениями (Беридзе, Буадзе и др., 1977₁).

Таким образом, для Южного склона Большого Кавказа оказались характерными все три типа вулканокластических осадков, известных как в древних, так и в современных, геосинклинальных областях (Хворова, 1980).

Значительное внимание было уделено своеобразному типу вулканогенно-осадочного литогенеза, связанного с поствулканической деятельностью базальтоидного вулканизма. Систематическое изучение этих поствулканических образований (Заридзе, 1941; Беридзе, 1963; Беридзе, Ахвледиани, 1979), идентифицированных нередко как силициты, дало возможность установить три типа натровых метасоматитов. Сделан вывод, что процесс натриевого метасоматоза приводит к формированию во многом химически сходных образований (адинолы, кератофиры и альбитит-порфиры, несмотря на различия в составах их исходных

пород (глинистые сланцы, андезито-дациты, базальтоиды). Тесная связь этих поствулканических образований с вулканиками спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций свидетельствует о длительности и сходной тенденции процесса натриевого метасоматоза в течение всей ранней и средней юры. Натриевые метасоматиты рассмотрены как результат деятельности остаточного кислого обогащенного щелочью натрия раствора, связанного с инициальным вулканизмом.

РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Продукты раннеальпийской вулканической активности в пределах Южного склона Большого Кавказа распределены неравномерно. В северных тектонических зонах они в количественном отношении резко подчинены вмещающим осадочным образованиям аспидно-сланцевой формации ранне- и среднеюрского возраста и по составу соответствуют спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формациям, в понимании Ю. А. Кузнецова (1964), хотя и имеют ряд специфических особенностей. Получен новый геологический и петрохимический материал для расчленения единой дайковой диабазовой субформации.

В южной тектонической зоне, выделенной под названием Тагрско-Джавской (Гамкрелидзе, 1966), среди раннеюрских отложений локально развиты вулканиды спилит-кератофировой формации, спилит-диабазовая же формация здесь полностью отсутствует. В средней юре эта зона становится ареной мощных проявлений вулканизма, в результате которого формировалась непрерывная базальтоидная порфириновая формация, главным образом, с укороченным рядом пород (базальт-андезит-базальт).

В настоящей главе излагается материал только по вулканикам северных тектонических зон. Составленные нами многочисленные литологические разрезы ранне- и среднеюрских образований на основе типичных признаков, сгруппированы по отдельным районам. Выявлены характерные черты вулканических формаций и их взаимоотношения с вмещающими отложениями. Все это послужило основой для проведения фациального анализа в пределах всей геосинклинальной области.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Абхазия. В абхазской части геосинклинали Южного склона (рис. 1) породы спилит-кератофировой формации, выделенные под названием авадхарского вулканогенного горизонта (Ломизе, Сомин, 1962), приурочены к южной периферии

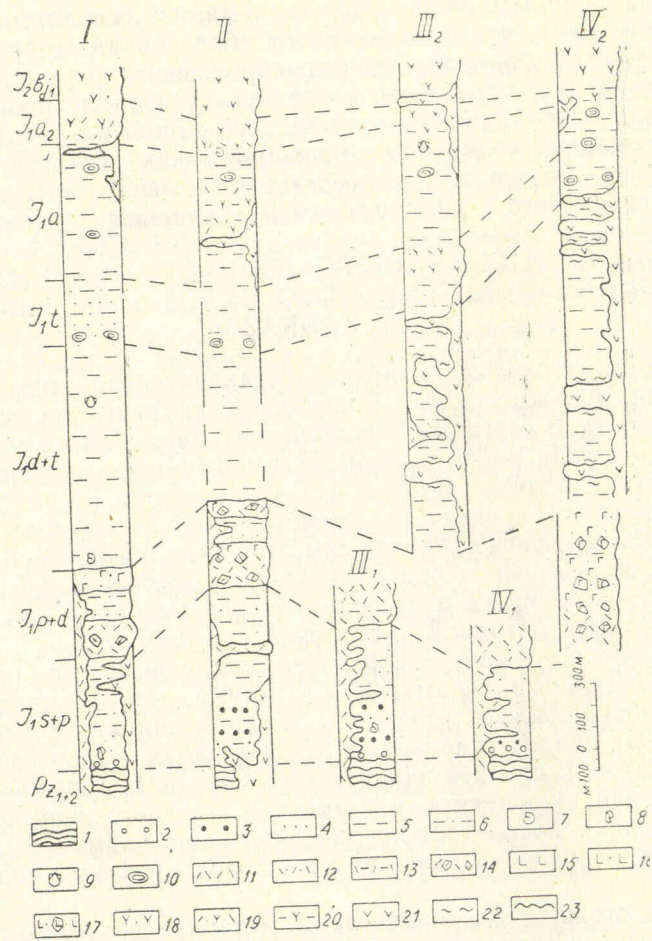


Рис. 1. Литологические колонки раннеюрских осадочных и вулканогенных образований северо-западной части Абхазии (м-б 1 : 10 000). I — водораздел рр. Мзымта и Авадхара (хр. Ахукдара). II — хр. Гурджишха-Кутыкух. III₁ — истоки р. Лашипсе — левый приток р. Лашипсе. III₂ — хр. Каменная — Анcho. IV₁ — водораздел рр. Бешта и Санчарка. IV₂ — истоки р. Санчарка — водораздел рр. Грибза и Баул (хр. Чамашха). 1 — кристаллические сланцы с редкими линзами мраморов, 2 — конгломераты, 3 — гравелиты, 4 — песчаники, 5 — глинистые сланцы, 6 — песчано-алевроитовые глинистые сланцы, 7 — фауна аммонитов, 8 — фауна брахнопод, 9 — фауна двустворок, 10 — конкреции, 11 — кварц-кератофировые покровы и субвулканические тела, 12 — кварц-кератофировые туфы, 13 — туффиты с кварц-кератофировым материалом, 14 — кварц-кератофировые лавобрекчии, 15 — спилитовые (альбит-хлоритовые) порфириты, 16 — туфы спилитовых

зоны Главного хребта, граничащей с юга с троговой частью геосинклинали (Чхалтинская подзона, по П. Д. Гамкрелидзе, 1966). В ней спилит-кератофировые вулканогены отсутствуют, а в домер-раннем тоаре формируются базальтоиды спилит-диабазовой формации. Еще южнее, уже в пределах Центрально-Абхазской подзоны Гагрско-Джавской геотектонической зоны, в плинсбахе также формируется спилит-кератофировая формация (Беридзе, 1978). Центрально-Абхазская подзона, как и зона Главного хребта, являясь унаследованной геоантиклиналью, характеризовалась относительно приподнятым расположением в течение всей ранней юры. При этом подзона сохраняла такую тенденцию на протяжении байоса и бата, что отразилось на своеобразии магматических явлений этого региона (Заридзе, 1944; Дзоценидзе, 1966).

Извержения кислого вулканического материала в пределах Абхазии имели место и в тоар-аалене, однако в количественном отношении они значительно уступают плинсбах-домерским вулканогенам. Верхнелейасовые вулканогены отличаются также то, что слагающий их кислый преимущественно пирокластический материал обычно пространственно ассоциирует с эксплозивными продуктами спилитовых порфиритов. Так что верхнелейасовые вулканогены проявляют довольно четкую контрастность.

Вулканогенным образованиям спилит-кератофировой формации ранне-среднелейасового возраста предыдущими исследователями давались различные названия: плагиолипариты (Варданац, 1935₁), кварцевые порфиры (Еремеев, 1947), кварцевые кератофиры (Ломизе, Сомин, 1962). Общим является то, что все исследователи подчеркивают кислый характер этих эффузивов. Однако никем не было замечено, что в строении этой формации, наряду с кислыми породами, в значительном количестве имеются эффузивы основного состава, наличие которых, как будет еще показано, приобретает важное значение при обсуждении генетических вопросов этих образований.

Породы спилит-кератофирового комплекса данной формации развиты в полосе, трассирующей границу между зоной Главного хребта и Чхалтинско-Лайлинской зоной Южного склона. Они приурочены к двум свитам: лашипсинской и авадхарской.

Лашипсинская свита сложена преимущественно терригенными породами. Она начинается трансгрессивной грубообломочной пачкой, представленной конгломератами, гравелитами, пес-

(альбит-хлоритовых) порфиритов, 17 — туфобрекчии спилитовых (альбит-хлоритовых) порфиритов, 18 — туфы спилитовых (альбит-авгитовых) порфиритов, 19 — туфы со смешанными кварц-кератофировым и спилитовым (альбит-авгитовым) материалом, 20 — туффиты со спилитовым (альбит-авгитовым) материалом, 21 — диабазы, 22 — роговики, 23 — трансгрессивное налегание

чаниками и песчанистыми глинистыми сланцами. Стратиграфически вверх грубообломочные отложения сменяются чередованием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых изредка попадаются внутриформационные прослойки конгломератов и галечно-гравийных песчаников. Вулканогенные породы в лашипсинской свите, в сравнении с вышеследующей авадахарской, играют незначительную роль и представлены преимущественно маломощными часто

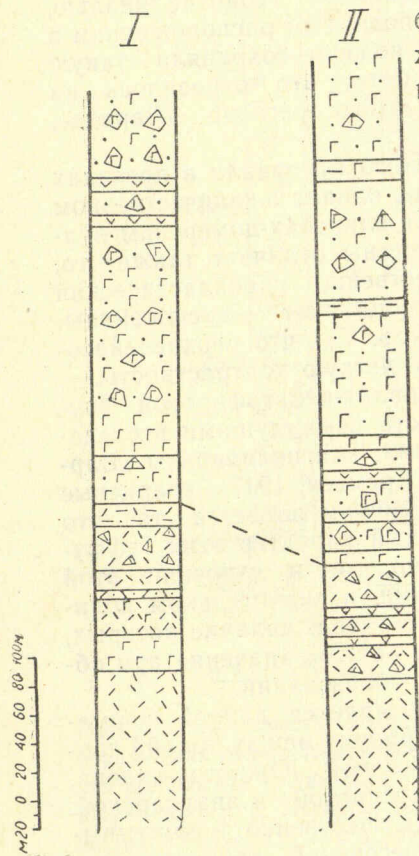


Рис. 2. Литологические колонки авадахарской свиты (Iр—d) (м-б 1:200). I—северное крыло Санчарской синклинали. II—южное крыло Санчарской синклинали

чается примесь кварц-кератофирового материала (рис. 2).

будинированными субвулканическими жильными образованиями кератофиров, крайне редко отмечаются прослойки туфа и туффитов как кератофирового, так и спилитового состава.

Авадахарская свита представлена в основном вулканогенными образованиями, среди которых залегают прослойки и маломощные пачки терригенных пород.

Авадахарская вулканогенная свита проявляет фациальные и петрографические изменения как по простиранию, так и по вертикали. На отдельных участках отмечается определенная последовательность в извержениях. Так, например, в западной (разрезы по хребтам Ахукдара и Гурджишха) и восточной (разрез в верховьях р. Санчарка) частях Северо-Западной Абхазии, в низах вулканогенной свиты развиты преимущественно лавы и лавокластиты кварцевых кератофиров, а в верхах — главным образом пирокластиты (туфы и мелкообломочные туфобрекчии) спилитов и кератофиров. Правда, в кварц-кератофировом «горизонте» в малом количестве всегда отмечается материал спилитовых порфиритов и, наоборот, кератофировом «горизонте» в разных количествах встречается

В частности, в лавах кварцевых кератофиров нередко наблюдаются шпироподобные участки различной величины, представляющие собой спилитовые (альбит-хлоритовые) породы. При больших размерах таких «шпиров», выделяющихся обычно темно-зеленым цветом, лавовый поток приобретает брекчиевый облик. Кроме того, спилиты и кератоспилиты в кварц-кератофировом «горизонте» образуют и самостоятельные маломощные пачки. В спилитовом же «горизонте» кварцевые кератофиры наблюдаются в виде настоящих брекчиевых включений, заимствованных, вероятно, из нижезалегающего кварц-кератофирового «горизонта».

Несколько отличается от флангов центральная часть полосы распространения авадахарской вулканогенной свиты (ущелья рр. Белая, Бешта, водораздел рр. Бешта и Санчарка). Здесь в вулканогенной свите ни спилиты, ни кератоспилиты нами отмечены не были — свита целиком сложена материалом кварцевых кератофиров.

Восточнее перевала Алаштраху спилит-кератофировая формация ранне-среднелейасового возраста перекрыта надвигом Главного хребта и лишь в районе Адангейского рудного поля (Башкацарский участок) имеется ее небольшой выход в виде тектонического клина. Здесь превалирует кварц-кератофировый материал (Беридзе, Буадзе, 1977).

Как уже отмечалось, спилит-кератофировая формация развита на территории Гагрско-Джавской зоны, в частности в пределах Центрально-Абхазского поднятия. Работами последних лет (Адамия, Беридзе и др., 1972; Адамия, 1977; Беридзе, 1978) установлено присутствие кислого, преимущественно кварц-кератофирового материала в ряде разрезов этого региона, в которых эта формация занимает то же стратиграфическое положение, что и охарактеризованная выше авадахарская свита (рис. 3, 4).

В ущельях рек Западная и Восточная Гумиста породы спилит-кератофировой формации принимают участие в строении двух крупных антиклиналей — Чедынской, в нижнем течении и Ачамгварской, в верхнем течении названных рек.

В южном крыле Чедынской антиклинали вулканогенные породы были зафиксированы в ущ. р. Чедым, в 3—5 км выше ее слияния с р. Западная Гумиста. Здесь разрез нижней юры начинается толстослоистыми крупнозернистыми, обычно интенсивно будинированными песчаниками олигомиктово-кварцевого состава, среди которых различаются маломощные прослойки и линзы мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов. Песчанниковые пачки чередуются с пакетами глинистых сланцев и алевролитов. Эти отложения нами коррелируются с лашипсин-

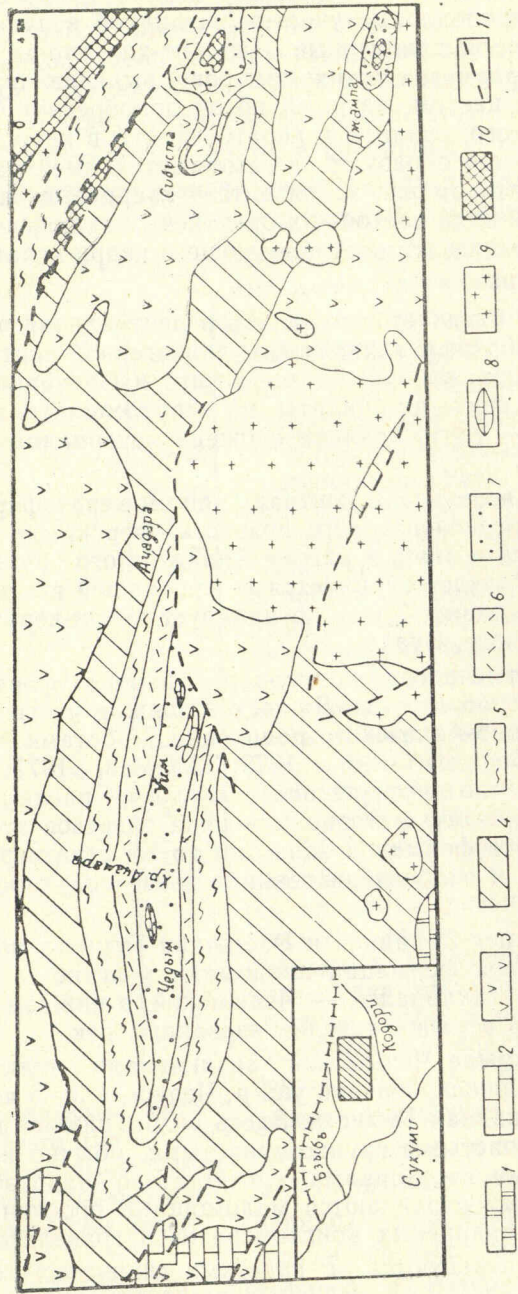


Рис. 3. Геологическая схема Центральной Абхазии (по материалам В. Я. Эдлашвили, С. Г. Букия, Ш. А. Адамия, М. А. Беридзе). 1 — мел, 2 — верхняя юра, 3 — порфириновая свита байоса, 4 — верхний лейас, 5 — средний-верхний лейас (ачгарская свита), 6 — нижний-средний лейас (авадхарская свита), 7 — нижний лейас (лашипсинская свита), 8 — линзы известняков, 9 — среднеюрские гранитоиды, 10 — породы кристаллического комплекса палеозоя, 11 — разрывы

ской свитой, однако, ввиду некоторого своеобразия их состава и текстуры, выделяются под названием чедымской.

Стратиграфически выше следуют тонкослоистые песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами, среди которых залегает пачка средне- и крупнообломочных туфов. Пирокластический материал в туфах представлен кварцевыми кератофирами и кератоспилитами, в которых в ортотуффитовых разностях в небольшом количестве примешаны обломки глинистых сланцев. Описанные отложения с пачкой вулканогенов мощностью около 60—80 м должны соответствовать авадхарской свите.

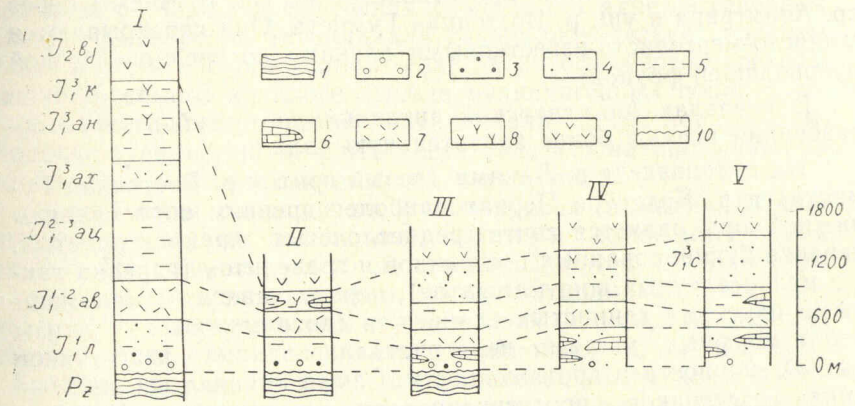


Рис. 4. Литолого-стратиграфические колонки нижнеюрских отложений северо-западной (I) и центральной частей Абхазии: II — верховья р. Сибиста, III — ущ. р. Чедым — южное крыло Ачамгварской антиклинали, IV — водораздел рр. Лакама и Келасури Первая — северное крыло Ачамгварской антиклинали, V — верховья р. Джемпа. 1 — древние кристаллические породы фундамента, 2 — конгломераты, 3 — гравелиты, 4 — песчаники, 5 — глинистые сланцы, 6 — линзы известняков, 7 — вулканогены кварцевых кератофинов, 8 — верхнелейасовые спилитовые вулканогены, 9 — байосские вулканогены, 10 — трансгрессивное залегание. Pz — кристаллические породы палеозойского фундамента, I₁ л — лашипсинская, I₃¹⁻² ав — авадхарская, I₁²⁻³ ач — ачгарская, I₃¹ ах — ахейская, I₃¹ ан — анчхойская, I₃¹ к — кутыкухская, I₃¹ с — сорская, I₃h-j — байосская порфирировая свиты

Западнее описанного разреза, в пределах южного крыла Чедымской антиклинали, пачка кварц-кератофировых вулканокластолитов фиксируется в ущелье р. Западная Гумиста, восточнее она прослеживается через хребет Ачамгвара в ущелье р. Восточная Гумиста. В составе вулканогенной пачки хр. Ачамгвара привлекает внимание наличие в ее нижней части туфобрекчий, туфоконгломератов (мощностью около 15 м) со сферичес-

кими телами спилитовых порфиритов размером от 10×15 см до 40×50 см. Общая мощность вулканогенной пачки в этих разностях — около 120 м.

В северном крыле Чедымской антиклинали мощность кварц-кератофировых вулканогенов достигает 100 м. В ущ. р. Чедым можно отчетливо наблюдать, что вулканогенная пачка налегает на интенсивно будинированные песчаниково-гравелитовые слои лашипсинской (чедымской) свиты с мергелистоизвестняковыми линзами в верхней части, содержащими позднеинюрскую фауну. Вулканогенная пачка северного крыла Чедымской антиклинали непрерывно протягивается из ущ. р. Чедым через хр. Ачамгвара в ущ. р. Восточная Гумиста. Они перекрываются глинисто-мергелисто-известковыми пачками со среднелейасовой руководящей фауной.

В пределах Ачамгварской антиклинали вулканогенные образования играют более значительную роль.

На водоразделе р. Лакама (левый приток р. Восточная Гумиста) и р. Келасури Первая наиболее древним образованием нижней юры является свита среднеслоистых крупнозернистых, нередко будинированных песчаников и гравелитов (изредка также мелкогалечных конгломератов), чередующихся с маломощными пакетами глинистых сланцев; в свите заключены линзы пелитоморфных, местами перекристаллизованных известняков разной мощности и протяженности. Самая крупная из них — линза известняков, протягивающаяся от перевала Уим по южному склону одноименного хребта до русла р. Келасури Первая, на расстояние 4—6 км и достигающая мощности 200—250 м. Эти отложения нами сопоставляются с лашипсинской свитой, но выделяются под названием чедымской.

Стратиграфически выше описанных отложений, слагающих ядро Ачамгварской антиклинали, в северном ее крыле следует свита, представленная чередованием осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Нижняя ее часть (около 200 м) преимущественно глинисто-сланцевая, содержит маломощные пакеты тонкообломочных туффитовых пород. Средняя часть (около 150 м), преимущественно вулканогенная, наряду с пирокластолитами в значительном количестве содержит лавовые образования кератофиров. Выше залегает пачка однородных глинистых сланцев мощностью около 100 м, а над ней вновь вулканогенные образования общей мощностью около 200 м. Среди вулканогенов этой пачки значительное место занимают туфобрекчии и туфы кварцевых кератофиров, а также туфы спилитового состава, ассоциирующие с линзами, гнездами и желваками известняков розового, розовато-серого и светло-серого цветов мощностью до 30—40 м. По стратиграфическому по-

ложению и составу описанные осадочно-вулканогенные образования коррелируются с авадхарской свитой.

Выше следуют мощные (около 300 м) выходы однородных сланцеватых аргиллитов (аналог ацгарской свиты), затем маломощные тонкослоистые преимущественно песчаниковые породы (ахейская свита), а еще выше вновь появляются однородные сланцеватые аргиллиты мощностью почти 300 м (анчхойская свита). На границе с нижними слоистыми туфовыми пачками порфиритовой свиты байоса развита крупная пластовая жила габбро-диабазы.

Западнее описанного разреза, на водораздельном хребте верховьев р. Чедым и Восточная Гумиста, в ядре и северном крыле Ачамгварской антиклинали также значительно развиты вулканогенные пачки спилит-кварц-кератофирового состава. Мощность самого крупного выхода вулканогенных пород в северном крыле Ачамгварской антиклинали достигает 200 м. Осадочно-вулканогенная свита здесь налегает на песчаниковые отложения с небольшими линзами известняков.

В восточном направлении Ачамгварская антиклиналь значительно суживается вследствие развития в ее южном крыле надвига. На водоразделе рр. Восточная Гумиста и Келасури Первая большая часть южного крыла антиклинали, так же, как и спилитовый горизонт порфиритовой свиты, перекрыты. Еще восточнее амплитуда надвига увеличивается, и в районе р. Ачадара породы байосской порфиритовой свиты контактируют с глинисто-сланцевыми отложениями, содержащими небольшие линзы известняков с фауной среднего лейаса (Балуховский, 1964).

В северном направлении, стратиграфически выше, залегают маломощные (около 120 м) отложения, представленные чередованием крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов (гальки представлены глинистыми сланцами) с пакетами туффитовых пород (аналог ахейской свиты), а еще выше залегают однородные глинистые сланцы с пакетами тонкообломочных туффитов мощностью около 150 м (анчхойская свита). Разрез нижней юры завершают осадочно-вулканогенные образования (мощность 80 м), представленные чередованием туффитов, туфов, туфобрекчии и туфоконгломератов спилит-кварц-кератофирового состава (аналог кутыкухской свиты), согласно переходящими в вулканогены основного состава байосской порфиритовой свиты.

Таким образом, в районе р. Ачадара отложения, синхронные лашипсинской и авадхарской свитам, срезаны надвигом, зато в северном крыле антиклинали четко фиксируются верхнелейасовые вулканогенные породы.

В верховьях р. Джампал нижнеюрские отложения выступают узкой полосой между выходами Горабского интрузива и

порфиритовой свиты байоса, трансгрессивно налегая на небольшой массив древних амфиболитовых пород (Дудаури, Тогонидзе, 1970).

В северном крыле этой структуры, являющейся, вероятно, восточным продолжением Ачамгварской антиклинали, разрез нижней юры начинается базальной пачкой (мощность 80 м), сложенной мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, переходящими кверху в серые известняки, местами с примесью псаммитового туфового материала (мощность 60 м), а еще выше — в вулканогенную пачку спилит-кварц-кератофировых пород мощностью около 150—200 м (туфы, лавовые и туфовые брекчии, лавы), соответствующую авадхарской свите.

Выше залегают однородные глинистые сланцы мощностью 200—250 м, являющиеся аналогом ацгарской свиты, а над ними — песчаносланцевые отложения сорской свиты, перекрывающиеся согласно породами порфиритовой свиты байоса.

Наиболее северные выходы нижнеюрских вулканогенов в пределах Центральной Абхазии фиксируются в верховьях р. Сибиста (правый приток р. Ацгара); они принимают участие в строении одноименной довольно узкой антиклинальной складки, постепенно расширяющейся в восточном направлении (ущ. р. Шоудида), где базальные образования ранней юры трансгрессивно налегают на небольшой массив палеозойских кристаллических пород (Адамия, Беридзе и др., 1975).

В ущ. р. Сибиста, в периклинальной части упомянутой структуры разрез нижней юры начинается выходом вулканогенных пород кварц-кератофирового состава. Вначале это слоистые тонко- и среднеобломочные туфы светло-зеленоватого и желтовато-серого цветов, чередующиеся с маломощными покровами кварц-кератофировых лав. Выше появляется туфоконгломератовая пачка, в которой размер округлых валунов кварцевых кератофиров достигает 30×40 см. Стратиграфически выше, в южном крыле Сибистинской антиклинали располагаются слоистые туфы с включениями глинистых сланцев, сменяющиеся затем глинистыми сланцами с включениями и прослоями туфовых пород кислого состава. В этих глинистых сланцах были обнаружены линзы серых известняков, переполненных обломками скелетов морских лилий среднеплейстоценового возраста (Адамия, Беридзе и др., 1975). Выше следуют маломощные (несколько десятков метров) выходы рассланцованных туфов и глинистых сланцев с редкими включениями кислых пирокластитов, переходящих совершенно согласно в пачку пироксен-плагиоклазовых туфов. Непосредственно над описанной туфовой пачкой согласно залегают породы порфиритовой серии байоса.

Таким образом, в пределах Сибистинской антиклинали верхнелейасовые отложения характеризуются крайне незначительной мощностью, в то время как среднелейасовые вулканогенные образования (аналог авадхарской свиты) достигают 200—250 м.

Анализ приведенного выше фактического материала показывает, что вулканическая активность в пределах Центральной Абхазии охватывает в основном интервал времени от верхнего синемюра до раннего домера включительно, т. е. примерно совпадает с периодом проявления вулканизма в северо-западной части Абхазии.

Вулканогенные образования представлены породами спилит-кварц-кератофирового ряда, приурочены, главным образом, к отложениям авадхарской и, в меньшей степени, лашипсинской (чедымской) свиты. Вышележащие ацгарская и сорская свиты практически лишены вулканогенного материала, и только на границе с порфиритовой свитой байоса вновь появляются продукты липарито-дацитового вулканизма (ур. Ачадара).

Прослеживая фациальные изменения вулканогенных образований среднего лейаса, можно констатировать, что количество вулканогенного материала, в особенности лавовой и лавокластической фации, с севера на юг уменьшается. В верхнелейасовых отложениях в этом направлении вулканогенный материал совершенно исчезает.

Туффито-туфовый контрастный комплекс. Породы этого комплекса приурочены к ахейской, анчхойской и кутыкухской свитам позднеплейстоценового возраста (рис. 5). В его составе главную роль играют пирокластиты, а также смешанные вулканогенно-осадочные образования (туффиты) как основного (авгит-альбитовые порфириты), так и кислого (кварцевые кератофиры) состава. Изредка отмечаются субвулканические тела кварцевых кератофиров и в двух случаях — покров спилитового (авгит-альбитового порфирита). Контрастность этого комплекса определяется биполярностью состава продуктов вулканизма и отсутствием промежуточных по составу разновидностей. При этом следует подчеркнуть, что вулканогенный материал, слагающий этот комплекс, не является генетически родственными, как это было в ранне-среднелейасовом спилит-кератофировом комплексе. В частности установлено, что материал кварцевых кератофиров привносился, в основном, с зоны Главного хребта и ее пограничной полосы с Южным склоном, порфириновый же материал заносился с Гагрско-Джавской зоны. Таким образом, происходило их механическое смешивание в позднеплейасовых осадочных толщах (Беридзе, 1973).

В ахейской свите туфы и туффиты спилитовых порфиритов и кварцевых кератофиров образуют отдельные пачки и прослой

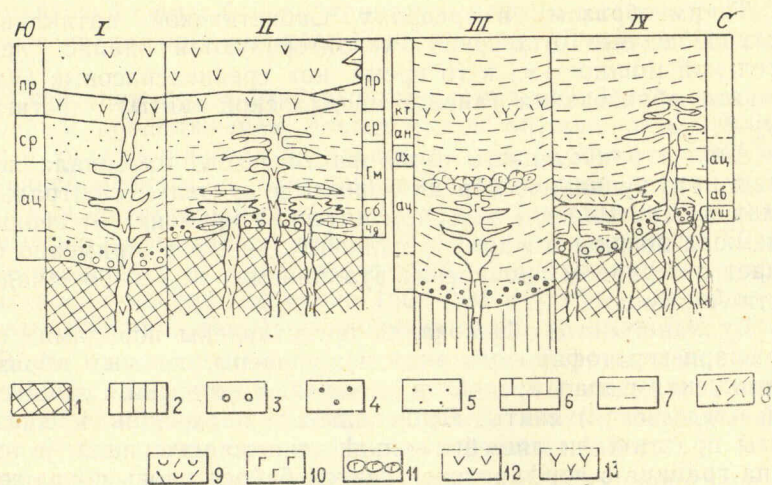


Рис. 5. Сводный схематический палеофациальный профиль (СЮ) ниже- и среднеюрских образований абхазской части геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (вертикальный м-б 1:500). I — южная подзона Гагрско-Джавской зоны, II — средняя подзона Гагрско-Джавской зоны (Центрально-Абхазское поднятие), III — Чхалтинская подзона, IV — зона Главного хребта. Свиты северных тектонических зон — III—IV: Лш — лашипинская, ав — авадхарская (синемюр-карикс), ац — ацгарская (домер-нижний тоар), ах — ахейская, ан — анчхойская, кт — кутыкухская (тоар-аален). Свиты южных зон — I—II: гн — генцвишская, ср — сорская, пр — порфириновая. 1 — породы континентальной коры, 2 — породы субконтинентальной коры, 3 — конгломераты, 4 — гравелиты, 5 — песчаники и алевролиты, 6 — известняки, 7 — глинистые сланцы, 8 — кератофировые вулканиты, 9 — спилиты спилит-кератофировой формации, 10 — толентовые базальтоиды, 11 — шаровые лавы толентовых базальтоидов, 12 — порфириновые вулканиты, 13 — спилиты порфириновой формации

среди песчано-сланцевых отложений. Нередко спилитовые и кварц-кератофировые пирокластолиты на коротких расстояниях фациально замещают друг друга, как к примеру в районе Ахейского ртутного месторождения количество вулканогенного материала уменьшается, а в некоторых разрезах совершенно исчезает. Маломощные спилитовые потоки среди пород ахейской свиты были отмечены в ущ. р. Гваштуха и в разрезе по хребту Анчхо. Пластовые жилы кварцевых кератофиров отмечаются на хребтах Аданге и Анчхо.

Для анчхойской свиты характерно наличие пачек туфов и туффитов преимущественно кварц-кератофирового состава, залегающих среди однородных глинистых сланцев, реже отме-

чаются туфы авгит-альбитовых (спилитовых) порфиритов, а также туфы смешанного состава. Наиболее типичные выходы туфов и туффитовых пород можно наблюдать в сухой балке над авадхарским минеральным источником № 1, где их мощность достигает 80 м. В районе пер. Чамашха отмечается маломощная инъекция кварцевого кератофира.

Кутыкухская свита представлена преимущественно вулканогенными породами (туфами) и туффитами, с которыми чередуются маломощные пачки глинистых сланцев и пластовые жилы диабазов. Среди пирокластолитов господствуют породы спилитового состава, туфы и туффиты кварцевых кератофиров встречаются в подчиненном количестве, главным образом в нижней части свиты. Довольно часто прослой туфов содержат смешанный материал авгит-альбитовых порфиритов и кварцевых кератофиров с преобладанием первых.

Ввиду преобладания туфовых и туффитовых пород, химическая характеристика продуктов верхнелейасового вулканизма не всегда дает удовлетворительные результаты. Наиболее четко удается охарактеризовать группу спилитовых туфов, которые по составу приближаются к андезито-базальтам, но с высоким (до 7%) содержанием Na_2O вследствие наличия в них плагиоклаза, преимущественно альбитового ряда. Группа спилитовых туфов с примесью кварц-кератофирового материала характеризуется несколько завышенным значением SiO_2 и K_2O . Третью группу составляют туффитовые и туфовые породы с кварц-кератофировой пирокластикой. Туфы по содержанию SiO_2 близки к кварцевым кератофирам, однако (по сравнению с нижнелейасовыми кератофирами) в них несколько завышено количество K_2O .

Туффитовые породы также проявляют большое сходство по содержанию почти всех компонентов с кварцевыми кератофирами и, наоборот, довольно четко отличаются от глинистых сланцев (Беридзе, 1973). Завышенное содержание K_2O в туффитах нельзя объяснить примесью глинистого материала. Правильнее было бы считать, что верхнелейасовые кератофиры (в сравнении с нижнелейасовыми) были первично обогащены калием, что сказывается на всех членах описанного комплекса.

Несмотря на общее сходство нижнелейасовая спилит-кератофировая формация по ряду характерных признаков все-таки отличается от домер-верхнелейасового туффито-туфового комплекса: 1) в нижне-среднелейасовом комплексе преобладают кислые — кварц-кератофировые породы, тогда как в домер-верхнелейасовом комплексе господствуют основные породы, 2) нижне-среднелейасовый комплекс выделяется обилием лавовой и лавокластической фаций, тогда как в верхнелейасовом комплексе доминируют взрывчатые образования, 3) в нижне-среднелейасовом комплексе наблюдаются генетически родственные

контрастно-дифференцированные вулканы с антидромной последовательностью; андезиты отсутствуют; контрастность же верхнелейасового комплекса вызвана механическим смешиванием продуктов разной кислотности, привнесенных с разных зон бассейна, 4) ранне-среднелейасовые спилиты, как правило, являются беспироксеновыми, тогда как в домер-позднелейасовых спилитах пироксен (авгит) выступает в качестве главного порообразующего минерала, 5) в позднелейасовых кератофирах замечается некоторое повышение количества K_2O .

Вулканы спилит-диабазовой формации. В пределах Абхазии они приурочены к Чхалтинской подзоне Чхалтинско-Лайлинской геотектонической зоны Южного склона (Гамкрелидзе, 1966). Они локализованы в средней и верхней толщах ацгарской свиты (см. рис. 5). В формации преобладают вулканы собственно эффузивной субфации при незначительном развитии субвулканической и почти полном отсутствии эксплозивной субфации. Вулканы представлены спилитовыми базальтоидами с непрерывным структурным рядом от авгит-альбитовых и альбит-хлоритовых диабазов до диабазовых витрофиритов и чистых стекловатых корок закалки (Беридзе и др., 1977).

В собственно эффузивной субфации, следуя классификации Д. Карлайла (Karlsle, 1963) и И. В. Хворовой (1966), наряду со слабо фрагментированными и шаровыми лавами, можно выделить изолированно-шаровые и обломочно-шаровые брекчии, а также гиалокластические аквагенные туфы. При этом в обнажениях наблюдаются постепенные переходы между названными структурными разновидностями пород.

Центральные части лавовых потоков и ядро шаровых тел обычно хорошо раскристаллизованы и представлены альбит-хлоритовыми, реже авгит-альбитовыми диабазами гиалоофитовой структуры, нередко с удлиненно-шестоватыми кристаллами альбита, образующими радиальнолучистые и сноповидные агрегаты. К перифериям потоков и шаровых тел следуют витрофириты и вариолиты со сферолитовой, нематобластовой или метельчатой структурой. Непосредственные контакты лавовых образований с вмещающими породами или связывающей массой шаровых тел представлены хлоритизированными корками закалки падагонитового стекла. Химические анализы образцов хлоритизированного вулканического стекла из корок закалки показывают их приближенно делесситовый или тюрингитовый состав. Нередко межшаровые пространства заполнены раздробленными фрагментами вулканического стекла, превращенного в агрегат вторичных минералов.

В изолированно-шаровых и обломочно-шаровых брекчиях связующую массу слагают аргиллитовые породы, не обладаю-

щие сланцевой текстурой. В связующей массе изолированно-шаровых брекчий нередко в значительном количестве содержится гиалокластический туфовый материал, подвергшийся интенсивной хлоритизации, окварцеванию, пиритизации и в меньшей степени карбонатизации. В изолированных брекчиях фрагменты лав характеризуются причудливыми неправильно-извилистыми очертаниями, тогда как форма обломков из обломочно-шаровых брекчий угловатая, приближающаяся часто к пирамидальной. Гиалокластиты во всех случаях характеризуются нерезкими границами с шаровыми лавами и изолированно-шаровыми брекчиями, с которыми они тесно связаны. В них отсутствует слоистость и вертикальная сортировка материала. Вместе с тем они постепенно переходят в «нормальные», местами слабо уплотненные аргиллиты.

По составу и структуре описанным лавовым потокам идентичны пластовые жилы и дайки альбитовых (спилитовых) диабазов, которые локализованы под уровнем размещения эффузивных накоплений и, следовательно, являются их субвулканической фацией. Насыщенность среды их застывания водой способствовала возникновению изолированной гидротермальной системы, обусловившей развитие процессов хлоритизации, окварцевания, карбонатизации и пиритизации.

Возраст пород спилит-диабазовой формации определяется как позднедомерско-раннедоарский. Вмещающие отложения — однородные глинистые сланцы, относящиеся к пелагической фации. Об относительно глубоководных гемипелагических батинальных условиях их формирования свидетельствует также присутствие в них изолированно-шаровых брекчий и гиалокластоцитов, возникших путем фрагментации подводных базальтовых излияний. В пользу такого предположения говорит также ограниченное развитие пузыристых и миндалекаменных разновидностей (Хворова, 1966; Петрова и др., 1974, Хворова и др., 1974).

Сванети и Рача. В сванетской и рачинской частях Южного склона Большого Кавказа (рис. 6) незначительно развиты породы спилит-кератофировой формации, представители же спилит-диабазовой формации отмечаются спорадически. Для спилит-кератофировой формации этого региона характерно господство среднекислых членов, преимущественно эксплозивной субфации.

Отдельные выходы пород спилит-кератофировой формации изучались С. В. Левченко (1940) в пределах Бакылдского хребта, В. Я. Эдилашвили в бассейнах рр. Ингури и Твибери, Д. Г. Джигаури — в районе пер. Ласиль и другими геологами. Г. А. Чихрадзе (1979) приводит новый более детальный материал по этим образованиям из ущ. Хумпери (южный контакт дизской серии и лейаса) ущ. р. Ингури (северный контакт вер-

хнего палеозоя и юры, вблизи хутора Гешрани, северный и южный склоны р. Бакылд).

В строении формации принимают участие туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы и туффиты альбитофирового состава, покровные же породы, отмеченные другими исследователями, отсутствуют. В составе спилит-кератофировой формации преоб-

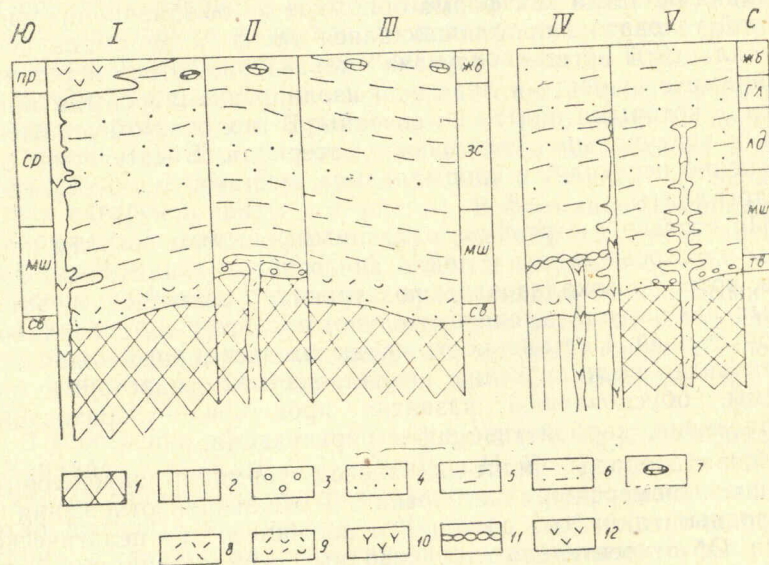


Рис. 6. Поперечный сводный схематический палеофациальный профиль нижне- и среднеюрских образований Сванети. Подзоны Сванетского антиклинория: I — южная, II — центральная, III — северная. Северные подзоны геосинклинали: IV — Мазери-Гульская, V — Местначальская. Названия и возраст свит южных подзон: св — сванетская (синемюр), мш — мушанская (плинсбах), ср — сорская (тоар-аален), пр — порфирировая (байос), зс — зесхойская (тоар-аален), жб — жибианская (байос-бат); северных подзон: тв — твиберская (тоар); гл — гульская (тоар-аален). 1 — породы континентальной коры, 2 — породы субконтинентальной коры, 3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — глинистые сланцы, 6 — алевролиты, 7 — карбонатные конкреции и конкрециеносные прослои, 8 — кератофировые эффузивы, 9 — кератофировые пирокластиты, 10 — субвулканические спилит-диабазовые формации, 11 — шаровые лавы толентовых базальтов, 12 — порфирировые вулканические

ладают роговообманково-плагноклазовые породы; присутствие же пироксена в редких случаях предполагается по хлорит-карбонатным псевдоморфозам восьмиугольной формы. Плагноклаз в большинстве случаев представлен альбитом, но отмечаются и следы реликтового зонального строения фенокристаллов. Разности с кристаллами эффузивного кварца встречаются редко. Вследствие развития вторичных процессов приведенные в рабо-

те силикатные анализы восьми образцов не дают четкого представления о первичном химизме изученных пород, однако можно сказать, что по составу они соответствуют дацитам и андезито-дацитам.

Наличие окатанного материала в пирокластолитах должно указывать на обработку этого материала в процессе перемещения до отложения и захоронения, т. е. можно предполагать, что излияния происходили в мелководном бассейне или даже на берегу с последующим сносом пирокластики в бассейн и распределением ее по законам механической дифференциации. Таким образом, описанные туфоконгломераты по природе приближаются к грубозернистым тефроидам (Дзоценидзе, Хворова, 1970). О предположительно островных и прибрежно-морских условиях формирования вулканогенных образований свидетельствует также их стратиграфическое положение (выше базальных образований синемюра) и ассоциация в ряде разрезов с углистыми песчаниками (северный склон г. Абакур).

Г. А. Чихрадзе указывает также на наличие своеобразных брекчии на южных склонах Ушба-Мазерского гранитоидного массива от левобережья р. Долра до правого борта ледника Гули; выходы аналогичных пород зафиксированы в левых истоках р. Пушкуери. По мощности (около 50 м) и стратиграфическому положению (нижний лейас) они сходны с вулканиками Бакылдского хребта, но отличаются переслаиванием со сланцевыми пачками; в последних наблюдаются беспорядочно разбросанные обломки эффузивов величиной до 10—12 см, а в эффузивной породе — присутствие ксенолитов (включений) глинистых сланцев величиной до 20—40 см.

По нашим наблюдениям, эти своеобразные породы следует отнести к группе брекчии шаровых лав спилитовых базальтоидов, аналоги которых описаны нами в Абхазии (Беридзе, Буадзе, 1977), что же касается стратиграфического положения этих пород, то на основе нового фаунистического материала М. В. Топчишвили, мы склонны отнести их к домеру-раннему тоару. Тогда получается, что проявления спилит-диабазового вулканизма в Абхазии и Сванети приблизительно синхронны.

Интересные данные по спилит-кератофировым вулканикам Сванети получены Г. П. Лобжанидзе и М. В. Топчишвили (1977) при составлении детальных структурно-литолого-стратиграфических разрезов в ущ. рр. Местначала и Гуличала, характеризующих полосу развития нижне- и среднеюрских отложений между кристаллическим ядром Главного хребта и выходами верхнеюрских карбонатных отложений Южного склона. Позднее этот разрез был дублирован нами. Ранне- и среднеюрские отложения данного региона подразделяются на муашскую (однородные глинистые сланцы, 1400 м), ладжанурскую (регу-

лярное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, 850 м), гульскую, или сорскую (глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов, 780 м), жибнскую, или талахианскую (листоватые сланцы, переслаивающиеся с карбонатными песчаниками, 500 м) свиты (см. рис. 6).

Анализ разреза показывает, что вулканогенные образования приурочены преимущественно к муашской и ладжанурской свитам плинсбах-раннетоарского возраста; в верхней части ладжанурской и в низах гульской (сорской) свиты они практически отсутствуют и появляются вновь в верхней части последней. Вулканиды не были отмечены также в жибнской (талахианской) свите среднеюрского возраста. По типу пород вулканиды следует отнести к спилит-кератофировой формации (кератофиры, кварцевые кератофиры, альбитофиры) и к однородной диабазовой субформации (диабазы, диабазовые порфириты). В первой из них представлены как субвулканические, так и лавовые образования, во второй же преобладают субвулканические тела — пластовые жилы и дайки. Мощность вулканидов варьирует от десятков сантиметров до 20 м для спилит-кератофировых и до 30—35 м для диабазовых вулканидов. Следует подчеркнуть полное отсутствие в разрезе взрывного материала.

Оценивая количественное соотношение пород спилит-кератофировых и диабазовых вулканидов, можно отметить, что в муашской и ладжанурской свитах плинсбах-раннетоарского возраста (общая мощность 2250 м) мощность спилит-кератофировых вулканидов достигает 155 м, а спилит-диабазовых — около 85 м (если, конечно, согласиться с авторами о моноклиналном залегании названных свит). Доля вулканических пород в верхней части гульской (сорской) свиты крайне незначительная (общая мощность диабазовых вулканидов 12 м, кератофировых — 7 м).

Петрографически породы спилит-кератофировой формации определяются как кератофиры, кварцевые кератофиры и альбититы с микрофельзитовой, гранобластовой, сферолитовой и пойкилобластовой микроструктурами основной массы и с фенокристаллами кислого плагиоклаза. По данным химических анализов количество SiO_2 варьирует от 60,20 до 75,08%, подчеркивая тем самым присутствие целой гаммы пород — от андезитодацитов через дациты до липаритов. По содержанию щелочей описанные породы относятся к натровому ряду с явным преобладанием Na_2O над K_2O . Выделяются т. н. завершенные кератофиры с содержанием Na_2O до 7,3% и K_2O — до 0,9%, а также не полностью альбитизированные и интенсивно серицитизированные дацитовые и андезитодацитовые разности, где содержание K_2O от 1,70 до 3,20%. Породы однородной диабазовой субформации представлены диабазами и диабазовыми

порфиритами и развитием в муашской и ладжанурской свитах преимущественно уралитово-лабрадорных диабазов, а в гульской — главным образом спилитовых диабазовых порфиритов.

Таким образом, спилит-кератофировые вулканиды в бас. р. Местначала охватывают примерно такой же стратиграфический диапазон, как и вулканиды авадхарской и ахейской свит в северо-западной части Абхазии (Беридзе, 1973). Как выясняется работами последних лет (Беридзе и др.), плинсбахский вулканизм кислого состава проявлен также в Заалазанской Кахети (ущ. р. Мацими, район Коцдагского месторождения), что, на наш взгляд, приобретает важное значение при обсуждении вопроса связи вулканизма с серноколчеданно-медно-пирротинным оруденением Южного склона.

Породы спилит-кератофировой формации, представленные исключительно взрывной фацией (туфы и туффиты), развиты в Верхней Раче — в полосе, трассирующей границу зоны Главного хребта и сланцевой геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (истоки р. Риони). Они принимают участие в строении т. н. Дамбарула-Зопхитурской синклинали, зажатой между выходами древнего кристаллического субстрата Большого Кавказа.

В ущ. р. Дамбарула на небольшой выход палеозойского гранитоидного массива, выступающего в виде тектонического клина (Кузнецов, 1933), налегают базальные отложения нижнего лейаса мощностью почти 150 м. Стратиграфически вверх следует пачка пелитовых и алевро-псаммитовых туфов светлого и белесоватого цвета, обладающих полосчатой текстурой; полосы, вследствие обогащения лейкоксеном и сфеном — темно-серого цвета (Беридзе, 1965₂). Эти пирокластиты ранее были определены как кварциты (Кузнецов, 1933). Мощность пачки около 40—50 м. Выше туфовая пачка перекрывается тонкослоистым чередованием глинистых сланцев и алевролитов с дайками уралитово-лабрадорных диабазов.

Примерно в аналогичной тектонической ситуации находится пачка кератофировых туфов в балке Часахтоми, у ее слияния с р. Зопхитур (описаны впервые Г. И. Тогонидзе). Базальные отложения лейаса здесь детально охарактеризованы в геологическом отчете Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и О. З. Дудаури. По данным М. А. Беридзе (1965₂), пачка кератофировых туфов залегает в обоих крыльях Часахтомской антиклинали, выше базальных образований. Пакеты туфов чередуются с филлитовидными сланцами и местами пронизаны прожилками эпидот-цоизит-сфена.

Далее на запад выходы аналогичных кератофировых туфов (до гравелитовой размерности) были зафиксированы нами в районе западного борта Эденского гранитоидного массива.

На основании детальной петрографической характеристики установлено (Беридзе, 1965₂), что туфы сложены обломками эффузивного кварца, альбита и эффузивных пород с микрофельзитовой, сферолитовой и микрогранобластовой основной массой. Обломки пород и кристаллов обычно оплавлены. Цементирующая их мелкая туфовая масса раскристаллизована с последующей серицитизацией и лейкоксенизацией; местами туфы обогащены выделениями эпидот-цоизита. Судя по химическим анализам, в кератофировой туфовой пачке присутствуют породы от андезито-дацитов до липаритов, однако развитие вторичных процессов в некоторой степени завуалировало первичную природу этих эффузивов. Трудности точного определения первичного состава усугубляются наличием химических анализов только пирокластических пород.

В Казбегском районе (рис. 7) породы спилит-кератофировой формации приурочены к кистинской свите раннелейасового возраста, развитой в обоих крыльях Дарьяльской и Гвелетской антиклиналей. Вулканогенные образования, т. н. «межгранитного грабенсинклинория» (выход кистинской свиты между Дарьяльским и Гвелетским гранитоидными массивами) представлены альбитовыми порфирами, их туфо- и лавобрекчиями мощностью около 100 м (Чихрадзе, 1979). Вулканогенная пачка хорошо обнажена на правом берегу р. Терек, налегающая на пачку аспидных и графитисто-андалузитовых сланцев с уралитово-лабрадоровыми диабазами и перекрываясь пачкой аспидных сланцев и кварцит-кварцевых песчаников. Другой выход пород спилит-кератофировой формации имеется у восточного погружения Дарьяльского гранитоидного массива в бас. р. Хдесцкали, где в верхней части базальных образований (кистинская свита) следуют лавовые брекчии плагиоклазового порфирита, не стратифицированные, мощностью около 100 м. Типичные кварцевые кератофиры в этом районе не отмечаются.

Геологическая характеристика спилит-диабазовой формации Военно-Грузинской дороги была впервые дана В. П. Ренгартенем (1932, 1940), петрографическое же описание — Л. А. Варданянцем (1940).

Г. А. Чихрадзе (1979), изучивший разрез Военно-Грузинской дороги в верхней части циклаурской свиты (пачки аспидных сланцев с уралитовыми альбитовыми диабазами крупноофитовой структуры) отмечает спилитовые покровы, чередующиеся с аспидно-глинистыми сланцами и выступающие на протяжении 650 м. В восходящем разрезе (с севера на юг) вдоль Военно-Грузинской дороги выступает толща вариолитов и шаровых лав, чередующихся с преимущественно однородными глинистыми сланцами. Мощность отдельных потоков сферических лав от 2 до 20 м. В толще описаны диабазы и диабаз-порфиры, тем-

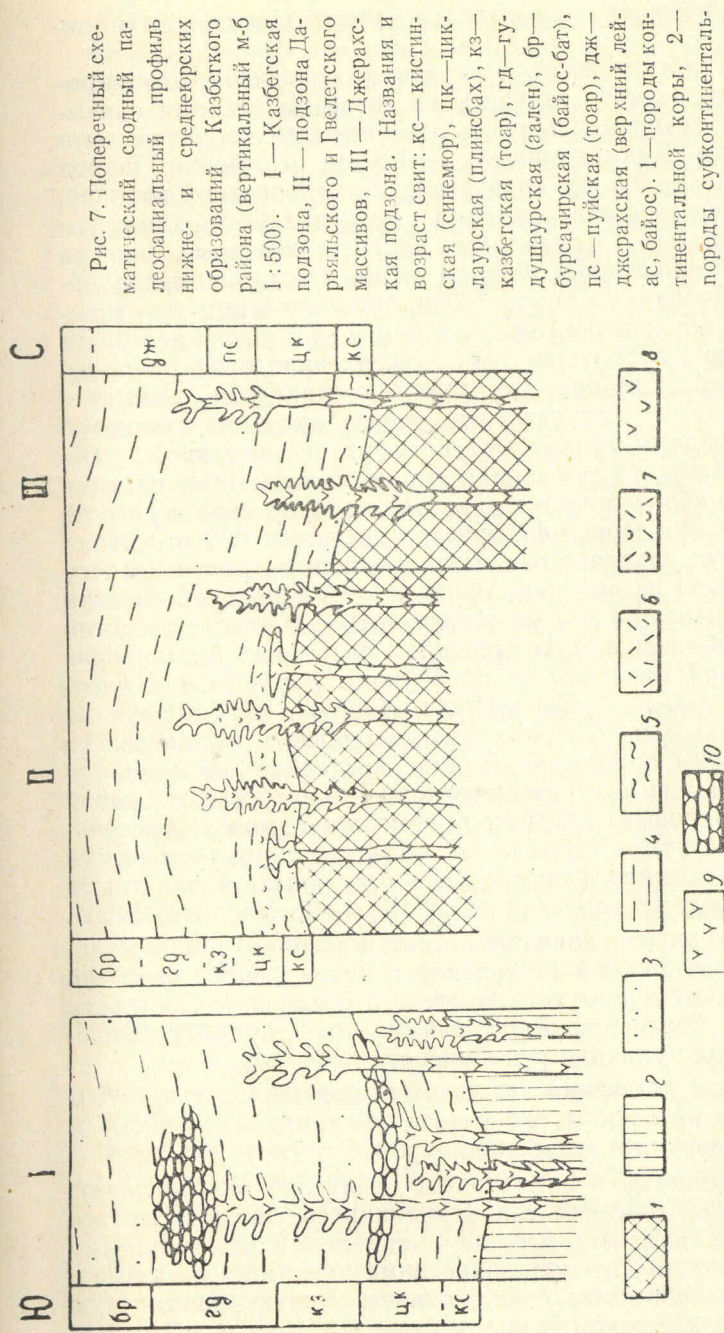


Рис. 7. Поперечный схематический сводный профилефацальный профиль нижне- и среднеюрских образований Казбегского района (вертикальный м-б 1:500). I — Казбегская подзона, II — подзона Дарьяльского и Гвелетского массивов, III — Джерахская подзона. Названия и возраст свит: кс — кистинская (синемюр), цк — циклаурская (плинсбах), кз — казбегская (тоар), гд — гудшаурская (вален), бр — бурсачирская (байос-баг), пс — пуйская (тоар), дж — джерахская (верхний лейас, байос). 1 — породы континентальной коры, 2 — породы субконтинентальной коры, 3 — кварц-кератофировые эффузивы, 4 — глинистые сланцы, 5 — роговики, 6 — кварц-кератофировые эффузивы, 7 — кварц-кератофировые базальтоиды, 8 — толеитовые базальтоиды, 9 — толеитовые спилитовые базальтоиды, 10 — шаровые лавы спилитовых тс-ленитовых базальтоидов

ный силикат которых представлен уралитизированным пироксеном.

Шаровое строение потоков довольно отчетливое, межшаровое пространство занято глинистым веществом местами окремненным, кальцитизированным или обогащенным хлоритом или эпидот-цоизитом. Диаметр шаров 1—1,5 м, периферия шаров толщиной около 2—2,5 см, представлена вариолитовой породой, остальная же часть шара сложена афанитовым уралитовым диабаз-порфиритом. Миндалины хлорит-цоизитовые, иногда хлорит-кальцит-цоизитовые. Общая мощность глинистых сланцев с шаровыми лавами около 300 м. Общая же видимая мощность лавовых образований около 200 м. Судя по приведенным данным, покровы в большинстве случаев спилитовой природы. Если принять во внимание, что глинисто-сланцевая толща с шаровыми лавами подстилается также глинисто-сланцевой толщей и покровами спилитовых порфиритов массивной (не шаровой) текстуры, то суммарная мощность глинистых сланцев с синхронными образованиями спилитовых эффузивов в разрезе Военно-Грузинской дороги фактически достигает 600 м. Выходы вариолитовых покровов отмечаются также на левом берегу реки, вытекающей из ледника Абано. Этот выход впоследствии был охарактеризован нами на водораздельном хребте рр. Блотацкали и Ткипаисцкали. В изученном разрезе Г. А. Чихрадзе пирокластический материал не обнаружил. Вариолиты с туфобрекчиями описаны Л. А. Варданянцем (1935) в районе ледника Девдораки и далее на северном склоне Главного Кавказского хребта. По нашим наблюдениям эти последние образования (туфобрекчии и конгломератные лавы) представляют собой изолированно-шаровые лавы и обломочно-шаровые брекчии, возникающие не путем взрыва, как обычный пирокластический материал, а вследствие фрагментации отдельных базальтовых потоков в подводных условиях (Carlisle, 1963; Хворова, 1966).

Нами был получен дополнительный материал при составлении послышного разреза кистинской и циклаурской свит по Военно-Грузинской дороге от Гвелетского массива (окрестности с. Гвелети) до установленного В. П. Ренгартеном (1932) Сакецетского разлома (слияние рек Сакецети и Терек).

Были изучены отложения этих свит общей мощностью 1975 м (задернованные интервалы по дороге составляют 900 м и приходятся на верхнюю часть циклаурской свиты).

Разрез кистинской и циклаурской свит по соотношению фациальных и генетических типов вулканитов подразделяется на две части: 1) нижнюю, аспидно-сланцевую с маломощными сильно измененными субвулканическими телами уралитово-лаблаторовых диабазовых пород, охватывающую кистинскую свиту и низы циклаурской свиты, мощностью 1545 м и 2) вер-

хнюю, глинисто-сланцевую с лавовыми потоками и субвулканическими телами спилитовых базальтоидов мощностью 430 м (верхняя часть циклаурской свиты).

В нижней части разреза (мощность 1545 м) нами было насчитано около 225 диабазовых жил и инъекций мощностью от 0,15 до 8 м, с преимущественным развитием жил 0,5—1,5 м. Суммарная мощность диабазовых пород равна 224 м, что составляет 14,5% от общей мощности отложений.

В верхней части разреза (мощность 430 м) содержится 24 лавовых потока мощностью от 0,5 до 26 м и суммарной мощностью 182 м. Количество диабазов субвулканической фации — 13, при мощности отдельных жил от 0,5 до 60 м и общей мощности 117 м. Суммарная мощность вулканитов лавовой и субвулканической фаций — 299 м; насыщенность этой части разреза вулканитами составляет 67%.

Таким образом, в верхней части изученного разреза вулканиты преобладают над осадочными породами, обладают четко выраженной спилитовой природой и характеризуются примерно равным соотношением представителей собственно эффузивной и субвулканической фаций. По наблюдениям Г. А. Чихрадзе, М. А. Беридзе и З. А. Кокрашвили (геологический отчет) предполагается залегание вулканитов собственно эффузивной субфации в осевой части синклинали складки, а субвулканитов — в ее крыльях.

При таком анализе разреза следует иметь в виду, что в кистинской и циклаурской свитах вышеназванными исследователями был выявлен ряд мелких складок. При этом мощность свит и, соответственно, количество даек диабазов уменьшается, однако вычисленные соотношения вулканических и осадочных пород остаются теми же.

Для сопоставления обратимся к данным В. П. Ренгартена (1940) о соотношении диабазовых даек в Дарьяльском и Гвелетском массивах. В частности, для Гвелетского массива, в интервале 750 м этим исследователем насчитано 100 диабазовых даек при мощности отдельных жил от 0,5 до 8,5 м, суммарной мощностью 100 м и степени насыщенности 13%.

Нетрудно заметить, что получается довольно сходная картина при сравнении проявления пород однородной диабазовой субформации в Гвелетском массиве с непосредственно примыкающими к нему с юга отложениями кистинской и нижней части циклаурской свит. Это следует считать дополнительным доводом в пользу принадлежности диабазовых пород субстрата и его осадочного чехла к одной и той же фазе вулканизма.

О возрасте вулканитов Военно-Грузинской дороги интересные соображения высказаны В. П. Ренгартеном (1940), который на основе геологических наблюдений, а также петрографи-

ческих описаний, проведенных Л. А. Варданянцем, различил две группы вулканитов: диорито-диабазовую, приуроченную к кистинской и циклаурской свитам, и «вторичных альбитофиров», залегающих в верхах циклаурской свиты и в казбекской свите. Форма залегания вулканитов обеих групп дайковая, интрузивная, только в северной части пояса вторичных альбитофиров, в верхах циклаурской свиты, жилы «принимают пластовый характер, впрочем с такими же крутыми падениями, как и в остальных случаях. Это, по-видимому, объясняется наличием среди сланцев циклаурской свиты большого количества прослоев твердых пород вулканического происхождения. Часть из них, особенно более тонкие и правильные прослои 0,2—0,5 м, видимо, являются туфами, более мощные — могли быть эффузивными подводными излияниями (порфиритоиды), наконец, были и пластовые интрузии диабазов» (Ренгартен, 1940, стр. 299). Отложения верхов циклаурской свиты с предполагаемыми эффузивами автор выделяет в качестве переходной полосы между диабазовыми и альбитофировыми поясами, которая пересекает Военно-Грузинскую дорогу южнее с. Цдо (Циклаури).

Нет сомнения в том, что здесь речь идет об отложениях верхней части циклаурской свиты, включающей синхронные осадконакоплению спилитовые шаровые лавы пород диабазовариолитового ряда. Поэтому при наличии явных синхронных эффузивов трудно согласиться с рассуждением В. П. Ренгартена о том, что вулканиты Военно-Грузинской дороги «образовались в промежутке времени между келловеем и концом миоцена» (Ренгартен, 1940, стр. 300). Тем более не понятен вывод о последовательности внедрения интрузивных пород: «сперва диабазов, а затем пород, давших вторичные альбитофиры» (там же). Наблюдения показали, что спилитовые шаровые лавы и ассоциирующие с ними спилитовые диабазы, залегающие в верхней части циклаурской свиты, являются разновозрастными образованиями (средний и верхний лейас), представленными соответственно эффузивной и субвулканической фациями.

Что же касается альбитовых диабазов казбекской свиты (группа вторичных альбитофиров, по В. П. Ренгартену, расположенная южнее Сакецетского разлома), то геологические и петрографические данные скорее всего говорят о том, что они являются субвулканическими аналогами аален-байсского вулканогенного комплекса Чаухского массива. Тем более, что никаких других выводов в пользу более позднего возраста пород группы вторичных альбитофиров не приводится. Наоборот, В. П. Ренгартен видит связь между альбитофирами и эффузивными породами Чаухи, когда пишет: «Выходы пород последнего типа в долине р. Джута (речь идет о штокообразной интрузии аль-

битового диабазы мощностью около 100 м — М. Б.) служат связующим звеном между массивом Чаухи и поясом альбитофиров» (там же, стр. 302).

Спорным остается возраст пород диабаз-диоритового ряда. В. П. Ренгартен считает, что внедрение магмы, давшей диабазы, происходило в сильно дислоцированной толще, т. к. диабазы и вмещающие их глинисто-сланцевые отложения имеют одинаковые крутые углы падения, слагая, по его мнению, крылья антиклиналей. Ему пришлось наблюдать лишь один случай, когда крутопадающие роговообманковые диабазы секут пологий свод Дарьяльской антиклинали.

По этому поводу Г. С. Дзоенидзе (1948) высказал справедливое замечание, что эти диабазы отличаются от большинства остальных наличием первичной роговой обманки и относящиеся к диоритам, возможно, и являются более молодыми образованиями. Так что определение возраста большинства диабазов, залегающих в кистинской и циклаурской свитах, на основе таких фактов не представляется возможным. Кстати Д. С. Белянкин (1914) альбитовые (спилитовые) диабазы (колотанский тип) считал близповерхностными или даже излившимися на дно морского бассейна образованиями, а уралитово-лабрадоровые (ассинский тип) — значительно молодыми, внедренными в сильно дислоцированную толщу лейаса. Таким образом, аргументация возраста диабазовых даек ассинского типа, по Д. С. Белянкину и В. П. Ренгартену, одинаковая. По поводу же возраста альбитовых диабазов (колотанский тип или группа вторичных альбитофиров) их мнения расходятся.

Насколько сложна проблема возраста ассинских диабазов можно представить по тому, что в одной и той же работе такого крупного исследователя, как Д. С. Белянкин (1914), порой имеются противоречивые высказывания, в частности о том, что колотанский и ассинский типы диабазов образовались из одного общего магматического очага. Если это так, то как же можно представить внедрение альбитовых диабазов в горизонтально расположенной, а ассинского — сильно дислоцированной осадочной толще? Или же как понять, что «колотанские диабазы отвердели на неглубоких горизонтах, или выходили на земную поверхность (под водой?); ассинские диабазы только интродировали в сланцы и при том, по всей вероятности, на значительных глубинах» (Белянкин, 1914, стр. 20).

Важно подчеркнуть, что факты залегания даек уралитово-лабрадоровых диабазов в прорывающих лейас гранитоидных интрузивах (например Кардывачский, Бзыбский), датированных ботом (Дудаури, Тогонидзе, 1972), дают основание считать их аналогами диабазовых пород ассинского комплекса. Таким образом, возраст хотя бы части однородной диабазовой субформа-

ции, не увязывающейся с какой-либо конкретной эффузивной фацией, приходится трактовать в широком интервале и принять по крайней мере батским.

Хевсурети. Петрологические исследования базальтоидного вулканизма Большого Кавказа были начаты в Хевсурети в конце прошлого столетия, когда Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) впервые охарактеризовал диабазовые формации Чаухи-Рошка, Чимгисклде, Колотани и Ассы. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечал, что по р. Колотанисцкали и в массиве Чимгисклде развиты мощные тела авгитовых диабазов, а севернее устья Колотанисцкали, по р. Ассе — маломощные уралитовые диабазы (вторичные диориты или метадиориты, по этому автору). Среди обеих разновидностей диабазов описывались также мелкозернистые или офанитовые сильно измененные породы под названием порфиритоидов.

Для ассинских уралитовых диабазов, по данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, в отличие от колотанских, характерны признаки динамометаморфизма: тесное сплетение порфиритовой массы со сланцевой, нарушение резкой границы между ними, появление сланцеватости, изгибание и раздробление минералов, сильное изменение минерального состава. Все это дало основание этому автору допустить, что в ассинской диабазовой формации совершается химический и механический процесс перехода пироксена в уралитовую роговую обманку. По словам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, динамометаморфизм косвенно способствует этому процессу, подготавливая пироксен появлением особых плоскостей отдельности и увеличением поверхностей соприкосновения с растворами. «Этим, — заключает автор, — объясняется почему этот химический процесс (уралитизация пироксена — М. Б.) встречается особенно часто в динамометаморфных породах». Ф. Ю. Левинсон-Лессинг считал, что, в отличие от чаухских мандельштейновых диабазовых пород, ассинские диабазы являются жильными породами, «внедрившимися по трещинам готовых уже сланцев».

Продолжением начатых Ф. Ю. Левинсон-Лессингом интересных исследований являются работы Д. С. Белянкина (1914), проведенные в связи со строительством перевальной железной дороги в районе Архотского перевала. Этот исследователь пришел к более определенному выводу о петрологическом единстве диабазовых пород Чаухи, Чимгисклде и Колотани, выделив их под названием Колотанской, или Чимгис-Чаухинской формации. По мнению этого автора в данной формации полнокристаллические разности сопровождаются эффузивными — пузырчатыми, туфовидными, шаровыми. Характерно преобладание кислого плагиоклаза, свежесть пироксена, хлоритовый мезостазис. В Ассинской формации, по мнению Д. С. Белянкина, встречаются

исключительно интрузивные диабазы и порфириты, содержащие лабрадор и уралитизированные пироксены. Он для колотанских эффузивов предполагает излияние при горизонтальном расположении слоев. Но так как, по его мнению, интрузивы чередуются с эффузивами, то они образовались приблизительно в аналогичных условиях. Для ассинских диабазов этот автор отмечает, что они залегают согласно со сланцеватостью, т. е. являются «пластовыми по сланцеватости жилами» и допускает, что во время их образования вмещающие слои были значительно приподняты. После такого заключения Д. С. Белянкин, по нашему мнению, предлагает противоречивое уже сказанному мнение о том, что оба типа диабазов образовались «из единой диабазовой магмы, дифференцируемой на части: 1) богатую натром (колотанский тип) и 2) богатую известью (ассинский тип). Дифференциация могла происходить от кристаллизации магмы на разломных горизонтах и, следовательно, при различных физических условиях. Колотанские диабазы отвердели на неглубоких горизонтах или выходили на земную поверхность (под водой?); ассинские диабазы только интродировали в сланцы и при том, по всей вероятности, на значительной глубине».

Позднее диабазовые породы Чимгисклде и Колотани были изучены А. П. Лебедевым (1950). В западной части хребта Чимгисклде, по долине р. Садзеле он отмечает дайковые и пластовые тела крупнозернистых диабазов с сильно изменяющимися мощностями. К юго-западу от с. Чимга, в области северного склона хребта Чимгисклде, автор отмечает пластовые тела плотных мелкозернистых диабазов и их брекчий. По реке Цирцлованисцкали диабазы мощностью 3—15 м чередуются со сланцевыми пачками мощностью 50—70 м. Общая мощность сланцево-диабазового комплекса здесь около 600 м. Характерно, что в одном и том же пластовом теле вместе с плотными диабазами автор отмечает мандельштейны и брекчии. Диабазовые тела, по А. П. Лебедеву, характеризуются шаровой отдельностью, однако, судя по приведенным фото, эти тела следует отнести к типичным шаровым лавам (пиллоу-лавы). В долине реки Колотанисцкали среди прослоев диабазовых пород «наблюдается зона около 50 м мощности плотных мандельштейнов. Как у зернистых диабазов, так и у плотных мандельштейнов, местами развита хорошая отдельность». (Какая отдельность? По-видимому, автор подразумевает шаровую отдельность. — М. Б.). Следует отметить, что вулканогенный комплекс Чимгисклде, наряду с Чаухским, А. П. Лебедев (1950) в общей части своей работы относит к подводно-эффузивной фации спилитовых пород (стр. 89, 110).

Проведенные нами работы в пределах Хевсурети показали достоверность многих фактов, отмеченных предыдущими исследова-

дователями. Однако в результате составления детальных разрезов выявлены и новые особенности по внутреннему строению и распространению вулканогенных комплексов, по их взаимоотношению с вмещающими отложениями, на основании чего были уточнены некоторые вопросы условий их формирования.

Колотанский тип диабазовых пород является наиболее древним и достоверно датированным (домер-ранний тоар) образованием этого района. Он образует эффузивно-субвулканический комплекс вулканогенных пород, непрерывно протягивающихся от ущелья р. Цкаростава на запад, в ущелье р. Цирцлованисцкали. В этих ущельях нами составлены детальные разрезы, краткие выводы по которым приведены ниже.

Ущелье р. Цкаростава: 1) общая мощность вулканогенно-осадочного комплекса 282 м. Комплекс разделен осадочной пачкой мощностью 60 м примерно на две равные части: северный — 102 м и южную — 120 м; 2) в комплексе преобладают вулканиты собственно эффузивной субфации — потоки слабо фрагментированных (блоковых) и подушечно-сферических лав, изолированно-сферические лавы, их фрагментированные (брекчированные) разновидности; 3) количество лавовых потоков, различающихся лишь структурно-текстурными особенностями, пять в северной части (мощность от 2,5 до 50 м) и четыре в южной части (мощность от 20 до 35 м). Брекчированные вулканиты были фиксированы лишь в двух пачках (8 и 12 м); 4) в основании разреза отмечено одно силловое тело диабаза. Крупнозернистые диабазовые породы были встречены также в глыбовом отвале. Выходы крупнозернистых пойкилофитовых диабазов субвулканической фации мощностью 35 м наблюдаются в 110 м севернее эффузивного комплекса и 150 м южнее от него, на левом берегу реки.

Ущелье р. Цирцлованисцкали: 1) общая мощность вулканогенно-осадочного комплекса 750 м. Мощность собственно вулканических пород 638,5 м, осадочных пород — 111,5 м. Полнокристаллические массивные диабазы (потоки и близповерхностные силлы) составляют 259 м, фрагментированные и подушечно-сферические лавовые потоки — 290 м, брекчии подушечно-сферических лав — 70 м. Количество потоков подушечно-сферических лав — 6, мощность от 20 до 70 м. Количество силлов и потоков массивных диабазов — 5, мощность от 12 до 50 м; 2) взаимоотношение вулканогенного массива с вмещающей осадочной толщей несогласное. Несогласия, подчеркнутые многочисленными зеркалами скольжения наблюдаются и внутри вулканогенного комплекса между отдельными потоками и отделяющими их пачками аргиллитов; 3) как в северном, так и южном контактах вулканогенного массива залегают диабазовые силлы. В разрезе с севера на юг явно намечается увеличение роли пото-

ков сферических лав, а в самой верхней части появляются гиа-локластические брекчии сферических лав, 4) как к северу, так и югу от Чимгискддисского вулканогенного массива, примерно в 100—150 м, залегают несколько субвулканических жил крупнозернистых диабазов мощностью от 10 до 25 м.

Ассинский тип диабазовых пород распространен в разрезе севернее выходов Колотанского вулканического комплекса, сперва по ущ. р. Колотанисцкали (Цкаростава), а затем по ущ. р. Асса, до северного портала тоннеля (устье р. Бисна) диабазовые породы распространены неравномерно. На отрезке длиной около 1200 м между северным выходом Колотанского массива и разв. Колотани среди однородных глинистых сланцев позднего плинсбаха (домер) выступают 9 диабазовых жил общей мощностью 28 м. Между развалинами Колотани и устьем р. Колотанисцкали (Цкаростава) на расстоянии 1400 м аспидно-сланцево-песчаниковые отложения раннего плинсбаха (карикс) содержат 20 диабазовых жил общей мощностью 96 м. От устья р. Колотанисцкали по р. Ассе до устья ее правого притока р. Ковгра, примерно на расстоянии 2450 м в аналогичных аспидно-сланцево-песчаниковых отложениях залегают 60 диабазовых жил общей мощностью 180 м. Севернее устья р. Ковгра количество диабазовых жил резко убывает, и на протяжении примерно 1400 м было зафиксировано около 12 диабазовых жил, общей мощностью до 50 м, а еще севернее, в выходах монотонных глинистых сланцев домера, залегающих в мульде синклинали, диабаза отсутствуют вовсе. Наиболее распространены жилы мощностью 0,5—1—1,5—2—2,5—3 м. Диабазы мощностью менее 0,5 м и более 3 м встречаются редко. Лишь вблизи северного выхода Колотанского вулканического массива (в 100—110 м от него) выступает крупная жила, достигающая мощности 35—40 м.

Анализ петрографического состава диабазовых пород показал, что севернее выходов Колотанского вулканического массива, примерно до устья р. Колотанисцкали развиты авгитовые диабазы с кислым плагиоклазом, а ниже по ущ. р. Ассе диабазы, как правило, уралитовые, преимущественно с основным плагиоклазом. Таким образом, в отрезке разреза от устья р. Колотанисцкали до устья р. Ковгра, являющегося наиболее насыщенным диабазовыми дайками, выступают исключительно уралитово-лабрадорные диабазовые жильные породы, связанные с песчаниково-аспидно-сланцевыми отложениями раннего плинсбаха (карикс).

По форме залегания диабазы ассинского типа являются дайковыми жильными телами. Они обычно секут слоистость вмещающих пород под разным углом и ориентированы параллельно плоскости кливажа. Вместе с тем следует подчерк-

нуть наличие на них явных следов воздействия последующих деформаций, выразившихся в интенсивном будинаже и других изменениях, на которые указывал еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Флишеидные и аргиллитовые толщи тоар-аалена (хахматская и гуданская свиты) бедны вулканогенными продуктами. Южнее выходов Колотани — Чимгисклдеского вулканогенного комплекса до Главного водораздельного хребта отмечаются лишь единичные выходы вулканических пород. Так, в обнажениях правого борта ущ. р. Цкаростави нами были зафиксированы несколько диабазовых дайковых пород мощностью от 0,15 до 0,5 м; изредка диабазовые жильные породы достигают здесь мощности 10 м. Породы сильно изменены, главным образом карбонатизированы, но реликтовая офитовая структура хорошо сохранена вследствие разной окраски вторичных продуктов, замещающих плагиоклаз (кальцит) и интерстиции между ними (буроокрашенное бовлингитоподобное вещество); лишь изредка отмечаются свежие шестоватые кристаллы кислого плагиоклаза. Некоторые хлорит-серпентиновые с кальцитом псевдоморфозы по форме напоминают оливин.

Диабазовые породы, обнажающиеся южнее Главного водораздельного хребта, детально охарактеризованы в работе Г. С. Дзоценидзе (Дзоценидзе, Крестников, 1941). Этим исследователем в пределах Хевсурети было описано всего 12 участков развития диабазовых пород: дайка к югу от перевала Блогеле альбит-хлоритового состава; жилы на Главном водораздельном хребте между перевалами Блостависгеле и Анаторисгеле, представленные также альбит-хлоритовыми диабазами; андезитовые диабазы между сс. Хахмати и Бисо; биотитовые оливинсодержащие (хлорит-серцитовые псевдоморфозы по оливину) водораздельного гребня рр. Саберце и Охерхеви, аналогичные биотитовым диабазам г. Сакария; дайка беспироксенового диабаза на горе Килдемкиван на правом берегу р. Иглия; диабазовая дайка (аналогичная кильдемкиванским) мощностью до 50 м с характерной шаровой отдельностью, обнажающаяся на правом склоне р. Садзелисгеле; штокообразное тело альбитового диабаза на левом склоне р. Абуделаури.

По материалам, приведенным Г. С. Дзоценидзе, можно сделать вывод, что все перечисленные выше диабазы являются секущими в отношении вмещающих их тоар-ааленских отложений; определенно выделяется группа альбит-хлоритовых диабазов, по всей вероятности, являющаяся подводящим каналом Чаухского спилитового эффузивного комплекса позднеаален-раннебайосского возраста. Вместе с тем, заслуживают внимания биотитовые оливинсодержащие разновидности, аналоги которых среди диабазов ассинского и колотанского типа не встречаются.

Кроме диабазовых пород, в тоар-ааленских отложениях были встречены маломощные пачки мелко- и среднезернистых туфовых пород с дацитовым (эффузивный кварц, биотит) пирокластическим материалом (над с. Гули, у устья р. Гуданисчала), а также несколько выходов интрузивных тел кислого состава (окрестности с. Бло).

Заалазанская Кахети. В пределах Заалазанской Кахети (Казбегско-Лагодехская зона) хорошо развиты и спилит-кератофировая и спилит-диабазовая формации (рис. 8). К спилит-кератофировой формации М. П. Прудзе (1979) относит альбитовые порфириды (спилиты) и их пирокластолиты андезитового и андезит-дацитового состава, приуроченные к верхней части сторской свиты синемюрского возраста (верховья рр. Стори, Дидхеви, Лопота и хр. Спероза). В тектоническом отношении полоса выходов пород спилит-кератофировой фор-

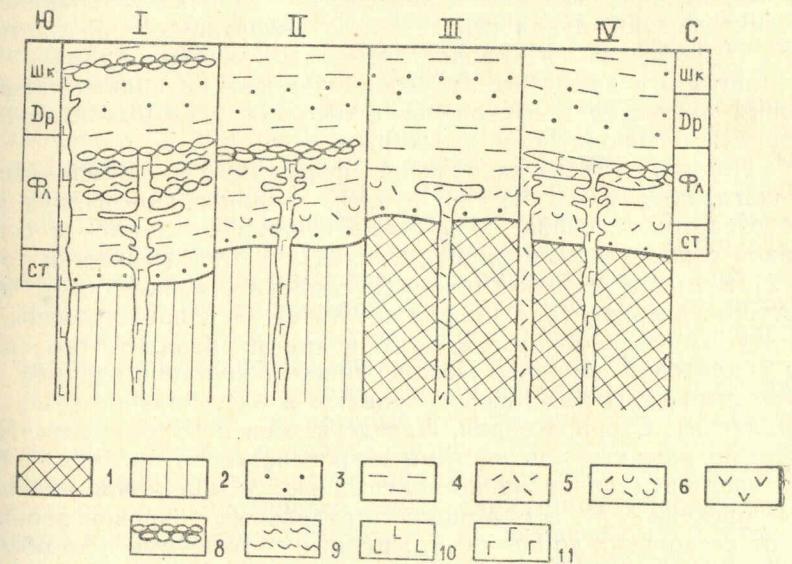


Рис. 8. Поперечный схематический сводный палеофациальный профиль нижне- и среднеюрских образований Заалазанской Кахети (вертикальный м-б 1 : 500). Названия подзон: I — Шакрианская, II — Кехнамеданская, III — Сперозская, IV — Приводораздельная. Названия и возраст свит: ст — сторская (синемюр), фл — филизчайская серия (плинсбах-н. тоар), др — дуруджская (тоар), шк — шакрианская (аален-байос). 1 — породы континентальной коры, 2 — породы субконтинентальной коры, 3 — песчаники, 4 — глинистые сланцы, 5 — эффузивная и субвулканическая фация спилит-кератофировой формации, 6 — взрывчатая фация спилит-кератофировой формации, 7 — эффузивная и субвулканическая фация спилит-диабазовой формации, 8 — шаровые лавы толентовых базальтов, 9 — натрий-метасоматиты; толенты; 10 — домерские, 11 — позднеааленские.

мации является унаследованной геантиклиналью (Беридзе и др., 1977), в пределах которой в синемюрское время формировалась базальная грубообломочная сторская свита.

В Заалазанской Кахети в низах юрской сланцевой серии эффузивные породы под названием альбитофиринов впервые были описаны В. И. Славинным по ущ. р. Стори и Л. А. Варданянцем (1932) по ущ. р. Дидхеви.

Нижнелейасовые вулканогенные породы хорошо представлены в районе хр. Спероза, где их мощность достигает 100 м. В ущ. р. Стори видимая мощность этих образований 10—15 м, в ущ. р. Дидхеви — 120—150 м, а в ущ. р. Лопота — 50 м.

Породы названной формации порфириновые с микролитовой основной массой, фенокристаллы обычно измененные плагиоклазы и роговые обманки с опацитовой каймой. Свежие фенокристаллы представлены альбитом, но изредка сохранена и реликтовая зональная структура. В псефитовых пирокластолитах (туфобрекчии и туфоконгломераты) размер обломков достигает 1 м в диаметре. Указывается также на наличие туффитовых разновидностей псефитолитов с обломками черных глинистых сланцев алевролитов и песчаников.

Породы спилит-диабазовой формации в Заалазанской Кахети, по данным М. П. Пруидзе, локализованы в двух разновозрастных толщах: 1) в толще глинистых сланцев и песчаников с конкрециями пирита и кальцита (домер-нижний тоар) и 2) в толще песчано-глинистых сланцев с конкрециями глинистого сидерита (аален-нижний байос). Они представлены подушечными лавами базальтового и андезит-базальтового состава спилитовой природы. Позднеплинсбахско-раннетоарские подушечные лавы были зафиксированы в бассейнах рек Алазани (Панкиси), Стори, Кабали, Лагодехисхеви и Шромисхеви. Покровы подушечных лав местами сопровождаются брекчиями того же состава (изолированно-подушечные и обломочно-подушечные брекчии — М. Б.). Мощность отдельных покровов варьирует от нескольких до 50—60 м. Крупные подушечные тела обычно эллипсоидальной формы, мелкие же большей частью шарообразные. Межподушечное пространство заполнено аргиллитовым веществом, главная масса которого окремнена. От подушек по цвету и текстуре, четко выделяется корка закалки. Подушечные лавы обычно афириновые мандельштайновые породы со спилитовой микроструктурой, приближающиеся к апоинтерсертальной. Отмечаются вариолитовые разновидности с характерными микроструктурами. Встречаются редкие фенокристаллы альбита. В стекловатой массе много выделений хлорита, карбоната и лейкоксен-сфена. Корка закалки подушечных тел полностью земещена хлоритом (делессит) и карбонатом. В цементе обломочно-подушечных брекчий с этими минералами ассо-

цирует эпидот, сфен и рудные зерна. В миндалинах отмечается та же постмагматическая минеральная ассоциация.

На основе химических анализов отмечается закономерное уменьшение количества SiO_2 и Na_2O от центра подушечного тела к его периферии и допускается возможность обогащения межподушечного пространства кремнистым веществом вследствие этого процесса.

Сравнивая нижнелейасовые эффузивные образования со средне-верхнелейасовыми, М. П. Пруидзе подчеркивает их отличительные особенности: 1) отсутствие подушечной текстуры в первых и 2) отсутствие пирокластического материала во вторых, 3) отсутствие пироксена в первых. Эти отличия, как отмечалось (Беридзе, 1973) ранее на примере Абхазии, имеют существенное значение для выяснения генезиса рассматриваемых формаций.

Заканчивая обзор по раннеюрским вулканогенным формациям Заалазанской Кахети, следует коснуться вопроса о пространственной ассоциации диабазовых пород с эффузивными образованиями позднеплинсбахско-раннетоарского возраста. Дело в том, что эти эффузивы подстилаются мощными глинисто-сланцевыми отложениями, в ряде разрезов, переполненными дайковыми телами уралитово-лабрадорных диабазов. Таким образом, получается, что вертикальный диапазон дайковых образований диабазовых пород контролируется в основном стратиграфическим уровнем размещения позднеплинсбахско-раннетоарских подушечных лав. Это обстоятельство дает повод некоторым исследователям все дайковые тела уралитово-лабрадорных диабазов считать субвулканическими аналогами позднеплинсбахско-раннетоарской фазы вулканизма.

Нам кажется, что такому выводу противоречит ряд фактов и представлений, на которые отчасти мы уже указывали при анализе разреза в районе Военно-Грузинской дороги. Во-первых, уралитово-лабрадорные диабазы существенно отличаются от средне-позднеелейасовых спилитовых лавовых образований и по минералогическому и по химическому составам. Во-вторых, трудно представить, что мощному байосскому вулканизму, в особенности в его «лабрадоровой фазе», проявленному в пределах Гагрско-Джавской зоны и ее восточного продолжения, не соответствовала бы дайковая фация в сланцевой геосинклинали, что неоднократно подчеркивалось в работах Г. С. Дзоценидзе (1948, 1963, 1966). Конечно, нельзя отрицать и то, что спилитовые шаровые лавы имеют субвулканические аналоги. Однако большинство (по всей вероятности, они также должны обладать спилитовой природой) уралитово-лабрадорных даек диабазов, по-видимому, являются более поздними образованиями и должны соответствовать толще, главным образом, нормальных (лабрадорных) порфиритов вулканоген-

ной свиты байоса. В-третьих, как уже отмечалось, нельзя исключить то, что залегающие в батских гранитоидах диабазы имеют аналоги среди диабазовых пород ассинского типа.

Примеры такого пространственного существования ранне-геосинклинальных базальтоидных формаций с более поздними однородными диабазовыми дайковыми образованиями известны во многих геосинклинальных областях, в том числе и на Урале (Штейнберг, 1969; Иванов, 1969; Фролова, 1973).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Вулканыты спилит-кератофировой формации в целом образуют непрерывный ряд пород от базальтов до липаритов с преимущественным развитием дацитовых и плагиолипаритовых разностей. При этом в различных частях Южного склона они показывают разнородный состав. Так, в Абхазии формация имеет биполярный и антидромный характер почти с полным отсутствием андезитов (Беридзе и др., 1977). В Закавказской Кахети развиты андезит-дацит-плагиолипаритовые вулканыты (Пруидзе, 1979), а восточнее, в Белоканском районе, вновь появляется непрерывный антидромный ряд пород — липарит-дацит-андезит-базальт (Абдулаев и др., 1975; Кипиани, Бенидзе, 1980).

В структурном отношении среди пород собственно эффузивной и эксплозивной субфаций спилит-кератофировой формации преобладают афировые разности. Субвулканические же тела кварцевых кератофиров характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, интрателлурического кварца, а изредка хлоритизированных псевдоморфоз по роговой обманке и серицитизированных пластинок биотита. Состав вкрапленников плагиоклаза в слабо альбитизированных дацитовых породах субвулканической фации соответствует андезину, достигая первых номеров лабрадора (Ап 50—55%). Но в подавляющем большинстве пород полевой шпат нацело альбитизирован. Характерно почти полное отсутствие пироксена не только в кислых и среднекислых, но и в основных членах формации. Не отмечаются также кристаллы калиевого полевого шпата. Следует указать, что аналогичным сравнительно простым минеральным парагенезисом обладают представители кислых групп уральских контрастных формаций (Штейнберг, 1969; Фролова, 1973).

В химическом составе пород спилит-кератофировой формации (табл. 1—2) в первую очередь привлекает внимание четко выраженный натровый характер всех членов, независимо от их кислотности, с резким преобладанием Na_2O над K_2O .

Количество последнего несколько повышается (до 1,5—2,0%) лишь в менее альбитизированных дацитовых разновидностях (Беридзе, 1973). Примерно такая же зависимость в отношении содержания Na и K была выявлена М. Х. Батти (1963) для спилит-кератофировых пород Новой Зеландии, а также в уральских спилит-кератофировых формациях (Иванов, 1969; Фролова, 1973).

При одинаково высокой степени альбитизации плагиоклаза всех членов формации особо большое содержание Na_2O (до 7%) фиксируется в основных — спилитовых разновидностях. Количество же K_2O в последних обычно ниже 0,4%, лишь изредка достигая 0,9%. Суммарное содержание щелочей в проанализированных кератофирах невысокое (от 5 до 6,5%) и только в нескольких образцах достигает 7—7,5%.

Установление предела максимального первичного содержания SiO_2 , вследствие влияния процесса метасоматического окварцевания, затруднено. Содержание TiO_2 в липаритовых и дацитовых породах спилит-кератофировой формации Абхазии, как правило, меньше 0,4%, в андезит-базальтовых же разностях этой формации содержание двуокиси титана варьирует от 0,4 до 0,9%.

Породы спилит-диабазовой формации представлены собственно эффузивной субфацией, при почти полном отсутствии эксплозивной фации. В структурном отношении это шаровые лавы и их производные (изолированно-шаровые брекчии, обломочно-шаровые брекчии, гиадокластиты), возникшие не путем взрыва, а вследствие фрагментации лавовых потоков в подводных условиях. Характерным для шаровых лав и шаровых брекчий является участие в составе межшарового пространства и цемента обычного глинистого материала, слагающего вмещающие осадочные толщи. Связующая масса нередко подвергнута гидротермальному изменению с образованием кварц-хлорит-кальцит-пиритового минерального парагенезиса.

По составу шаровые и подушечные лавы представляют собой типичные альбитизированные базальты с непрерывным структурным рядом пород — альбит-пироксеновый диабаз-гиалодиабаз-диабазовый витрофирит-вариолит до хлоритизированного палагонитового стекла. Последние слагают корки закалки шаровых тел и маломощных лавовых потоков, раздробленные обломки которых принимают участие в составе гиадокластических туфов.

Среди шаровых лав наиболее широко развиты афировые породы, обладающие вариолитовой и спилитовой структурами. Лишь в диабазовых и чисто стекловатых типах отмечается порфировая структура. В вариолитах развиты сферолитовая, радиально-лучистая, метельчатая и нематобластовая разно-

видности микроструктуры, обычно с нечетко сформировавшимися микролитами альбита.

По химическим анализам породы рассматриваемой формации (табл. 8—11), несмотря на некоторое искажение их первичного состава, вследствие развития наложенных процессов (хлорит, карбонат, кварц, пирит), довольно уверенно относятся к базальтам с содержанием SiO_2 от 50 до 53%. Ярче выраженная натровая природа базальтоидов, сравнительно с породами спилит-кератофировой формации, подчеркивается не столько резким преобладанием Na над K, сколько полным отсутствием окиси калия в большинстве анализов. В базальтоидах Абхазии содержание K_2O не превышает 0,2%, а Кахети — 0,5%. И, наконец, следует подчеркнуть высокое содержание двуокиси титана, превышающей 2% в некоторых образцах из Абхазии. По отмеченным признакам породы спилит-диабазовой формации проявляют сходство с толеитовыми базальтами.

С целью сравнительно петрохимической характеристики ранне- и среднеюрских вулканогенных образований Южного склона Большого Кавказа нами составлены вариационные диаграммы, из которых наиболее информативными оказались диаграммы $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, $\text{FeO}^+/\text{FeO}^+:\text{MgO}$, $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{TiO}_2/\text{FeO}^+:\text{MgO}$. При этом на диаграммах, кроме результатов силикатных анализов пород спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формации, были нанесены данные химических анализов пород диабазовой субформации, а также среднеюрской порфиритовой серии. Для характеристики последних были использованы и некоторые анализы из работ М. П. Пруидзе (1979) и Т. В. Джанелидзе (1969, 1972).

Фигуративные точки пород плинсбах-раннетоарской фазы вулканизма, как правило, занимают низкокалийное, по Андерсону, поле, преимущественно в базальтовом интервале (рис. 9, 10), в отличие от фигуративных точек спилит-кератофировой формации, которые попадают как в низко-, так и нормальнокалийные поля. На диаграмме Миаширо (рис. 11, 12) спилит-диабазовые вулканы дают толеитовый тренд дифференциации (с накоплением титана и железа), почти совпадающим с таковыми для абиссальных (океанических) толеитов (рис. 13).

Характерно, что группа жильных диабазовых пород Южного склона (табл. 12—18), в особенности же Заалазанской Кахети (рис. 9, 10), проявляют гетерогенность: их фигуративные точки разместились в низко- и нормальнокалийных полях, переходя частично в высококалийное и шошонитовое поля. На диаграмме Миаширо одна часть диабазов характеризуется толеитовым, другая же — известково-щелочным трендами. Вместе с тем, жильные диабазы отличаются от представителей

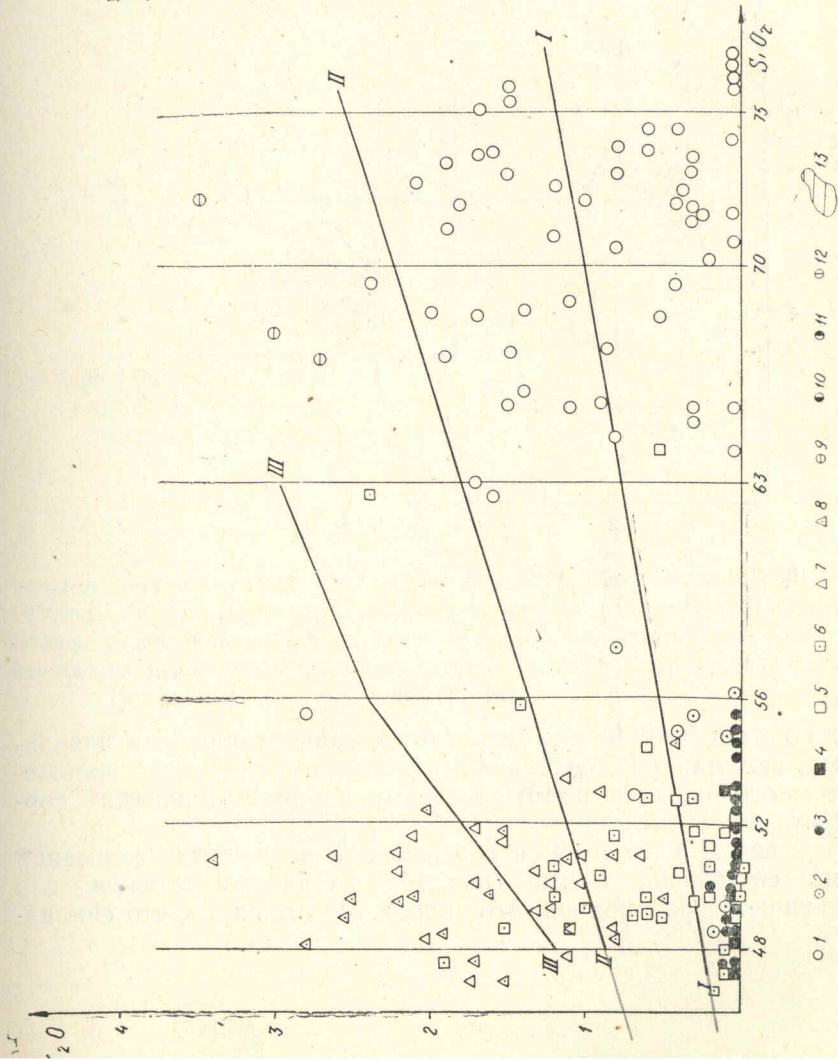


Рис. 9. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ для ниже- и среднеюрских вулканитов Абхазии. (Усл. обозн. к рис. 9, 10, 11, 12, 13): 1—липаритовые и дацитовые породы спилит-кератофировой формации, 2—основные породы спилит-кератофировой формации, 3—толеитовые базальты спилит-диабазовой формации, 4—субвулканические породы спилит-диабазовой формации, 5—альбитизированные диабазы, 6—диабазы с новым плагиоклазом, 7—спилитовые порфириты, 8—порфириты с основным плагиоклазом, включая гиперстеновые базальты, 9, 10—среднеюрские базальты окр. с. Шакиани, 11—силикаты окр. с. Шакиани, 12—силикаты окр. с. Шакиани, 13—поле абиссальных толеитов.

I—I, II—II, III—III—линии, различающие низкокалийные, нормальнокалийные и высококалийные поля, по Андерсону

собственно эффузивной серии большей степенью дифференцированности.

Совершенно по иному ведут себя фигуративные точки пород среднеюрской порфирировой серии, которые своей низкотитанистостью и высококалийностью проявляют шохонитовую тенденцию, характерную для зрелых островных дуг. Следует отметить, что аален-байосские эффузивы г. Шакриани показы-

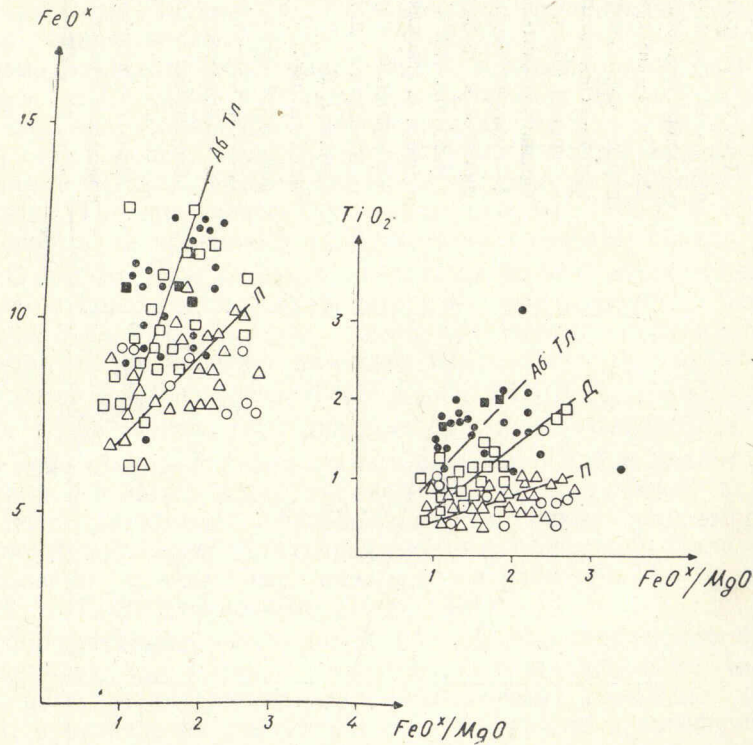


Рис. 10. Диаграммы $FeO^x : FeO/MgO$ и $TiO_2 : FeO^x/MgO$ для ниже- и среднеюрских базальтоидных вулканитов Абхазии. Усл. обозн. см. на рис. 9. Аб Тл — абиссальные толеиты, П — тренд дифференциации пород среднеюрской порфирировой серии, Д — тренд дифференциации пород диабазовой субформации

вают петрохимическое сходство с нормальнокалийевыми базальтами, занимая по содержанию калия промежуточное положение между океаническими толеитами и островодужными порфиритами.

С целью иллюстрации соотношений названных формаций нами составлена схема (рис. 14) их распространения для большинства районов южного склона. Из нее видно, что спилит-

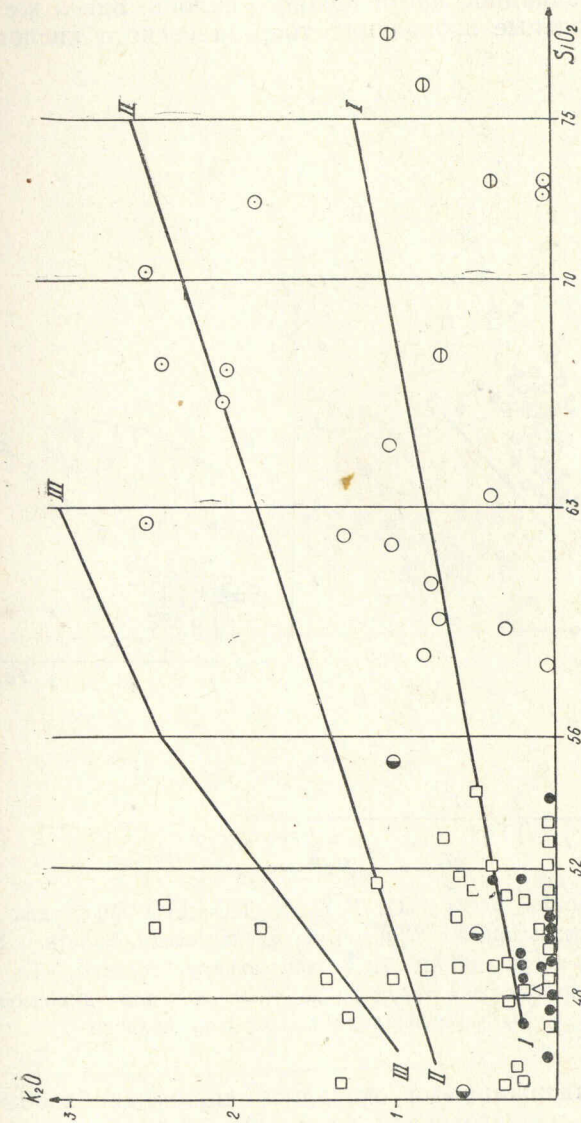


Рис. 11. Диаграмма K_2O/SiO_2 для ниже- и среднеюрских вулканитов Злалзанской Кахети. Условные обозначения см. на рис. 9.

кератофировые вулканыты повсеместно распространены в нижней части юрского разреза, достигая максимума своего развития в кариксе и нижнем домере Абхазии и отчасти Сванети, т. е. в западной части Южного склона. Здесь же отмечены незначительные проявления тоар-ааленского кислого вулканизма.

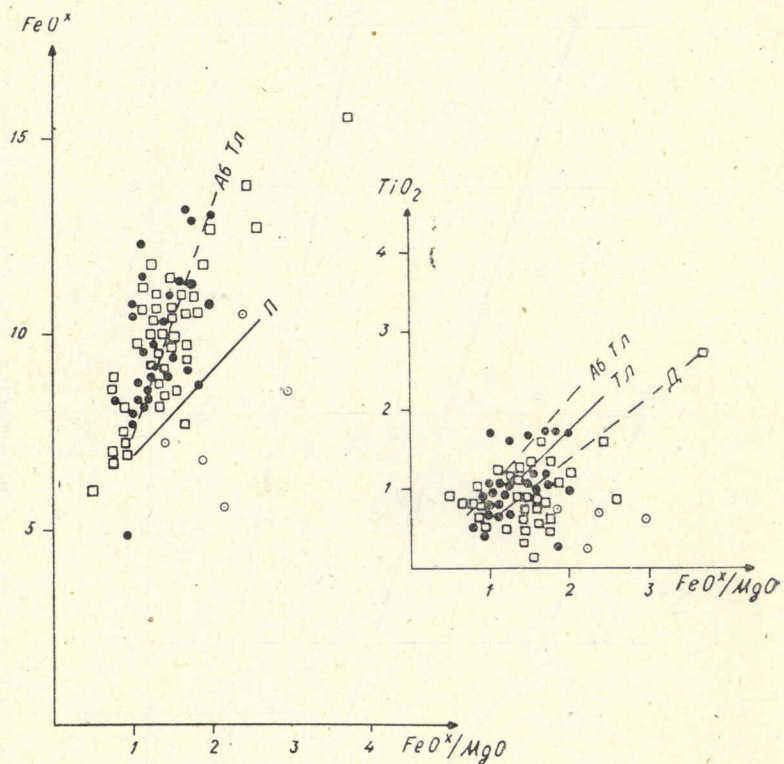


Рис. 12. Диаграммы $FeO^x : FeO^x/MgO$ и $TiO_2 : FeO^x/MgO$ для ниже- и среднеюрских базальтоидных вулкаников Заазазанской Кахети. Условные обозначения см. на рис. 9. Аб Тл — абиссальные толеиты, Тл — тренд дифференциации кахетинских толеитов, Д — то же для диабазов, П — тренд дифференциации порфиритов Абхазии

Особо выдержанными оказались спилит-диабазовые вулканики домер-раннетоарской фазы. Их стратиграфическое положение и объем почти идентичны в Абхазии, Казбегском районе и Заазазанской Кахети, прерываясь в Сванети и опускаясь стратиграфически несколько ниже (карикс) в Белоканском

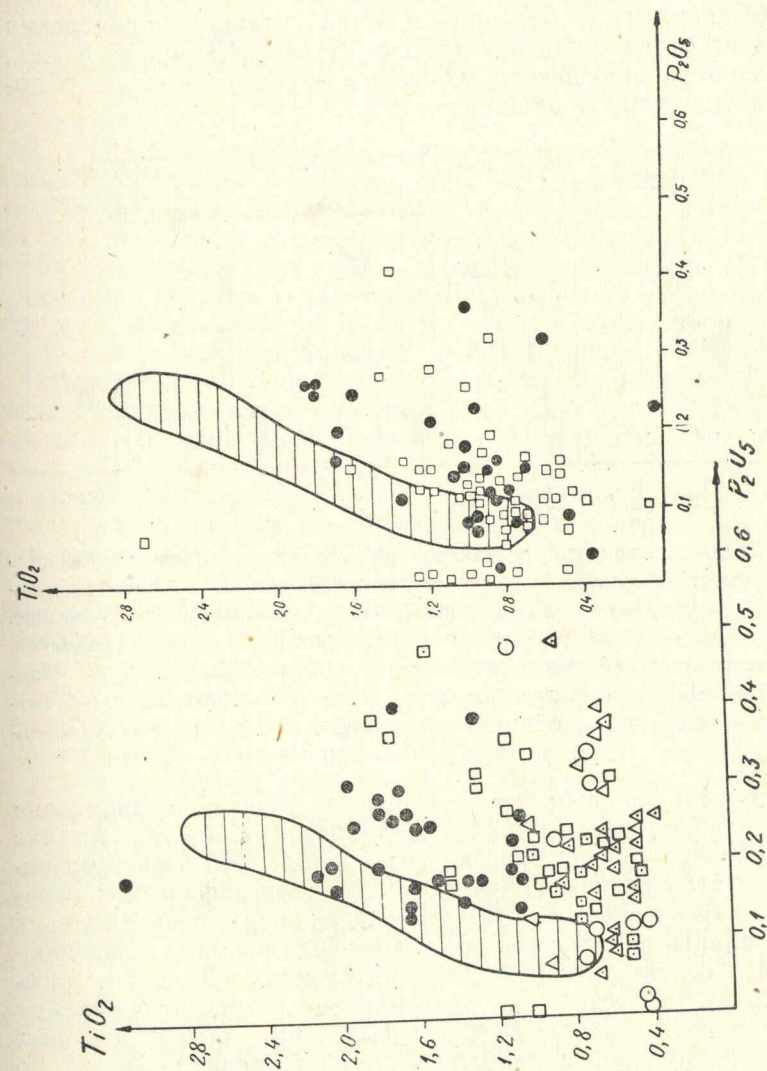


Рис. 13. Диаграммы TiO_2/P_2O_5 , а — Абхазия, б — Заазазанская Кахети. Условные обозначения см. на рис. 9.

районе. Сравнительно меньше выдержаны базальтоиды аален-байосской фазы вулканизма центральных зон геосинклинали (Чаухи, Шакриани). Зато в более южных подзонах синхронный вулканизм проявился интенсивнее в виде порфиритовой остроудужной формации (в восточной части она перекрыта молодыми отложениями). В Абхазии нижняя граница проявления вулканизма этого типа опускается в тоар (Беридзе и др., 1972), а по мнению некоторых исследователей — даже в домер (Топчишвили, Лобжанидзе, 1980).

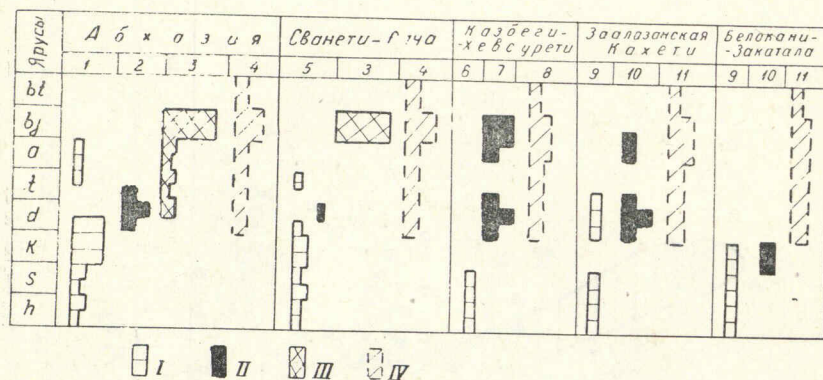


Рис. 14. Схема соотношений вулканитов разного типа в пределах Южного склона Большого Кавказа. I — спилит-кератофировые, II — спилит-диабазовые и III — порфириновые вулканиты, IV — диабазы субвулканические. Подзоны: 1, 5 — Главного хребта и Центрально-Абхазского поднятия, 6 — Дарьяльского и Гвелетского массивов, 9 — Стори-Тфанская, 2 — Чхалтинская, 7 — Цдо-Чимгисклдская, 10 — Панкиси-Лагодехская, 3 — Гагра-Джавская, 4, 8, 11 — центральные подзоны с развитием субвулканических диабазов

Наиболее сложным представляется выяснение диапазона распространения группы жильных диабазовых пород. Анализ разрезов ниже- и среднеюрских отложений показывает развитие пород этой группы почти на всех стратиграфических уровнях, начиная от синемюра до байоса включительно. Если к этому добавить факты наличия диабазовых пород в прорывающих лейас батских гранитоидных интрузивах (Дудаури, Тогоидзе, 1972), естественно, их верхнюю возрастную границу следует поднять хотя бы до бата. Выделение более молодых представителей группы диабазовых пород предполагается по весьма скудным радиологическим измерениям (Рубинштейн, Хуцаидзе, 1973) и единичным фактам пересечения диабазами смятых в складки ниже- и среднелейасовых отложений (Чихрадзе, 1980).

Представленная схема (см. рис. 14) иллюстрирует также характерные особенности латеральной зональности вулканизма. Так, вулканиты спилит-кератофировой формации всегда приурочены к структурам, сохраняющим в раннеюрское время тенденцию наименьшего погружения. В Абхазии, Сванети и Раче — это современные подзоны Главного хребта и Центрально-Абхазского поднятия (1,5)*, в Казбегском районе — подзона Дарьяльского и Гвелетского массивов (6), в Заалазанской Кахети и Белоканском районе — Стори-Тфанская подзона поднятия (9).

В противовес спилит-кератофировым, спилит-диабазовые вулканиты определенно тяготеют к подзонам с тенденцией наибольшего погружения, совпадающим в основном с домерским временем. В Абхазии это современная Чхалтинская (2), в Казбегском районе и Хевсурети — Цдо-Чимгисклдская (7), в Заалазанской Кахети — Панкиси-Лагодехская (10) подзоны. В эти же подзоны попадут аален-байосские эффузивы (после определенных палинспастических реконструкций).

Наиболее четко обособлены вулканиты порфиритовой формации, ограничиваясь от Абхазии до Юго-Осетии Гагрско-Джавской геотектонической зоной — северной периферией Закавказской островной дуги (3). И, наконец, группа жильных диабазовых пород распространена повсеместно, хотя максимальные их количества все-таки тяготеют к центральным подзонам геосинклинали (4, 8, 11).

Таким образом, приведенный анализ состава и геологической позиции вулканитов спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций дает возможность заключить, что их формирование связано с различными палеоструктурами окраинно-морского бассейна: первые из них приурочены к относительному поднятию, а вторые — опусканиям. Это различие обстановок подтверждается фациальными особенностями вмещающих вулканиты отложений (Беридзе, 1973; Беридзе и др., 1977).

При рассмотрении вопросов генезиса охарактеризованных выше спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций, принадлежащих раннегеосинклинали контрастной ассоциации, главной проблемой является происхождение пород кислой группы. При этом необходимым условием следует считать выделение совокупности главнейших характеристик, которые можно использовать при объяснении их генезиса. Возникает вопрос, являются ли кремнекислые породы продуктом дифференциации основной магмы, или же они возникли в результате ассимиляции материала коры.

* Приведенные в скобках арабские цифры обозначают номера подзон на рис. 14.

Рассматривая закономерности связей вулканических явлений со стадиями прогибания геосинклинали, Г. С. Дзоценидзе в ряде своих работ (Дзоценидзе, 1948, 1966, 1976) указал на приуроченность вулканогенов дацит-липаритового состава к зонам сочленения геосинклинали и срединного массива или и сравнительно жестким, обладающим тенденцией воздымания, участкам внутри геосинклинали бассейна. Применительно к раннеюрским вулканогенным формациям Южного склона Большого Кавказа в первую очередь заслуживает внимания пространственная и временная разобщенность пород спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций. Первые из них всегда приурочены к унаследованным геосинклиналям, а вторые — к троговым участкам геосинклинали. При этом во всех разрезах отчетливо фиксируется залегание пород спилит-кератофировой формации ниже базальтоидов спилит-диабазовой формации. Анализ внутреннего строения спилит-кератофировой формации показывает, что она или целиком сложена кислыми породами, или же наблюдается антидромная последовательность в извержениях с все более возрастающей ролью в верхней части формации среднекислых и основных членов.

Не менее важно отметить малую роль интрателлурических вкрапленников, в особенности же полное отсутствие пироксенов как в кислых, так и в основных членах спилит-кератофировой формации, значительное количество которых необходимо при допущении глубинной дифференциации базальтовой магмы.

Вышеотмеченное позволяет предположить ассимиляционное происхождение кислой магмы, питавшей спилит-кератофировую формацию. То, что образование кислых пород по времени совпадает с начальными стадиями прогибания раннеюрского геосинклинали бассейна (когда земная кора под ней не была значительно проницаемой) говорит о том, что базальтовая магма имела возможность задержаться в коре в промежуточных очагах. При этом следует подчеркнуть, что на большинстве участков геосинклинали, где вулканизм начался еще в синемюре, спилит-кератофировая формация сложена преимущественно среднекислыми членами. В Абхазии же, где извержения начались несколько позже (с плинсбаха), его продукты характеризуются изобилием кислых пород (собственно кварцевых кератофиров). Следовательно, можно допустить, что, чем больше задерживалась базальтовая магма в условиях коры, тем совершеннее протекали процессы ассимиляции. Сходную закономерность отмечали Э. Н. Эрлих и И. В. Мелексецев (1973) для четвертичных кислых вулканитов западной части Тихоокеанского кольца. Наблюдаемая антидромная последовательность извержений в спилит-кератофировой формации

Абхазии и Белоканского района позволяет предположить, что внутрикоровый магматический очаг, согласно представлениям А. Ритмана (1964), характеризовался двухъярусным строением.

Центры вулканизма, расположенные линейно в виде прерывистой цепочки, реконструируются по сгущениям на отдельных участках субвулканических тел кварцевых кератофиров, подстилающих эксплозивные брекчии и обладающих брекчиевидно-такситовыми структурами (Ломизе, 1969; Беридзе, 1973).

Начиная с домера геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа испытала интенсивное прогибание, что выражается накоплением мощных и однородных глинистых толщ. При общем растяжении в осевой зоне бассейна, под которой земная кора, вероятно, характеризовалась менее мощным гранито-метаморфическим слоем (субконтинентальный тип коры), раскрываются глубинные разломы, доставляя на дно бассейна толетовую базальтовую магму с образованием спилит-диабазовой формации.

Небезынтересно также проследить дальнейшую историю вулканизма рассматриваемого региона на протяжении аален-байоса.

В центральных частях геосинклинали, в пределах Казбегско-Лагодехской зоны, в аален-байосе вновь возобновляются трещинные излияния базальтоидов (район Чаухского массива, истоки р. Пшавской Арагви, г. Шаكريани). Здесь также установлено преимущественное развитие собственно эффузивной субфации в виде спилитовых шаровых и подушечных лав, сопровождающимися диабазовыми породами субвулканической фации. С трещинным характером излияний аален-байосских базальтоидов связаны щитовидные вулканы, характерные для вулканизма контрастных формаций.

Иная картина наблюдается в пределах Гагрско-Джавской зоны, где в домер-тоар-аалене начинаются слабые извержения базальтовых и андезит-базальтовых расплавов, перерастая в байосе в мощный «порфиритовый вулканизм» со свойственной ему высокой эксплозивностью и многовыходными хаотически расположенными вулканическими центрами. Одновременно в центральных частях сланцевой геосинклинали развивается силловая и дайковая фации этого вулканизма, представленная спиллитовыми и нормальными диабазами.

Таким образом, ясно вырисовывается связь домер-ранне-тоарского и аален-байосского базальтоидного вулканизма с центральными зонами геосинклинали Южного склона. «Порфиритовый» же вулканизм ограничивается пределами Гагрско-Джавской зоны (северная периферия Закавказской основной дуги).

Таблица 1

Химические анализы вулканитов спилит-кератофировой формации северо-западной части Абхазии

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.л.	Сумма
1	1031 пл	71,06	0,13	14,28	3,45	0,90	0,14	1,67	0,70	4,00	1,20	нет	0,06	0,08	2,44	100,11
2	385 пл	75,86	0,36	13,44	0,61	0,72	сл.	0,53	0,88	6,60	сл.	нет	0,11	нет	0,98	100,08
3	566 эф	68,91	0,23	13,09	1,07	1,50	0,07	5,22	1,01	4,30	1,10	нет	0,05	0,66	3,24	100,45
4	576 пл	68,67	0,23	12,74	1,67	1,52	0,03	4,05	1,36	4,48	1,40	сл.	0,04	0,14	4,06	100,39
5	1237	74,22	0,21	12,58	1,63	1,26	0,11	0,76	0,80	6,20	сл.	0,72	0,02	0,17	1,39	100,07
6	1253	73,89	0,22	13,09	0,15	2,16	0,11	0,82	1,47	6,50	0,60	нет	сл.	0,60	0,44	100,05
7	1147	72,05	0,33	15,25	0,25	1,68	0,06	0,67	1,51	3,99	1,82	0,10	0,45	0,34	1,44	100,28
8	1130	76,88	0,12	11,73	0,34	1,98	0,07	0,65	0,80	6,50	сл.	сл.	сл.	0,11	0,93	100,11
9	222	71,97	0,24	14,71	0,39	2,52	0,05	0,38	1,54	6,20	0,30	нет	0,09	0,04	1,38	99,81
10	1284	73,03	0,21	13,09	0,04	2,70	0,04	0,65	0,89	6,70	0,80	сл.	сл.	0,11	1,46	99,72
11	1342	63,07	0,25	14,63	0,30	3,35	0,10	6,36	1,85	3,60	1,76	нет	нет	0,03	4,59	99,62
12	1343	69,54	0,34	15,53	0,44	2,66	0,10	2,94	0,95	3,50	2,40	нет	нет	0,24	1,44	100,08
13	1345	67,37	0,36	15,53	0,61	4,03	0,14	1,75	2,57	4,40	0,86	нет	нет	0,13	2,23	99,94
14	1347	69,45	0,32	15,35	0,27	3,38	0,10	1,42	1,93	6,20	0,40	нет	нет	0,02	1,44	100,28
15	1376	76,44	0,23	11,48	0,55	2,60	0,07	0,66	1,12	5,00	нет	0,40	0,08	0,08	0,94	100,37
16	452	69,68	0,22	11,70	1,20	1,16	0,03	2,49	1,00	3,70	2,20	0,57	0,01	0,89	5,03	99,88
17	435	72,99	0,17	13,91	0,05	2,31	0,07	0,81	0,36	3,94	1,52	нет	0,44	0,28	2,57	99,97
18	529	70,65	0,23	12,50	1,96	1,44	0,03	3,25	1,22	4,40	0,80	нет	сл.	нет	3,30	99,78
19	508	49,14	0,88	15,87	2,40	6,92	0,10	7,55	8,76	4,18	сл.	нет	0,23	0,80	3,58	100,41

20	1378	54,77	0,77	19,03	1,91	6,23	0,17	1,62	5,04	6,66	нет	сл.	0,07	0,14	3,80	100,35
21	1362	49,52	0,42	20,22	1,23	7,92	0,21	2,18	7,44	6,00	сл.	сл.	нет	0,04	4,88	100,06
22	1381	55,55	0,72	16,99	2,12	6,30	0,28	4,45	4,91	4,60	0,30	сл.	0,34	0,09	3,19	99,84
23	1366	65,55	0,43	15,15	1,04	4,46	0,02	1,59	3,50	5,30	нет	0,67	0,13	0,21	2,09	100,08
24	474	47,56	1,17	15,44	1,93	8,92	0,19	6,34	4,46	4,75	0,32	0,68	0,46	0,52	7,36	100,10
25	536	55,00	0,70	16,33	2,38	5,40	0,17	4,67	3,25	5,60	0,40	нет	0,11	0,07	5,78	99,86
26	531	56,21	0,42	14,61	2,30	5,76	0,10	5,52	3,04	5,40	сл.	нет	0,12	нет	6,24	99,72
27	541	65,69	0,47	14,00	2,56	3,42	0,10	2,80	1,30	4,90	0,90	нет	0,12	0,06	3,42	99,74
28	434	48,54	1,60	15,99	3,21	11,97	0,19	1,48	6,19	3,08	0,16	нет	1,61	0,86	4,46	99,87
29	492	57,76	1,12	13,83	1,21	10,36	0,25	3,78	1,87	3,37	0,97	0,74	0,48	0,38	4,74	100,2

1,9 — пер. Алаштраху, субвулканит; 2 — хр. Анчо-Каменистая, субвулканит; 3 — хр. Гурджишка, лавный обломок в брекчии; 4 — хр. Гурджишка, лава; 5,6 — ущ. р. Белая, экструзивы; 7, 8 — водораздел рр. Бешта и Санчарка, эффузивы; 10 — верховья р. Санчарка, туфолава; 11 — 14 — верховья р. Санчарка, экструзив такситовый; 15 — верховья р. Санчарка, субвулканит; 16, 17 — левый приток р. Лашипсе, субвулканитические жилы; 18 — хр. Ахукдара, субвулканитическая жила; 19 — 22 — спилиты, 19 — хр. Гурджишка; 20 — 22 — ущ. р. Санчарка; 23 — туф кератоспилила, ущ. р. Санчарка; 24 — левый приток р. Лашипсе, туф спилита; 25, 26 — кристаллотуф кератоспилила, хр. Ахукдара; 27 — хр. Ахукдара, кератоспилит; 28, 29 — левый приток р. Лашипсе, варнолитовые жилы.

Аналитики: Л. Беридзе (566, 576, 578, 380, 1376, 452, 568, 1381, 1366), Г. Тархнишвили (1378, 1362, 1142, 1343, 1345, 1347), Ц. Лабарткава (1020, 1022, 1031), Э. Герсамя (1237, 1253, 1130, 1284),

М. Лодадзе (531, 536: 541, 1529) — ЦКЛ Грузгеологии; А. Латария (474, 443, 492, 1147, 435) — ГИИ АН ГССР.

Химический состав характерных вулканитов нижнеюрской шилит-кварц-кератофировой формации Центральной Абхазии

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.л.	Сумма
1	2170	74,46	0,27	12,53	1,15	1,18	0,02	2,49	1,09	4,32	0,61	нет	0,07	0,20	1,76	100,15
2	2196	66,47	0,30	16,32	1,77	0,90	0,03	4,10	1,55	5,10	1,10	сл.	0,05	0,81	2,31	99,81
3	2196	73,14	0,26	12,92	1,27	1,08	сл.	2,15	1,31	5,60	0,30	сл.	0,07	нет	2,16	100,26
4	2198	67,24	0,42	17,74	0,99	1,33	0,01	3,10	0,90	4,77	1,44	нет	0,11	0,22	1,66	99,94
5	2201	73,36	0,22	12,92	1,29	0,50	сл.	3,12	1,24	3,20	1,90	нет	0,03	0,73	1,75	100,26
6	2207	67,10	0,37	16,49	2,34	0,80	нет	2,05	0,69	5,70	1,90	сл.	0,14	нет	2,60	100,18
7	2208	75,34	0,21	13,74	0,46	0,51	0,01	2,03	0,29	4,32	1,51	нет	0,09	0,14	1,06	100,26
8	2316	72,44	0,22	13,60	0,98	1,62	сл.	0,86	1,08	7,20	0,36	нет	0,04	нет	1,42	99,82
9	2319	64,20	0,37	14,11	2,08	2,16	0,05	2,58	2,55	7,00	нет	нет	0,07	нет	4,72	99,89
10	2320	71,76	0,27	14,79	0,58	0,96	0,01	0,96	0,91	7,92	нет	0,34	0,14	нет	1,24	99,88
11	2324	75,74	0,09	11,05	1,87	0,81	0,05	2,05	0,17	3,70	1,50	нет	сл.	0,14	2,98	100,15
12	2350	52,65	0,70	18,19	3,76	5,94	0,21	4,42	0,64	3,80	2,30	сл.	0,11	0,82	3,44	99,98
13	2214	74,53	0,14	11,80	1,37	0,99	0,10	1,29	0,85	6,50	0,40	нет	сл.	0,48	1,88	100,23
14	2231	62,81	0,50	14,25	2,07	3,23	0,07	3,57	0,98	3,80	3,60	сл.	0,19	0,66	4,50	100,23
15	1784	62,59	0,77	19,50	0,44	3,79	0,07	0,98	1,73	4,94	1,60	0,34	0,45	0,58	2,18	99,99
16	1767	73,60	0,18	13,68	0,04	1,24	0,05	1,68	1,01	3,11	1,59	0,34	0,29	0,74	2,56	100,11
17	1618	72,57	0,12	15,48	0,17	0,94	0,02	1,12	0,50	3,16	2,47	0,40	0,18	0,48	2,40	100,01
18	1623	65,37	0,42	14,16	0,73	2,26	0,12	3,92	1,65	3,63	1,22	1,10	0,28	0,44	4,76	100,06
19	2519	73,68	0,50	11,83	1,19	1,80	0,03	1,94	1,44	3,20	1,70	сл.	1,13	1,18	1,36	100,00

5. М. А. Беридзе

20	2525	48,48	0,45	17,13	2,55	6,93	0,24	7,00	2,71	6,10	0,34	0,74	0,32	0,40	6,88	100,27
21	2867	72,24	0,30	14,26	0,57	1,08	0,03	1,90	0,48	5,80	1,00	сл.	0,06	0,30	0,90	99,92
22	2931	55,56	0,72	17,22	3,17	4,68	0,14	4,26	2,82	6,20	2,80	сл.	0,30	0,31	1,57	99,75
23	2933	75,23	0,16	12,80	0,59	1,35	0,03	0,67	0,72	4,80	1,70	сл.	0,02	0,41	1,27	99,75
24	2901A	72,79	0,17	13,22	0,93	1,62	0,03	1,12	1,29	4,30	2,10	сл.	0,02	0,28	1,86	99,73
25	2904A	63,74	0,35	14,4	1,83	1,53	0,10	4,71	1,12	3,10	2,20	сл.	0,09	0,78	6,66	100,22
26	2736	68,50	0,27	13,2	1,69	1,80	0,10	2,58	1,37	4,10	1,70	сл.	0,06	0,54	3,54	99,74
27	2740	68,49	0,24	12,8	0,63	3,06	0,07	2,35	2,50	3,20	2,00	сл.	0,04	0,49	3,83	99,77
28	2709	71,27	0,15	11,2	0,29	2,79	0,10	3,93	1,12	3,30	1,90	сл.	0,03	0,34	3,64	100,09
29	2506	72,06	0,15	11,0	1,73	0,29	0,11	4,07	0,66	3,60	1,09	0,88	0,12	0,40	4,08	100,23
30	2509	73,12	0,09	12,8	1,90	0,88	0,04	2,17	1,15	3,30	0,32	1,22	0,05	0,40	3,56	100,34
31	2520	78,92	0,19	10,96	0,50	1,77	0,03	0,34	1,23	3,25	0,82	0,20	0,13	0,42	1,10	99,86
32	2513	52,78	0,43	19,66	3,15	6,42	0,02	1,26	4,90	6,10	0,68	0,27	0,01	0,72	3,84	100,22

1—7 — уш. р. Сибиста, лавовые обломки из вулканических брекинг; 8—11, 29, 30 — уш. р. Ликим; 8, 11, 12, 29 — туфы; 9, 10, 30 — лавовые породы; 13, 14 — урочище Ачадара; 13 — таксиговая лава; 14 — лава; 15 — верховья р. Джампал, лава; 16 — уш. р. Западная Гумиста, туф; 17, 18, 26—28 — уш. р. Чедым, 17, 18 — туфы, 26—28 — лавовые обломки из брекинг; 19, 20, 31, 32 — хр. Ачамгвара, 19, 31 — туф, 20, 32 — лавовый обломок из брекинг; 21 — субвулканическое тело, уш. р. Восточная Гумиста; 22, 23 — г. Керванка — лава; 24, 25 — г. Хака, лава.

Аналитики: А. А. Латария, ГИН АН ГССР (1784, 1767, 1618, 1623, 2170, 2198, 2208, 2320, 2525, 2709, 1506, 2509, 2520, 2513) и Л. И. Беридзе, ЦКЛ Грузгеологии.

Таблица 3

Химический состав кварц-керагофировых вулканитов, связанных с нижнеюрскими отложениями верховьев рр. Бзыби и Ацгара

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	2039	64,53	0,45	15,31	0,94	5,58	0,10	1,10	2,77	5,90	0,80	сл.	0,23	0,27	2,23	100,21
2	2042	73,66	0,15	12,35	0,66	1,98	сл.	2,87	0,87	6,10	0,30	сл.	0,04	0,21	0,53	99,72
3	2692	65,51	0,62	14,26	1,31	4,14	0,10	2,22	2,80	6,00	0,30	сл.	0,16	0,19	2,35	99,96
4	2693	66,05	0,55	14,44	0,83	4,14	0,10	1,66	3,04	5,00	1,40	сл.	0,23	нет	2,62	100,06
5	2694	65,04	0,65	14,96	0,99	4,14	0,10	2,22	2,72	5,90	0,30	сл.	0,19	нет	3,06	100,27
6	1542	68,48	0,42	13,57	0,90	2,11	0,04	2,95	1,88	4,87	0,55	0,27	0,15	0,18	3,46	99,83
7	1968	71,51	1,07	11,13	1,82	3,78	0,14	1,32	2,38	3,90	0,30	сл.	0,34	0,47	2,09	100,25
8	1987	76,00	0,25	13,12	1,49	0,36	сл.	1,22	0,50	6,60	сл.	сл.	сл.	0,28	0,50	100,32
9	4329	72,14	0,28	18,96	1,65	0,07	0,01	0,59	0,25	3,36	0,40	нет.	0,16	0,11	2,41	100,22
10	4398	70,26	0,37	14,52	1,22	2,12	0,09	0,90	1,82	6,80	0,20	сл.	0,11	0,20	1,48	100,19

1,2 — хр. Аданге, субвулканическая пластовая жила; 3—5 — рудный участок Башкацара, туфы; 6 — рудный участок Башкацара, экструзив; 7 — истоки р. Малый Аданге, субвулканическая жила; 8 — ущ. р. Чегал, субвулканическая жила; 9, 10 — ущ. р. Большой Аданге, субвулканическая жила.

Таблица 4

Химические анализы кварц-керагофировых вулканитов верховьев р. Мрамба

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Сумма
1	2775	67,81	0,24	12,42	1,95	2,88	0,10	2,02	3,14	4,00	3,00	сл.	0,05	0,42	0,58	2,50	100,11
2	2776	66,96	0,27	12,28	1,53	3,06	0,10	2,00	3,08	5,20	2,70	сл.	0,05	0,46	0,53	1,43	99,65
3	2844	72,17	0,22	12,32	0,98	2,16	0,07	1,01	2,25	3,50	3,20	сл.	нет	0,40	2,36	0,48	100,12
4	2831	76,47	0,30	10,76	1,88	2,07	0,10	0,61	1,25	3,70	0,80	сл.	0,04	0,48	1,05	0,67	100,1

Анализы выполнены в ЦКЛ Грузгеологии, аналитик Л. И. Беридзе

Таблица 5

Химический состав вулканитов спилит-кератофировой формации верховьев рр. Долра-Гуличала

№ пп	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Влага	п.п.п.	Сумма
1	1808х	77,09	0,20	12,92	0,08	1,50	0,03	0,67	0,47	6,50	сл.	0,14	нет	0,12	0,29	99,89
2	1788х	75,52	0,17	11,73	1,49	2,80	0,10	0,45	0,95	5,10	сл.	0,11	сл.	0,24	1,35	100,01
3	1549х	71,25	0,25	12,58	3,50	2,72	0,07	0,78	1,51	4,00	0,20	0,14	нет	0,34	2,63	99,97
4	1777х	76,32	0,13	11,73	2,12	1,07	0,07	0,66	0,47	5,20	сл.	0,04	нет	0,25	1,72	99,88
5	1790хэ	79,90	0,21	11,80	0,26	4,52	0,07	0,50	0,63	5,00	сл.	0,08	сл.	0,14	0,94	100,05
6	1749х	82,79	0,11	9,76	0,61	0,40	0,03	0,45	0,63	4,05	0,20	0,02	нет	0,13	0,83	99,95
7	1747х	79,10	0,11	11,02	1,40	0,40	0,07	0,45	0,77	4,00	0,90	0,02	сл.	0,13	1,62	99,98
8	1781х	80,15	0,13	7,82	0,31	4,17	0,10	0,55	1,11	3,00	0,30	0,10	сл.	0,38	1,75	99,72
9	1612х	68,08	0,38	15,91	2,01	0,93	0,07	1,21	1,59	7,40	0,20	0,11	нет	0,22	1,60	99,71
10	5636	81,53	0,02	8,16	1,30	0,40	сл.	2,22	0,16	4,20	0,30	0,02	нет	0,03	1,58	99,92
11	5692	73,19	0,04	12,92	2,64	1,16	сл.	2,33	0,80	4,60	0,80	сл.	нет	0,09	1,51	100,08

1, 2, 4—8 — р. Лондлина; 3 — ущ. р. Гуличала; 10 — Мезерихеви; 11 — ущ. р. Тви-
 бери; 9 — р. Кынь. 1—4, 11 — кварцевые кератофиров; 5—8, 10 — окварцованные
 разновидности кварцевых кератофиров; 9 — альбитит роговниковой структуры.

Анализы выполнены в ЦКЛ Грузгеологии, аналитик Л. И. Беридзе.

Таблица 6

Химический состав вулканитов спилит-кератофировой формации ущ. р. Местначала

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Сумма
1	63—тл	70,35	0,43	14,86	0,23	3,24	0,07	2,80	0,96	5,80	0,15	0,14	нет	0,37	0,19	0,44	100,03
2	16—тл	67,60	0,40	14,62	0,31	4,03	0,11	3,03	1,04	6,30	0,50	0,15	0,36	0,33	0,78	0,56	99,76
3	35—тл	67,41	0,55	14,62	0,63	4,89	0,07	2,36	0,72	6,00	0,25	0,20	1,83	0,34	0,48	1,50	100,02
4	41—тл	75,02	0,16	13,06	0,71	1,51	0,04	2,25	0,72	5,60	0,40	0,05	нет	0,20	0,04	0,53	100,29
5	79—тл	75,08	0,13	12,92	0,08	1,94	0,04	2,35	0,16	6,30	0,15	0,06	нет	0,15	0,18	0,23	99,77
6	125—тл	66,25	0,65	13,94	1,64	4,97	0,24	1,57	1,83	4,60	0,75	0,15	нет	0,53	1,51	1,08	99,71
7	130—тл	67,43	0,38	14,86	0,63	4,46	0,11	1,36	1,91	4,50	1,70	0,15	нет	0,36	0,60	1,59	100,04
8	136—тл	66,42	0,48	15,30	0,63	4,46	0,07	1,14	2,07	5,00	1,80	0,20	нет	0,36	1,20	0,88	100,01
9	223—тл	74,83	0,24	13,16	0,24	1,94	0,04	0,58	1,04	5,80	0,90	0,06	нет	0,33	0,56	0,55	100,27
10	225—тл	74,02	0,23	13,26	0,15	2,30	0,04	0,58	0,72	7,30	0,15	0,06	нет	0,27	0,33	0,50	99,91

Анализы выполнены в ЦКЛ Грузгеологии, аналитик Н. Дзидзигури.

Химический состав спилит-кратофировых вулканитов из базальной толщи лейаса Верхней Рацы

№ пп	№ обр	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₃ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	S	Влага	п.п.п.	Сумма
1	2451	63,77	16,20	1,80	3,42	0,70	0,10	2,44	0,98	0,23	4,30	2,00	2,14	0,86	0,20	1,24	100,29
2	2452	66,10	17,00	1,05	3,07	0,50	0,08	2,96	0,56	0,18	4,80	2,20	нет	нет	0,01	1,33	99,84
3	2453	73,90	14,98	0,26	0,79	0,50	0,01	1,76	0,39	0,18	3,45	2,30	нет	нет	0,10	1,38	99,95
4	657	73,82	12,11	1,22	1,80	0,45	0,07	4,22	0,83	нет	4,60	0,18	нет	нет	0,29	0,37	99,98
5	2528	73,07	12,24	1,80	3,42	0,48	0,03	1,57	2,00	0,18	4,40	сл.	нет	нет	0,24	0,74	100,14
6	2430	57,97	23,20	0,90	2,16	0,80	0,10	3,77	0,90	0,18	4,20	3,90	нет	нет	0,24	1,56	99,88
7	1512	68,66	17,05	0,90	2,34	0,25	0,14	0,77	1,33	сл.	7,20	нет	нет	нет	нет	0,90	99,49

2451, 2452, 2453, 657 — ущ. р. Домбарула; 2528 — ущ. р. Зопхитура; 2430 — ледник Эдена; 1512 — ущ. р. Сакаура.

Анализы выполнены в ЦКЛ Грузгеологии, аналитик Ц. Касрадзе.

Химический состав пород спилит-диабазовой формации Горной Абхазии

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	2705	51,52	1,80	15,13	2,35	7,38	0,28	2,54	8,65	4,40	0,20	сл.	0,27	0,40	4,68	99,60
2	2084	53,36	1,50	18,27	2,80	4,32	0,45	1,10	6,59	6,80	нет	сл.	0,18	0,42	3,98	99,77
3	2090	48,64	1,97	17,09	4,28	5,40	0,50	1,21	7,30	6,60	0,20	сл.	0,31	0,75	4,79	100,04
4	2098	54,31	1,37	14,96	3,17	6,12	0,50	1,21	7,86	4,00	нет	сл.	0,18	0,43	5,55	99,66
5	2104	51,67	1,60	14,26	2,72	8,82	0,21	7,73	5,16	4,60	нет	сл.	0,25	0,27	2,59	99,88
6	2107	48,17	1,32	13,92	2,36	10,44	0,17	4,75	7,62	4,30	нет	сл.	0,18	0,61	5,89	99,73
7	2614	50,80	1,65	13,00	2,58	8,46	0,14	7,17	7,12	5,60	нет	сл.	0,13	0,48	2,96	100,09
8	2264	50,00	2,12	12,72	5,20	7,28	0,14	7,76	6,27	5,20	нет	сл.	0,19	0,19	3,13	100,20
9	2281	55,60	1,71	12,52	2,85	6,66	0,27	8,07	4,89	4,22	0,07	0,27	0,41	0,22	2,96	99,82
10	2286	50,94	1,30	15,21	3,91	8,86	0,29	6,13	5,31	5,17	нет	сл.	0,39	0,40	2,12	100,93
11	2284	55,19	1,07	13,60	6,63	6,12	0,10	0,97	3,33	5,70	нет	сл.	0,14	0,43	6,89	100,17
12	2357	54,65	1,12	17,00	3,25	6,12	0,10	3,45	4,41	4,80	нет	сл.	0,23	0,20	4,48	99,81
13	2581	47,69	1,72	16,83	3,65	7,92	0,14	2,11	8,48	4,00	нет	сл.	0,26	0,61	6,35	99,76
14	2490	48,05	2,07	19,14	2,72	8,19	0,17	1,78	4,88	6,60	нет	сл.	0,20	1,28	4,89	99,97
15	32x	47,58	1,68	14,09	6,68	4,81	0,27	5,09	8,65	3,11	0,07	0,47	0,14	0,26	7,62	99,92
16	19x	48,90	3,16	16,18	8,69	4,38	0,18	3,11	5,68	4,49	0,07	нет	0,19	0,16	4,52	100,36
17	20л	49,83	1,80	13,57	2,35	10,26	0,21	8,12	5,68	4,40	нет	сл.	0,29	0,20	3,04	99,75
18	58л	51,36	1,58	13,57	4,46	8,10	0,21	7,23	5,88	4,40	нет	сл.	0,25	0,29	2,53	99,96

19	104л	48,56	1,12	14,96	2,11	9,08	0,14	5,23	9,76	4,00	нет	нет	0,19	0,42	4,54	100,11
20	114л	49,31	1,70	14,26	3,06	2,46	0,21	5,56	8,08	4,20	нет	нет	0,30	0,43	4,33	99,90
21	185л	53,00	1,07	12,00	6,40	12,00	0,14	2,23	5,14	2,10	нет	нет	0,26	0,51	5,29	100,14
22	111л	52,52	1,80	15,30	2,42	7,54	0,18	1,29	7,64	4,50	нет	нет	0,20	0,60	5,98	99,97
23	103л	51,31	1,38	13,94	2,53	6,46	0,14	5,00	8,26	4,90	нет	сл.	0,15	0,60	5,26	99,99
24	141л	50,11	1,63	13,60	1,78	8,40	0,14	7,74	6,56	4,50	0,20	нет	0,17	0,40	4,38	99,61
25	2481	53,05	1,10	17,50	4,11	9,09	0,14	4,78	2,80	2,20	сл.	сл.	0,18	1,41	3,39	99,75
26	2590	48,35	1,67	13,17	2,34	8,82	0,14	8,40	10,00	3,30	нет	сл.	0,27	0,58	3,24	100,28
27	2582	47,70	2,05	17,90	2,90	7,74	0,10	4,11	5,60	6,30	нет	сл.	0,17	1,05	4,10	99,72
28	2237	51,60	1,42	10,71	2,83	7,56	0,25	7,47	7,47	4,70	сл.	сл.	0,14	3,15	3,25	99,60
29	2670	47,57	1,15	17,54	2,11	7,20	0,17	9,68	7,92	3,00	нет	сл.	0,18	нет	3,60	100,12
30	2696	45,95	1,90	16,28	5,43	4,86	0,10	5,45	7,04	5,20	0,30	сл.	0,47	0,16	6,48	99,62
31	2652	51,40	1,75	19,83	2,35	7,38	0,10	7,01	3,68	3,10	нет	сл.	0,37	0,43	2,57	99,97
32	2600	47,72	1,96	18,35	4,75	6,71	0,16	2,86	6,63	4,90	0,07	нет	0,26	0,74	4,50	99,61

2075, 2084, 2090, 2098, 2104, 2107, 2614 — ущ. р. Зап. Скеу. 2264, 2490, 2237 — ущ. р. Вост. Скеу. 2284, 2286 — ущ. р. Чамагара. 2357, 2581, 32х, 19х — ущ. р. Шап-зия. 20л, 58л, 104л, 114л, 185л — ущ. р. Ашимхур. 103л, 111л, 141л — балки западнее Ашимхурисхеви. 2481, 2670, 2652 — рудный участок Башкапара. 2590, 2582, 2600 — ущ. р. Шапарт.

Аналитики: Л. И. Беридзе, Н. С. Дзидзигури (103л, 111л, 141л) — ЦКЛ Грузгеоло-гии, А. А. Латария (2281, 2286, 32х, 19х, 2600) — ГИН АН ГССР.

Таблица 9

Химический состав вулканитов спилит-диабазовой формации Хевсурети (Колотани-Чингислдинский комплекс, ущ. р. Джуга)

№ пп	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	7018	44,96	0,66	13,94	0,71	9,90	0,10	9,10	11,43	3,00	нет	нет	сл.	0,35	5,51	99,70
2	7032	41,92	0,94	15,31	1,90	6,53	0,24	11,70	4,03	5,00	0,90	нет	0,14	0,38	10,69	99,68
3	7036	53,02	0,94	16,00	1,05	8,97	0,07	3,07	4,48	7,70	0,30	нет	0,19	0,34	3,89	100,02
4	7040	49,01	0,90	14,42	1,75	8,97	0,24	7,30	9,36	4,00	0,30	нет	0,09	0,74	2,88	99,69
5	7041	46,92	0,90	14,54	2,88	8,35	0,24	5,60	9,68	4,20	0,30	нет	0,02	0,55	5,49	99,67
6	7042	55,64	0,80	16,35	1,50	3,73	0,10	5,08	4,10	7,70	сл.	нет	сл.	0,40	4,27	99,67
7	7045	50,93	0,80	15,33	2,85	5,95	0,17	6,67	7,61	5,00	нет	нет	сл.	9,41	3,96	99,68
8	7049	50,98	сл.	17,99	0,17	8,18	0,24	2,21	7,48	6,20	0,20	нет	нет	0,58	5,43	99,66
9	7069	48,25	1,08	14,09	3,45	8,47	0,17	7,94	7,38	4,00	нет	нет	0,13	0,44	3,65	99,65
10	7079	53,47	0,82	16,87	2,05	4,30	0,07	2,22	7,30	7,20	нет	нет	0,05	0,61	4,68	99,64
11	4308	46,64	0,54	16,79	4,14	6,71	0,24	9,24	6,83	3,11	0,07	нет	нет	0,26	5,66	100,27
12	4320	49,66	0,73	15,66	3,64	6,86	0,27	10,77	4,17	4,87	нет	нет	0,15	0,06	3,30	100,14
13	4322	52,12	9,96	15,13	4,41	5,11	0,31	7,21	6,70	5,07	нет	нет	0,42	0,16	2,64	100,24
14	4365	48,46	0,70	17,23	2,59	5,40	0,27	8,10	4,64	4,88	нет	нет	0,13	0,42	7,26	100,08
15	4371	56,08	0,72	18,00	2,56	3,94	0,12	3,07	4,78	7,03	нет	нет	0,24	0,16	3,30	100,15

1, 10 — ущ. р. Цкаростави; 2—9 — ущ. р. Циривлованискали; 1, 4, 9 — диабазы субвулканической фации; 3, 6, 10 — варнолиты; 8 — спилит; 2, 5, 7 — эффузивные диабазы с кальцит-хлоритовыми выделениями и мидаллинами; 11, 12 — диабазы из ущ. р. Архотистеле (субвулканическая фация); 13 — р. Архотистеле; 14, 15 — р. Нарванискали — варнолиты собственно эффузивной фации.

Анализы выполнены в ЦКЛ Грузгеологии, аналитик Л. И. Беридзе и в ГИН АН ГССР, аналитик А. А. Латария (11—15).

Химический состав вулканитов спилит-

№ сп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	3996	49,40	2,25	13,60	1,14	11,55	0,31	10,30
2	3999	51,10	1,28	15,30	1,00	8,68	0,24	9,94
3	3460	52,32	1,27	16,77	4,16	9,19	0,27	3,18
4	3463	50,50	1,30	17,65	1,94	10,90	0,17	1,78
5	3671	149,90	1,65	15,30	0,47	9,00	0,28	4,08
6	3672	50,74	1,63	15,37	1,13	8,82	0,28	6,23
7	3691	47,32	2,26	16,32	1,42	10,08	0,28	4,94
8	3718	53,07	1,48	14,96	0,56	8,64	0,50	3,98
9	3732	50,00	1,18	13,84	1,26	8,28	0,25	6,65
10	3720	48,00	1,28	16,05	2,10	7,38	0,18	10,62
11	3744	50,35	1,20	13,84	1,91	7,56	0,21	9,97
12	3943	50,30	1,73	14,45	0,75	7,92	0,21	8,48
13	3753	51,53	1,50	17,44	0,83	8,26	0,35	2,58
14	3790	50,15	1,80	14,45	1,41	4,68	0,14	9,65
15	3431	45,65	1,20	18,50	3,28	9,69	0,14	2,01
16	3443	43,95	1,20	18,90	0,87	13,13	0,17	1,45
17	4100	54,00	1,50	15,98	4,97	5,31	0,10	1,78
18	4101	46,30	0,95	17,70	0,89	6,45	0,14	8,95

1—4 — уралитизированные лабрадорские диабазы, связанные с нижней частью циклаурской свиты; 5—12 — уралитизированные альбитовые базальтоиды, связанные с верхней частью циклаурской свиты: 5—10 — собственно эффузивная фация, старый отрезок ВГД; 11 — отрезок ВГД между с. Цдо (с. Циклаури) и р. Сакецети (субвулканическая фация); 12 — ущелье р. Блотасцкали (собственно эффузивная фация); 13ю18 — альбитовые базальтоиды без пироксена и уралита: 13, 14, 17, 18 — базальтоиды, связанные с верхней частью циклаурской свиты; 14—18 — базальтоиды собственно эффузивной фации; 13 — субвулканический диабаз отрезка ВГД между с. Цдо и р. Сакецети; 14, 17, 18 — Девдоракский рудный участок; 15, 16 — окрестности с. Гвелети.

Таблица 10

диабазовой формации ущелья р. Терек

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	п.г.п.	Сумма
5,85	2,70	сл.	0,27	нет	0,19	—	2,10	90,76
6,34	3,00	сл.	0,19	сл.	0,24	—	2,35	99,66
4,93	1,73	0,55	0,43	нет	0,36	—	4,68	99,84
6,50	1,20	1,10	0,15	нет	0,60	1,60	4,50	99,89
8,34	5,00	сл.	0,43	нет	0,28	1,17	3,81	99,71
6,93	4,80	сл.	0,46	нет	0,25	1,51	2,24	100,30
7,17	4,50	0,15	0,43	нет	0,20	1,65	3,31	100,03
6,31	4,60	сл.	0,39	нет	0,34	1,18	3,92	99,93
8,26	4,50	сл.	0,28	нет	0,27	1,24	4,13	100,14
7,56	2,40	0,80	0,29	нет	0,33	0,67	2,50	100,16
7,24	3,80	сл.	0,29	нет	0,13	1,15	2,48	100,13
5,37	5,00	0,40	0,31	0,90	0,35	1,10	3,55	99,92
5,53	6,30	0,50	0,37	нет	0,30	1,54	2,68	99,71
2,96	6,00	2,20	0,43	нет	0,30	0,70	5,16	109,03
8,00	3,70	сл.	0,15	0,45	0,99	2,15	4,15	99,61
9,45	3,60	сл.	0,14	нет	0,30	0,88	5,60	99,64
4,30	4,00	1,40	0,17	7,70	0,50	—	5,40	99,72
5,70	4,10	сл.	0,14	нет	0,29	—	8,05	99,66

Анализы выполнены в лаборатории ГИН АН ГССР (аналитик А. А. Латария 1—4, 17, 18) и ЦКЛ Управления геологии ГССР (аналитики Н. С. Дзидзигури 5—14 и Г. Тархнишвили 15, 16).

Таблица 11

Химический состав пород спилит-диабазовой формации Заалазанской Хахеги

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	п.п.п.	Сумма
1	3140	47,20	1,00	16,00	5,52	3,96	0,18	7,41	7,75	4,50	0,20	0,08	1,42	0,54	3,47	2,14	99,95
2	3122	49,00	0,88	14,52	4,10	4,68	0,18	9,28	7,20	4,30	0,20	0,09	0,28	0,61	2,81	2,00	99,85
3	3134	48,62	0,78	16,70	2,35	10,26	0,11	0,66	10,04	3,40	0,20	0,12	сл.	0,40	4,33	1,95	59,92
4	3142	48,66	1,03	16,63	2,43	6,48	0,18	8,06	7,36	4,00	0,20	0,14	сл.	0,43	3,04	1,27	59,91
5	3141	49,10	0,85	13,92	2,04	6,12	0,21	9,83	7,75	4,30	нет	0,16	сл.	0,44	2,71	2,61	100,04
6	3143	49,15	0,75	14,27	2,44	5,76	0,18	8,72	7,83	4,90	0,20	0,15	нет	0,45	2,63	2,54	99,97
7	4194	49,11	1,68	12,53	9,82	4,23	0,22	8,16	6,83	3,78	нет	0,16	0,54	0,28	—	2,76	100,10
8	4196	47,66	1,68	12,44	8,86	3,06	0,21	10,42	7,32	3,52	нет	0,20	0,27	0,08	—	4,36	100,08
9	4206	48,98	0,96	14,87	8,05	4,08	0,28	11,56	7,08	1,66	0,07	0,07	сл.	0,20	—	2,40	100,26
10	4204	51,52	1,05	13,39	8,37	3,79	0,20	8,89	6,67	3,52	0,40	0,18	сл.	0,10	—	2,18	100,26

3140, 3122, 3134, 3142, 3144, 3143 — ущ. р. Стори; 4194, 4196 — ущ. р. Лагодехисхеви; 4206, 4204 — ущ. р. Шромисхеви.

Таблица 12

Химический состав диабазовых пород северо-западной части Абхазии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	1493	48,97	0,42	17,79	4,50	4,25	0,10	5,54	5,55	5,80	нет	нет	0,20	0,04	7,04	100,26
2	397	50,15	0,48	16,74	2,68	5,40	0,10	7,32	8,14	4,34	сл.	сл.	0,19	0,69	3,51	99,74
3	385	51,71	0,77	16,40	2,23	6,56	0,10	6,61	5,53	5,16	сл.	нет	0,23	0,17	3,61	99,68
4	378	51,35	1,03	16,25	2,11	7,82	0,17	7,66	5,04	5,00	0,20	нет	0,21	0,28	2,91	99,78
5	1087	48,72	0,82	18,19	1,08	6,48	0,10	4,39	5,52	5,80	нет	нет	0,20	0,24	8,16	99,78
6	1082	49,91	0,70	17,85	1,00	6,12	0,10	5,32	5,72	5,66	нет	нет	0,20	0,06	7,04	99,68
7	721	52,80	0,35	15,95	1,59	7,64	0,14	6,30	5,69	4,30	2,20	сл.	0,39	0,34	2,52	100,21
8	376	48,86	0,75	16,05	1,94	7,64	0,10	7,49	8,31	3,70	сл.	сл.	0,13	0,61	4,31	99,89
9	377	47,46	0,90	17,09	1,91	7,37	0,10	9,49	7,32	3,70	сл.	нет	0,16	0,07	4,25	99,82
10	1438	42,03	0,43	17,61	1,04	9,14	0,42	8,31	6,51	3,70	сл.	нет	нет	0,02	10,76	99,97
11	1446	47,29	1,00	15,75	2,35	8,71	0,31	7,99	8,75	3,40	сл.	нет	сл.	0,05	4,41	100,01
12	1049	51,81	0,71	15,38	3,14	7,31	0,21	7,38	7,00	2,41	нет	1,00	0,23	0,14	3,40	100,11
13	1050	46,96	1,11	18,02	2,29	8,82	0,21	6,24	7,56	2,41	нет	0,71	0,21	0,16	5,04	99,74
14	1058	43,78	0,58	16,66	1,13	11,88	0,32	6,51	12,21	1,40	нет	нет	0,23	0,12	4,86	99,68
15	551	51,57	1,86	17,00	2,59	8,72	0,07	8,08	4,14	3,70	0,80	нет	0,39	0,12	0,90	99,94
16	1470	50,72	0,60	15,73	5,39	6,88	0,21	10,16	6,25	2,80	0,20	нет	0,31	0,22	0,76	100,23
17	1279	46,62	0,99 ^b	19,11	1,70	6,25	0,17	9,60	9,91	2,56	0,20	нет	0,17	0,22	2,65	100,15
18	1353	50,51	1,19	16,20	1,14	8,42	0,17	8,55	7,05	4,00	сл.	нет	нет	0,03	2,51	99,74

1—6 — альбитовые диабазы, 7 — альбит-биогитовый диабаз участка Макрагела, кутыкхская свита, 8—11 — частично альбитизированные диабазы, 12—18 — уральско-лабораторные диабазы. 1—6, 8—14 — диабазы, связанные с агагской свитой. 15 — диабаз, связанный с лашинской свитой. 17, 18 — диабаз, связанный с авадхарской свитой. 16 — диабаз, связанный с палеозойскими кристаллическими сланцами пер. Магана.

Аналитики: Ц. А. Лабарткава (1087, 1082, 1050, 1058), Г. Тархнишвили (1438, 1446, 1353), Л. И. Беридзе — ЦКЛ Грузгеологич. Б. Кобишвили (1279) — АН ГССР.

Химический состав пород диабазовых субформаций, связанных с сорской свитой центральной и восточной частей Абхазии

п/п №	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Сумма
1	2542	49,54	0,87	17,40	2,55	5,09	0,13	3,61	6,38	5,67	0,68	нет	0,39	0,25	—	7,16	99,75
2	2566	54,48	1,55	14,56	4,27	7,50	0,17	2,67	1,36	6,40	0,60	0,50	0,48	0,60	1,88	2,32	99,74
3	2541	64,14	0,77	14,09	1,86	7,47	0,24	1,01	1,34	5,90	0,50	сл.	0,18	0,39	1,44	0,17	100,10
4	2552	49,44	0,77	14,69	4,07	5,12	0,24	10,45	6,51	4,50	0,30	сл.	0,14	0,34	1,49	2,11	100,17
5	2849	49,67	0,52	13,57	3,30	5,58	0,14	6,17	9,68	5,80	0,20	сл.	0,08	0,50	0,73	3,77	99,71
6	5831	49,70	0,45	12,75	5,72	3,31	0,18	7,19	8,96	4,80	нет	нет	0,08	0,40	3,13	3,09	99,69
7	5829	48,98	0,65	13,19	6,21	3,46	0,17	6,23	10,56	4,20	нет	нет	0,13	0,17	3,58	2,15	99,65
8	2873	50,45	0,77	19,21	3,34	6,12	0,14	1,01	6,53	7,00	0,40	сл.	0,15	0,54	1,60	2,62	99,88
9	2439	45,38	0,60	18,27	4,03	5,97	0,14	4,35	7,33	4,41	0,96	нет	0,20	0,80	—	7,32	99,76
10	2230	44,77	0,90	19,04	5,83	6,57	0,10	11,43	4,72	1,80	1,80	сл.	сл.	0,32	0,74	1,96	99,98

1—4 — альбитовые диабазы балки Обургвани; 3 — кварц-альбитовый диабаз окр. сел. Сакени; 5—7 — альбитовые диабазы ущ. р. Мрамба; 8 — альбитовый диабаз урочища Коткот (верховья р. Вост. Гумиста); 9 — альбит-биотитовый диабаз ущ. р. Кодори; 10 — авгит-биотит-лабрадорный диабаз урочища Ачадара.

Аналитики: Л. И. Беридзе (ЦКЛ Грузгеологии), А. А. Латария (2542, 2439) — ГИН АН ГССР.

Химический состав диабазов верховьев р. Кодори

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Сумма
1	1853	50,66	0,92	13,92	4,16	9,00	0,24	9,64	7,01	2,00	1,20	сл.	0,18	нет	0,19	0,77	99,89
2	1852	49,00	0,58	17,22	3,58	5,58	0,16	11,40	6,28	2,00	0,50	нет	0,16	нет	0,86	0,82	100,14
3	1855	49,77	1,30	14,96	4,14	8,10	0,21	10,46	7,09	2,30	сл.	сл.	0,30	нет	0,76	0,72	100,11
4	2129	50,34	1,25	15,66	4,34	5,13	0,10	11,36	5,92	2,90	0,90	сл.	0,31	0,12	0,49	0,03	99,85
5	2673	55,85	1,47	13,97	1,86	4,50	0,07	8,57	5,68	4,30	1,4	сл.	0,19	0,79	0,09	1,08	99,76
6	2535	49,34	1,14	14,79	3,78	8,52	0,21	9,68	6,30	2,95	0,96	0,27	0,36	0,14	—	1,54	99,98
7	2540	49,68	1,12	16,00	2,15	7,20	0,31	9,88	5,97	3,70	1,20	сл.	0,34	0,28	0,93	0,99	99,75
8	2785	49,15	1,42	15,13	3,75	7,20	0,17	10,10	6,53	3,80	0,60	сл.	0,18	0,26	0,34	1,28	99,81
9	2788	47,57	0,65	15,56	4,37	5,04	0,17	10,33	7,42	3,00	1,90	сл.	0,20	0,59	1,67	1,22	99,71
10	2858	48,57	0,75	18,44	2,51	4,77	0,17	10,10	5,57	4,60	1,10	сл.	0,14	0,28	1,01	0,89	99,70
11	2859	52,91	1,02	13,94	2,16	7,92	0,17	7,97	6,61	4,80	0,60	сл.	0,23	0,20	0,65	0,95	100,13
12	1942	52,80	0,40	14,26	1,07	11,34	0,28	3,01	5,32	3,20	0,40	сл.	0,27	3,63	0,30	3,43	99,71
13	1946	51,80	1,15	14,61	2,06	11,97	0,32	3,44	6,25	2,20	0,30	нет	0,27	3,78	0,30	1,44	99,89
14	1956	52,88	0,72	14,26	1,78	11,52	0,32	2,68	6,56	2,40	0,26	нет	0,27	4,27	0,17	1,88	99,97
15	1918	49,65	0,82	14,79	2,09	8,46	0,17	10,96	7,48	2,60	0,60	сл.	0,24	1,06	0,06	0,80	99,78
16	1907	48,57	0,65	15,87	2,00	7,92	0,17	10,80	6,70	2,80	1,46	нет	0,22	1,00	0,08	1,40	99,64
17	1927	52,06	0,85	15,13	2,16	6,66	0,17	11,82	5,32	4,00	сл.	нет	0,19	0,58	0,14	0,78	99,86

Уралитовые диабазы: 1853, 1852, 1855, 2129 — ущ. р. Клыч; 2673, 2535, 2540 — во-
драздел рр. Сакени и Гвандра; 2785, 2789 — пер. Хвараш; 2858, 2859 — балка Хи-
сантби (диабазы, связанные с породами кристаллического субстрата); 1942, 1946,
1956 — порфиры рудного участка Твибрашери; 1918, 1907, 1927 — уралитово-
лабрадорные диабазы истоков рек Твибрашери и Генцвиши.

Аналитики: Л. И. Беридзе — ЦКЛ Грузгеологии, А. А. Латария (2535) — ГИН АН ГССР.

Химический состав пород диабазовой субформации верховьев р. Риони

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	п.п.п.	Влага	Сумма
1	552	46,86	0,71	14,63	2,70	6,23	0,11	10,26	9,52	3,88	0,70	0,23	0,13	3,60	0,70	100,26
2	2468	49,42	0,75	15,64	1,99	9,36	0,20	6,15	6,58	5,00	нет	0,07	1,26	3,38	0,13	100,44
3	627	47,94	0,71	19,02	1,41	6,27	0,17	5,92	5,75	5,31	1,42	0,38	0,07п	5,04	0,78	100,19
4	665	51,60	1,44	15,80	1,65	5,84	0,12	5,64	8,49	5,90	0,15	0,16	—	2,60	0,24	99,63
5	685	52,22	0,80	15,58	0,90	4,82	0,11	6,48	11,97	4,20	0,40	0,46	сл.	2,12	0,20	100,26
6	928	59,72	0,73	19,20	0,17	6,33	0,06	2,59	1,74	6,20	0,12	0,64	нет	2,08	0,24	99,82
7	2495	50,48	0,55	18,02	1,21	9,54	0,17	7,35	1,99	6,00	нет	0,18	нет	4,11	0,29	99,89
8	585	47,42	2,00	16,84	0,20	7,83	0,12	5,32	8,18	4,30	1,20	0,74	0,54	4,56	0,28	99,93
9	988	50,40	1,60	18,86	1,25	5,58	0,12	4,82	6,10	5,57	1,40	0,37	сл.	3,48	0,20	99,75
10	9921	48,78	1,71	18,65	1,88	6,15	—	6,40	4,40	6,30	0,10	—	нет	5,66	0,40	100,43
11	2544	47,36	1,06	17,96	1,26	9,24	0,21	6,48	7,29	3,24	нет	0,70	0,37	4,12	0,24	99,90
12	1697	54,06	2,43	15,20	2,70	10,10	0,05	3,41	6,25	2,90	0,12	—	0,23	2,14	0,14	99,63
13	789	48,17	1,84	17,10	2,06	7,10	0,13	6,51	11,30	3,05	0,65	—	0,29	1,56	нет	99,54
14	778	48,47	2,00	14,62	2,35	9,18	0,28	6,33	10,68	2,80	0,86	0,41	0,62	1,10	0,20	99,90

1 — участок Талахани, 2 — местн. Квакани, 3 — балка Татарсахлису, 4, 5 — балка Квайшура, 6 — альбитовый порфирит участка Деруша, 7 — балка Часахтоми, 8 — местн. Чарикваби, 9, 10 — пер. Вацисвери, 11 — пер. Гезевек, 12 — ущ.

р. Домбарула, 13, 14 — уральтовые диабазы, связанные с Эденским массивом.

Аналитик О. Ф. Размадзе, ГИН АН ГССР.

Химический состав диабазовых пород, связанных с сорской свитой Рачи

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	п.п.п.	Влага	Сумма
1	1595	51,20	1,25	15,30	1,56	8,82	0,21	5,57	7,21	4,00	1,64	0,09	нет	2,32	0,28	99,45
2	1858	53,12	1,90	13,86	1,70	9,18	0,14	3,95	3,55	4,00	нет	0,30	0,40	6,92	нет	99,42
3	1420	46,07	1,00	16,15	2,04	7,56	0,25	7,78	6,72	1,84	5,00	0,39	0,21	4,09	0,53	99,63
4	1421	49,45	0,75	10,88	2,12	5,58	0,17	10,71	12,36	2,00	2,54	0,25	0,32	3,00	нет	100,13
5	1122	47,04	1,70	16,66	2,41	6,03	0,25	8,69	8,05	2,80	1,72	0,73	0,34	3,21	0,55	100,18
6	2330	49,39	0,75	18,12	1,27	5,98	0,18	4,05	13,31	2,64	0,18	нет	0,34	2,66	0,67	99,54

1 — сел. Поигети; 2 — сел. Лихети; 3, 4 — ущ. р. Ходжора; 5 — ущ. р. Болеура; 6 — ущ. р. Рицеула.

Аналитик — Ц. Л. Лабаргвава, ЦКЛ Грузгеологии.

Химический состав диабазов Ассинского комплекса ущелий рр. Терек и Асса

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Влага	п.п.п.	Сумма
1	7110	53,70	0,90	14,09	1,60	8,97	0,10	8,89	5,32	3,10	1,00	0,54	нет	0,20	1,66	100,07
2	7113	53,90	0,90	13,77	1,28	8,68	0,10	8,57	5,63	3,30	1,20	0,18	сл.	0,30	1,85	99,66
3	3996	49,40	2,25	13,60	1,14	11,55	0,31	10,30	5,85	2,70	сл.	0,27	нет	0,19	2,10	99,76
4	3999	51,10	1,28	15,30	1,00	8,68	0,24	9,94	6,34	3,00	сл.	0,19	сл.	0,24	2,35	99,66
5	3460	52,32	1,27	16,77	4,16	9,19	0,27	3,18	4,93	1,73	0,55	0,43	нет	0,36	4,68	99,84
6	3463	50,50	1,30	17,65	1,94	10,90	0,17	1,78	6,50	1,20	1,10	0,15	нет	0,60	6,10	99,89
7	79ч	50,88	1,37	15,30	2,83	8,97	0,24	8,31	5,41	3,50	0,70	0,42	нет	0,16	2,49	99,98
8	90ч	48,90	0,90	18,89	3,39	4,95	0,17	8,75	6,53	2,80	0,50	0,23	нет	0,24	3,98	99,63
9	94ч	51,04	1,37	16,32	3,85	6,39	0,28	9,09	4,06	3,50	0,20	0,40	нет	0,23	3,03	99,76
10	93ч	51,42	1,12	14,28	6,67	7,10	0,24	7,20	6,12	3,20	0,20	0,26	нет	0,17	3,63	99,62

1, 2 — диабазы, секущие Дарьяльский массив; 3, 4 — диабазы, связанные с нижней частью циклаурской свиты северной периферии Дарьяльского массива; 5, 6 — диабазы, связанные с нижней частью циклаурской свиты южной периферии Гвелетского массива; 7—10 — диабазы, связанные с циклаурской свитой ущ. р. Асса.

Аналитики: А. А. Лагария (3396, 3999, 3460) ГИН АН ГССР; Г. Тархнишвили (3463) и Л. И. Беридзе ЦКЛ Грузгеологии.

Химический состав пород диабазовой субформации разных районов Южного склона

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	п.п.п.	Сумма
1	2166к	47,70	1,30	17,30	3,43	11,70	0,07	1,57	6,56	3,30	0,30	0,19	0,33	3,91	0,44	2,23	100,00
2	2168к	49,85	1,38	17,40	2,83	9,54	0,07	1,45	6,56	4,30	0,20	0,21	нет	3,59	0,36	2,13	99,87
3	17тл	44,37	0,93	16,66	1,23	11,23	0,35	5,58	8,53	2,50	1,60	0,17	нет	2,53	0,47	3,52	99,67
4	5787	49,47	0,90	14,28	6,10	2,32	0,14	8,62	6,00	4,50	1,30	0,36	нет	2,52	0,17	3,00	99,80
5	5858	50,32	0,50	17,00	6,63	3,89	0,21	8,45	4,72	2,80	0,50	0,22	нет	1,81	0,24	2,05	99,79
6	5856	56,14	0,80	16,49	6,30	1,95	0,14	4,78	1,24	4,80	2,60	0,27	нет	2,39	0,40	1,31	99,61

1,2 — диабазы из Тушети; 3 — урлигово-лабораторный диабаз из ущ. р. Местначала; 4 — диабаз ущ. р. Ингури, южнее диаской серии; 5 — диабаз окрестностей с. Шроша; 6 — диабаз окрестн. с. Боряти (5, 6 — диабазы, залегающие в среднеюрской тетроидной толще).

Аналитики: Н. С. Дзидзигури и Л. И. Беридзе (4, 5, 6) — ЦКЛ Грузгеологии.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

С охарактеризованными выше вулканическими формациями тесно связаны вулканогенно-обломочные образования трех основных типов: вулканотерригенный, тефрогенный и гиалокластогенный. При этом каждый из названных типов тяготеет к вулканитам определенного состава и генезиса. Так, липарито-дацитовые вулканиты (спилит-кератофировая формация), образовавшиеся в результате извержений пелейского типа в субаэральных и прибрежно-морских обстановках, сопровождаются вулканотерригенными и, частично, тефрогенными осадками. С вулканитами базальтоидной порфиритовой формации, для которой характерно большое количество эксплозивного материала (страмболианский тип), связаны мощные толщи стратифицированных тефрогенных осадков. Сравнительно бедна вулканическими обломочными породами спилит-диабазовая формация, образовавшаяся в результате трещинных излияний в относительно глубоководной обстановке; в ассоциации с вулканитами этой формации в незначительном количестве развиты лишь гиалокластогенные осадки.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ НИЖНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ

Связь вулканотерригенных осадков с липарито-дацитовыми вулканитами наиболее четко проявляется в абхазской части Южного склона Большого Кавказа. Анализ состава базальных конгломератов (нижнелашипсинская подсвита) по всей полосе их развития выявляет интересные особенности. Базальные конгломераты лашипсинской свиты верховьев р. Бешта на 85% состоят из галек кварца, которые вместе с обломками кристаллических сланцев принадлежат к породам древнего кристаллического субстрата; гальки кварцевых кератофиров отмечаются редко. Однако западнее, в верховьях рр. Лашипсе и Охубьрдзех, вплоть до водораздела рр. Авадхара и Мзымта в составе базальных конгломератов господствующее место занимают гальки кварцевых кератофиров, количество же материала размыва древнего гранитометаморфического комплекса сильно уменьшается.

Наблюдения в пределах современных выходов пород гранитометаморфического комплекса, служащих субстратом для раннеюрских отложений, показывают, что они местами прорваны субвулканическими жильными телами кварцевых кератофиров. При этом, последние по составу идентичны кварц-ке-

ратофировым вулканитам, залегающими в раннеюрских отложениях. Поэтому вполне естественно допустить, что в области развития кристаллического субстрата в синемюре и, возможно, еще в геттанге извергалась липарито-дацитовая магма, в результате эрозии и абразии продуктов которых формировались мощные пачки конгломератов и гравелитов, переполненные гальками кварцевых кератофиров.

Стратиграфически выше базальных пачек в песчаниках верхнелашипсинской подсвиты (поздний синемюр-ранний плинсбах) наблюдается повышенное количество эффузивного кварца, свидетельствующее также о продолжавшемся размыве кислых эффузивных пород. Аналогичного состава песчаники вышеследующей авадхарской вулканогенной свиты (карикес-ранний домер). Важно отметить, что состав внутриформационных конгломератов и конгломерато-брекчий лашипсинской и авадхарской свит, пространственно всегда тяготеющих к вулканогенным пачкам, также указывает на преимущественный размыв кварц-кератофировых эффузивов, а в незначительном количестве — и песчано-глинистых пород лейасового же возраста.

Следующий этап проявления липарито-дацитового вулканизма и связанных с ним вулканотерригенных осадков — поздний тоар, когда формировались флишоидные отложения ахейской свиты. Однако вулканотерригенные осадки в этой свите развиты лишь локально. Так, в пределах района Ахейского ртутного месторождения свита имеет максимальную мощность (300 м) и сложена переслаиванием песчаников, алевроитов и сланцеватых аргиллитов. Толсто- и среднеслоистые, средне- и крупнозернистые песчаники этой свиты здесь в большом количестве содержат зерна эффузивного кварца с хорошо сохранившимися «разъеденными» формами, не носящими заметных следов механической обработки. Как в западном, так и в восточном направлении от района месторождения, свита фациально замещается более маломощными тонкостратифицированными отложениями аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые состоят главным образом из материала размыва пород древнего гранито-метаморфического комплекса.

Таким образом, можно полагать, что продукты кислых вулканических извержений, приблизительно синхронных осадконакоплению, имели прерывистое распространение и лишь местами служили основным источником для вулканотерригенных осадков ахейской свиты. Мощность слагающих ее слоев кластических осадков здесь сильно повышена; последние характеризуются рядом особенностей, свойственных флишевым осадкам (вертикальная сортировка материала, наличие косослон-

стых и конволютных интервалов, следы синседиментационных деформаций и др.) и свидетельствуют о способе их отложения в результате деятельности турбидных потоков.

О значительной роли материала кислых (липарито-дацитовых) эффузивов в формировании вулканотерригенных осадков ранней юры свидетельствует также их химический состав. В химических анализах песчаников лашипсинской, авадхарской и ахейской свит (табл. 19, 20) в первую очередь привлекает внимание содержание SiO_2 , колеблющееся от 76,5 до 87% (среднее содержание — 80,44%). Содержание Al_2O_3 низкое — 5,8—10,96% (среднее — 8,4%). Количество Na_2O и K_2O изменяется соответственно с увеличением или уменьшением в песчаниках количества кислых плагиоклазов и серицит-мусковита.

Детальное изучение раннеюрских песчаников других районов Южного склона Большого Кавказа (Чихрадзе, 1969, 1979; Беридзе, 1970, 1973) показало, что они сложены главным образом кластическим материалом размыва пород древнего гранито-метаморфитового комплекса, кварц-кератофировый же вулканогенный обломочный материал в их составе или отсутствует, или же играет незначительную роль. В этом отношении показательны химические анализы этих песчаников (табл. 21, 23) и их сравнение с химическими анализами песчаников северо-западной части Абхазии.

Выясняется, что среднее содержание SiO_2 в песчаниках Абхазии минимум на 8—9% больше, чем в песчаниках других районов. Важно подчеркнуть, что глинистые сланцы Абхазии и других районов южного склона по содержанию SiO_2 почти идентичны.

В связи с рассматриваемым вопросом об аномально высоком содержании SiO_2 в песчаниках Абхазии заслуживает внимания сравнение средних составов древнего кристаллического субстрата с раннеюрскими песчаниками и глинистыми сланцами из различных районов Южного склона Большого Кавказа. Известно, что в составе кристаллического субстрата Рачи и Сванети по сравнению с Абхазией кислые породы преобладают над основными. Однако расчеты средних составов кристаллического субстрата этих районов были проделаны без учета указанных количественных соотношений (табл. 22, 24, 25). Несмотря на это, средний состав песчаников и глинистых сланцев Рачи и Сванети приближается к среднему составу пород субстрата этих же районов. Разница при таком сравнении для абхазской части Южного склона получается значительной (содержание SiO_2 почти на 7% больше в песчаниках и глинистых сланцах).

Все это служит дополнительным доводом в пользу того, что источником кластического материала для осадков ранней

Таблица 19

Химический состав песчаников авадхарской и лашипсинской свит

№ пп	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	SO_3	P_2O_5	Влага	п.п.п.	Сумма
1	1245	77,67	0,50	9,80	1,31	3,86	0,14	0,61	1,42	сл.	1,90	0,58	0,06	0,25	2,00	100,12
2	1329	82,00	0,23	9,71	0,85	1,88	0,10	0,43	0,96	1,60	1,00	сл.	0,05	0,12	1,20	100,13
3	300	82,00	0,21	10,54	0,62	0,44	сл.	0,49	0,46	сл.	3,00	сл.	0,08	0,38	2,10	100,32
4	160	85,80	0,30	7,64	0,53	0,98	сл.	0,49	0,75	1,30	1,20	сл.	0,02	0,20	0,90	100,11
5	170	87,03	0,10	6,26	0,52	0,72	0,07	0,49	1,08	1,60	0,08	сл.	0,04	0,38	0,60	99,69
6	403	75,55	0,23	9,71	1,36	4,40	0,14	1,13	2,80	2,18	0,70	сл.	0,12	0,25	1,59	100,15
7	413	76,49	0,26	10,56	0,92	2,06	0,07	2,05	1,08	1,74	1,60	сл.	0,08	0,13	2,51	99,94
8	505	79,00	0,22	9,71	2,49	1,62	0,07	0,43	1,33	1,66	1,20	0,20	0,09	0,23	1,43	99,68
9	408	82,43	0,23	7,44	0,35	1,52	0,07	1,76	1,08	2,35	0,50	0,20	0,06	0,27	1,53	99,79
10	—	80,44	0,25	8,40	1,14	2,13	0,07	1,00	1,05	0,95	1,04	0,18	0,11	0,33	2,95	100,06

1 — ущ. р. Белага; 2 — верховья р. Санцарка; 3—5 — водораздел рр. Авадхара и Мзымта; 6—9 — левый приток р. Лашипсе.

Аналитик Л. И. Беридзе (ЦКЛ Грузгеологии).

Химический состав песчаников ахейской свиты

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	933	77,79	0,32	8,86	1,47	3,24	0,07	0,79	0,73	0,20	1,05	0,52	0,07	0,46	4,92	100,48
2	939	84,00	0,24	6,06	1,15	0,81	0,07	1,93	0,81	сл.	0,86	0,37	нет	0,26	4,00	100,50
3	943	81,00	0,23	7,87	2,04	1,60	0,03	0,83	0,60	0,52	1,04	сл.	0,15	0,48	3,50	99,89
4	979	77,24	0,17	7,37	2,12	3,42	0,07	0,98	1,12	0,20	0,40	эл.	0,07	0,10	6,36	99,62
5	976	79,45	0,31	8,87	0,14	2,88	0,03	0,71	1,00	0,90	0,65	0,35	0,04	0,49	4,49	100,31
6	972	77,85	0,29	8,88	0,41	3,06	0,10	1,00	0,89	0,70	1,20	0,39	0,06	0,51	4,87	100,21
7	968	81,00	0,25	5,81	2,40	2,00	0,07	1,64	0,96	0,50	0,54	сл.	0,20	0,20	4,14	99,71
8	966	81,23	0,31	7,32	0,85	1,80	0,70	1,32	0,89	0,80	0,80	0,51	0,80	0,33	4,13	100,47

1—3 — 70-я штольня, 4—8 — 83-я скважина.

Аналитик Л. И. Беридзе (ЦКЛ Грузгеологии)

Химический состав позднейасовых песчаников сорской свиты Центральной и Восточной Абхазии

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Сумма
1	1672	75,56	0,57	11,65	0,64	2,70	сл.	1,32	1,04	2,60	2,10	сл.	0,11	0,48	1,19	0,23	100,19
2	1603	74,20	0,65	13,92	1,18	0,27	нет	0,89	0,39	2,00	2,80	сл.	0,12	0,58	1,78	1,44	100,22
3	2724	71,55	0,47	11,38	1,93	5,22	0,03	1,01	1,85	1,90	1,20	сл.	0,11	0,61	1,08	1,69	100,03
4	1630	77,00	0,52	10,34	3,47	0,80	0,03	1,32	0,79	2,20	1,80	сл.	0,07	0,36	0,72	0,50	99,95
5	2418	73,44	0,40	8,90	1,82	3,84	0,07	2,33	1,60	1,80	0,90	сл.	0,13	0,63	1,27	2,94	100,07
6	2417	74,23	0,50	9,91	1,21	3,51	0,03	2,05	1,16	2,00	1,10	сл.	0,23	1,39	0,84	1,67	99,83
7	2443	73,08	0,52	11,61	2,18	1,62	0,03	1,27	1,08	2,50	2,20	сл.	0,16	1,39	0,88	1,19	99,71
8	2455	73,33	0,57	11,71	1,14	2,20	0,07	1,78	1,14	2,10	2,40	сл.	0,13	1,22	0,35	1,49	99,62
9	2351	75,21	0,62	11,19	1,07	2,60	0,03	0,86	1,06	2,20	2,10	нет	0,05	0,70	1,61	1,03	100,27
10	2805	73,92	0,42	12,50	1,22	2,52	0,07	1,01	1,04	2,70	2,10	сл.	0,05	0,43	0,68	1,03	99,62
11	2840	74,88	0,37	10,26	0,70	2,70	0,03	1,12	1,29	3,10	2,60	сл.	0,06	0,45	1,19	0,92	99,67
12	2798	74,69	0,37	10,93	1,63	2,88	0,07	1,13	1,33	3,00	1,70	сл.	0,09	0,50	0,62	1,54	99,18

1, 2 — уш. р. Западная Гумиста; 3 — уш. р. Ахипо; 4 — уш. р. Чедым; 5—8 — уш. р. Кодори; 9 — уш. р. Ликим; 10, 11 — уш. р. Мрамба; 12 — уш. р. Наивал.

Аналитик Л. И. Беридзе (ЦКЛ Грузгеологии).

Таблица 22

Средние химические составы пород нижней юры и кристаллического субстрата северо-западной части Абхазии

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.
1	17	80,44	0,25	8,40	1,14	2,63	0,07	1,00	1,05	0,95	1,04	0,18	0,11	0,33	2,95
2	11	57,58	0,58	20,21	2,74	4,82	0,12	0,84	2,03	1,49	3,38	сл.	0,19	0,63	5,18
3	28	69,01	0,41	14,30	1,99	3,47	0,09	0,92	1,54	1,22	2,21	0,09	0,15	0,48	4,06
4	12	59,84	0,55	18,86	2,53	4,78	0,20	0,73	3,82	2,19	2,59	0,26	0,21	0,38	3,10
5	6	51,80	1,40	16,45	2,19	8,05	0,20	7,38	6,47	2,66	0,74	0,65	0,40	0,15	2,17
6	22	55,55	0,80	1,76	2,53	6,49	0,17	7,04	5,50	3,06	0,73	0,44	0,21	0,16	1,91
7	5	64,28	0,26	17,87	0,99	1,87	0,08	5,22	1,77	3,78	0,91	0,38	0,34	0,15	1,85
8	5	70,11	0,29	15,04	0,55	2,11	0,06	3,24	1,44	3,71	1,39	0,66	0,20	0,21	1,34
9	14	71,92	0,24	13,45	0,88	2,07	0,07	0,71	1,21	5,26	0,86	0,33	0,04	0,25	1,95
10	44	62,44	0,47	16,88	1,65	3,81	0,12	4,05	3,13	3,18	1,40	0,43	0,24	0,22	2,05
11	59	67,18	0,35	15,16	1,26	2,94	0,09	2,38	2,17	4,22	1,13	0,38	0,14	0,23	2,00

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники и глинистые сланцы; 4 — слюдяные и слюдисто-хлоритовые кристаллические сланцы; 5 — полевошпатовые амфиболиты; 6 — амфиболиты все, включая окварцованные разности; 7 — гнейсовидные кварцевые диориты; 8 — плагиогранит-гнейсы; 9 — кварцевые кератофиры; 10 — среднее пород субстрата; 11 — среднее пород субстрата и кварцевых кератофилов.

Таблица 23

Химический состав ниже- и среднеюрских песчаников Верхней Рачи

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	351	69,04	0,50	13,76	3,04	0,34	0,20	2,55	0,72	3,15	1,26	0,34	0,35	0,54	4,30	100,09
2	314	69,22	0,48	13,62	1,40	0,96	0,18	2,25	1,01	3,63	1,22	0,61	0,35	0,42	4,78	100,13
3	1903	74,18	0,50	7,38	6,15	1,13	0,04	1,50	1,36	1,98	2,06	0,54	0,34	0,44	2,68	100,28
4	389	71,10	0,53	10,21	2,35	5,42	1,29	0,60	2,30	2,10	1,03	0,27	0,30	0,12	2,56	100,18
5	392	72,88	0,61	14,08	2,17	0,65	0,06	0,45	1,30	2,79	1,46	0,47	0,26	0,28	2,52	99,98
6	33	74,04	0,50	11,68	0,12	3,96	0,09	0,90	2,02	3,07	0,56	0,54	0,71	0,08	1,84	100,11
7	1732*	69,44	0,50	10,48	0,79	7,50	0,11	3,90	1,08	1,47	1,16	0,13	0,39	0,08	1,30	100,29
8	Ср.	71,41	0,51	11,60	2,28	2,85	0,27	1,59	1,39	2,59	1,25	0,41	0,38	0,25	2,85	100,35

1,2 — хр. Молиса, 3 — ущ. р. Лухунисцкали, 4, 5 — хр. Модрекила, 6 — хр. Мамих-дон, 7 — ущ. р. Чвешура, 8 — среднее песчаников Верхней Рачи.

Аналитик А. А. Латария (ГИН АН ГССР).

* В анализе 1732 содержание S=1,96.

Средний химический состав характерных пород нижне- и среднеюрской сланцевой серии Верхней Рачи и ее предполагаемого питающего субстрата

№ пп	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.л.
1	11	58,49	0,77	19,95	1,31	4,70	0,08	0,53	2,08	1,54	3,86	0,08	0,17	0,36	4,58
2	7	71,41	0,51	11,60	2,28	2,85	0,27	1,59	1,39	2,59	1,25	0,41	0,38	0,25	2,85
3	18	64,95	0,64	15,77	1,79	3,77	0,17	1,06	1,73	2,06	2,55	0,24	0,28	0,30	3,71
4	19	58,64	1,03	17,18	1,67	6,05	0,16	1,87	2,65	1,76	2,57	0,58	0,18	0,25	1,74
5	7	70,70	0,33	14,35	0,21	2,79	0,03	1,84	0,74	3,87	3,45	0,10	0,11	0,43	0,36
6	17	59,99	0,56	18,04	1,31	3,89	0,08	5,40	2,42	3,64	1,74	0,42	0,12	0,91	0,41
7	43	63,11	0,64	16,52	1,06	4,24	0,09	3,03	1,93	3,09	2,58	0,36	0,13	0,53	0,83

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — среднее глинистых сланцев и песчаников;
4 — кристаллические сланцы; 5 — микроклиновые граниты; 6 — кварцевые диориты;
7 — среднее кристаллических сланцев и гранитоидов.

Средние химические составы пород нижней юры и ее предполагаемого питающего субстрата некоторых районов Большого Кавказа

№ пп	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.л.
1	17	80,44	0,25	8,40	1,14	2,13	0,07	1,00	1,05	0,95	1,04	0,18	0,11	0,33	2,95
2	11	57,58	0,58	20,21	2,74	4,82	0,12	0,84	2,03	1,44	3,38	ст.	0,19	0,63	5,16
3	7	71,41	0,51	11,60	2,28	2,85	0,27	1,59	1,39	2,59	1,25	0,41	0,38	0,25	2,85
4	11	58,49	0,77	19,95	1,31	4,70	0,08	0,53	2,08	1,54	3,86	0,08	0,17	0,36	4,58
5	10	72,70	0,39	12,30	0,77	2,90	0,06	1,50	1,50	1,95	1,68	0,48	0,34	0,73	2,76
6	30	57,46	0,77	21,41	2,48	4,90	0,08	0,79	1,88	1,17	3,95	0,33	0,44	0,38	4,65
7	28	69,01	0,41	14,30	1,59	3,47	0,09	0,92	1,54	1,22	2,21	0,09	0,15	0,48	4,06
8	18	64,95	0,64	15,77	1,79	3,77	0,17	1,06	1,73	2,06	2,55	0,24	0,28	0,30	3,71
9	40	65,08	0,08	16,85	1,62	3,90	0,072	1,14	1,69	1,56	2,82	0,40	0,39	0,55	3,70
10	44	62,44	0,47	16,88	1,65	3,81	0,12	4,05	3,13	3,18	1,40	0,43	0,24	0,22	2,05
11	59	67,18	0,35	16,16	1,26	2,94	0,09	2,38	2,17	4,22	1,13	0,38	0,14	0,23	2,00
12	43	63,11	0,64	16,52	1,06	4,24	0,09	3,03	1,93	3,09	2,58	0,36	0,13	0,53	0,83
13	56	63,41	0,61	18,19	1,37	4,60	0,07	1,12	1,74	2,57	4,04	0,33	0,22	0,22	1,64

Абхазия: 1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 7 — песчаники и глинистые сланцы; 10 — породы кристаллического субстрата; 11 — то же плюс кварцевые кератофиры. Рача: 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы; 8 — песчаники и глинистые сланцы; 12 — породы кристаллического субстрата. Сванети: 5 — песчаники; 6 — глинистые сланцы; 9 — песчаники и глинистые сланцы; 13 — породы кристаллического субстрата.

Примечание: материал по Сванети заимствован из работы Г. А. Чихрадзе (1979).

юры в абхазской части геосинклинали южного склона, где раннеюрский вулканизм проявлен наиболее интенсивно, в значительной мере служили вулканические постройки липарито-дацитового состава, формирование которых происходило синхронно с осадконакоплением, начиная с синемюра а, возможно, и с геттанга. Появление этих построек в прибрежно-морских и наземных обстановках создавало условия для интенсивного их размыва, приведшего на ряде участков к полному вытеснению материала размыва древних кристаллических комплексов и накоплению вулканотерригенных осадков.

КЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ В СРЕДНЕЮРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩЕ

Выходы байосской вулканогенной толщи приурочены к двум геотектоническим единицам на территории Грузии: Гагрско-Джавской и Грузинской глыбе (Гамкрелидзе, 1966), которые маркируют обширный бассейн на северной окраине Понтийско-Закавказской островной дуги (Адамия и др., 1977). На южном краю бассейна (рис. 15) располагалась размываемая суша — Закавказская островная гряда (ЗОГ). К северу, в тыловой части дуги находился Гагрско-Джавский придуговой бассейн (ГДПБ), переходивший далее на север в относительно глубоководную часть окраинного моря Большого Кавказа, грузинскую часть которого будем называть Местия-Лагодехским бассейном (МЛБ). Окраинное море Большого Кавказа севернее сочленяется с широкой полосой шельфа Восточно-Европейского континента (ШВЕК).

Для целей палеовулканологических и палеоседиментационных реконструкций использовались наблюдения по имеющимся выходам порфиритовой серии, а при отсутствии последних, вслед за предыдущими исследователями (Кахадзе, 1947; Зесашвили, 1964; Ломизе, 1974) делались определенные допущения (преимущественно это относится к юго-западной и восточной частям зоны). Выделялись площади развития стратифицированных вулканокластических и грубых собственно эффузивных (прижерловых) фаций и строились палеофациальные разрезы через наиболее интересные районы вулканической зоны. Полученная в результате этих построений информация дала возможность наметить внутри бассейна локальные депрессии (котловины), расположенные между вулканическими постройками, а также оконтурить шельфы вулканокластических осадков на окраинах бассейна.

В западной части вулканической зоны (Северо-Западная Абхазия), на окраине ГДПБ (рис. 16, а) развит мощный (до

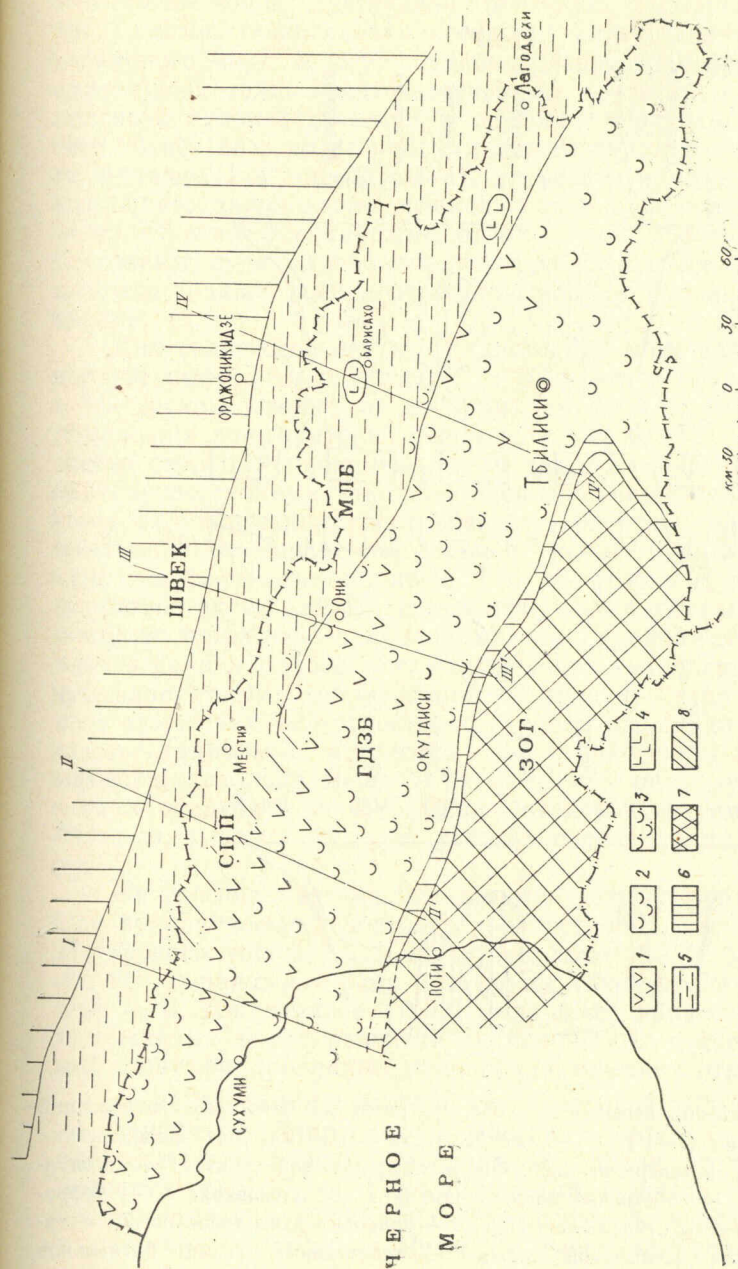


Рис. 15. Палеофациальная схема Грузии для байосского века.

1 — порфиристые вулканы собственно эффузивной фации, 2 — пирокластиты, 3 — тейфиды, 4 — эффузивы толеитовых базальтов, 5 — терригенные осадки, 6 — шельфовая полоса, 7 — суша, 8 — подводное поднятие. ШВЕК — шельф Восточно-Европейского континента, МЛБ — Местия-Лагодехский бассейн, СПП — Свететское

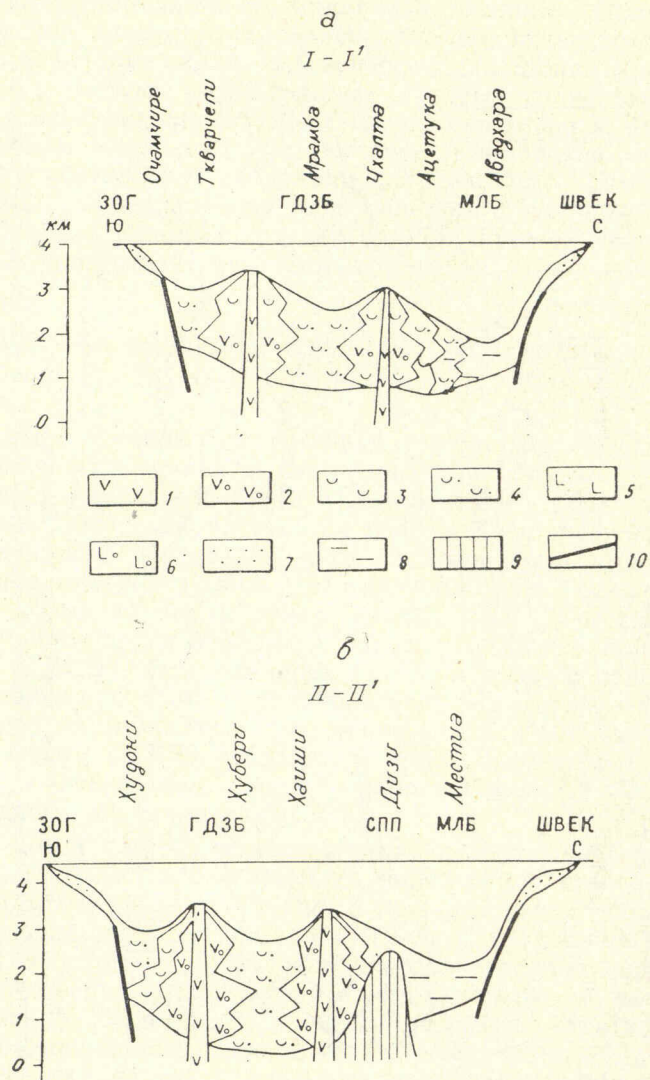


Рис. 16. Палеофациальные схематические разрезы байосских отложений: а — для Абхазии (I—I'), б — для Сванети (II—II') без палинспастики и с некоторой генерализацией. Фации порфиритовой серии: 1 — субвулканическая, 2 — собственно эффузивная, 3 — взрывная, 4 — тэфроидная, 5 — толенты субвулканические, 6 — шаровые лавы толентов, 7 — терригенные осадки шельфовой зоны, 8 — терригенные осадки батинальной зоны, 9 — подводные поднятия фундамента, 10 — конседиментационные разломы

2000 м) шлейф ритмично стратифицированных вулканокластических отложений ацетукской подсвиты (Джанелидзе и др., 1972), замещающихся терригенными кластическими осадками окраинного моря. К югу от района распространения стратифицированных толщ преимущественным развитием пользуются лавовые, лавокластические и грубоагломератовые фации, а еще южнее них, по нескольким пересечениям в восточной части Абхазии (ущ. р. Мрамба), реконструируется небольшая котловина, заполненная исключительно вулканокластическими четко стратифицированными отложениями. На южном борту котловины, судя по эффузивным и грубоагломератовым накоплениям, также располагалась подводная вулканическая постройка.

Для сванетской части вулканогенной зоны наиболее достоверную информацию получаем в результате анализа разрезов в Ингурском ущелье, по которому имеются почти сплошные обнажения порфиритовой серии (рис. 16, б). По выходам ритмично стратифицированных толщ здесь намечаются несколько палеодепрессийных участков, расположенных между эффузивными вулканическими постройками. При этом наличие седиментационных депрессий можно констатировать для всех отрезков байосского времени. Так, в котловине, намеченной в окрестностях с. Хаиши, седиментационная обстановка формирования терригенного флиша аалена продолжает существовать в раннем байосе, когда происходит накопление пачек вулканокластических образований. Ритмично стратифицированные отложения окрестностей с. Хубери отражают обстановку седиментационной депрессии среднебайосского времени. И, наконец, довольно мощная ритмичная толща вулканокластических осадков полосы Худони-Магана, датируемая поздним байосом, хорошо выявляет условия седиментации этого периода.

Интересная картина чередования депрессионных и подводных вулканических построек реконструируется и восточнее Ингурского ущелья, в междуречье Хобисцкали и Цхенисцкали, где выражением этих обстановок следует считать выделенные Т. В. Джанелидзе (1969) несколько субпараллельно расположенных полос развития вулканических центров и площадей стратифицированных вулканокластических отложений.

В центральном сегменте вулканической зоны (Раца-Осети, периферии Дзирульского массива) имеются два выхода вулканических пород прижерловой фации раннебайосского возраста (рис. 17, а). Первый, южный, в ущелье р. Джджора между поселком Кваиса и г. Они и второй, северный, в полосе высокогорных массивов Чутхаро-Самерцхле-Купра. Они сложены мощными пачками шаровых лав, лавокластолитов и гру-

рых агломератов. Заслуживает внимания постепенная смена к северу, т. е. в сторону Местия-Лагодехского бассейна (МЛБ) окраинного моря Южного склона Большого Кавказа (уш. рр. Сакаура, Бодаура, Будзгори, Лухунисцкали), вулканокластических отложений вулканотерригенными и терригенными ритмично стратифицированными (Беридзе, 1970). Не менее интересными являются выходы вулканокластических стратифицированных толщ среднего и верхнего байоса в северо-восточной части Юго-Осети (уш. р. Паца), взаимоотношения этих толщ

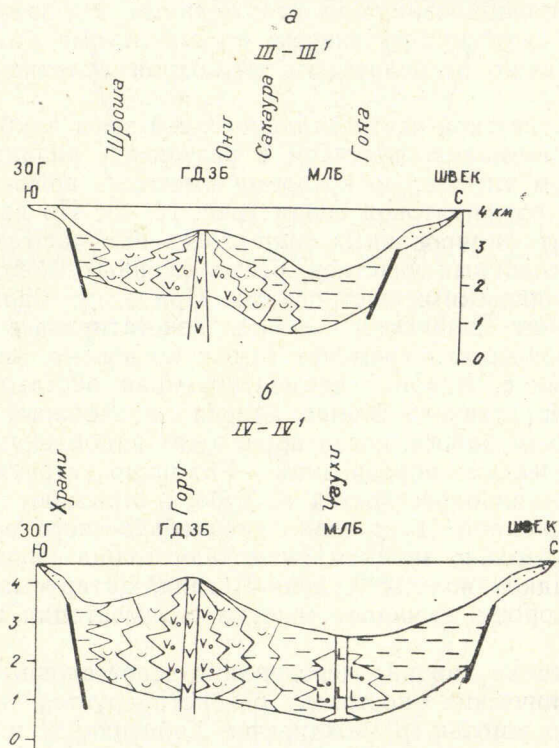


Рис. 17. Палеофациальные схематические разрезы Рача—Имерети (а, III—III') и Военно-Грузинской дороги — Храмского массива (б, IV—IV') без палинспастики. Условн. обозн. см. рис. 15

с отложениями Местия-Лагодехского бассейна (МЛБ), к сожалению, не устанавливаются вследствие распространения здесь более молодых отложений (надвиг). Самая южная часть центрального сегмента вулканической зоны (южная и юго-западная периферии Дзирульского массива) покрыта шлейфом ритмично стратифицированных вулканокластических отложе-

ний, среди которых изредка залегают небольшие потоки ровых лав.

Ввиду скудности выходов пород порфиритовой серии восточной части вулканической зоны не представляется возможным провести достоверные палеофациальные реконструкции. Зато в этом регионе (рис. 17, б) хорошо прослеживается взаимоотношения вулканической зоны с фациями МЛБ. По сечению захватывает крупный вулканический центр (район сокогорного Чаухского массива), расположенный среди терригенных отложений аален-байоса и интерпретируемый как товидный вулкан исландского типа (Беридзе и др., 1977). Наличие в составе подводной вулканической постройки исключительно образований субвулканической и собственно эффузивной фации (спилитовые диабазы и шаровые лавы толеитовых базальтов, сопровождающиеся незначительным количеством гиадокластолитов), вероятно, и обусловило крайне малое сохранение вулканотерригенной кластики в вмещающих терригенных ритмично стратифицированных отложениях средней бурсачирской свиты (Чихрадзе, 1979).

СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Состав стратифицированных вулканокластических отложений на указанных выше площадях в общем однообразен, и в вертикальном разрезе запечатлены все петрографические особенности, которые установлены в эволюции байосского вулканизма. Так, например, в вулканокластических отложениях нижнего байоса господствующим является материал спилитовых (альбитовых) порфиритов, тогда как вулканокластолиты верхнего байоса сложены из обломочного материала «нормальных» (лабрадоровых) порфиритов.

Мелкообломочные агломераты являются наиболее крупными гранулометрическими представителями стратифицированных вулканокластических пачек. Они сложены из обломков различной степени измененных альбитовых, альбит-пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и диабазовых порфиритов с разнообразными микроструктурами основной массы. Формы литокластов неровные, нередко с хорошо сохранившимися углублениями и выступами; довольно часто отмечаются плоскости пород с несколько сглаженными углами обломков. Склеивающая масса обычно скудная, заполняющая поровые и трещинные участки, но иногда более обильная базальтового типа, она превращена в агрегаты вторичных минералов с преимуд-

твенным развитием того или иного компонента (хлорит, пренит, альбит, цеолит, карбонат, сосюрит и др.). В ней присутствуют угловатые и осколочные кристаллы плагиоклаза и пироксена. Некоторые обломки плотно примыкают друг к другу (почти не имеют цементирующих прокладок), в результате чего широкое развитие имеют конформные структуры. Кристаллокластический материал в виде угловатых и осколочных кристаллов плагиоклаза и пироксена выступает в роли заполнителя связующей массы. В характеризуемых агломератах количество крупных (до 8—10 см) обломков обычно невелико (до 15%) и главную массу представляет кластика гравийной размерности. В некоторых разностях на «гравелитовом фоне» выделяются обломки размером до 20—25 см.

Грубозернистые разности вулканокластолитов по составу кристалло-литокластические. Обломки здесь аналогичны слагающим агломератовым породам, но материал в них более отсортирован и количество связывающей массы еще меньше. В среднеобломочных (0,5—0,25 см) разностях все более возрастает роль кристаллокластики (лито-кристаллокластический тип). Отдельно следует выделить из этой гранулометрической группы витрокластические породы, состоящие из нацело измененных мелкоиндалинитовых витрофиритовых обрывков и имеющих причудливо извилистые очертания. В разностях с густорасположенными витрокластами контуры отдельных фрагментов стертые и порода превращена в как бы спаянный единый агрегат, являющийся, вероятно, продуктом подводных пеплопадов. Поэтому в пакетах они нередко ассоциируют с другими гранулометрическими типами, являясь независимым членом турбидитной ритмики.

Мелко- и тонкообломочные (0,25, 0,05 см) вулканокластолиты характеризуются в большей степени отсортированным кристаллокластическим материалом, на фоне которого выделяются более крупные (среднезернистые) фрагменты измененной витрокластики. Связующая масса присутствует в незначительном количестве. Некоторые кристаллокластические разности, сложенные главным образом альбитовыми зернами, вследствие раскристаллизации превращены в единый мозаично-бластический роговиковоподобный агрегат.

Постоянными членами стратифицированных вулканокластических пачек являются смешанные пирокласто-осадочные (туффитовые, или тефроидно-осадочные) породы. В нижнебайосских отложениях встречаются преимущественно туфо- или тефроаргиллиты, в верхнем же байосе, наряду с ними, появляются туфомергели и даже туфоизвестняки. Количество вулканокластической примеси в них колеблется в больших пределах, однако связующая масса никогда не составляет менее 20%. В неко-

торых туфоаргиллитах примесь вулканокластического материала характеризуется большой неотсортированностью. Характерной особенностью является постоянное присутствие окварцовано-альбитизированных или карбонатизированных (изредка хлоритизированных и цеолитизированных) скелетов микрофауны, среди которых В. А. Тодрия были определены *Radiolaria*, *Globochaete* sp., *Cadòsina* sp. и единичные *Protoglobigerinae*. Названная микрофауна относится к планктонным организмам, характерным для пелагических частей морских бассейнов.

В аргиллитовых породах верхнего байоса встречаются осколки раковин мелководной фауны (гастроподы, двустворки). В верхнебайосских же отложениях появляются вулканотерригенные породы, для которых характерна высокая степень изменчивости и большая обработка обломочного вулканического материала, а также присутствие карбоната в цементе. К вулканотерригенному материалу нередко в различных количествах примешаны обломки кварца, кислого плагиоклаза и слюды.

Названные гранулометрические типы пород слагают пакеты, в которых отмечается постепенное уменьшение размера зерен от подошвы к кровле, т. е. вертикальная отсортированность (градационность) вулканокластического материала (рис. 18). В хорошо отсортированных пакетах наблюдается такая же последовательность, какая, согласно модели А. Боумы, характерна для флишевых отложений (интервалы abcde). Однако случаев такой идеальной последовательности в байосских стратифицированных толщах мало. Обычно в пакетах отмечается ограниченное количество интервалов. Различаются два типа переслаивания. Для первого — характерно наличие толстых (до 4—5 м) слоев с переменным присутствием мелкообломочных агломератов или грубозернистых кластолитов со включениями более крупных обломков и незначительное развитие мелко- и тонкозернистых разностей; туфоаргиллиты и аргиллиты отсутствуют вовсе или же имеют небольшую мощность. Для стратифицированных пачек другого типа характерно залегание в основании пакетов сравнительно небольшой мощности (0,5—2 м) средне- или мелкозернистого вулканокластолита с хорошо выраженным градационным распределением материала, переходящего выше в горизонтально-слоистый интервал; венчается пакет туфоаргиллитом или аргиллитом (e), мощность которого иногда достигает двух или более метров (рис. 18, III). Нередко нижний горизонтально-слоистый (ламинитовый) интервал (b) выше переходит в волнистый (конволюнтный), который резко срезан подошвой нового градационного пакета; изредка же конволюнтный интервал выше сменяется верхним горизонтально-слоистым (d), а затем следует пелитовый интервал (e). В

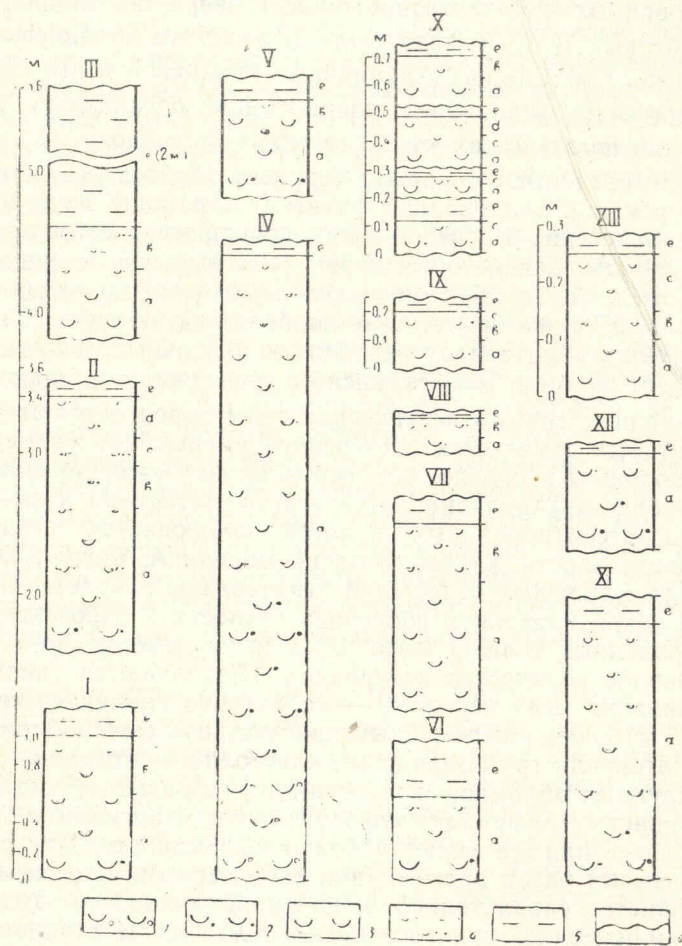


Рис. 18. Строение типичных пакетов байосских тефроидных толщ: I—IV ущ. р. Ингури, с. Хуберы, V—там же, с. Худони, X—там же, с. Хаиши, VII—IX—Абхазия, ущ. р. Мрамба, XI—XIII—Осети, ущ. р. Паца, VI—Имерети, ущ. р. Дзирула. Гранулометрические типы тефроидоз: 1—мелкообломочный агломератовый, 2—грубозернистый, 3—среднезернистый, 4—мелко- и тонкозернистый, 5—пелитовый, 6—граница пакетов. Интервалы по А. Боуму: а—градационная слоистость, б—нижняя горизонтальная слоичатость, с—косая конволютная слоичатость, д—верхняя горизонтальная слоичатость, е—пелитовый интервал.

некоторых тонкослоистых пакетах наблюдается налегание конволютного интервала непосредственно над интервалом а (интервал б отсутствует). Нередко в пределах интервала с хорошо выражена косая слоичатость с небольшим наклоном слоев по отношению к общей поверхности напластования (рис. 19). Некоторые пакеты имеют сложное строение, выражающееся в том, что выше интервала а, представленного грубым материалом, наблюдается неоднократное тонкоритмичное переслаивание до начала нового грубообломочного интервала а. Нижняя граница градируемых пакетов почти всегда резкая, иногда на

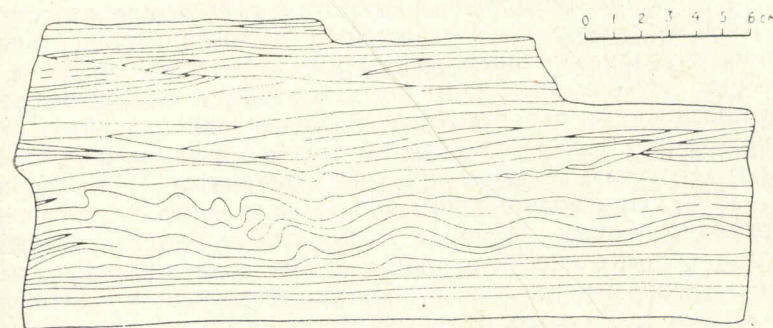


Рис. 19. Конволютная и косая слоичатость в нижнебайосских тефроидах ущ. р. Мрамба (зарисовка со штуфа)

их нижней поверхности наблюдаются текстурные знаки типа слепков нагрузки, однако они развиты слабо и не дают возможности делать какие-либо генетические интерпретации. В тех случаях, когда стратифицированные пакеты перекрыты грубыми агломератами, граница последних с нижележащими пелитовыми осадками неровная. Переход между пелитовым интервалом и нижележащей градируемой частью пакета постепенный (в аргиллитах обычно содержится примесь вулканокластического материала), но в отдельных случаях она довольно резкая, в особенности при значительной мощности пелитового интервала.

В стратифицированных толщах, в особенности при наличии пакетов с переслаиванием первого типа, отмечаются несколько разновидностей деформационных седиментационных текстур, классифицирующихся как текстуры, возникшие «неустойчивостью систем слоев с различной плотностью» (Градзинский и др., 1980). Примером могут служить пакеты из стратифицированной толщи, обнажающейся в ущелье р. Ингури, выше с. Хаиши. В подошве таких пакетов залегают градируемые грубозернистые вулканокластолиты (интервал а), который в верхней, среднезернистой части содержит включения мелко- и тонкообломоч-

ных пород интервала *b*. Включения обладают неправильно извилистыми очертаниями, размер их — до $0,1 \times 0,4$ м; большинство из них расположено субпараллельно слоистости; мощность интервала — от 0,3 до 0,8 м. Выше следует незатронутый синседиментационными деформациями параллельнослойчатый интервал. Другая встречающаяся разновидность седиментационных деформаций выражена в частичном разлинзовании параллельнослойчатого и косослойчатого интервалов, представленных мелко- и тонкозернистым вулканокластолитом, залегающим над градируемым интервалом *a*. Мощность разлинзованных прослоек небольшая (от 2—3 до 6—8 см). Разорванные концы этих частично разлинзованных прослоек клиновидно вытянуты и по-разному смещены относительно друг друга. Мощность интервалов с разлинзованными прослойками — от 0,1 до 0,5 м. В некоторых случаях интервалы со включениями и разлинзованными прослойками чередуются в пределах одного и того же градируемого пакета. Описанный тип деформации можно отнести к текстурам седиментационного будинажа (Градзинский и др., 1980). При возможности наблюдения контакта ритмично стратифицированных толщ с граничащими агломератовыми пачками, в последних отмечаются следы подводно-оползневых явлений (например, в ущ. р. Ингури, севернее с. Хубери). Здесь, на фоне мелкообломочных агломератов, выделяется несколько крупных ($0,2 \times 1$ м, $1,2 \times 2$ м, $2,5 \times 3$ м) разноориентированных олистолитов из слоистых полосчатых вулканокластических пород, между которыми разбросаны мелкие (до 20 см) обломки такого же типа. Некоторые олистолиты раздроблены, но их общая форма сохранена. В отдельных случаях в толще с тонко- и среднеслойстой стратификацией наблюдаются неразрушенные блоки мощностью до 25—30 м, сложенные массивными (со сферической отдельностью), местами толстослойстыми грубозернистыми вулканокластолитами, обладающими противоположной в отношении вмещающих отложений ориентацией слоистости. Появление таких блоков, как нам кажется, трудно объяснить обычными тектоническими деформациями, скорее всего их следует квалифицировать как олистолит.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ приведенного выше материала позволяет обсудить некоторые вопросы седиментационного механизма и условий формирования байосских вулканогенно-осадочных образований, а также провести сравнения с некоторыми их аналогами.

Выше было показано, что в пакетах (или многослоях, по Н. Б. Вассоевичу, 1951) стратифицированных толщ наблюдается вертикальная асимметрично-ритмичная градируванность материала. При этом, для пакетов, в составе которых участвует мелкоагломератовая и грубозернистая вулканокластика, характерна особенно плохая сортировка материала. Довольно часто в градируемых многослоях встречаются текстуры, обусловленные потоками — косая и конволюнтная слойчатость (см. рис. 19) в закономерном сочетании с горизонтально слойчатыми интервалами *b* и *d*. В отдельных случаях на нижних поверхностях подошвы пакета наблюдаются характерные текстуры типа слепков на грузки. Многослои, за исключением некоторых агломератово-грубозернистых, заканчиваются содержащими остатки микрофауны пелитовыми осадками (глины, изредка мергели и известняки), характерными для пелагических частей морских бассейнов. Накопленный к настоящему времени богатый экспериментальный материал по моделированию седиментационных процессов и непосредственные наблюдения над образованием осадков в современных водоемах, позволяют заключить, что перечисленные особенности отложений своим происхождением обязаны подводным турбидным потокам. При этом агломератово-грубозернистые пачки, пакеты которых построены по типу *a b e* или *a e*, вероятно, формировались в результате деятельности незрелых турбидных потоков, именуемых флюксотурбидными потоками. В образовании же более тонкостратифицированных и мелкозернистых пакетов, построенный из сочетания интервалов по типу *abc e*, а изредка — *abcde*, принимали участие обычные турбидные потоки.

Проведенный фациальный анализ вулканической зоны позволяет представить подводный рельеф байосского задугового бассейна в виде сложного чередования активных вулканических сооружений и седиментационных депрессий. Турбидные потоки сносили свежесброшенный туфовый материал со склонов этих сооружений к их подножью и разносили по дну депрессий, где в относительно глубоководной обстановке формировались ритмичные градируемые тефроидные отложения. В периоды усиленной эксплозивной деятельности в депрессии доставлялся обильный тефрогенный материал, преимущественно флюксотурбидными потоками. При сравнительно умеренных же эксплозиях функционировали обычные турбидные и придонные течения, формировавшие тефротурбидитовые и тефроконтуритовые осадки. Развитые на перифериях вулканической зоны шлейфы вулканогенных обломочных отложений, проявляют определенную латеральную зональность. От проксимальных частей таких шлейфов к дистальным наблюдается постепенное ослабление роли турбидных потоков. Так, например, в переходной полосе придугового вулканического бассейна к Местия—

Лагодехскому бассейну (МЛБ), в пределах Рачи, среди глинистых отложений нижнего байоса (дистальная часть шлейфа) наблюдаются лишь отдельные пачки и пакеты тефротурбидитов.

Важно подчеркнуть, что мощность стратифицированных толщ как в пределах седиментационных депрессий, так и шлейфов, значительно больше в центральных и северных — наиболее прогнутых частях Задугового бассейна, нежели в южной его части, т. е. приближенной к ЗОГ.

В истории развития вулканической зоны, в соответствии с установленной общей тенденцией ослабления вулканической активности от раннего байоса к позднему, замечается определенная эволюция процесса турбидной седиментации вулканогенного обломочного материала, а именно: в раннем байосе этот материал, как правило, тефрогенный, связанный лишь с эксплозиями; в позднем же байосе (в особенности в самом его конце) к тефрогенному материалу присоединяется вулканотерригенный (продукты размыва вулканических островов), а также обычный терригенный, привносимый с приподнятых частей кристаллических пород фундамента (восточнее Сванетского подводного поднятия).

Важной особенностью условий образования ритмичных отложений байоса является наличие сложно дифференцированного подводного (временами и островного) рельефа при отсутствии или же незначительном развитии шельфовых обстановок в пределах положительных структур. Поэтому переработка исходного материала, характерная для шельфа, как и роль продольных донных течений, столь характерных по классическим представлениям для флишевых бассейнов (Вассоевич, 1951), значительно снижены. На первый план выдвигается быстрая транспортировка больших масс свежесброшенного неотсортированного пирокластического материала по крутым склонам вулканических сооружений к их подножью с последующим разносом терригенной кластики по дну сравнительно небольших подводных депрессий (котловин).

ментацию обеих регионов поступающей в бассейн по склонам поднятий, в условиях накопления без подводных течений, харт, следует заметить, что является аналогом флистилающей порфиритов вулканической зоны.

Байосские вулканы связаны с средними толщами Северо-Запада как кислых, так и базальтовых (Ломизе, 1969; градируемые зернистые которых появляется то же самое. Следует однако отметить, что как Северо-Западное типичного флиша, характерно по образу флишевых.

Выявленные особенности байосной серии байоса не так сходными различиями наиболее близкими можно считать иренды Урала (Хворова, 1963). Эти две разновидности и принадлежность. Все это, в свою очередь, слагающих эти формации, типам переслаивания му формирования.

Ряд сходных черт

довольно полно (Дзоценидзе, 1948; Гамкрелидзе, 1949). В результате фациального анализа флишевой толщи северного склона Месхетского хребта намечаются постепенные переходы от прижерловой к промежуточной и отдаленной зонам, в составе которых, наряду с пирокластолитами, предполагается значительное участие тефроидных осадков (Надарейшвили, 1973). Важно подчеркнуть, что ниже- и среднеэоценовый «вулканогенный флиш» Аджаро-Триалети постепенно продолжает вверх разрез палеоцен-нижнеэоценовых терригенно-карбонатных флишевых отложений; байосские же тефрогенные флишевые образования, как уже отмечалось, залегают над тоар-ааленским флишоидом сорской свиты. Поэтому естественно допустить, что тектонические условия флишеобразования в этих бассейнах (наличие размываемых поднятий гранито-метаморфического слоя и трогов с турбидитовыми осадками) существовали еще до формирования вулканического рельефа и появления эксплозивного материала. Однако, как показали исследования байосских тефрогенных образований Грузии, в результате интенсивного вулканизма и сопряженных с ним явлений, непосредственное воздействие тектонических факторов на процесс флишеобразования стирается. Появление сложнодифференцированного вулканического подводного, местами островного рельефа со огромным количеством свежесброшенного вулканокластического материала, сопровождавшееся сейсмическими толчками, обусловили регулярное функционирование подводных суспензионных потоков с положительными форм рельефа к депрессионным участкам и формирование градирированных осадков. С ослаблением вулканизма и уменьшением роли ювенильного материала (поздний байос) вновь проявляется влияние прежних тектонических факторов флишеобразования, на фоне которых созданные вулканизмом сооружения выступают в качестве дополнительных источников кластического (вулканотерригенного) материала.

О ВЛИЯНИИ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОГО НАТРОВОГО МЕТАСОМАТОЗА НА СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ

Изучение взаимоотношений базальтоидных вулкаников с вмещающими отложениями выявило широкое распространение богатых натрием метасоматических образований трех различных типов.

Наиболее часто встречаются тонкозернистые, роговиковой структуры адиноловые метасоматиты, локализованные в экзоконтактных зонах диабазов субвулканической фации. Другим типом натровых метасоматитов являются альбититы и альбитпорфиры, развитые в эндоконтактах диабазов, или же при выра-

женной интенсивности метасоматического процесса, замещающие диабазовые тела полностью. Третий тип натровых метасоматитов связан с собственно эффузивной субфацией базальтоидного вулканизма и проявлен в виде стратиформных пачек мелкороговиковых пород, внешне похожих на силициты. Структуры и петрографические особенности перечисленных типов метасоматитов проиллюстрированы микрофотографиями (табл. I, II).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ, МЕТАСОМАТИТОВ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Соотношения натровых метасоматитов с базальтоидными вулканиками и вмещающими их глинисто-сланцевыми отложениями в пределах южного склона Большого Кавказа нами рассмотрены на примерах из Абхазии, Рача-Сванети, района Военно-Грузинской дороги и Заалазанской Кахети.

Натровые метасоматиты образуют зоны различной мощности. Их наиболее значительные проявления отмечены в экзоконтактных ореолах крупных диабазовых пластовых жил. Так, например, в северном экзоконтакте Бабильского диабаза ($h=100$ м) мощность зоны, представленной этими образованиями, достигает 50 м (Заридзе, 1941); в Верхней Раче, в лежащем боку Татарсахлийского диабаза ($h=60$ м) — 20м; Вацисцверского диабаза ($h=100$ м) — 12м в лежащем боку и 5м — висячем (Беридзе, 1963); в Абхазии у диабаза хр. Анчо ($h=50$ м) — 30м и т. д.

Экзоконтактные зоны некоторых мощных диабазов характеризуются неравномерным развитием натровых метасоматитов на общем фоне изохимически измененных пятнистых сланцев (Квайшурский и Квардзахетский диабазы в Верхней Раче и др.). В ряде случаев плохие условия обнаженности не позволяют судить об истинных соотношениях мощностей диабазовых жил и натровых метасоматитовых зон. Так, например, мощная ($h=120$ м) диабазовая пластовая жила хребта Чамашха в Абхазии имеет 8-метровую пачку адиноловых пород в лежащем боку и чередование адинолов и пятнистых сланцев в 12-метровом экзоконтакте висячего бока при отсутствии обнажений за этими зонами; у штокообразного диабаза ($h=120$ м) хр. Анчо наблюдается 15-метровая зона адиноловых пород, срезанная ущельем одного из притоков р. Бавю и т. д. Следует иметь в виду и то обстоятельство, что в различных сечениях диабазовых тел мощности зон натровых метасоматитов могут существенно меняться.

Нередко близрасположенные жилы диабазов как бы припаяны друг к другу пачкой натровых метасоматитов (диабазы

в районах Вацисцверского, Чамашхинского и Анчхойского перевалов и др.). Интересно и то, что зоны наиболее активной циркуляции постмагматических растворов в ряде случаев зафиксированы не в непосредственном контакте диабазов и вмещающих пород, а на некотором удалении от него. Наглядным примером выражения этого процесса являются интенсивно окварцованно-альбитизированные зоны в экзоконтактовом ореоле татарсахлисевского диабазов (рис. 20).

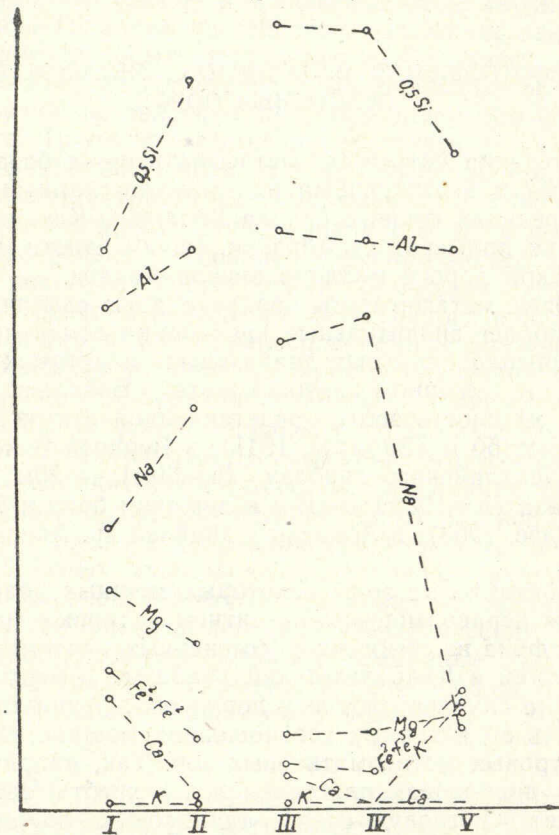


Рис. 20. Вариационная диаграмма химического состава эндо- и экзоконтактовых зон вацисцверского диабазов. I — микродиабаз, II — альбитит-порфир, III — адинол, IV — адинол, V — глинистый сланец

В разрезах с преимущественным развитием маломощных диабазовых пластовых жил и даек, регулярно чередующихся с глинистосланцевыми пачками, мощность зон натровых метасоматитов, соответственно, меньше. Так, например, в разрезах нижних частей ацгарской (верховья р. Кодори), циклаурской

(район Военно-Грузинской дороги) и кацдагской (истоки р. Мадими) свит наиболее часто встречаются диабазы мощностью от 0,5 до 1,5 м; мощности зон натровых метасоматитов, соответственно, варьируют от 0,2 до 0,6 м. Характерно, что у 8-метрового диабазов того же разреза Военно-Грузинской дороги мощность адиноловой зоны только в северном экзоконтакте возрастает до 3 м. При особо высокой частоте проявления диабазовых пород в разрезах наблюдаются сливные диабазо-адиноловые пачки, разделенные местами пакетами глинистых сланцев в виде маломощных «прокладок».

На основании приведенных примеров можно констатировать, что зоны натровых метасоматитов, развитых в экзоконтактах диабазов, в ряде случаев составляют приблизительно 1/3 общей мощности диабазового тела. Даже по приведенному грубому подсчету можно составить представление об интенсивности процесса натриметасоматоза в связи с субвулканической фацией базальтоидного вулканизма.

Второй тип натровых метасоматитов связан с эндоконтактовыми зонами субвулканических диабазов. Примерами этого типа могут служить «альбитовые кварцевые порфиры (альбитофиры), южного эндоконтакта Бабильского диабазов (Заридзе, 1941)», альбититы и альбит-порфиры эндоконтактов пластовых жил Вацисцверского (Беридзе, 1963з, 1965₁) и Анчхойского перевалов, Адангейского рудного поля (Беридзе, 1977₁), «окварцованно-альбитизированные диабазовые породы» ущ. р. Лопота (Чихрадзе, 1979). Альбититы обычно развиваются по первичным эндоконтактовым породам, представленным гиало-диабазами, диабазовыми порфиритами или витрофиритами. Они иногда переходят в виде прожилков в пелитовые роговики экзоконтакта, испещряя их и образуя узлы, гнезда и местами изолированные сгустки угловатой формы, напоминающие брекчиевые обломки. Изменение химического состава вацисцверского диабазов и его эндо- и экзоконтактовой зоны иллюстрируется диаграммой (рис. 21).

Ко второму же типу натровых метасоматитов следует отнести т. н. «диориты и граниты» Заалазанской Кахети (Пруидзе, 1979), представляющие собой, по нашим наблюдениям, интенсивно альбитизированные и инъекционные диабазовые породы. «Гранит» ущ. р. Лопота (местность Кипручеби) представляет собой дайковое тело, мощностью около 50 м, прослеживающееся на несколько сот метров. «Гранит» интенсивно раздроблен и катаклазирован, особенно в периферических частях и характеризуется неоднородным составом, приближаясь местами к диориту или плагиограниту, местами же переходит в аплитовидную разность.

Сходные образования описаны в Горном Дагестане под названием гранит-порфиров и диоритов (Русанов, 1938) или гранит-порфиров, гранофиов, гранит-аплитов и аплитов (Долгих, Черницын, 1971). По данным отмеченных исследователей, названные породы участвуют в строении сложных даек мощностью 18—20 м, при этом гранитоидные тела, на долю которых приходится 7—10 м от общей мощности, секут диабазы, залегающие

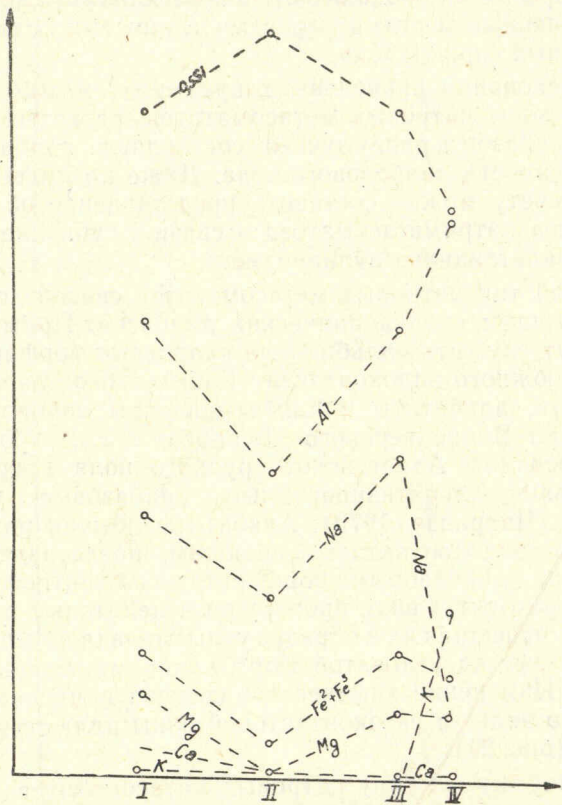


Рис. 21. Вариационная диаграмма химического состава экзоконтактовой зоны татарсахлисхевского диабазы. I — адинол-роговик, II — «завершенный» адинол, III — адинол-роговик, IV — глинистый сланец

в центральной его части. Н. К. Русанов, наряду с резкими контактами, описывает явления пропитывания кислыми инъекционными породами основного состава с образованием псевдобрекчий.

Из приведенного описания соотношений метасоматических образований второго типа можно сделать вывод, что нет оснований рассматривать их самостоятельными гранитоидными по-

родами, тем более, что многочисленные кристаллы полевых шпатов этих гранитоидов, принимавшихся нередко за решетчатый микроклин, по нашим определениям, представляют собой шахматные альбиты, что подтверждается и результатами силикатных анализов (K_2O всегда $< 0,5\%$).

Третий тип натровых метасоматитов по внешнему виду, составу и структуре аналогичен адиноловым породам первого типа, отличаясь лишь тем, что они залегают в осадочной толще, которая содержит спилитовые шаровые лавы собственно эффузивной субфации, а метасоматиты обычно отделены от последних пачками нормальных глинистых сланцев. Метасоматиты этого типа были отмечены нами в пределах Адангейского рудного поля в Абхазии, в районе Девдоракского месторождения в Казбегском районе, в ущельях рр. Стори, Лопота, Шромисхеви в Зааалазанской Кахети.

Самым наглядным примером ассоциации спилитовых эффузивов и натровых метасоматитов этого типа служит разрез раннеюрских отложений р. Стори. В этом ущелье, несколько южнее местности Каклианисчала, за среднеюрскими глинистыми сланцами, местами с полосчатой структурой, следует пачка ($h=20$ м) слабо измененных (осветленных и уплотненных) глинистых пород с маломощными (1—1,5 м) пиритизированными жилами диабазов, на контактах с которыми глинистые породы изменены сильнее. Затем в разрезе выступают почти однородные светло-серые массивные породы с раковистым изломом, местами также с полосчатой текстурой, унаследованной от исходных полосчатых сланцев. Важно подчеркнуть, что в этой однородной пачке, общей мощностью более 100 м, залегают только одно маломощное (2 м) тело мандельштейнового гиалодиобаза. После некоторого перерыва в обнажении (60 м) выступают черные глинистые сланцы (25 м), а затем — шаровые лавы спилитовых мандельштейновых базальтоидов (60 м). Далее следуют черные глинистые сланцы (100 м) с пачкой кварцитовидных пород (25 м), за ними вновь шаровые лавы (30 м), а затем — черные аргиллитовидные породы со щепковидной отдельностью.

Анализ приведенного разреза убеждает нас в том, что хотя мандельштейновые шаровые лавы и натровые метасоматиты находятся в тесной ассоциации, однако непосредственного влияния базальтоидов на образование натровых метасоматитов не наблюдается. Наоборот, они обычно разделены пачками нормальных глинистых сланцев.

Таким образом, связь натровых метасоматитов с субвулканической и собственно эффузивной фациями базальтоидного вулканизма проявлена несколько различно, хотя по составу конечные продукты этого процесса в обоих случаях идентичны.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАТРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ
И ИХ ИСХОДНЫХ ПОРОД

Из приведенных выше примеров хорошо видно, что первый и третий типы натровых метасоматитов образованы за счет глинистосланцевых пачек, вмещающих базальтоидные вулканиты. Вместе с тем по полевым наблюдениям четко отмечается, что метасоматический процесс проявлен неоднородно, с образованием целой гаммы пород — от слабо измененных до полностью преобразованных (адиол-сланцы, адиол-роговики, завершенные адиолы — по О. Милху).

Ввиду того, что как исходные глинистые сланцы, так и возникшие за счет их изменения метасоматические породы вышеприведенного адиолового ряда, состоят из довольно тонкозернистых минеральных агрегатов, для оценки соотношений основных породообразующих компонентов обычный петрографический метод оказался недостаточным. Поэтому мы использовали имеющиеся в нашем распоряжении многочисленные силикатные анализы (табл. 26—29) этих пород, преимущественно из Абхазии и Рачи, и путем количественно-минералогических пересчетов определили их состав (табл. 30—33).

Как известно (Беридзе, 1965; Чихрадзе, 1971), глинистые сланцы южного склона Большого Кавказа состоят в основном из диоктаэдрической гидрослюдь типа 2M₁ и магнезиально-железистого хлорита, к которым в верхней части сланцевой серии изредка присоединяется неупорядоченный по оси «в» каолинит и разбухающие смешанно-слойные образования. Из других примесей следует отметить кварц и альбит как терригенного, так и аутигенного происхождения.

Для получения количественно-минералогической характеристики исходных глинистых сланцев была использована следующая схема пересчета химических анализов (Беридзе, Ахвледиани, 1979): исходя из количества молекул калия, вначале рассчитывался мусковит по формуле $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$, затем плагиоклаз пропорционально количеству молекул Na_2O и CaO . Причем, количество последнего ограничилось тем обстоятельством, что согласно оптическим исследованиям, по составу плагиоклазы были не выше плагиоклаза №10. Остаток кальция относим за счет наличия в породе карбонатного вещества; по количеству магнезия и двухвалентного железа рассчитывалось наличие хлорита по двум формулам: $5MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$ или $9MgO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 4H_2O$ в зависимости от оставшегося количества SiO_2 и Al_2O_3 . Остаток SiO_2 относился нами за счет кварца в породе. В некоторых образцах остаток трехвалентного железа, который не мог быть отнесен к монтмориллониту, рассчитывался на гидроксид железа.

Таблица 26

Химический состав нижне- и среднеюрских глинистых сланцев

№ п/п	№ обр.		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	п.п.п.		Сумма
	1	2															17	18	
1	322		57,50	0,62	19,92	5,11	1,71	0,21	0,51	2,00	1,10	3,90	0,01	нет	1,63	—	5,93	100,15	
2	371		57,11	0,77	21,44	1,73	6,00	0,10	0,75	2,00	1,48	3,20	0,17	с.д.	нет	—	5,06	99,83	
3	196		56,14	0,67	20,05	2,89	5,38	0,07	1,26	2,09	1,40	3,20	0,25	с.д.	0,76	—	5,62	99,88	
4	280		58,76	0,51	18,38	3,09	3,78	0,03	0,75	1,91	2,35	3,30	0,20	с.д.	0,50	—	6,00	99,56	
5	658		56,09	0,61	19,59	5,15	4,40	0,21	1,01	1,79	0,72	4,30	0,34	с.д.	1,07	—	4,95	101,23	
6	1068		58,39	0,61	20,40	0,96	5,58	0,10	0,58	2,03	1,56	3,50	0,22	нет	0,38	—	5,40	99,71	
7	1419		57,81	0,43	21,47	1,28	7,10	0,14	1,00	1,90	1,82	2,70	0,25	нет	0,10	—	4,06	100,06	
8	1449		57,08	0,54	20,18	1,14	6,48	0,20	1,09	2,81	1,80	3,40	0,05	нет	0,03	—	5,23	100,03	
9	231		58,99	0,62	20,08	4,10	2,60	0,07	0,66	1,67	1,30	3,20	0,30	с.л.	1,10	—	4,98	99,67	
10	203		57,98	0,50	20,67	1,99	5,22	0,07	0,86	2,16	1,46	3,00	0,18	с.л.	0,82	—	4,64	99,55	
11	2282		57,20	0,69	21,05	2,86	4,81	0,13	0,68	2,00	1,41	3,30	0,23	нет	0,50	—	4,90	99,76	
12	268-a		55,94	0,63	20,91	0,48	6,10	0,14	0,64	2,55	1,40	3,80	0,21	нет	0,97	1,90	4,27	99,94	
13	284-a		57,40	0,60	18,87	1,31	6,60	0,14	0,91	2,32	1,50	3,20	0,23	—	0,64	2,08	3,93	99,73	
14	311-a		57,90	0,45	17,68	1,32	6,46	0,14	0,54	2,93	1,40	4,20	0,16	0,13	0,99	2,37	3,94	99,83	
15	330-a		56,98	0,58	21,42	0,58	5,74	0,14	0,97	2,08	1,10	4,20	0,21	0,19	0,51	2,20	3,13	99,79	
16	359-a		58,30	0,53	19,55	0,62	4,45	0,21	0,75	4,71	0,25	4,00	0,24	0,19	0,60	1,78	4,07	100,06	
17	351-a		57,03	0,55	20,06	1,18	5,60	0,18	0,54	2,16	2,20	3,30	0,19	1,22	0,95	1,58	4,10	100,16	
18	391-a		58,93	0,63	19,55	0,69	5,96	0,14	1,18	2,24	1,60	3,20	0,21	0,09	0,58	1,47	3,45	99,83	
19	511-a		57,07	0,55	17,68	2,87	6,25	0,21	0,54	3,32	0,25	3,60	0,25	2,34	0,71	2,78	3,71	99,79	
20	586-a		58,80	0,55	19,72	1,05	5,45	0,21	0,43	2,70	0,25	4,60	0,19	0,42	0,59	1,31	3,86	99,71	
21	2478		59,15	0,71	18,27	6,03	1,98	0,14	0,94	1,92	2,50	3,30	0,27	с.л.	0,93	—	4,77	99,73	
22	1864		58,60	0,40	18,79	1,42	5,94	0,10	1,52	2,61	1,90	4,00	0,29	нен.	нет	1,41	2,31	99,77	
23	1948		58,26	0,71	18,08	1,42	5,94	0,10	1,18	2,54	2,00	4,20	0,22	с.л.	0,27	2,80	1,94	100,06	
24	304-p		59,62	0,68	21,08	1,08	5,22	0,01	0,36	2,06	2,14	3,16	0,01	нет	0,20	—	4,72	99,89	
25	316-p		60,35	0,56	19,62	2,44	3,13	0,05	0,80	1,84	2,57	2,78	0,22	0,20	0,79	—	4,63	99,98	
26	2431-p		60,50	0,55	19,38	0,52	4,68	0,18	0,64	2,17	3,00	3,00	0,02	нет	0,36	—	4,44	100,69	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
27	240—р	60,48	0,99	17,54	1,76	6,95	0,08	0,23	2,56	1,28	2,99	0,15	0,24	0,36	—	4,46	99,98
28	294—р	58,34	0,97	21,17	0,99	5,41	—	0,13	2,76	1,80	3,68	—	нет	0,72	—	4,72	100,69
29	1626—р	55,50	0,57	15,98	2,62	3,42	0,10	5,80	2,04	1,10	2,60	0,17	нет	0,11	—	9,41	100,01
30	85—р	55,76	0,42	22,42	1,93	5,16	0,12	0,98	2,29	1,03	3,87	0,38	0,21	0,40	—	4,90	99,81
31	614—р	56,38	0,90	23,14	0,50	5,54	0,03	0,18	2,10	1,60	4,20	0,06	—	0,54	—	4,26	99,50
32	706—р	59,94	0,86	19,43	1,22	5,87	0,20	0,25	2,03	1,46	2,98	0,26	—	0,30	—	4,64	99,30
33	1796—р	57,48	1,08	20,37	нет	5,76	0,10	1,39	2,54	0,98	3,81	0,49	0,33	0,41	—	4,98	99,91
34	886—р	60,80	0,77	19,38	2,23	4,68	0,10	0,80	2,18	1,00	3,70	0,18	сл.	нет	—	4,00	99,82

Глинистые сланцы Абхазии (1—23): 1, 2 — хр. Анчко-Каменная; 3 — район Ахейского месторождения, 52 скважина; 4 — ущ. р. Мзымна; 5 — участок Тхасоу, скв. № 6 (образцы из анхойской свиты аалена); 6 — хр. Чамашха-Алаштраху; 7 — южнее перевала Магана; 8 — ущ. р. Грибза; 9, 10 — водораздел рр. Авадхара и Мзымта; 11 — ущ. р. Чаматвара; 12—18 — ущ. р. Шхапзя; 19, 20 — ущ. р. Шхапарг; 21 — рудный участок Башкапара; 22 — ущ. р. Клыч; 23 — рудный участок Твибрашери (образцы из ангарской свиты домера — нижнего тоара).

Глинистые сланцы Рачи (24—34): 24, 25 — хр. Мамихдон, талахианская свита средней юры; 26, 27 — хр. Мамихдон, мамисонская свита аален-байоса; 28 — пер. Вацисвери, мамисонская свита аален-байоса; 31 — балка Татарсахлисхеви и 32 — балка Квайшура, чвешурская свита верхнего лейаса; 30 — хр. Богураши, зопхитская свита среднего лейаса; 29 — ущ. р. Лухунискали, сорская свита тоар-аалена.

Аналитики: Л. Беридзе (1—11, 21—23), Н. Джабуа (12—20) — ЦКЛ Грузгеологии; О. Размадзе (24—34).

Таблица 27

Химический состав пелитовых фракций ниже- и среднеюрских глинистых сланцев

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	п.п.п.	Сумма
1	104	45,52	0,63	25,27	5,40	5,28	0,10	0,13	4,14	0,55	4,24	0,27	0,46	1,18	6,94	100,10
2	605	52,05	0,79	24,13	3,70	2,58	0,10	0,14	2,52	1,66	4,48	0,20	0,32	0,92	6,72	100,31
3	216	49,98	0,27	24,04	5,00	1,94	0,01	0,20	1,69	0,84	4,42	0,40	0,35	1,44	9,40	99,98
4	149	44,68	0,57	22,47	4,81	0,08	0,08	0,09	6,46	0,48	3,85	0,22	0,18	1,25	6,21	99,76
5	546	52,07	0,37	25,48	5,56	0,14	0,11	2,74	4,48	0,28	3,76	0,68	0,55	1,36	8,86	99,87
6	316	47,95	0,54	26,47	3,19	3,24	0,06	0,93	1,86	1,92	4,27	0,33	0,24	1,36	7,63	99,89
7	278	54,88	0,54	22,03	3,37	3,30	0,06	1,01	2,30	1,67	3,78	0,26	0,43	0,73	5,69	100,14
8	1653	51,58	0,70	22,04	3,09	7,15	0,15	1,07	2,84	0,87	2,99	0,33	0,58	0,55	6,07	100,01
9	1844	53,16	0,68	23,11	1,43	4,74	0,05	0,87	2,54	1,02	4,38	0,33	0,66	0,71	6,40	100,08
10	2520	46,80	0,8	34,94	0,44	0,63	0,01	0,24	0,39	0,45	9,60	—	0,07	0,24	4,64	99,25

1 — хр. Кутыкух, анхойская свита аалена; 2 — левый приток р. Авадхара, ангарская свита домера-раннего тоара; 3 — водораздел рр. Авадхара и Мзымта, ангарская свита; 4 — водораздел рр. Авадхара и Мзымта, авадхарская свита карикса; 5 — Талахианский рудный участок, талахианская свита средней юры; 6 — хр. Мамихдон, талахианская свита; 7 — хр. Мамихдон, мамисонская свита аален-байоса; 8 — ущ. р. Лухунискали, сорская свита тоар-аалена; 9 — окрест. с. Лихети, сорская свита; 10 — балка Часахтоми, домбарульская свита синемюра.

Аналитики: А. Латария (2, 3), Б. Кобишвили (1, 4), В. Бугианишвили (ГИН АН ГССР).

Химический состав натровых метасоматитов, связанных с субвулканическими базальтоидами

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	п.п.п.	Сумма
1	374	57,82	0,70	18,74	2,17	7,28	0,14	0,93	2,66	3,24	2,20	0,16	нет	0,77	—	3,19	100,00
2	1071	69,23	0,62	16,07	1,48	0,94	0,03	2,62	1,27	6,70	нет	0,31	нет	0,06	—	0,54	99,87
3	2249	60,27	0,77	16,68	2,99	3,42	0,07	1,07	2,71	7,90	0,40	0,18	нет	0,03	—	2,67	100,16
4	2273	72,73	0,31	9,69	1,25	5,85	0,25	0,75	3,56	2,70	нет	0,05	нет	0,09	—	2,95	100,18
5	2274	59,35	0,80	18,12	1,77	5,04	0,07	1,51	1,78	8,50	нет	0,17	сл.	нет	—	2,68	99,79
6	2086	57,81	0,75	20,70	1,94	3,96	0,03	1,21	3,01	4,00	3,00	0,20	сл.	0,36	—	3,34	100,31
7	2106	66,96	0,50	13,22	1,36	7,20	0,07	1,21	2,06	4,50	нет	0,06	сл.	0,13	—	2,69	99,96
8	1979	58,08	0,82	20,01	1,35	3,78	0,10	2,09	3,33	4,40	2,40	0,23	сл.	0,66	—	2,98	100,23
9	1877 ²	63,27	0,45	18,86	0,72	1,48	0,03	1,07	1,85	5,70	3,80	0,13	нет	0,06	1,11	1,20	99,73
10	1855 ¹	71,42	0,52	14,92	1,18	1,42	0,4	0,91	1,72	5,88	0,33	0,27	нет	0,06	0,08	1,16	99,85
11	1919	71,58	0,45	12,70	0,64	3,87	0,07	3,33	1,54	3,80	0,26	0,18	нет	0,13	1,23	0,40	100,18
12	1863	59,82	0,75	18,27	2,23	3,60	0,10	3,64	2,87	4,80	1,70	0,25	нет	0,13	0,56	1,48	100,07
13	1851	62,22	0,82	19,15	0,90	2,54	0,07	5,35	1,43	5,45	0,13	0,32	0,34	нет	—	0,86	99,62
14	61—л	60,92	0,70	17,80	1,51	5,86	0,02	1,30	2,50	6,40	нет	0,23	нет	0,17	1,68	0,57	99,66
15	54—л	57,86	0,78	17,44	0,49	7,90	0,14	1,04	3,78	6,90	нет	0,14	сл.	0,18	1,86	1,12	99,63
16	59,71	59,71	0,70	18,90	0,25	3,95	0,04	1,93	2,47	9,10	нет	0,16	сл.	0,25	0,94	1,23	99,63
17	124—л	64,07	0,55	13,50	0,37	7,04	0,14	1,09	4,79	4,40	нет	0,07	сл.	0,17	1,42	2,61	100,22
18	619—п	61,83	0,68	17,65	1,78	5,32	0,10	0,18	2,00	7,88	0,10	0,03	—	0,40	—	2,08	99,51
19	622—п	75,15	0,49	13,16	1,73	0,43	0,03	0,13	0,19	4,60	0,10	0,03	0,47	0,44	—	2,44	99,70
20	624—п	62,40	0,67	18,10	1,13	5,76	0,10	0,28	2,50	6,35	0,10	0,04	—	0,26	—	1,98	99,57
21	696—п	58,44	0,86	20,30	1,70	6,13	0,34	0,28	2,23	3,20	2,62	0,27	—	0,20	—	3,68	100,25
22	698—п	60,55	0,91	18,60	0,77	6,34	—	0,54	2,15	5,88	0,84	—	—	нет	—	2,48	99,05
23	992—п	63,08	0,88	19,76	0,64	1,15	—	0,16	2,06	10,35	0,20	—	0,04	0,30	—	1,14	99,76
24	987—п	60,20	0,34	19,70	0,86	2,58	0,04	0,36	4,54	8,50	0,15	0,05	—	0,06	—	2,26	99,62
25	1001—п	62,60	0,80	19,70	0,74	1,47	0,01	1,27	1,92	9,70	0,10	0,11	—	0,08	—	1,00	99,50
26	2386—п	88,20	0,10	3,78	1,81	1,26	нет	0,64	0,31	6,00	0,50	нет	нет	0,13	0,10	0,10	99,93

27 2388—п

28 3749

29 3750

30 3670

31 4280

32 4301

61,85	0,45	17,00	2,05	4,68	0,11	0,64	3,92	3,00	3,34	нет	0,32	1,43	100,28
63,00	0,45	19,04	0,72	1,98	0,04	1,51	0,86	10,00	0,90	0,21	0,58	0,43	100,71
62,76	0,47	17,17	0,76	3,06	0,11	1,51	2,03	10,00	сл.	0,17	нет	0,67	99,64
58,97	0,77	14,62	0,97	4,25	0,18	5,00	2,49	7,00	сл.	0,21	нет	0,43	99,86
65,14	0,47	17,00	2,24	3,50	0,06	0,37	1,64	7,92	0,13	0,17	нет	—	99,96
65,12	0,38	14,96	3,01	5,54	0,35	0,23	2,29	4,78	0,07	0,17	нет	—	99,94

Адинолы типичные: 10, 23, 25, 26, 28, 29; адинол-роговики: 2, 3, 5, 7, 11, 13—18, 20, 22, 24, 30—32; адинол-сланцы: 6, 8, 9, 12, 21, 27.

Места взятия образцов: Абхазия 1—17; Рача 18—25; Сванети 26, 27; Казбегский район 28—30. 1 — хр. Анчхо-Каменистая; 2 — хр. Чамашха-Алаштраху; 3 — ущ. р. Вост. Скеу; 4, 5 — ущ. р. Чамагвара; 6, 7 ущ. р. Зап. Скеу; 8 — ущ. р. Цегал; 9, 10 — окрест. с. Гвандра; 11 — водораздел рр. Твибрашери и Генциши; 12, 13 — ущ. р. Клыч; 14—17 — уроч. Ашимхур; 18—20 — балка Татарсахлихеви; 21 — балка Квайшур; 23—25 — пер. Вацисвери; 26, 27 — окрест. с. Бабили; 28—30 — Военно-Грузинская дорога; 31 — окрест. с. Гергети; 32 — Чаухский массив.

Аналитики: Л. Беридзе (3—13, 26, 27), Н. Дзидзугури (28—30), Г. Тархишвили (14—17) — ЦКЛ Грузгеологии; Б. Кобиашвили (1), В. Бугианишвили (2) и А. Лагрия — ГИН АН ГССР.

Химический состав натровых метасоматитов Заалазанской Кахети, связанных с базальтоидными сферическими лавами

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	и п.п.	Сумма
1	3132	61,12	0,56	18,79	1,75	0,02	4,67	0,44	8,72	нет	0,21	—	0,06	—	2,10	100,15
2	3133	64,26	0,52	16,70	2,33	сл.	1,36	2,65	4,91	1,96	0,16	—	0,32	—	2,64	100,10
3	3145	62,14	0,47	19,14	1,06	нет	1,82	4,91	8,88	0,07	0,21	—	0,08	—	1,20	100,12
4	3141	66,20	0,55	14,69	1,47	0,04	1,46	4,43	6,10	0,20	0,15	нет	0,36	1,79	0,83	100,07
5	3123	64,85	0,68	17,30	0,95	1,98	1,23	2,85	4,70	2,50	0,19	нет	0,30	1,55	0,85	99,97
6	3139	64,73	0,68	16,78	0,31	3,42	1,01	3,72	6,80	0,20	0,14	нет	0,17	0,97	1,10	100,07
7	3138	69,56	0,40	14,89	0,81	1,26	1,56	1,90	7,40	0,20	0,12	сл.	0,14	0,53	0,83	99,64
8	3140	64,90	0,58	14,43	1,27	1,98	1,01	4,27	6,80	0,30	0,13	сл.	0,21	1,59	0,60	100,12
9	3165	64,80	0,58	17,65	0,16	3,42	2,67	2,53	6,00	0,50	0,19	нет	0,17	1,08	0,39	100,21
10	3164	64,40	0,52	17,40	1,72	2,48	3,86	0,57	5,94	1,05	0,21	нет	0,24	—	1,68	100,12
11	3101	61,72	0,47	18,41	1,64	4,38	4,49	0,20	3,91	1,77	0,18	—	0,18	—	2,34	99,82

1—4, 6—9 — адинол-роговики; 5, 10, 11 — адинол-сланцы; 1—8 — ущ. р. Стори; 9—11 — ущ. р. Лопота.

Аналитики: А. Латария — 1, 2, 3, 10, 11 (ТИН АН ГССР); Н. Дзидзигури (ЦКЛ Грузгеологии).

Минералогический состав глинистых сланцев (%)

Минерал	№ обр.																
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Гидрослюда	49,54	63,02	44,80	56,95	46,13	44,58	39,15	60,36	49,97	52,43	55,80	57,72	38,58	40,05	38,36	44,67	
Хлорит	21,15	11,12	15,11	16,37	19,29	23,15	24,54	11,59	19,38	19,16	0,80	16,00	14,80	25,20	18,00	19,40	
Плагиоклаз	12,81	9,18	19,06	5,76	12,98	15,68	15,14	10,93	12,16	6,85	13,50	13,98	13,60	11,80	20,86	17,60	
Кварц	15,65	16,11	20,45	19,00	20,80	15,12	19,63	16,28	17,29	25,78	29,70	10,81	21,81	22,83	22,31	18,34	
Кальцит	0,85	0,57	0,58	1,92	0,71	1,47	1,54	0,83	1,19	2,23	—	1,54	11,30	—	0,35	—	
Лимонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—	
Минерал	1105	1653	1844	886	614	240	994	1796	316	85	359A	330A	311A	284A	268A	2282	
1	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
Гидрослюда	49,29	57,90	56,36	44,61	48,80	30,00	45,00	43,20	44,74	42,22	43,28	47,21	35,81	40,10	44,18	53,84	
Хлорит	13,80	26,14	19,10	19,14	20,60	30,50	21,60	22,40	8,77	19,80	27,19	20,58	26,10	23,63	23,64	18,09	
Плагиоклаз	13,38	6,86	8,20	8,62	13,40	10,70	14,20	7,90	22,49	9,03	1,87	8,72	10,81	11,66	10,97	11,78	
Кварц	22,00	7,33	14,94	26,28	16,70	28,70	19,20	23,30	21,46	17,15	26,25	21,43	26,17	22,66	19,74	15,44	
Кальцит	1,53	1,77	1,40	1,35	—	—	—	2,60	0,60	1,82	1,40	2,06	1,10	1,94	1,46	0,84	
Лимонит	—	—	—	—	0,40	—	—	—	1,93	—	—	—	—	—	—	—	

Таблица 31

Минералогический состав типичных адинолов (%)

№ обр.	1071	2274	2106	1919*	1851*	619	992	987	1001	3750	3670	61Л
Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Мусковит	—	—	—	2,20	0,78	0,76	1,54	1,48	0,78	—	—	—
Хлорит	8,26	19,54	25,09	14,89	10,84	21,29	12,34	25,11	11,24	13,33	19,30	22,90
Плагиоклаз	66,58	69,32	36,87	29,77	45,43	64,89	86,12	69,51	87,07	82,14	55,56	55,20
Кварц	25,16	6,32	35,10	41,12	21,08	11,91	—	3,90	0,91	1,08	14,20	21,83
Кальцит	—	3,42	1,95	0,85	—	—	—	—	—	3,44	10,94	—
Лимонит	—	1,39	0,98	—	—	1,14	—	—	—	—	—	1,06

№ обр.	54Л	63Л	124Л	3132	3145	3141	3139	3138	3140	3165	132С
Минерал	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Мусковит	—	—	—	—	0,71	1,38	1,42	1,47	2,14	3,70	0,76
Хлорит	32,46	18,86	33,35	5,61	31,61	29,47	28,38	15,11	28,29	21,84	16,56
Плагиоклаз	58,92	78,49	38,59	76,19	59,88	44,95	54,50	61,65	52,41	53,79	65,93
Кварц	8,25	0,50	28,05	11,78	3,15	21,67	15,70	21,16	15,96	20,67	16,62
Кальцит	—	2,14	—	6,35	3,81	1,49	—	—	1,19	—	—
Лимонит	0,37	—	—	0,67	0,83	1,03	—	0,61	—	—	0,13

Примечание:
р. обр. 1919*
эпидот 11,16
в обр. 1851*
эпидот 21,87

Таблица 32

Минералогический состав адинол-роговиков (%)

№ обр.	2249	1855	622	624рр	698р	3164	134С	137С	138С
Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мусковит	9,49	7,97	26,08	11,43	6,89	8,61	13,49	7,58	9,27
Хлорит	19,40	10,34	1,68	19,20	24,31	9,72	21,8	5,66	2,30
Плагиоклаз	62,99	51,16	37,43	47,33	50,29	58,97	64,78	41,30	62,11
Кварц	5,64	30,53	34,81	22,24	18,51	21,26	8,82	44,71	26,33
Кальцит	2,48	—	—	—	—	—	—	—	—
Лимонит	—	—	—	—	—	1,44	0,13	0,75	—

Минералогический состав адинол-сланцев (%)

№ обр.	374	2086	1979	1863	696	2388	3133	3123	3101
Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мусковит	17,34	23,62	18,52	13,53	29,49	25,99	15,74	18,72	22,05
Хлорит	28,33	20,66	22,34	17,67	23,54	22,03	14,36	21,12	12,26
Плагиоклаз	30,15	31,98	38,27	44,30	27,01	23,76	39,62	36,47	43,06
Кварц	24,18	19,68	17,90	19,36	19,95	26,86	25,64	22,38	22,63
Кальцит	—	2,58	2,96	5,08	—	1,36	2,88	1,32	—
Лимонит	—	1,48	—	—	—	—	1,76	—	—

Таблица 33

Минералогический состав пелитовых фракций глинистых сланцев (%)

Мин.	№ обр.									
	149	605	216	476	104	475*	2520	546	316	85
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гидро- слюда	70,07	67,27	81,07	80,50	65,15	74,84	92,18	93,00	67,67	71,15
Хлорит	25,73	15,00	9,87	7,02	24,20	6,01	3,30	2,07	13,30	18,83
Плагио- клаз	4,21	12,55	6,54	3,09	4,18	1,74	3,96	2,46	15,46	7,00
Кварц	—	5,17	2,51	9,04	2,50	17,04	0,20	—	—	0,24
Кальцит	—	—	—	0,36	—	0,37	0,39	1,34	1,25	1,57
Лимонит	—	—	—	—	3,96	—	—	1,12	2,27	1,21

* Цемент песчаника

При составлении окончательного варианта минерального состава породы, количества альбит-анортита и мусковит-монтмориллонита, объединялись, соответственно, в плагиоклазовую и гидромусковитовую составляющие на основании оптических и рентгеновских данных.

Гистограмма (рис. 22) показывает, что для основных породообразующих минералов имеется нормальное распределе-

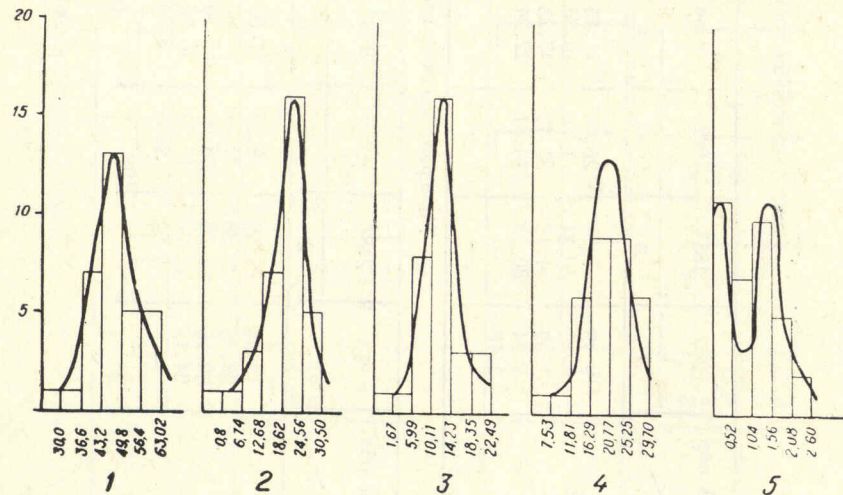


Рис. 22. Гистограммы распределения основных породообразующих минералов и глинистых сланцев ($n = 40$): 1 — гидрослюды, 2 — хлорита, 3 — плагиоклаза, 4 — кварца, 5 — карбоната

ние компонентов — гидрослюды, хлорита, плагиоклаза и кварца с незначительной величиной квартильного коэффициента асимметрии (As), соответственно равной: + 0,12; 0,20 — 0,11 и 0,0. Что же касается количественной стороны вопроса, то, как видно из гистограммы (см. рис. 22), количество гидрослюды в глинистых сланцах колеблется от 30 до 63,02%, причем наиболее часто встречаемая величина (мода) и мера положения распределения вероятностей — медиана, близки по значению и равны $\approx 46,75\%$, при коэффициенте полуинтерквартильного отклонения $E = 5,09$.

Количество хлорита в породе колеблется от 0,8 до 30,5%, при наиболее часто встречаемой величине распределения (мода), равной 20,48% и коэффициента отклонения $E = 3,69$. Что же касается плагиоклаза и кварца, то их количество в породе соответственно варьирует от 1,67 до 22,49% и 7,33 до 29,70% при наиболее часто повторяющемся их количестве: 11,65% для первого и 20,27% для второго минерала. Коэффициент отклонения для плагиоклаза равен 2,32, а для кварца — 3,98.

Наконец, анализ гистограммы распределения карбонатного вещества (см. рис. 22) указывает на то, что для глинистых сланцев характерно наличие двух типов пород — почти бескарбонатных, в которых количество кальция варьирует от 0 до 78% и карбонатных, в которых этот минерал присутствует в количестве от 0,78 до 2,60%, при наиболее часто встречаемой величине, равной 1,49%.

Следует отметить, что приблизительно аналогичные результаты были получены Г. А. Чихрадзе (1979) при количественно-минералогическом пересчете анализов глинистых сланцев из Сванети и Казбегско-Лагодехской зоны.

Для исследования натриевого метасоматического процесса, наложенного на вышеохарактеризованные глинистые породы, была построена суммарная гистограмма распределения мусковита в адинолах, адиол-роговиках и адиол-сланцах. В результате было выявлено закономерное изменение количественного содержания исследованного минерала в отмеченных породах, что выразилось на гистограмме, построенной в нормальном масштабе в виде трех четких максимумов. Поэтому на рис. 19 для удобства приводятся гистограммы распределения мусковита для завершенных адиолов отдельно от таковых для адиол-роговиков и адиол-сланцев. Это позволяет, с одной стороны, показать многоликость гистограммы распределения, а с другой — подчеркнуть то обстоятельство, что закон распределения не подчиняется нормальному. Несмотря на это гистограммы (см. рис. 22) четко фиксируют границы количественного содержания мусковита в отмеченных породах. Так, для адиолов оно колеблется от 0 до 3,7%, для адиол-роговиков — от 6,89

до 15,35 и для адинол-сланцев — от 15,35 до 29,45%, указывая, тем самым, на то, что количество мусковита в натровых метасоматитах существенно снижается от адинол-сланцев через адинол-роговики к завершенным адинолам. С другой стороны, ряд адиноловых пород при увеличении содержания мусковита непрерывно переходит в группу нормальных глинистых сланцев (см. рис. 22).

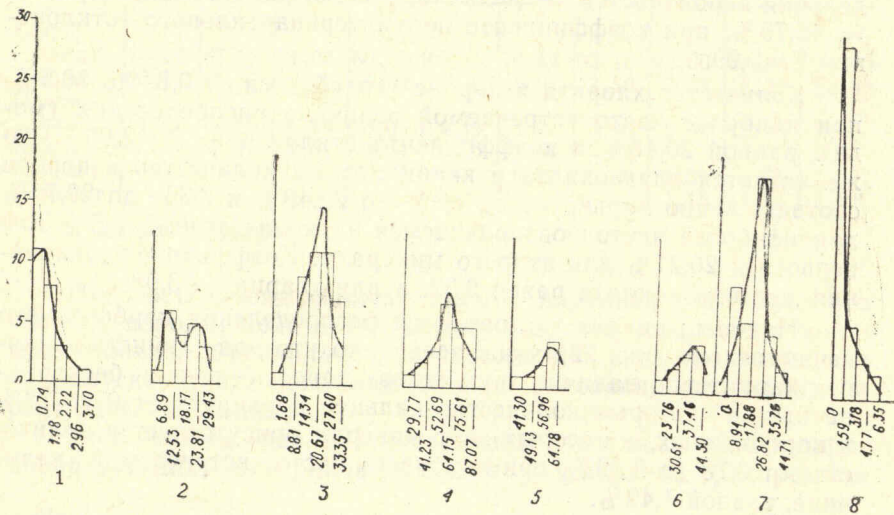


Рис. 23. Гистограммы распределения основных породообразующих минералов в адинолах, адинол-роговиках и адинол-сланцах ($n = 42$): 1 — мусковита в адинолах, 2 — мусковита в адинол-роговиках и адинол-сланцах, 3 — хлорита, 4 — плагиоклаза в адинолах, 5 — плагиоклаза в адинол-роговиках, 6 — плагиоклаза в адинол-сланцах, 7 — кварца, 8 — кальцита

В отношении распределения хлорита (рис. 23) можно сказать, что гистограмма выявляет симметричное строение. Это подтверждается и расчетами величины асимметрии, которая равна $+0,07$, при коэффициенте отклонения $E=6,2$. Что же касается количества хлорита в проанализированных породах, то оно колеблется от 1,68 до 33,35% при наиболее часто встречаемой величине распределения 18,37%. Характерно, что при сравнении этих данных с аналогичными величинами для глинистых сланцев существенных различий не обнаруживается.

Плагиоклаз, аналогично мусковиту, не подчиняется закону нормального распределения и проявляет тенденцию к увеличению содержания от адинол-сланцев, через адинол-роговики к адинолам (см. рис. 22), т. е. характеризуется обратной пропорциональной зависимостью по сравнению с мусковитом (табл.

34). Необходимо отметить, что сравнивая данные по плагиоклазу с таковыми глинистых сланцев замечаем резкое увеличение процентного содержания плагиоклазов в метасоматитах, что вызвано, по всей вероятности, существенным привнесом натрового компонента с образованием альбитовой молекулы параллельно с выносом K из мусковита.

Таблица 34

Границы совокупности плагиоклаза и мусковита в породах адинолового ряда

Наименование пород	Границы совокупности	
	Плагиоклаз	Мусковит
Адинолы завершённые	29,77—87,07	0—3,70
Адинол-роговики	41,30—64,78	6,89—15,35
Адинол-сланцы	23,76—44,30	15,35—29,45

Что же касается кварца, то статистические расчеты приводят к выводу, что его количество, варьируя в изученных породах от 0 до 44,71%, по своему среднестатистическому показателю (медиана = 20,11%) почти не отличается от такового для глинистых сланцев (медиана = 20,27%), изменяя лишь коэффициенты отклонения ($E=8,06$) и асимметрии ($AS = -0,31$). Широкое колебание процентного содержания свободного кремнезема свидетельствует, по-видимому, о том, что в отдельных случаях имеет место привнос и перераспределение при преобразовании мусковита в альбит.

В отношении карбоната необходимо отметить, что гистограмма (см. рис. 22) имеет характер усеченной слева кривой нормального распределения. При этом гистограмма ограничена нулевой величиной содержания, которая является одновременно и медианой распределения, не выявляя существенного отличия от содержания карбоната в глинистых сланцах.

Таким образом, приведенный сравнительный анализ пород глинистых сланцев, с одной стороны, и пород адинолового ряда — с другой, позволяет сделать вывод, что при натровом метасоматозе глинистых сланцев существенно изменяется количество слюды и полевого шпата (альбита), а остальные компоненты (хлорит, кварц, карбонат) остаются почти в неизменном количестве.

Вместе с тем, опыт количественно-минералогического анализа химического состава пород адинолового ряда убеждает нас в том, что за основу классификации этих образований сле-

дует брать содержание мусковита и альбита, наиболее четко реагирующих на привнос-вынос главных породообразующих компонентов и проявляющих обратно пропорциональную зависимость. Таким подходом группа типичных — завершенных адинолов по содержанию мусковита и альбита четко обособляется от групп адинол-роговиков и адинол-сланцев, характеризующихся постепенными переходами как между собой, так и в следующие за ними нормальные глинистые породы.

СРАВНЕНИЕ ХИМИЗМА МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ, АДИНОЛОВ И КЕРАТОФИРОВ

Натровые метасоматиты, связанные непосредственно с базальтоидными субвулканическими телами (второй тип) проявлены различно в зависимости от структурного типа исходных пород. Так, например, по близповерхностным сравнительно маломощным диабазовым витрофиритам в районе Адангейского рудного поля образованы мелкозернистые вулканиты, похожие на кварцевые кератофиры. По диабазовым порфиритам периферических частей крупных диабазовых пластовых жил (например, вацисверский диабаз в Горной Раче) развиты породы альбитит-порфирирового типа. При почти сплошном замещении и пропитывании крупнозернистых диабазов и габбро-диабазов более глубинных фаций (Заалазанская Кахети) наблюдаем неоднородное развитие метасоматоза с образованием целой гаммы пород от «диоритов» через «гранодиориты» к «гранитам». Общим для всех перечисленных пород является наличие плагиоклаза альбитового ряда, нередко шахматного типа в ассоциации с кварцем, развитие «письменной» структуры и, как правило, отсутствие калиевых полевых шпатов.

Приведенные силикатные анализы всех этих разновидностей пород (табл. 35) однозначно подтверждают петрографические данные; в частности из таблицы видно, что количество SiO_2 варьирует от 58,3 до 76,36%; Na_2O — от 4,26 до 8,50%; K_2O — от 0 до 0,53; CaO — от 0,36 до 2,24% и т. д.

Если сравнить по основным окислам эти результаты со статистическими данными, полученными по завершенным адинолам (см. табл. 34), получается довольно сходная картина. Сходство особо четко проявлено в количествах и соотношениях Na_2O и K_2O . Некоторые отклонения, отмечавшиеся по другим окислам, по-видимому, объясняются различием составов исходных пород — глинистых сланцев и диабазов.

Не менее любопытная картина получается при сравнении статистических данных по силикатным анализам натровых метасоматитов первого и третьего типов (табл. 36) и пород спи-

Химический состав метасоматитов второго типа

Окислы	2360	987	128	131	133	340	342	66	879
SiO_2	76,36	60,20	70,92	69,36	62,02	80,06	58,32	74,70	67,63
TiO_2	0,24	0,34	0,78	0,88	1,10	0,08	1,20	0,17	0,35
Al_2O_3	12,35	19,80	13,53	13,13	14,13	10,83	12,61	11,75	13,02
Fe_2O_3	0,41	0,86	0,23	1,11	1,39	1,12	5,88	1,55	0,81
FeO	0,74	2,58	5,24	5,80	8,79	6,48	9,00	3,41	9,90
MnO	0,01	0,04	0,12	0,13	0,15	0,10	0,21	0,04	0,13
CaO	0,85	0,36	1,03	1,08	0,86	0,71	1,65	2,24	1,00
MgO	0,75	4,54	1,44	1,47	2,36	0,27	1,29	0,23	1,30
Na_2O	6,91	8,50	4,45	4,33	4,26	5,40	4,30	4,52	3,70
K_2O	нет	0,15	0,17	0,16	нет	сл.	нет	0,53	сл.
P_2O_5	0,09	0,03	0,14	0,29	0,11	нет	0,15	сл.	нет
SO_3	нет	—	0,06	0,27	0,61	сл.	—	сл.	нет
Влага	нет	0,06	0,18	0,40	0,52	0,06	0,37	0,07	0,25
п.п.п.	0,96	2,26	1,46	1,60	3,28	0,78	4,73	0,92	1,66
Сумма	99,72	99,62	99,80	100,03	100,20	99,89	99,71	100,20	99,75

2360 — «кварцевый кератофир» — измененный спилитовый диабазовый витрофирит, ущ. р. Шхапзия, Абхазия (Беридзе, 1977); 987 — «кварц-альбитовый диабазовый порфирит», Вацисверский перевал, Рача (Беридзе, 1963); 128, 131, 133 (анализы Г. А. Чихрадзе, 1979) в разной степени «кварцованно-альбитизированные диабазовые породы», ущ. р. Лопота, Заалазанская Кахети; 340, 342, 66, 879 (анализы М. П. Прундзе, 1979): 340 — «плагиогранит» — ущ. р. Лопота, 342 — «диорит», ущ. р. Челти; «Гранодиориты»: 66 — ущ. р. Инцоба, 879 — ущ. р. Стори (Заалазанская Кахети).

лит-кератофировой формации, являющейся наиболее ранним продуктом вулканической активности и юрской геосинклинали Южного склона. При сравнении нами отбирались силикатные анализы тех представителей спилит-кератофировой формации, в которых процесс альбитизации плагиоклаза был проявлен

Таблица 36

Окислы	Граница совокупностей	Медиана (Me)	Мода (Mo)	Асимметрия	Отклонение, E
SiO_2	57,86—71,58	62,83	63,01	+0,18	2,50
Al_2O_3	12,70—19,76	17,54	17,19	-0,35	1,76
Fe_2O_3	0,09—1,78	0,88	0,96	+0,02	0,48
FeO	0,14—7,90	2,93	3,00	+0,07	1,58
CaO	0,16—5,35	1,62	1,67	+0,05	0,85
MgO	0,44—4,91	2,26	2,74	+0,48	0,72
Na_2O	3,80—10,35	7,41	7,52	+0,11	1,22
K_2O	0,00—0,50	0,11	0,01	-0,10	0,10

наиболее полно (табл. 37). В этом случае также особо большое сходство отмечается в содержании Na_2O и K_2O .

Для выявления общности происходящих процессов при формировании завершённых адинолов и кератофигов мы (Беридзе, Ахвледиани, 1979) провели сравнения дисперсий распреде-

Таблица 37

Статистические данные по основным окислам завершённых кератофировых пород (n 25)

Окислы	Границы совокупностей	Медиана (Me)	Мода (Mo)	Асимметрия	Отклонение, E
SiO_2	64,20—76,88	72,30	72,10	-0,20	2,78
Al_2O_3	11,13—16,32	13,21	13,54	+0,33	1,17
Fe_2O_3	0,04—2,08	1,02	1,17	+0,15	0,49
FeO	0,36—5,58	1,99	2,14	+0,15	1,06
CaO	0,38—4,10	1,42	1,58	+0,16	0,75
MgO	0,50—2,80	1,33	1,67	+0,34	0,76
Na_2O	3,30—7,92	5,95	5,59	-0,36	0,83
K_2O	0,00—0,86	0,32	0,01	-0,31	0,49

ления трех основных компонентов — SiO_2 , Na_2O и K_2O по методу Фишера с проверкой достоверности анализа по Стьюденту (табл. 38). Как видно, только для Na_2O оба критерия (F и t) с достоверностью указывают на общность происхождения процесса, вызванного, по всей вероятности, натриевым метасоматозом. Что же касается сравнения дисперсий распределения кремнезема, то, несмотря на их сопоставимость между собой по критерию Фишера, их достоверность не подтверждается по критерию Стьюдента. Это, по-видимому, вызвано различным составом исходных пород. Аналогичные выводы можно сделать и относительно K_2O с той лишь разницей, что в этом случае отличия выявляются в большей степени.

Таблица 38

Дисперсии распределения компонентов

Окислы	Критерий Фишера	Критерий Стьюдента
SiO_2	1,132	38,63
Na_2O	1,64	2,43
K_2O	7,00	10,01

К сожалению, для полноценного статистического сравнения метасоматитов второго типа с кератофирами мы не располагаем достаточным количеством анализов, однако и по имеющимся данным (см. табл. 35) можно судить об их сходстве с полностью альбитизированными представителями спилит-кератофировой формации (см. табл. 37).

Таким образом, приведенные выше сравнения химизма завершённых адинолов, полностью альбитизированных кератофигов и окварцованно-альбитизированных представителей диабазовых пород, показывают четко выраженную тенденцию в направленности процесса натриевого метасоматоза, приведшего к формированию химически во многом сходных образований, несмотря на существенные различия в их исходных составах (глинистые сланцы, андезиты-дациты, базальтоиды).

ГЕНЕЗИС НАТРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Пространственная взаимосвязь адинолов и альбититов с диабазовыми породами — давно известное и широко распространенное явление. Достаточно отметить, что еще В. Н. Лодочников (1936), иллюстрируя свой эмпирический вывод «правила полярности магматических и постмагматических минералов одной и той же магмы» в качестве характерного примера отмечает факт повсеместной связи адинолов с диабазовыми породами.

Классическими в этом отношении являются диабазовые контакты Гарца, описанные еще в 80-х годах прошлого столетия К. Лосеном и Е. Каизером, петрографическую характеристику которых дал Г. Розенбуш. Впоследствии Л. Милх (Milch, 1917) всесторонне изучил адиноловые породы Гарца, подразделив их на адинол-сланцы, адинол-роговики и типичные («завершённые») адинолы и подчеркнув все более возрастающую роль Na_2O в этом ряду пород с параллельным уменьшением содержания Fe_2O_3 , FeO и MgO . Вместе с тем, этот исследователь одним из первых обратил внимание на сходство, по вещественному составу, между адинолами и кератофирами, встречающимися обычно совместно.

Другое наиболее обстоятельное исследование этого вопроса принадлежит К. Мерилейнену (Meriläinen, 1961). Оно проведено на примере альбитовых диабазов и альбититов Енонткио (крайне северо-западная часть Финляндии) и Китилио, в южной части Финляндии, увязывающихся с олонекской диабазовой формацией Карелии. Этот автор, в частности, на основании богатого фактического материала, приходит к важному выводу о том, что содержащийся в базальтовом расплаве калий, по всей вероятности, почти полностью расходуется в основной фа-

зе кристаллизации диабаза, и поэтому остаточные растворы крайне обеднены этим элементом.

Следует подчеркнуть, что и в большинстве других работ, касающихся рассматриваемого вопроса, определенно указывается на связь альбититов и адинолов именно с альбитовыми (спилитовыми) диабазами (Свиридов, 1969; Тернер и Ферхунген, 1961; Дачатко и Полдерварт, 1963; Прокопцев, 1963 и др.). Однако известны и примеры развития адинолов и альбититов в связи с нормальными диабазами (Заридзе, 1941 и др.). Отсюда вывод, что адинолы и альбититы являются специфическими образованиями, связанными с диабазовыми породами вообще, и, следуя мнению большинства исследователей, эта связь должна рассматриваться как генетическая.

Это предположение, на наш взгляд, хорошо обосновывается экспериментальными данными, полученными при исследовании процесса кристаллизации силикатных расплавов (Челищев и др., 1963).

Любопытно, что в экспериментах при охлаждении силикатных расплавов диабазового состава, получалась не офитовая, а порфировая порода со стекловатой основной массой, совершенно без плагиоклаза и с фенокристаллами пироксена. Получить кристаллы основного плагиоклаза удалось лишь после прибавления к расплаву NaOH в количестве 10%. По мере возрастания концентрация NaOH до 20%, состав плагиоклаза становился все более кислым, а порода постепенно приобретала типичную офитовую структуру.

Из эксперимента ясно, что для кристаллизации в диабазе даже основного плагиоклаза необходимо избыточное содержание Na, по сравнению с тем, которое нужно для связывания алюминия в плагиоклазе. Для получения же более кислого плагиоклаза, содержание Na в расплаве должно быть гораздо выше. Оставшийся после кристаллизации диабаз обогатенный натрием избыточный раствор, по всей вероятности, и вызывает формирование всех трех типов натриметасоматитов. В пределах самого диабазового тела эти растворы образуют альбититы и альбитит-порфиры, проникая же в глинистые осадки, они, сравнительно быстро охлаждаясь, замещают гидрослюдистые минералы и формируют тонкозернистые адиноловые породы роговой структуры.

ВУЛКАНИЗМ, ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ И КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ.

Связь вулканических и вулканогенно-осадочных процессов с образованием колчеданных месторождений в настоящее время признана большинством исследователей. Для рассмотрения

этой проблемы несомненный интерес представляют ниже-и среднеюрские отложения Большого Кавказа, характеризующиеся широким развитием колчеданных, колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений, тем более, что работами последних лет доказано наличие в ряде районов Южного склона Большого Кавказа синхронных осадконакоплению продуктов базальтоидного вулканизма, пространственно связанных с вышеотмеченными месторождениями и рудопроявлениями.

В сложной проблеме исследования связи вулканизма и рудообразования значительную роль сыграли детальное изучение состава и фациальной изменчивости осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, особенностей диагенетического колчеданообразования, а также проведение реконструкции палеоседиментационных и палеовулканологических обстановок как для региона в целом, так и в пределах отдельных рудных полей. Наиболее четкая информация для освещения этих вопросов получена в Горной Абхазии, где среди глинисто-песчанистых отложений ранней юры встречаются три типа рудных образований: стратиформные серноколчеданные залежи, стратиформные серноколчедан-меднопирротин-полиметаллические оруденения и меднопирротин-полиметаллическая прожилково-вкрапленная минерализация. При обсуждении этой проблемы были использованы геохимические данные по изотопному составу серы пиритов, а также содержанию некоторых рудных и малых элементов в фоновых седиментах, околорудноизмененных осадочных пачках, вулканитах и самих рудных образованиях (Беридзе, Буадзе, 1977; Беридзе и др., 1978; Беридзе и др., 1980).

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНОГО СЕРНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГОРНОЙ АБХАЗИИ

Для освещения поставленных вопросов наиболее благоприятным объектом является Адангейское рудное поле (рис. 24) с его восточным и западным продолжением (Беридзе, Буадзе, 1977).

Наиболее древние образования раннеюрской осадочной серии — породы синемюр-нижнеплинсбахской (олигомиктово-кварцевые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и глинистых сланцев, пластовые жилы уралитово-лабрадоровых диабазов) и нижнеплинсбахской авадхарской (туфы, туфобрекчии, покровы и субвулканические тела кислого состава) свит — обнажаются в восточной части рудного поля в виде тектонических клиньев в зоне «Главного надвига».

Более широким развитием пользуются глинисто-сланцевые отложения ацгарской свиты (верхний плинсбах-нижний тоар),

слагающие ядро и северное крыло адангейской антиклинали и северное крыло Шхапзийской синклинали. В составе свиты выделяются две толщи: нижняя — с чередованием нормальных и ороговикованных аспидно-глинистых сланцев с пластовыми жилами и дайками уралитово-лабрадорных диабазов и верхняя, сложенная аспидно-глинистыми сланцами и спилитовыми вулканогенами. Наиболее широко вулканогенные образования развиты в западной части рудного поля (см. рис. 24), где их видимая мощность достигает 220 м. Количество вулканогенного материала с запада (р. Западный Скеу) на восток (р. Шхапзия) уменьшается до полного замещения вулканогенной фации глинисто-сланцевой.

Над ацгарской свитой залегают колчеданосные отложения ахейской свиты (тоар). Последняя наиболее полно представлена в пределах Шхапзийской синклинали, где мощность свиты достигает 250 м. Она четко делится на две толщи. При этом нижняя толща, являющаяся преимущественно глинисто-сланцевой с конкрециями пирита, постепенно переходит в верхнюю — песчано-сланцевую толщу. К кровле последней происходит увеличение роли песчаников. Надо полагать, что отложение верхней толщи ахейской свиты сопровождалось поднятием в области сноса. Тенденция наименьшего погружения наиболее заметно выразилась в восточной части рудного поля (к востоку от участка Башкацара), что обусловлено также влиянием Центрально-Абхазской подзоны поднятия, в пределах которой в течение всей ранней юры и аалена накапливались осадки незначительной мощности (Адамия, Беридзе и др., 1975).

На южном крыле Адангейской антиклинали, ввиду его редуцированности надвигом, выходы ахейской свиты встречаются фрагментарно. Вместе с тем, по надвигу нижняя толща ацгарской свиты контактирует с листоватыми сланцами анчхойской свиты ааленского возраста. Последняя сменяется маломощной кутыкухской свитой (верхний аален), в которой широко развиты вулканогенно-осадочные образования. Кутыкухская свита, перекрываемая байосской порфиритовой серией (см. рис. 24), имеет четко выраженный переходный характер между глинисто-сланцевой (лейас-аален) и вулканогенной (байос) группами пород (Беридзе и др., 1972).

В течение ранне-среднеюрской истории геологического развития изученной территории, как видно из приведенных данных, можно выделить раннеплинсбахскую, позднеплинсбахско-ранне-тоарскую и позднеаален-байосскую фазы вулканизма.

Продукты раннеплинсбахского вулканизма (авадхарская свита) в Горной Абхазии в целом локализованы в полосе, трассирующей границу двух геотектонических единиц — Главного хребта, сложенного древними гранитоидами

и кристаллическими сланцами на севере и лейасской глинисто-сланцевой геосинклинальной зоны на юге. В пределах рассматриваемой территории эти образования выявлены в ее северо-восточной части, на участке Башкацара (см. рис. 24), где ввиду фрагментарности выходов авадхарской свиты (тектонический клин) нет полного набора вулканитов, характерных для данной фазы вулканизма. Здесь господствующую роль играют липарито-дацитовые породы, химический состав которых иллюстрируется табл. 31.

Вместе с тем, западнее от Адангейского рудного поля, в полных разрезах авадхарской свиты устанавливается антидромная последовательность извержений от липаритов и липарито-дацитов до андезитов и андезито-базальтов с одинаково высокой степенью альбитизации всех членов названного спектра пород (Беридзе, 1973).

Позднеплинсбахско-ранне-тоарская фаза вулканизма проявилась синхронно с накоплением осадков средней и верхней толщ ацгарской свиты (см. рис. 20, 22). В вулканических образованиях преобладают породы собственно эффузивной субфации при незначительном развитии субвулканической и почти полном отсутствии эксплозивной субфации. Вулканиты представлены спилитовыми базальтоидами с непрерывным структурным рядом от авгит-альбитовых и альбит-хлоритовых диабазов до диабазовых витрофиритов, вариолитов и чистых стекловатых корок закалки.

В собственно эффузивной субфации, следуя классификациям Д. Карлайла (Carlisle, 1963) и И. В. Хворовой (1966), наряду со слабо фрагментированными и шаровыми лавами, можно выделить изолированно-шаровые и обломочно-шаровые брекчии, а также гиалокластические аквагенные туфы. При этом в обнажениях наблюдаются постепенные переходы между названными структурными разновидностями пород.

Центральные части лавовых потоков и ядра шаровых тел обычно хорошо раскристаллизованы и представлены альбит-хлоритовыми, реже авгит-альбитовыми диабазами гиалоофитовой структуры, нередко с удлиненно-шестоватыми кристаллами альбита, образующими радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. К перифериям потоков и шаровых тел следуют витрофириты и вариолиты со сферолитовой, нематобластовой или метельчатой структурой. Непосредственные контакты лавовых образований с вмещающими породами, или связующей массой шаровых тел следуют витрофириты со сферолитовой нематобластовой или метельчатой структурами, а затем — вариолиты. Непосредственные контакты лавовых тел с вмещающими глинистыми породами представлены сидеромелановыми корками, по которым в результате подводного изменения развивается паллагонитовая минеральная ассоциация.

В изолированно-шаровых и обломочно-шаровых брекчиях связующую массу слагают аргиллитовые породы, не обладающие сланцевой текстурой. В связующей массе изолированно-шаровых брекчий, нередко в значительном количестве содержится гиалокластический материал, подвергшийся интенсивной хлоритизации, окварцеванию, пиритизации и в меньшей степени карбонатизации. В изолированно-шаровых брекчиях фрагменты лав характеризуются причудливыми неправильно-извилистыми очертаниями, тогда как форма обломков из обломочно-шаровых брекчий угловатая, приближающаяся часто к пирамидальной. Гиалокластиты во всех случаях характеризуются не резкими границами с шаровыми лавами и изолированно-шаровыми брекчиями, с которыми они тесно связаны. В них отсутствует слоистость и вертикальная сортировка материала. Вместе с тем, они постепенно переходят в нормальные, местами слабо уплотненные аргиллиты.

По составу и структуре описанным лавовым потокам идентичны пластовые жилы и дайки альбитовых (спилитовых) диабазов, залегающих под эффузивными накоплениями и, следовательно, являющиеся их субвулканической фацией. Насыщенность среды их застывания водой способствовала возникновению изолированной гидротермальной системы, обусловившей развитие процессов хлоритизации, окварцевания, карбонатизации и пиритизации. Структурно-текстурные особенности этих пород иллюстрированы таблицами III—V.

Несмотря на развитие этих вторичных процессов, химический состав (см. табл. 8) отчетливо показывает принадлежность описываемых диабазово-вариолитовых вулканических пород к типичным альбитизированным толентовым базальтам океанического типа.

Байосская фаза вулканизма выражена становлением мощной серии вулканогенных пород спилит-порфирит-диабазовой формации, развитой в «вулканогенной геосинклинали» (Гагра-Джавская зона по П. Д. Гамкрелидзе, 1966), примыкающей к рассматриваемой сланцевой зоне геосинклинали с юга. В последней выражением байосского вулканизма надо считать дайки и силлы уралитизированных лабрадоровых полнокристаллических диабазов, локализованных в нижней толще ацгарской свиты (см. рис. 24) и в более древних отложениях лейаса.

В отличие от альбитовых (спилитовых) диабазов субвулканической фации позднеплинсбахско-раннетоарской фазы вулканизма, характеризующихся афировыми структурами, уралитизированные лабрадоровые диабазы имеют порфировую структуру. Автометасоматические процессы в последних выражены в уралитизации моноклиального пироксена и сосюритизации основного плагиоклаза лишь при спорадическом проявлении альбитизации. Из этих данных напрашивается вывод о близпо-

верхностных условиях становления субвулканических тел альбитовых (спилитовых) диабазов и более глубинных условиях застывания уралитово-лабрадоровых диабазов.

Изложенный материал позволяет говорить об обособленности геолого-генетической позиции лейасского вулканизма, проявленного раннеплинсбахской и позднеплинсбахско-раннетоарской фазами в сланцевой зоне, от байосского — развитого в вулканогенной геосинклинали зоне, к югу от сланцевой.

Продукты лейасского вулканизма, относящиеся к спилиткератофировой и спилит-диабазовой формациям, как уже отмечалось выше, должны быть объединены в контрастную ассоциацию, характерную для ранних стадий развития геосинклинали областей (Фролова, 1973). При этом наблюдается четкая зональность в распределении пород кислой и основной групп по отдельным вулкано-тектоническим структурам. Так, вулканиды кислой группы (авадхарская свита), представляющие собой продукты самой ранней фазы (ранний плинсбах) лейасского вулканизма, располагаются в периферической части сланцевой геосинклинали — на границе с палеозойским кристаллическим субстратом Главного хребта (унаследованная геоантиклиналь). Базальтоиды же основной группы, возникающие при позднеплинсбахско-раннетоарской фазе вулканизма, тяготеют к осевой зоне геосинклинали прогиба. Надо полагать, что в позднем плинсбахе-раннем тоаре в пределах рассматриваемой территории располагались вулканические аппараты трещинного типа, связанные с глубинным подкорovým магматическим очагом.

С раннего тоара, в связи с активизацией источников сноса терригенного материала и началом флишеобразования, вулканические явления прекращаются.

Геологическая позиция стратиформного серноколчеданного оруденения определяется его приуроченностью к границе глинисто-сланцевой (подрудной) и песчано-сланцевой (надрудной) толщ ахейской свиты и пространственным размещением подстилающих эту свиту базальтоидных вулканидов позднеплинсбахско-раннетоарской фазы вулканизма. Рудоносный уровень располагается от кровли подводных накоплений вулканидов на 100—150 м (Беридзе; Буадзе, 1977₁).

Породы вулканогенного горизонта и надвулканогенной (подрудной) глинисто-сланцевой толщи характеризуются широким развитием пиритных обособлений. Вертикальный диапазон их размещений ограничивается серноколчеданной стратиформной залежью (рис. 25).

В вулканогенном горизонте преимущественно развиты прожилковые обособления пирита, контролируемые контракционными трещинами, приуроченными к зальбандам покровов. Ши-

Рис. 24. Схематическая геологическая карта Адангейского рудного поля (составлена по данным Ш. А. Адамия, М. А. Беридзе, Г. Хомерики, З. И. Лоладзе, В. И. Буадзе, Г. Э. Кердзая, А. Г. Твалчрелидзе). 1 — четвертичные отложения (Q). Средняя юра, байос, порфирировая серия (I_2bj), 2 — слоистые туфы, туфобрекчии, лавы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Средняя юра, аален-кутыкухская свита (I_2akt), 3 — слоистые туфы и мелкообломочные туфобрекчии спилитовых, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов с примесью кварц-кератофирового материала и с редкими пачками глинистых сланцев. Нижняя-средняя юра, верхний тоар-аален, анчхойская свита ($I_1t_2 + aan$), 4 — глинистые сланцы и сланцеватые аргиллиты. Нижняя юра, верхний тоар, верхняя толща ахейской свиты ($I_1t_2ah_2$), 5 — алевролиты и мелкозернистые песчаники слюдисто-плагио-класово-кварцевого состава с прослоями глинистых сланцев и сланцевых аргиллитов. Нижняя юра, верхний тоар, нижняя толща ахейской свиты ($I_1t_2ah_1$), 6 — глинистые сланцы и сланцеватые аргиллиты с конкрециями пирита и редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Нижняя юра, верхний плинсбах-нижний тоар, ацгарская свита, верхняя и средняя толща ($I_1P_9 + t_1ac_{2+3}$), 7 — шаровые лавы спилитовых пород диабаз-витрофирит-вариолитового ряда, 8 — фрагментированные шаровые лавы с аргиллитовой и гялокластовой связующей массой, 9 — обломочные брекчии шаровых лав с аргиллитовой связующей массой, 10 — глинистые сланцы и их ороговикованные разности (11). Нижняя юра, верхний плинсбах, нижняя толща ацгарской свиты ($I_1P_2ac_1$): аспидно-глинистые сланцы (10) и их ороговикованные разности (11). Нижняя юра, нижний плинсбах, авадхарская свита (I_1P_1av), 12 — туфы и мелкообломочные туфобрекчии кварцевых кератофиров, 13 — лавы кварцевых кератофиров. Нижняя юра, верхний синемюр, лашипсинская свита (I_1S_2): 14 — средне-крупнозернистые олигомиктовые кварцевые песчаники с редкими прослоями конгломератов, гравелитов, глинистых сланцев и пластовыми жилами уралитово-лабрадорных диабазов, 15 — силлы позднеплинсбахских раннетоарских спилитовых диабазовых витрофиритов, 16 — пластовые жилы и дайки байосской уралитово-лабрадорных диабазов, 17 — среднеюрские гранитоиды (γJ_2), постсреднеюрские дайки диабазов (σJ_2), 19 — крупномозаичные тектонические брекчии мономиктового состава, 20 — стратиформная серноколчеданная залежь с наложенной медно-пирротиново-полиметаллической минерализацией унаследованно-стратиформного типа (а — установленная, б — предполагаемая); 21 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 22 — зоны брекчированных пород с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (рис. см. вкл.).

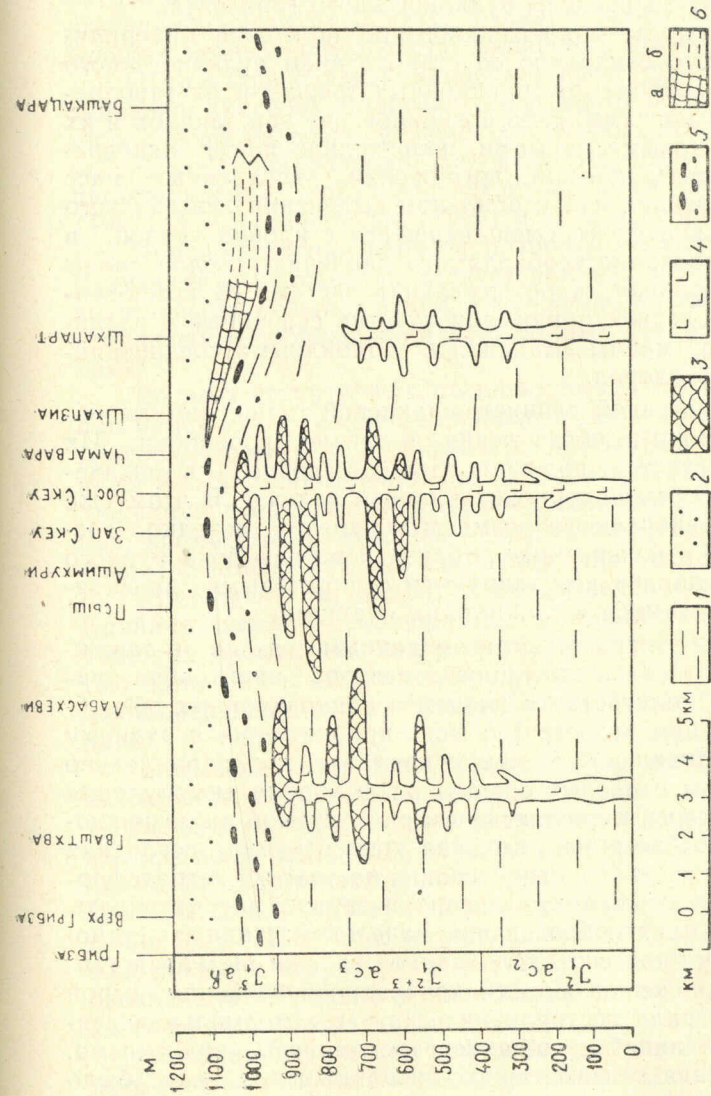


Рис. 25. Фациальный профиль Адангейского рудного поля для позднеплинсбах-тоарского времени. Нижняя юра, тоар, ахейская свита (I_1ah): верхняя толща — алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев; нижняя толща — глинистые сланцы с конкрециями пирита. Нижняя юра, верхний плинсбах-нижний тоар, верхняя толща ацгарской свиты ($I_1^{2+3}ac_3$), плинсбах-средняя толща ацгарской свиты (I_1ac_2). 1 — глинистые сланцы, 2 — песчаники, 3 — шаровые лавы и их производные, 4 — субвулканические тела, 5 — конкредии пирита, 6 — стратиформная рудная залежь (а — установленная, б — предполагаемая)

роким развитием пользуются также пиритовые каймы, окружающие зоны закалок шаровых и обломочно-шаровых лавовых тел. Прожилки и вкрапленники пирита встречаются также в глинисто-алевритовой массе, в которой погружены вулканические обломки. Во всех этих случаях пирит ассоциируется с кварцем и хлоритом. Пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация не выходит за пределы вулканогенного горизонта.

Следует полагать, что возникновение пиритовой минерализации имело место синхронно со становлением вулканогенного горизонта. Образование контракционных трещин и их заполнение пиритовыми массами либо возникновение зон закалок и их обрастание пиритовыми каймами, происходило почти одновременно. Надо думать, что при погружении раскаленных масс лавы в иловый осадок и при обильном выделении из лавового накопления газовой фазы, смешивавшейся с иловой водой, в условиях существования необходимого давления столба воды создавалась локальная гидротермальная система. В компонентном составе последней принимали участие связанные с излиянием базальтовой магмы эманации с галлоидными соединениями железа и сероводород.

В надвулканогенной глинисто-сланцевой толще пириты образуют конкреционные обособления и тонкие прослойки. Их количество нарастает от подошвы толщи к кровле — к лежащему боку стратиформной серноколчеданной залежи. В этом же направлении увеличиваются размеры конкреций, нередко достигая 20—30 см в поперечнике. Вблизи лежащего бока рудного тела конкреции пирита ассоциируются с пиритовыми прослойками, переслаивающимися с глинистыми сланцами.

Образование конкреций по всем данным связано с зарождением в иловом осадке коллоидных центров пиритообразования. Увеличение количества и размеров конкреционных обособлений в восходящем разрезе (по мере приближения к рудному телу) глинисто-сланцевой толщи показывает, что параллельно с ее становлением в иловых осадках происходила аккумуляция большой массы серы, в последующем расходуемой на возникновение конкреций. Аномально высокая концентрация последних в подрудной глинисто-сланцевой толще, на участке стратиформного серноколчеданного оруденения, позволяет рассматривать диагенетическое пиритообразование начальной стадией становления стратиформной серноколчеданной залежи. Нам представляется, что в снабжении области конкрециеобразования серой ведущую роль играла поствулканическая гидротермальная деятельность позднеплинсбахско-раннетюарской фазы вулканизма.

Стратиформная залежь серноколчеданных руд, как было отмечено, завершает пиритоносный разрез. При этом наличие вулканических накоплений с пиритизацией, синхронной вулка-

низму, повышенная конкрециенность подрудной глинисто-сланцевой толщи и размещение стратиформной залежи — все это наблюдается в пределах узкой линейной полосы, которая может рассматриваться как магмородоподводящий канал синседиментационного заложения. Рудная залежь, располагаясь в пределах блюдцеобразного понижения (см. рис. 22), пространственно смещена от области вулканических накоплений, образующих возвышенную часть подводного палеорельефа.

Охарактеризованные закономерности размещения рудной залежи в пределах Адангейского рудного поля следует объяснить с позиции возникновения химических осадков на дне бассейна осадконакопления за счет гидротерм вулканического происхождения, согласно представлениям В. И. Смирнова (1967), Г. С. Дзоценидзе (1969) и Н. С. Скрипченко (1972).

При обсуждении вопроса о прожилково-вкрапленной минерализации в вулканиках следует принять во внимание также возможность возникновения рудоносных растворов в процессе вторичных преобразований базальтовых тел в подводных условиях.

Во всех структурных разновидностях внешних зон пиллоу-лав присутствует сидеромелановое стекло, в котором, наряду с плагиоклазовыми кристаллами и вариолами, встречаются везикулы и т. н. ложные миндалины. В центральных зонах лав наблюдаются вторичные образования актинолита. Во внешних зонах, кроме самой крайней, различается гальмиролитическая (палагонитовая) стадия изменения, для которой характерны Fe—Mg—смектиты, хлорит и обособления окислов Fe и Mn. Крайняя внешняя зона пиллоу, а также гиалокластиты, на участках проявления гидротермального метаморфизма, полностью изменены в железисто-магнезиальный хлорит, сопровождающийся кварц-пирит-сфен-эпидотовой минеральной ассоциацией.

При зональном преобразовании сидеромеланового стекла пиллоу-лав, закономерно изменяется его химический состав (табл. 39): от внутренних к внешним зонам постепенно уменьшается количество SiO_2 и Na_2O , увеличивается MgO , FeO и H_2O ; кроме того, отмечается некоторое увеличение Al_2O_3 и уменьшение CaO ; для вариолитовой зоны характерно повышенное содержание MnO. Наиболее интенсивные изменения претерпевает самая внешняя структурная оболочка, однако установленное для океанических базальтов поглощение калия из морской воды здесь не наблюдается.

Гальмиролитические изменения пиллоу-лав и сопровождающих их гиалокластитов вызваны активной циркуляцией нагретой в условиях высокого давления морской воды. Согласно исследованиям А. Г. Коссовской, В. В. Петровой и В. Д. Шутова (1982), океанические базальтовые пиллоу-лавы, вследствие

разнородной структуры внешних оболочек и контракционных трещин, приобретают способность повышенной проницаемости, обеспечивающую активную циркуляцию морской воды. Последняя при высоком давлении (до 500 кбар) нагревается до 300° С и способна интенсивно выщелачивать металлы из базальтов.

Гидротермальная стадия преобразования связана с поступлением глубинных флюидов и проявлена в вулканогенном горизонте неоднородно. Описанной для океанических базальтов корренситовой стадии гидротермального метаморфизма в юрских пиллоу-лавах соответствует хлоритовая. В условиях регионального аспидно-сланцевого метаморфизма и интенсивного проявления стресса в юрских толщах, корренсит, по всей вероятности, претерпел изменение в более стабильную хлоритовую фацию.

Таблица 39

Химический состав измененных пиллоу-лав Адангейского рудного поля

Окислы	2237	2276	2081	2097	2095	2105	2071	2277
SiO ₂	51,60	44,99	41,40	39,84	39,90	51,49	28,89	24,30
TiO ₂	1,42	1,82	2,60	1,37	1,92	1,97	1,85	0,52
Al ₂ O ₃	10,71	17,05	15,66	17,57	17,22	12,35	17,05	21,57
Fe ₂ O ₃	1,83	2,41	3,35	2,98	3,09	4,89	4,08	5,32
FeO	7,56	8,10	8,82	11,16	12,06	13,86	17,46	30,63
MnO	0,25	0,35	0,17	0,78	0,99	0,35	0,14	0,27
CaO	7,47	1,43	2,87	1,43	0,77	1,10	0,66	1,24
MgO	7,47	12,22	11,59	13,81	13,73	6,59	18,02	7,59
Na ₂ O	5,70	4,00	4,00	2,14	0,40	0,30	сл.	нет
K ₂ O	сл.	нет	нет	нет	0,30	нет	сл.	нет
SO ₃	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	нет
P ₂ O ₅	0,14	0,26	0,37	0,28	0,40	0,25	0,32	0,29
Влага	3,15	0,42	0,53	0,66	0,45	0,45	0,50	0,38
п.п.п.	3,25	6,57	8,55	8,16	8,79	6,59	10,70	7,46
Сумма	99,60	99,62	99,91	100,18	100,02	100,19	99,67	99,67

Аналитики: А. А. Латария (2277) и Л. И. Беридзе.

Примечание: 2237 — базальтоид с интерсертальной структурой; 2276, 2081 — базальтоиды с зоны металчатых структур; 2097, 2095, 2105 — вариолиты; 2071, 2277 — хлоритизированные сидеромелановые корки пиллоу-лав.

РОЛЬ ВУЛКАНОСТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ СТРАТИФОРМНЫХ КОЛЧЕДАННЫХ РУД

Результаты исследования связи раннегеосинклинального вулканизма и стратиформного колчеданного рудообразования на примере Горной Абхазии позволяют сделать некоторые сопоставления с другими рудными районами Южного склона. Та-

кое сопоставление велось на фоне палеотектонического анализа развития геосинклинального бассейна с учетом общей схемы эволюции и латеральной зональности вулканизма и с проведением реконструкции вулканоструктур как в пределах рудных полей, так и в соседних с ними зонах. Для сравнения выбрана Зааазанская Кахети с примыкающим к ней с востока Белокани-Закатальским рудным районом, где расположены известные месторождения Филизчай и Кацдаг.

До непосредственной характеристики отмеченных объектов перечислим вкратце основные геологические особенности, определяющие связь процессов вулканизма и рудообразования в пределах Адангейского рудного поля.

В Чхалтинской подзоне, сложенной гемипелагическими глинисто-сланцевыми отложениями, для домер-раннеарского времени реконструируется подводная вулканическая постройка толент-базальтовых шаровых лав и их производных, мощностью 300—400 м и протяженностью около 12 км. Вулканическая толща выше переходит в отложения, характеризующиеся повышенным содержанием серноколчеданных конкреций (подрудный горизонт), а еще выше сменяется тонкостратифицированным флишоидом (надрудный горизонт). На восточном фланге вулканической постройки, примерно в интервале 3—3,5 км от нее, между конкрециеносным (подрудным) и флишоидным (надрудным) горизонтами, развита массивная серноколчеданная залежь, формирование которой нами и связывается с поствулканической газовой-гидротермальной фазой домер-раннеарского базальтоидного вулканизма. Благоприятной обстановкой для массового накопления серноколчеданных руд, по всей вероятности, служило локальное понижение дна палеобассейна, примыкающее с запада к вулканической постройке и перегороженное с востока, на Башкацарском участке, подводным поднятием. На западном фланге вулканической постройки (бас. р. Грыбза) среди глинисто-сланцевых отложений, хотя и наблюдаются многочисленные маломощные прослойки и конкреции пирита, мощная серноколчеданная залежь не образуется, по-видимому, вследствие постепенного разубоживания рудогенерирующих поствулканических газогидротерм в сторону открытой части бассейна.

Таким образом, палеоструктурные особенности Адангейской локальной котловины, развитой в пределах Чхалтинского грабен-прогиба, определяются наличием на ее западном крае вулканической постройки, а на восточном — подводного поднятия; с севера котловина по конседиментационному разлому ограничена поднятием кристаллического субстрата (современная зона Главного хребта), а с юга так же по разлому — выс-

гупом Закавказской островной гряды (Гагрско-Джавская геотектоническая зона).

В Заалазанской Кахети так же, как в Горной Абхазии, толеит-базальтовый вулканизм занимает домер-раннетюрский стратиграфический уровень. Выходы этих вулканитов в западной части региона отмечаются в бас. р. Панкиси, затем они прерываются на расстоянии около 25 км и вновь появляются в ущ. р. Стори. Далее к востоку на расстоянии 50 км выходы вулканитов отсутствуют. Затем же, в интервале между ущельями рр. Ареши и Мацими вырисовывается единая цепь вулканических аппаратов трещинного типа, представленная толеит-базальтовыми подушечно-шаровыми лавами и их производными общей протяженностью более 20 км и мощностью до 400 м (рис. 26).

Важно подчеркнуть, что эти эффузивы залегают среди отложений т. н. филизчайской серии, выделенной в соседнем Белоканском районе (Абдулаев и др., 1975; Курбанов, Бирюков 1977) и датируемой условно как аален. Однако, по данным В. Б. Агеева (1976), нижняя часть филизчайской серии, вмещающая в себя известное Филизчайское месторождение, относится к белоканской свите и фаунистически датируется домером, что хорошо согласуется с имеющейся для Заалазанской Кахети стратиграфической схемой.

Палеофациальные реконструкции, выполненные Н. К. Курбановым и А. П. Бирюковым (1977) в пределах Филизчайского рудного поля, показывают большое сходство с обстановкой, охарактеризованной для Адангейского рудного поля (Беридзе, Буадзе, 1977). По данным Н. К. Курбанова, Филизчайское месторождение приурочено к Сарыбашскому узкому субширотному прогибу, ограниченному с севера Тфанским (Заалазанским), а с юга — Дуруджским поднятиями. Накопление стратиформной колчеданной залежи здесь также происходило в локальной морской впадине, огороженной со всех сторон «песчаными фациальными барьерами».

Не вдаваясь в рассуждения этих исследователей относительно способа образования рудной залежи (кстати, имеющей много общего с Адангейским месторождением), отметим лишь некоторые палеофациальные особенности. Аналогично с Адангейским, здесь также установлено замещение массивной пластобразной залежи по латерали вначале «рудным флишем», а затем горизонтом пиритовых конкреций. Рудный горизонт ниже постепенно переходит в конкреционный, выше же в сланцах наблюдается густая вкрапленность пирита и крупные «лепешки» колчеданной руды со следами подводного оползания.

Палеофациальное сочленение Филизчайской конседиментационной котловины с Ареши-Мацимской вулканической построй-

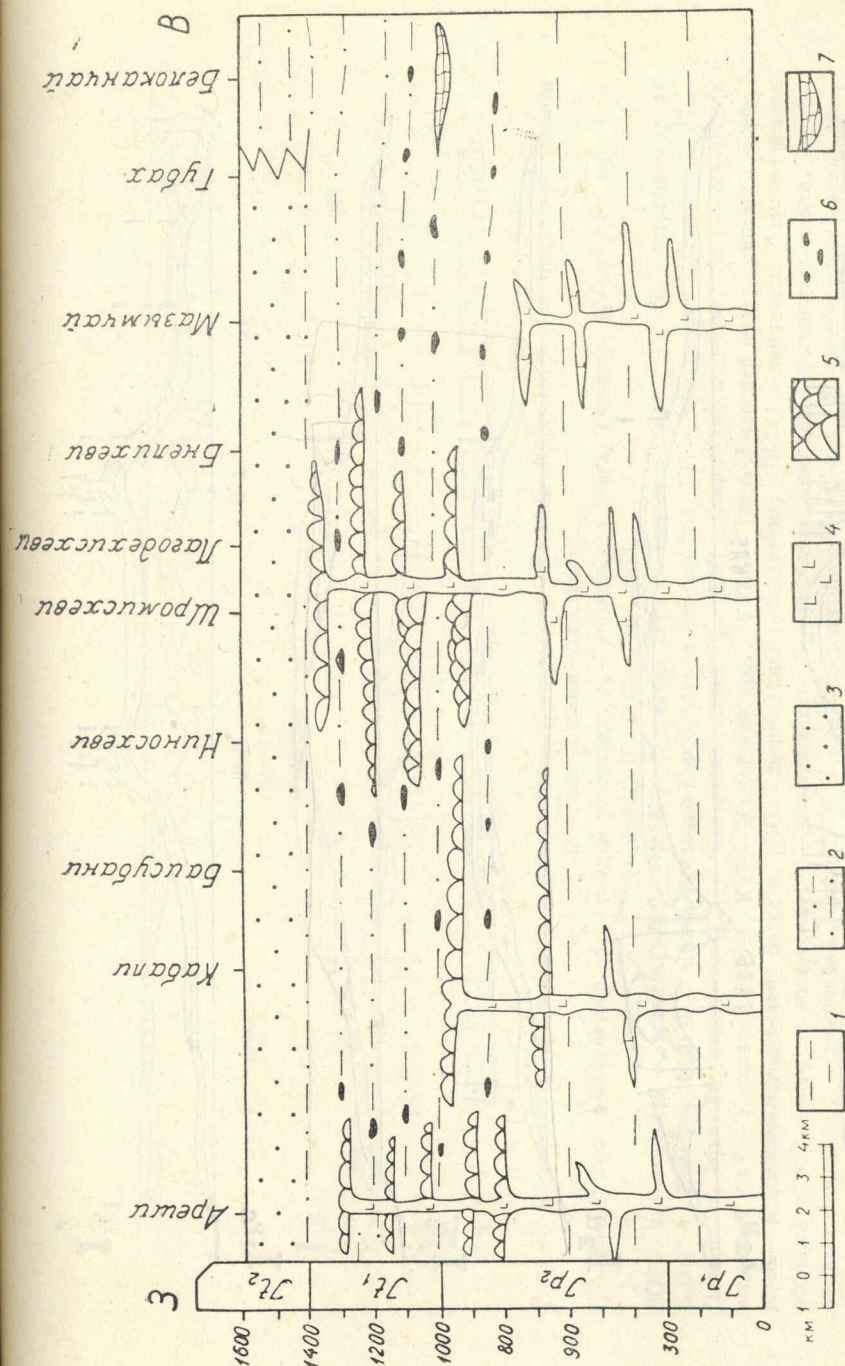


Рис. 26. Продольная фациальная схема Ареши-Сарыбашской псдзоны для плинбаха-тоарского времени. Свиты: I P₁ — кацагская, I P₂ — белканская, II₁ и II₂ — губахская. 1 — глинистые сланцы, 2 — флюидные отложения, 3 — песчаники, 4 — субвулканические базальты, 5 — шаровые лавы, 6 — конкреции пирита, 7 — стратиформная рудная залежь

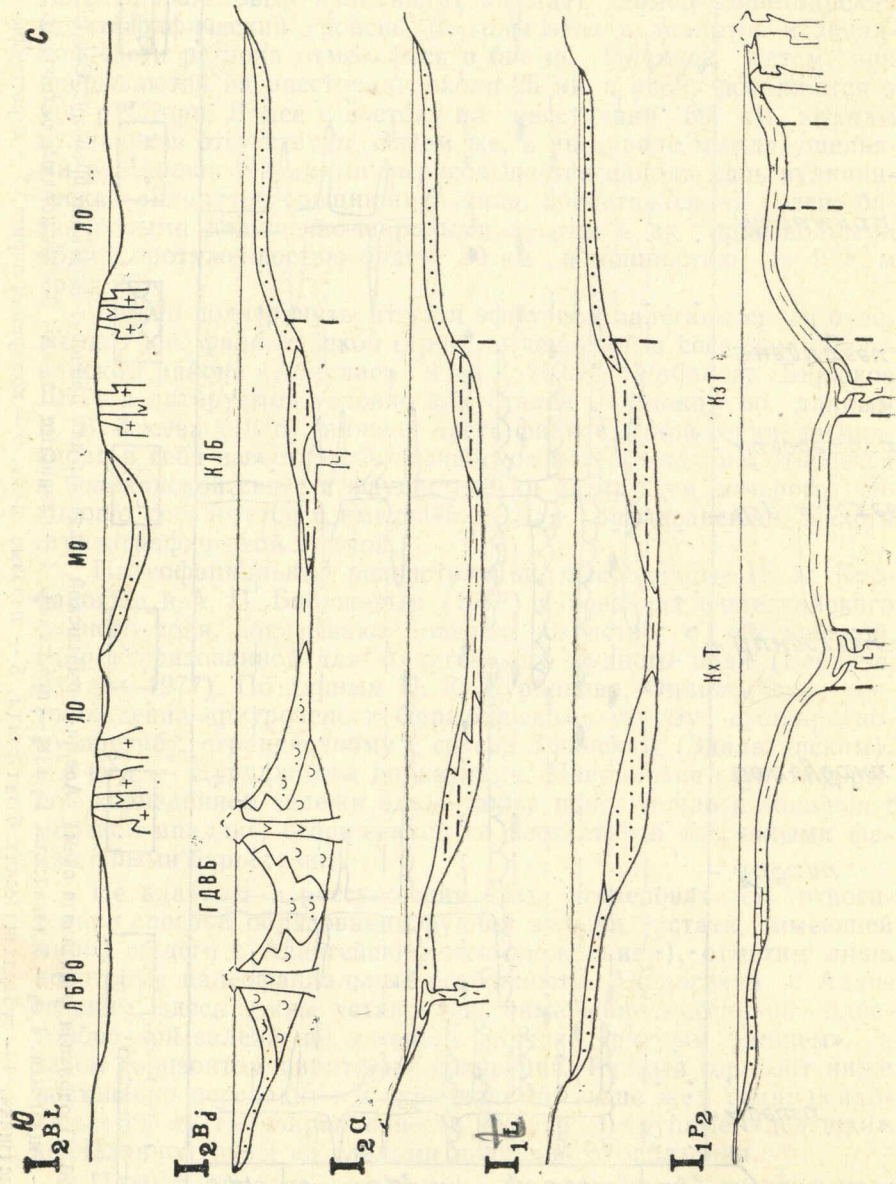
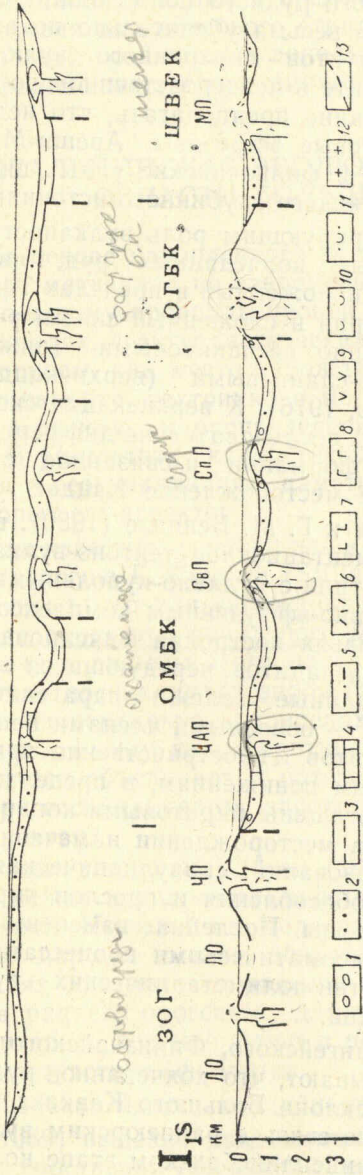
I₁P₁

Рис. 27. Схема эволюции раннеальпийского геосинклинального бассейна Южного склона Большого Кавказа (с прилегающими областями).

I₁ — ранняя юра: s — синемюр, P₁ — ранний плинсбах, P₂ — поздний плинсбах, t — тоер, I₂ — средняя юра: a —

аален, bj — байос, bt — бат.

ЗОГ — Закавказская островная гряда, ОМБК — окраинное море Большого Кавказа, ОГБК — островная гряда Большого Кавказа, ШВЕК — шельф Восточно-Европейского континента; ЧП — Читурское поднятие, ЦАП — Центрально-Абхазское поднятие, СвП — Сванетское поднятие, СпП — Сперозское поднятие, МП — Мигурское поднятие, КхТ — Кахетинский трог, КзТ — Казбекский трог, ГДВБ — Гагра-Джавский вулканогенный бассейн, КЛБ — Казбекско-Лагодехский бассейн. ЛО — лимническая обстановка, ЛБРО — лимническо-болотно-речная обстановка, МО — морская обстановка. 1 — конгломераты, 2 — песчаные осадки, 3 — глинистые осадки, 4 — известковые осадки, 5 — флишодные осадки, 6 — липарито-дацитовые вулканы, 7 — толенитовые базальтоиды, 8 — андезитовые вулканы, 9 — андезито-базальтовые вулканы, 10 — вулканокластиты, 11 — гефрогенные флишодные образования, 12 — гранодиориты, 13 — конседиментационные разломы.

кой (рис. 27) происходит в пределах единой палеотектонической структуры (грабен-прогиба) и поэтому представление о «амагматичности» Филизчайского рудного поля лишь относительно. Приведенный материал весьма убедительно показывает широкое распространение продуктов синхронного вулканизма во вмещающей белоканской свите в непосредственном соседстве с месторождением. Есть основание предполагать, что недифференцированные толеит-базальтовые эффузивы Арешы-Мацмисской вулканической постройки и филизчайские руды питались из единого магморудогенерирующего глубинного источника.

Другим объектом, иллюстрирующим роль вулканоструктур в формировании стратиформных колчеданных руд, является Кацдагский рудный район, расположенный в пределах Тфанского (Заалазанского) антиклинория и сложенный синемюр-раннеплинсбахскими, преимущественно песчаниковыми (нижнекацдагскими, преимущественно сланцевыми (верхнекацдагская подсвита) отложениями (Агеев, 1976). К верхнекацдагской подсвите приурочены вулканы последовательно-дифференцированной спилит-кератофировой формации и связанное с ними колчеданно-полиметаллическое месторождение Кацдаг.

По данным И. Б. Кипиани и Г. М. Бенидзе (1980), в районе реконструируется конседиментационное тектоно-вулканическое сооружение центрального типа с вулкано-купольными аппаратами, сложенными экструзивно-эффузивным комплексом пород жерловой фации. На крыльях постройки фиксированы лавовые образования липаритов и дацитов, чередующиеся со сланцами. Стратиформные колчеданные залежи парагенетически связаны с наиболее поздними — основными членами непрерывной антидромной серии вулканических и пространственно приурочены к локальным межкупольным понижениям, в пределах которых глинистые отложения обогащены пиритовыми конкрециями и органическим углеродом. На месторождении намечен последовательный ряд рудных образований: синвулканическая вкрапленность — конкреционные обособления и прослои пирита — стратиформные колчеданные руды. Последние изменены более поздними гидротермально-метасоматическими процессами с образованием колчеданно-пирротин-полиметаллических руд унаследованно-стратиформного типа.

Приведенные примеры Адангейского, Филизчайского и Кацдагского рудных полей показывают, что колчеданное рудообразование в пределах Южного склона Большого Кавказа проявляют тесную парагенетическую связь с раннеюрским вулканизмом. При этом на синемюр-раннеплинсбахском этапе колчеданное рудообразование связано с вулканокупольными структурами центрального типа, образованными последовательно-дифференцированной эффузивной серией; все эти образования раз-

виты в пределах относительных поднятий геосинклинального бассейна. На позднеплинсбах-раннеюрском этапе процесс рудообразования протекает в связи с вулканизмом трещинного типа, функционирующими в пределах грабен-прогибов. Оптимальные условия для массового стратиформного колчеданного рудообразования создаются в локальных палеодепрессивных участках, граничащими с вулканическими постройками.

РАННЕАЛЬПИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

На основе накопленного за последние два десятилетия огромного материала по современным океанам и их обрамлениям был по-новому проанализирован ряд положений в учении о геосинклиналях, с актуалистических позиций освещены такие важные вопросы, как место зарождения геосинклиналей, характер их фундамента, тектоника и морфология бассейнов, латеральное и вертикальное распределение в них разнотипных формаций. В результате конкретизировались объекты применения учения о геосинклиналях, намечались пути совершенствования некоторых его аспектов.

Как известно, понятия эв- и миогеосинклиналь были введены в геологию Г. Штилле (Stille, 1936; Штилле, 1964), который считал, что для эвгеосинклиналей обязательным является наличие продуктов начального магматизма, тогда как миогеосинклинали лишены этого материала. По мнению Г. Штилле, эв- и миогеосинклинали зарождаются и развиваются приблизительно одновременно в пределах одной области, вблизи континента или между двумя континентами. Эв- и миогеосинклиналь Г. Штилле объединяет в ортогеосинклиналь, противопоставляя ее парагеосинклиналям, зарождающимся и развивающимся на континентах.

Впоследствии Ж. Обуэн (1967) также подчеркнул тесную связь между эв- и миогеосинклиналями, назвав их элементарной парой. Им же были подчеркнуты отличительные особенности этой пары, а именно: обязательное присутствие в эвгеосинклиналях офиолитов и раннего флиша, а также развитие процессов раннего орогенеза; для миогеосинклиналей характерными считались поздний флиш и поздний орогенез, и что главное — отсутствие офиолитов.

Развивая идею о стадийности геосинклиналей, М. В. Муратов (1969) выделил разделенные складчатостью два основных этапа: собственно геосинклинальный, или главный геосинклинальный и орогенный, или молассовый (позднегеосинклинальный этап, по Ж. Обуэну). М. В. Муратов считает, что эвгеосинкли-

начальная зона на первом этапе развития проходит две стадии: начальную и зрелую (дошлифовая и флишевая стадии, по Ж. Обуэну). На первой, начальной стадии формируется офиолитовая ассоциация — гипербазиты, спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации с глубокоководными кремнистыми толщами. На зрелой стадии накапливаются граувакковые и флишевые отложения, сменяющиеся выше по разрезу вулканогенной толщей преимущественно андезитового состава.

Л. П. Зоненшайн (1972) для геосинклинальной области альпийского типа предложил обобщенный профиль, на который от континента к внутренним частям складчатой области различается шесть тектонических единиц: платформенный склон, краевой прогиб, миогеосинклинальная зона, краевая геосинклиналь, эвгеосинклинальная зона и срединный массив. Первые три внешние зоны этим автором объединены в краевую систему, которая является связующей между платформой и внутренней системой, с эвгеосинклиналью в осевой части. Подчеркивается, что краевая система, как правило, закладывается и развивается на непереработанном платформенном основании и является пассивной в отношении эндогенных процессов (отсутствие подкорового магматизма). Развивая представления Г. Штилле «о вполне геосинклинальной» природе эвгеосинклиналей, Л. П. Зоненшайн считает последние тектонически активными зонами, направляющими геосинклинальный процесс (магматизм, складчатость и т. д.) от внутренних зон к пассивным внешним зонам краевой системы.

В последние годы А. В. Пейве (1969) была выдвинута идея, согласно которой офиолитовые комплексы альпийского складчатого сооружения должны представлять собой остаток океанической коры, маркирующей древний океан Тетис. Им же, совместно с сотрудниками (Пейве и др., 1972), разработано положение о трехстадийности развития геосинклинального процесса, в котором офиолитовые комплексы принадлежат к образованиям океанической, а граувакковые и андезитовые формации — к переходной стадиям. На последней и происходит в основном формирование континентальной коры. Подчеркивается, что андезито-граувакковый комплекс в современных океанах отсутствует.

В настоящее время последователями «новой глобальной тектоники» (или тектоники литосферных плит) принадлежность офиолитового комплекса к нормальной эвгеосинклинальной колонке поставлена под сомнение. Другими словами, отрицается положение о генетическом единстве продуктов начальной и зрелой стадий собственно геосинклинального этапа. Так, по мнению А. Л. Книппера (1979), древние офиолиты по отношению к зонам с собственно эвгеосинклинальными формациями обычно занимают аллохтонное положение и в латеральном ряду мио-

эвгеосинклинальных формаций допускается привнос офиолитовых пластин из намечаемых по соседству океанических частей бассейнов. Одновременно латеральные ряды древних геосинклинальных формаций проявляют большое сходство с формациями современных активных континентальных окраин, где системы окраинное море—островная дуга—желоб с внешней стороны граничат с океаном и, следовательно, по заключению этого автора, «корни офиолитовых покровов следует искать в океанических бассейнах».

На наш взгляд, этим исследователем поставлен вполне логичный вопрос: «Следует ясно понять следующую альтернативу: или океаны это эвгеосинклинали, или же необходимо отделить офиолитовый комплекс от ствола эвгеосинклинальных формаций и считать его доэвгеосинклинальным» (Книппер, 1979, стр. 177). Исходя из большого сходства офиолитовых комплексов с корой океанического типа и отсутствия граувакково-андезитового комплекса в открытом океане, А. Л. Книппер заключает, что офиолиты «следует изъять с инициального эвгеосинклинального магматизма» и эвгеосинклинальный разрез начать известково-щелочными вулканитами и граувакковыми флишоидными формациями.

На основе актуалистического подхода определенно подтверждается мнение Г. Штилле о том, что настоящие или ортогеосинклинали локализованы в зонах переходных от континента к океану. При этом эвгеосинклинали характерны для областей активных континентальных окраин, а миогеосинклинали — для пассивных окраин атлантического типа, развивающихся в тесной связи с прилегающими платформами и, как заключает А. Л. Книппер (1969), на значительном отдалении от эвгеосинклиналей.

Описывается и другой тип (Зоненшайн, 1969) миогеосинклиналей, для которых, в отличие от миогеосинклиналей пассивных окраин, характерно внутреннее положение, т. е. близость к эвгеосинклинальным зонам, проявление сравнительно слабого начального магматизма, наличие мощных типично геосинклинальных кремнисто-терригенных формаций, интенсивная складчатость. Для таких миогеосинклиналей применяют названия: аргиллитогенная (Муратов, 1962), сланцевая (Богданов, 1963), криптоэвгеосинклиналь (Книппер, 1963) полуэвгеосинклиналь, или терригенная геосинклиналь (Зоненшайн, 1969). М. В. Муратов отмечает, что аргиллитогенные прогибы при увеличении роли песчано-конгломератовых толщ переходят в терригенный тип. Ю. М. Пушаровский (1972) также подчеркивает трудность и условность отнесения отдельных частей геосинклиналей к одному или двум крайним типам — эв- или миогеосинклинали, из-за наличия переходных зон, обладающих смешанными свойствами.

ми. Предлагается понятие об индексе вулканизма, выражающем частоту и продолжительность вулканических процессов на собственно геосинклинальной стадии, на основании которого различаются собственно эвгеосинклинали с индексом вулканизма 50—100%, миктогеосинклинали со значением этого индекса 10—50% и миогеосинклинали с индексом до 10%. Можно заключить, что миктогеосинклинали Ю. М. Пушаровского приблизительно соответствуют «полуэвгеосинклиналям», или терригенным геосинклиналям Л. П. Зоненшайна (1969).

О СООТНОШЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Исследователями Большого Кавказа уже издавна было отмечено, что его северные и южные зоны различались по формационному заполнителю, вследствие чего их относили к различным типам геосинклиналей. Южную зону, выделенную П. Д. Гамкрелидзе (1966) под названием Гагрско-Джавской и сложенную мощными среднеюрскими вулканогенными образованиями андезитового и андезито-базальтового состава, Г. С. Дзоценидзе (1962, 1966) назвал вулканогенной геосинклиналью, в последствии — эвгеосинклиналью (Дзоценидзе, 1978).

Сложнее обстоит дело с центральными и северными зонами. Эту часть Большого Кавказа Г. С. Дзоценидзе (1963) назвал сланцевой геосинклиналью, М. В. Муратов (1962) — аргиллитогенной, а по мнению Г. Д. Ажгирея «осевая геосинклинальная зона с прилегающими геоантиклинальными блоками представляла настоящее эвгеосинклинальное образование с широко развитым основным, средними отчасти кислым магматизмом» (Ажгирей и др., 1976, стр. 25). Своеобразную природу этих частей геосинклинальной области впервые подчеркнул Г. А. Твалчрелидзе (1972), назвав их «сланцево-диабазовой», а впоследствии — «сланцевой эвгеосинклиналью» (Г. Твалчрелидзе, 1978). На примере Южного склона Большого Кавказа В. Е. Хаин (1978) также считает необходимым между эв- и миогеосинклиналями выделить промежуточные образования, для которых характерно наличие спилит-диабазовой формации и отсутствие гипербазитов.

В настоящее время для раннеальпийского этапа развития Большого Кавказа имеется довольно богатый материал, позволяющий сделать более достоверный анализ по вертикальному и латеральному распределению и количественному соотношению разнотипных вулканитов, использовать их для выявления различных режимов геосинклинального развития. Для подобного анализа наиболее удобна предложенная Ю. М. Пушаровским

(1972) классификация по индексу вулканизма. При этом мы будем анализировать не общую продолжительность и частоту вулканических процессов, а непосредственно количественное соотношение вулканического и осадочного материала в типичных разрезах отдельных структурно-фациальных зон. Дело в том, что в раннеальпийской геосинклинале Большого Кавказа вулканизм носил спазматический характер на фоне сравнительно медленного и длительного процесса осадконакопления, поэтому сопоставление этих качественно различных и различных по продолжительности процессов весьма затруднительно.

Начнем с южной — Гагрско-Джавской зоны и рассмотрим дофлишевую стадию (имеется в виду ранний флиш — М. Б.) собственно геосинклинального этапа. Информация о вулканизме и седиментогенезе дофлишевой стадии, охватывающей интервал времени от геттанга до домера включительно, была получена за последние 10—12 лет только для абхазской части рассматриваемой зоны (Дудаури, Тогонидзе, 1970; Адамия, Беридзе и др., 1972, 1975; Беридзе, 1978; Адамия, 1977); в остальной части геосинклинальной зоны отложения древнее тоара не известны. В геттанге вулканические извержения липарит-дацитового материала, по всей вероятности, происходили в субаэральных условиях; в синемюре извержения продолжались в мелководноморской обстановке на фоне терригенной седиментации в условиях островного шельфа. В кариксе и домере превалирует глинистая седиментация с отложением отдельных пачек мергелей и линз известняков, местами имеющих фациальное сходство (красноватый цвет, богатая фауна аммонитов и двустворчатых) с известняками типа «аммонитико росс», характерными для подводных поднятий и склонов (Обуэн, 1967). Значение индекса вулканизма для образований дофлишевых стадий колеблется от 15 до 30%.

В тоаре и аалене на всей обширной территории Гагрско-Джавской зоны устанавливаются условия для накопления граувакково-аргиллитово-алевролитового флиша, материал для которого составляли молодые поднятия кристаллического фундамента, местами перекрытые продуктами ранне- и среднеплейстоценового липарито-дацитового вулканизма. Синхронный вулканический материал среди флишевых отложений тоар-аалена практически отсутствует.

В байосском веке во всей Гагрско-Джавской зоне и ее восточном продолжении, а также на прилегающей с юга области Закавказской островной гряды начинается интенсивный известково-щелочной высокоэксплозивный вулканизм, образующий вулканогенную толщу мощностью около 3 км. Вычисленный индекс вулканизма для байосского века составляет 80—90% (тефroidы объединены с туфами). По этому показателю вулканическая

зона байоса представляет собой типичную эвгеосинклинали. С конца верхнего байоса и в бате происходит эмерсия и образуются мелководно-морские котловины, а местами устанавливаются лимнические обстановки седиментации. Эти перестройки связаны с ранним орогенезом, известным в литературе под названием батской орофазы (Джанелидзе, 1940). Продукты синорогенного известково-щелочного вулканизма маломощны и развиты локально; зато интенсивно проявился синорогенный гранодиоритовый магматизм. Образования этого времени не являются собственно геосинклинальными, и их следует считать «эмбриональными орогенными» (Ажгирей и др., 1976, стр. 25).

В центральных зонах геосинклинальной области на начальной, дофлишевой стадии формировались несколько комплексов вулканитов, относящихся к спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формациям. В геттанге и синемюре на синседиментационных поднятиях палеобассейна происходили слабые извержения липарито-дацитовый магмы в условиях островов и их шельфов. Вулканиты чередуются с пачками трансгрессивных базальных отложений, фиксирующихся на поднятиях всех зон этой части геосинклинали, начиная от Горной Абхазии до Заалазанской Кахети включительно. В кариксе, в условиях развития трансгрессии, синседиментационные положительные структуры сохранили тенденцию к поднятию. К этому времени относится формирование Авадхара-Санчарской вулканической гряды в Горной Абхазии. В домере вулканические явления в пределах островов и их шельфов затухают, острова погружаются под уровень моря и устанавливается пелагическая глинистая седиментация. Индекс вулканизма для дофлишевой стадии развития центральных зон геосинклинальной области варьирует от 10 до 35%.

Иная картина наблюдается в зонах прогибов, фациальный анализ отложений которых позволяет сделать вывод о том, что осадконакопление здесь происходило в относительно глубоководных обстановках, соответствующих нижней части шельфа в синемюре, батили — в кариксе и абиссали — в домере. Со временем отложения монотонных глинистых осадков домера связано почти одновременное раскрытие во всех прогибах геосинклинальной области глубоких трещин и излияние на дно морского бассейна подкоровой толлит-базальтовой магмы; продукты известково-щелочного вулканизма в этих прогибах не известны. Значение индекса вулканизма для отложений прогибов изменяется в пределах от 10 до 30%. Таким образом, можно заключить, что прогибы центральных зон геосинклинальной области на начальной, дофлишевой стадии развивались в миктогеосинклинальном режиме.

Стадия раннего флиша в центральных зонах геосинклинали, по сравнению с южными, выражена не типично. Фациальный анализ отложений этого времени в пределах Абхазии показал, что интенсивное флишеобразование Гагрско-Джавской зоны, по мере перехода к северу в Чхалтинскую подзону, постепенно подавляется: вместо типично флишевой сорской свиты здесь формируется тонкостратифицированная маломощная ахейская свита (дистальный флиш), а в аалене — флиш вовсе замещается аргиллитами анчхойской свиты (Беридзе и др., 1972). Аналогичная картина наблюдается в Раче, где мощная сорская свита в северной структурно-фациальной зоне замещается тонкослоистыми песчаниково-алевролитово-аргиллитовыми пачками (Беридзе, 1970). Дистальный флиш центральных зон содержит тефрогенный материал андезито-базальтового состава, привносимый в зону прогибов с внутрибассейновых островных поднятий (Беридзе, 1973).

Значительные фациальные изменения наблюдаются в байосе в латеральном ряду формаций. С началом байоса Гагрско-Джавская зона превращается в арену напряженного известково-щелочного вулканизма. На перифериях вулканической зоны развит мощный шлейф тефрогенных флишеидных толщ. К северу, в направлении центральных зон тефрогенные флишеидные образования замещаются терригенным граувакково-алевролитово-аргиллитовым флишем, типичными представителями которого являются бурсачирская и чмиская свиты, в Казбегском районе и барисахойская и пуиская свиты, в Хевсуретии. Характерно, что в центральных зонах геосинклинали образования раннего флиша — сорского (Гагрско-Джавская зона), казбегского, хахматского и дуруджского (Казбегского-Лагодехская зона) типов — разделены богатыми конкрециями сидерита аргиллитовыми отложениями позднеааленского возраста (гайботенская и гуданская свиты в Казбегском районе и Хевсуретии, анчхойская — в Абхазии, бодеурская и мамисонская — в Раче и т. д.). К границе аргиллитовой и флишевой свит, т. е. аалена и байоса, в хевсуретской части Центрального Кавказа, приурочены мощные вулканические образования толлит-базальтового состава Чаухского массива. Такой же стратиграфический уровень занимает сравнительно маломощная толща сферических лав окрестностей г. Шакриани, с той разницей, что они приурочены к более южной зоне. В северной зоне (Горный Дагестан) широко развиты также вулканиты толлит-базальтового состава позднеааленского возраста (Долгих, Черницын, 1971). В других районах Центрального Кавказа базальтоидные вулканиты аален-байосского возраста не известны (по всей вероятности, не сохранились). Так что, если ориентироваться на Чаухские,

Дагестанские и Шакрианские выходы, то можно считать, что в тех зонах, где происходило раскрытие глубоких «подкорковых» трещин, на поверхность извергались значительные количества толеит-базальтовой магмы. Однако в целом зрелая стадия в центральных зонах все-таки характеризуется низким значением индекса вулканизма, едва достигая миктогеосинклинальных значений.

Отличительной особенностью центральных зон от южной, Гагрско-Джавской, является значительно более широкое развитие батских отложений, что связано с более слабым проявлением в этой области орогенных движений. Батские отложения здесь связаны постепенным переходом с позднеюрским карбонатным флишем и представлены чередованием песчаников и глинистых сланцев с прослоями мергелей и песчанистых известняков (талахианская свита — в Раче, жибианская — в Сванети, канобская — в Казбегском районе, хиналугская — в Белокани-Закатальском районе). Продукты вулканизма среди этих отложений, так же как и в стратиграфически вышеследующих позднеюрско-меловых флишевых отложений (поздний флиш) практические не встречаются. Это свидетельствует об установившихся миогеосинклинальных условиях в этой области на зрелой стадии ее развития.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА

Для выяснения раннеальпийских седиментационных обстановок Большого Кавказа необходимо учесть основные моменты палеозойской истории этой области.

Расположенная между двумя континентами — Восточно-Европейским и Гондванским — Большекавказская часть Палеотетиса в раннем и среднем палеозое представляла собой систему прогибов и поднятий (Хаин, 1978), интерпретированных как окраинные моря и островные дуги (Адамия и др., 1980): Предкавказский миогеосинклинальный прогиб — Бечасынская зона поднятия — эвгеосинклиналь (интрадуговой рифт) Передового хребта — поднятие Главного хребта — Сванетский миогеосинклинальный прогиб — Закавказский срединный массив.

По общепринятому мнению, к концу палеозоя на Кавказе интенсивно проявлен процесс эпигерцинской платформенной консолидации, в результате чего Предкавказье и области Большого Кавказа примерно до современной линии надвига Главного хребта причленились к Европейскому континенту. Однако есть основания отметить, что эта консолидация была неоднородной и неодновременной. Так, Г. Г. Гарецкий (1972) на основе обобщения большого фактического материала пришел к выводу, что в пределах современной Скифской плиты пос-

ле существенных процессов складкообразования в конце позднего палеозоя продолжали функционировать отдельные киммерийские (позднепалеозойско-триас-среднеюрские) трюги, складкообразование и окончательная консолидация в которых произошла лишь в конце юрского времени. Подчеркивается также наличие эффузивно-осадочных толщ кислого и среднего состава («кварцевые порфириты, плагиопорфириты, кварцевые фельзит-порфириты, андезитовые и диоритовые порфириты») мощностью от 300 до 800 м, возраст которых принимается как конец позднего триаса-ранняя юра или домер-ранний байос. Результаты по нефтеразведочному бурению в пределах Предкавказья (Сократов, 1974) также со всей очевидностью показывают наличие мощных складчатых аргиллитогенных отложений триасового и среднеюрского возраста, что свидетельствует об унаследованном миогеосинклинальном развитии в триасе Предкавказья в целом, а западных ее районов — и в раннеальпийской эпохе. Таким образом, можно считать, что в Предкавказье в значительной степени проявлена эпикиммерийская платформенная консолидация.

Из вышесказанного следует вывод, что Северокавказские триасовые миогеосинклинальные прогибы или тафрогеосинклинали (Хаин, 1980) к началу раннеальпийской эпохи не повсюду завершили свое развитие и продолжали унаследованно функционировать до конца средней юры. Полную платформенную консолидацию Предкавказья, по всей вероятности, испытало только в результате Предверхнеюрских движений. Поэтому мнение о том, что к началу лейаса северная граница Тетиса с Восточно-Европейским континентом была смещена на юг к Тырнауз-Пшекишинской зоне разломов (Хаин, 1978), или же еще южнее — до Авадхарско-Ларской структурной линии (Ломизе и др., 1980) нельзя считать доказанным. Надо полагать, что Северо-Кавказский вулканический пояс располагался не на самой окраине континента; от южного края последнего он отделялся Предкавказским миогеосинклинальным прогибом, завершившим свое развитие лишь в конце средней юры. Также унаследованно развивался южный склон Большого Кавказа в зоне развития позднепалеозойско-триасовых отложений дизской серии (Кахадзе, 1947; Адамия, 1968; Хаин, 1978).

Таким образом, позднепалеозойско-триасовая история Большого Кавказа и прилегающей территории свидетельствует о гетерогенности формирующегося в этой области континентального основания. В пределах одних зон это гряды островов, сложенные древним гранитометаморфическим комплексом пород (современные зоны Главного хребта и Закавказского срединного массива); в пределах других зон доюрский фундамент построен складчатыми герцинским или герцинско-триасовым ком-

плексами (Передовой хребет); и, наконец, некоторые зоны, как Сванетский и Западно-Предкавказский миогеосинклинальные прогибы, характеризуются унаследованным развитием от триаса к ранне- и среднеюрской эпохе.

Реконструкции обстановок седиментогенеза и вулканизма для раннеальпийской эпохи, основанные на анализе фаций, мощностей, состава и структурно-текстурных особенностей пород, дают возможность судить о степени расчлененности палеотектонического рельефа бассейнов осадконакопления. Геосинклинальная область Большого Кавказа в начале альпийского этапа представляется как сложная система, распадающаяся на прогибы и поднятия. Такое состояние геосинклинальной области сохраняется в течение всего раннеальпийского этапа, несмотря на определенную эволюцию ее отдельных структурных единиц. Эта тенденция в развитии структур Большого Кавказа была подчеркнута ранне А. В. Пейве (1941).

Начнем с абхазской части геосинклинальной области, для которой имеется наиболее информативный материал о наличии дифференцированного тектонического рельефа. В начале лейаса здесь с севера на юг вырисовываются следующие палеотектонические структуры (см. рис. 5).

1. Поднятие Главного хребта, оконтуренное с юга базальными песчаниково-конгломератовыми отложениями (лашипсинская свита синемюрского возраста) и залегающей стратиграфически выше толщей последовательно-дифференцированных спилит-кератофировых вулканитов; в последних отмечается закономерная зональность — развитие кислых членов (липарито-дацитов) в пределах стабильных блоков и их бортов, а керато-спилитов и спилитов — в сторону понижений.

2. Прогиб Чхалтинской подзоны, представляющий собой грабенообразную структуру, заполненную мощными однородными толщами глинистых сланцев, включающих пачки толеит-базальтовых эффузивов и субвулканитов домерского возраста. Последние перекрываются тоарской маломощной флишоидной толщей дистального типа.

3. Центральное-Абхазское поднятие, являющееся самым северным, наиболее приподнятым блоком Закавказской плиты, на котором обнаружены ранне- и среднелейасовые отложения, характеризуется сокращенными мощностями, развитием мелководных фаций, линз известняков с богатой фауной (местами типа «аммонитико росо»), проявлением липарито-дацитового вулканизма со следами внутриформационного размыва; в северной части поднятия, на границе с Чхалтинским прогибом, отмечается резкая смена фаций, местами с конденсированными позднелейасовыми осадками.

4. Прогиб Гагрско-Джавской зоны с мощными граувакково-алевролитово-аргиллитовыми флишоидными отложениями позднего лейаса-аалена, сменяющимися вверх также мощной базальтоидной порфиритовой формацией, на северной периферии этой вулканической зоны развит мощный шлейф тефрогенных флишоидных образований.

Абхазская часть поднятия Главного хребта продолжается на восток аналогичной палеоструктурой в пределах Верхней Сванети и Верхней Рачи, а Чхалтинский прогиб увязывается со сходным по фациальной природе Мазери-Гули-Зесхойским прогибом на территории Верхней Сванети. Рассмотрим вкратце развитие этих палеоструктур.

Поднятие в зоне Главного хребта представляет собой островную гряду, на южной периферии которой в синемюре отлагаются мощные пачки конгломератов, гравелитов и кварцевых песчаников с прослоями филлитовидных сланцев и вулканитов липарит-дацитового состава (домбарульская свита — в Раче, твиберская — в Сванети). По наблюдениям Г. А. Чихрадзе (1969), в пределах Сванети и нашим данным по Раче и Абхазии (Беридзе, 1970, 1973), состав базальных обломочных образований близок к породам, непосредственно подстилающим эти отложения (кристаллический комплекс фундамента, квишская свита позднего палеозоя, геттангские кварцевые кератофиры). Отсутствие следов смешивания галечного материала отдельных участков, по всей вероятности, вызвано расчлененным характером береговой полосы островной зоны.

Островная гряда Главного хребта в течение синемюра и карикса сохраняла тенденцию наименьшего погружения, а в конце карикса местами даже испытывала абразию, о чем свидетельствует трансгрессивное налегание домерских отложений с мощными базальными образованиями в подошве на синемюрские базальные пачки (истоки р. Твибери), а местами непосредственно — на породах квишской свиты позднего палеозоя (Чихрадзе, 1979).

К югу от зоны Главного хребта в Местначальской подзоне намечаются условия островного шельфа и его склона. Здесь в течение ранней юры происходит непрерывная седиментация с отдельными вспышками липарито-дацитового вулканизма (см. рис. 6). Еще южнее, в Мазери-Гульско-Зесхойской подзоне, по выходам однородных глинистых сланцев с маломощными пачками толеит-базальтовых брекчий, маркируется узкая впадина с относительно глубоководной обстановкой седиментации; эта впадина в восточном направлении, на территории Верхней Рачи, расширяется, судя по распространенным здесь отложениям (зопахитская свита полосчатых глинистых сланцев с дайковым комплексом диабазовых пород).

В подзоне между выходами позднеюрско-раннемелового флиша и дизкой серии реконструируется широкий прогиб с относительно глубоководной обстановкой осадконакопления, ограниченный с юга поднятием в пределах современного Сванетского и Бакильского хребтов. Береговая полоса этого островного поднятия фиксируется по выходам базальных грубообломочных образований, состоящих из материала размыта подстилающей дизкой серии. К раннелейасовым же отложениям приурочены пачки с липарито-дацитовым вулканическим материалом со следами размыта и переотложения. В самом прогибе отлагаются мощные однородные глинистые сланцы (муашская свита), сменяющаяся в тоаре флишоидом дистального типа (зесхойская свита). Судя по этим фациям, в целом, в прогибе преобладали относительно глубоководные условия седиментации.

Таким образом, палеотектонический рельеф Местиа-Тянетской зоны представляется в виде широкого прогиба, ограниченного с юга и севера островными грядами; на перифериях прогиба развиты обстановки островного шельфа и его склона, в центральной же части — узкая грабенообразная впадина.

Продолжение палеотектонической структуры, аналогичной Центрально-Абхазскому поднятию, по северной периферии Сванетской, Рачинской и Юго-Осетинской частей Гагрско-Джавской зоны, по-видимому, не вскрыто эрозией. Эта последняя зона в позднем лейасе-аалене представляла собой флишевый прогиб с устойчивыми граувакково-алевролитово-аргиллитовыми фациями с тенденцией выклинивания турбидитовых потоков в северном направлении. В байосе прогиб превращается в арену интенсивных высокоэксплозивных извержений с появлением сложно дифференцированного вулканического рельефа. В сформированных между вулканическими сооружениями котловинах отлагаются тефрогенные флишоидные осадки, а на перифериях вулканической зоны развиваются мощные шлейфы этих осадков. Распространению тефроидных турбидных потоков местами препятствовали подводные поднятия типа Сванетского, расположенные на границе вулканической зоны с северным терригенным прогибом. Локальные поднятия фундамента, по всей вероятности, существовали и в пределах самой зоны, о чем свидетельствуют пачки аркозовых и граувакково-аркозовых песчаников, залегающих среди туфо-тефроидных отложений.

Восточную часть геосинклинальной области Южного склона характеризует кахетинский тип разрезов. На территории Заалазанской Кахети (восточная часть Казбегско-Лагодехской геотектонической зоны) реконструируется четыре структурно-фациальные зоны (см. рис. 8). По выходам мощной базальной сторской свиты синемюрского возраста в истоках рр. Стори,

Дидхеви, Лопота и г. Спероза реконструируется Сперозская подзона поднятия, представляющая собой островную гряду. В синемюре она покрывается мелководно-морскими грубообломочными отложениями и в ней слабо проявляется андезито-дацитовый вулканизм. К северу от Сперозской подзоны выделяется Приводораздельная, отражающая обстановку, переходную от островного шельфа к относительно глубоководному прогибу. В ней в плинсбахе отмечается смена во времени последовательно дифференцированного вулканизма (спилит-кератофировая формация) однородным базальтоидным (спилит-диабазовая формация); продукты последнего по латерали испытывают изменение: замещение в северном направлении, т. е. к более глубоким частям прогиба, массивных базальтоидов сферическими и подушечными лавами.

На юге Сперозское островное поднятие по Кехнамеданскому конседиментационному разлому контактирует с Сарыбашской подзоной, для которой характерно развитие монотонных глинистых сланцев филизчайской серии плинсбаха (Белоканский район). В пределах Заалазанской Кахети Сарыбашской подзоне соответствуют Кехнамеданская и Шакрианская, для которых характерно развитие сферических лав толеитовых базальтов на протяжении около 100 км. Особенностью Шакрианской подзоны является появление в позднем аалене и раннем байосе горизонта сферических лав толеитовых базальтов. Таким образом, в среднем лейасе на территории Белокани-Закапальского районов и Заалазанской Кахети реконструируется прогиб с относительно глубоководной обстановкой и проявлением синхронного базальтоидного вулканизма. Прогиб с севера ограничивается Сперозским, а с юга — Дуруджским поднятиями по конседиментационным разломам, установленным по изменении фаций и мощностей отложений.

Самая северная геотектоническая единица — Казбегско-Осетинская охарактеризована Терекско-Ассинским типом разрезов. В этой зоне в начале лейаса четко вырисовывается положительная палеотектоническая структура (район современного Дарьяльского и Гвелетского массивов) со сравнительно узкой полосой островного шельфа с южной стороны и более широкой — с северной. Дарьяли-Гвелетское островное поднятие фиксируется в синемюре по прибрежно-морским базальным отложениям кистинской свиты, содержащим липарито-дацитовый вулканический материал. Прибрежно-морская обстановка в этой подзоне продолжалась мелководно-морской в кариксе, о чем свидетельствуют установленные недавно по р. Асса богатые песчаниками отложения циклаурской свиты (Чихрадзе, Беридзе и др., Геологич. отчет, 1981 г.). В пределах северного островного шельфа (Джерахская подзона) литоральные осадки кистинской свиты синемюра в плинсбахе сменяются глинисто-слан-

цево-песчаниковыми (циклаурская свита), в тоаре — песчаниковыми (пуйская свита), а в аален-байосе — преимущественно сланцево-аргиллитовыми (джеррахская свита).

К югу от Дарьяли-Гвелетского поднятия наблюдается резкий перепад мощностей и смена фаций по конседиментационному субширотному разлому, проходящему примерно по границе кистинской и циклаурской свит. Здесь (казбегская подзона) реконструируется грабенообразный прогиб, заполненный мощными глинистыми осадками циклаурской свиты, содержащими в верхней части продукты синхронного вулканизма толеит-базальтового состава мощностью до 600 м. Материал липарито-дацитового вулканизма в этой подзоне отсутствует. К этой же подзоне следует отнести последующие — аален-байосские более мощные проявления толеит-базальтового вулканизма Хевсурети. Таким образом, как по фациальным особенностям и мощностям осадков, так и по типу вулканизма, в казбегской подзоне можно реконструировать относительно глубоководную, вероятно, гемипелагическую батинальную обстановку.

Этими особенностями Казбегская подзона отличается от Джерахской, для которой характерны меньшие мощности, отсутствие синхронного толеит-базальтового вулканизма и большая песчаность отложений.

Обстановки седиментогенеза и вулканизма, реконструируемые в Казбегско-Хевсуретской подзоне для ранне-среднеюрского времени прослеживаются на территории Горной Осетии. В этом регионе среди глинисто-сланцевых отложений среднего лейаса в ущельях рек Фиагдон и Архон еще Л. А. Варданянцем (1935) были описаны мощные выходы синхронных вулканогенных образований под названием «диабаз-порфириновых пород». По нашим материалам, это типичная спилит-диабазовая формация толеит-базальтового состава. Таким образом, от Хевсурети (Колотани — Чимгискледский массив) через Казбегский район к ущ. рр. Фиагдон и Архон реконструируется единый прогиб с относительно глубоководной обстановкой; с севера прогиб по конседиментационному разлому граничит с поднятием в зоне современного Передового хребта, в пределах которого развиты мощные толщи базальных образований и липарито-дацитовых вулкаников раннего лейаса и песчано-аргиллитовые отложения среднего лейаса с андезитовыми покровами. Южная граница прогиба менее четкая. Предположительно она могла проходить по конседиментационному разлому, современным выражением которого является зона «Главного надвига» в полосе ледников Зарамаг-Цмиаком на западе и Сакецетский надвиг в Казбегском районе (Ренгартен, 1932), разграничивающий аспидно-сланцевую (казбегскую) и расположенную к югу флишевую структурно-фациальные подзоны.

Осетинско-Казбегско-Хевсуретский прогиб можно продолжить на юго-восток в Горный Дагестан, где, по материалам А. Г. Долгих и В. Б. Черницына (1971), широким развитием пользуются эффузивно-субвулканические комплексы тоарского и позднеааленского возрастов. Мощность тоарского эффузивного спилит-диабазового комплекса, развитого к северу от главного Кавказского разлома (истоки рр. Курдул, Кокзебер, Мачхалор, Бакадухор), достигает 500 м. Позднеааленский эффузивно-субвулканический комплекс объединяет дайковую, силловую и собственно эффузивную фации. Реконструируемый нами прогиб примерно соответствует «Казбегскому диабазовому поясу», выделенному ранее Л. А. Варданянцем (1935).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА

Вышеприведенная характеристика фациальных обстановок седиментогенеза и условий проявления вулканизма отдельных структурно-фациальных зон Большого Кавказа дает возможность обобщенно представить латеральные и вертикальные изменения геосинклинали бассейна (рис. 27), с актуалистических позиций оценить его тектоническую природу и отметить некоторые особенности строения фундамента. Рассмотрение этих вопросов проводится нами на фоне геодинамического анализа Кавказского региона, выполненного за последнее время рядом исследователей (Смирнов, 1974; Халин, 1975; Адамия и др., 1977; Гамкрелидзе, 1977; Борсук, 1978; Ломизе и др., 1980).

В начале лейаса геосинклиналь Большого Кавказа представляла собой область умеренных поднятий и погружений. Наиболее приподнятое положение занимали Закавказская островная гряда (ЗОГ) на юге и островная гряда Большого Кавказа (ОГБК) на севере. В расположенном между ними морском бассейне выделялись более умеренные поднятия типа Центрально-Абхазского (ЦАП), Сванетского (СвП) и Сперозского (СпП). К северу от ОГБК располагался эпиконтинентальный морской бассейн, покрывающий широкий шельф Восточно-Европейского континента (ШВЕК). Внутри этого бассейна оконтуриваются участки относительных поднятий типа Мизурского (МП). Следует подчеркнуть, что в пределах всех намеченных поднятий в субаэральных или субаквальных условиях проявляется последовательно-дифференцированный вулканизм, продукты которого смешивались с мелководно-морскими отложениями соседних понижений.

В раннем плинсбахе (карикс) дно седиментационного бассейна в зоне Южного склона начинает интенсивно прогибаться. На поднятиях, в том числе и в пределах ЗОГ и ОГБК устана-

вливаются мелководноморские обстановки; углубляется бассейн и в пределах ШВЕК. На относительных поднятиях, теперь уже в подводных условиях, извергаются продукты той же последовательно дифференцированной вулканогенной серии.

Условия максимального погружения достигаются в позднем плинсбахе (домер) в центральных зонах, которые, судя по резкому перепаду мощностей и изменения фаций к южным (ЗОГ) и северным (ОГБК) зонам, были ограничены с обеих сторон конседиментационными разломами, заложенными, возможно, еще в синемюре. Такое соотношение фаций особо четко фиксируется, как уже отмечалось выше, в сторону ЗОГ. Наиболее характерной особенностью, подчеркивающей относительно глубоководные условия в центральных зонах бассейна, являются реконструируемые две субширотные полосы грабен-прогибов (Казбегский на севере и Кахетинский на юге), маркируемые довольно мощными выходами толеит-базальтовых сферическо-подушечных лав и их производных. Структурно-текстурные особенности и петрохимический состав последних сходны с таковыми аналогичных образований, развитых на глубине 3000—4000 м в южной котловине Тихого океана (Хворова, 1980).

В тоаре в геосинклинальном бассейне отлагается граувакково-алевролитово-аргиллитовый флиш, занимающий значительную площадь. Материал этих отложений доставляется как с северного шельфа, так и с юга — Закавказской островной гряды. Активность толеит-базальтовой магмы с развитием интенсивного флишеобразования полностью прекращается. В аалене процесс накопления флишевых толщ несколько ослабевает, уступая место пелагической глинистой седиментации в центральных зонах бассейна. На относительных поднятиях ЗОГ и ОГБК в позднем аалене отмечаются слабые проявления кислого вулканизма. В байосе геосинклинальная область разделяется на две резко отличающиеся по заполняющему их материалу зоны. На юге — это Гагрско-Джавский вулканогенный бассейн (ГДВБ), питавшийся, главным образом, эндогенным материалом, а на севере — Казбегско-Лагодехский бассейн (КЛД), питавшийся терригенным материалом континентального шельфа. ГДВБ характеризуется широким распространением тефрогенных флишеидных толщ, сменяющихся в верхах позднего байоса вулканотерригенными обломочными отложениями. Формирование тефрогенного флишеоида внутри вулканогенного бассейна происходит в котловинных условиях, а на перифериях образуются шлейфы тефрогенных флишеидных осадков. В КЛБ в байосе отлагается граувакково-алевролитово-аргиллитовый флиш, сочленяющийся на некоторых участках с тефрогенным флишеоидом, а на некоторых — перегорожен подводным поднятием типа сванетского. Среди терригенных флишевых отложе-

ний аален-байоса Хевсурети и позднего аалена Горного Дагестана наблюдаются мощные излияния толеит-базальтовых эффузивов.

В бате северные и южные зоны геосинклинальной области (ГДВБ, ОГБК, ШВЕК) испытали ранний орогенез, в результате чего там устанавливается континентальный режим с лимнической и болотно-речной обстановками седиментации. Морская обстановка в бате сохранилась в Местиа-Тианетской зоне, где позднеюрские карбонатные флишевые отложения залегают согласно на батских песчано-аргиллитовых пачках. Вулканические явления полностью прекращаются. В зоне батской консолидации интенсивно проявился интрузивный известково-щелочной магматизм (Келасурский, Санчаро-Кардывачский, Бзыбский, Ушба-Мазерский и другие интрузивы).

Рассмотрение схемы развития геосинклинального бассейна Большого Кавказа в связи с прилегающими структурно-фациальными зонами не оставляют сомнения в том, что к югу от Восточно-Европейского континента в ранней и средней юре располагался обширный морской бассейн. Мнения исследователей расходятся лишь в трактовке типа и границ этого бассейна. По данным Ш. А. Адамия и соавторов (1977), этот бассейн относится к окраинно-морскому типу и ограничен с севера активным краем Восточно-Европейского континента, а с юга — Понтийско-Закавказской островной дугой, к югу от которой располагался Анатолийско-Малокавказский океанический бассейн — северная ветвь Тетиса. М. Г. Ломизе и соавторы (1980) отрицают наличие вулканической дуги в ранней юре-аалене и северную границу Тетиса с континентом проводят по Авадхаро-Ларской структурной линии; Северо-Кавказский вулканический пояс эти исследователи считают окраинно-материковым образованием.

Приведенный выше (стр. 28—34) материал по раннеплинсбахскому вулканизму Центральной Абхазии, приемлемый, по всей вероятности, для всего северного края Закавказского среднего массива, а также данные по Дзирульскому, Храмскому и Локскому массивам (обнаженные части единого среднего Закавказского массива) свидетельствуют о значительной интенсивности вулканизма в этой зоне (Дзоценидзе, и др., 1949; Канчавели, 1969; Гогишвили и др., 1975; Схиртладзе и др., 1981), не уступающему вулканизму зон Главного и Передового хребтов.

Это обстоятельство дает нам основание считать, что в синемюре и раннем плинсбахе морской бассейн в зоне Южного склона с юга и севера был ограничен островными грядами (ЗОГ и ОГБК), соответственно характеризующимися значительными вулканическими проявлениями. В домере в узких гра-

бен-прогибах морского бассейна изливаются толеит-базальтовые лавы, а на северном шельфе, в значительном удалении от его южного края — известково-щелочные эффузивы андезито-дацитово-формации (Карачаевская вулканическая область). В тоар-аалене, в период образования раннего граувакково-алевролитово-аргиллитового флиша, вулканизм в пределах островных гряд практически прекращается. В позднем аалене и байосе наличие вулканической дуги на южном крае морского бассейна (ГДВБ) не вызывает сомнений. Островная гряда Большого Кавказа же в байосе окончательно отмирает.

Актуалистическую интерпретацию природы геосинклинального бассейна Большого Кавказа наиболее приближенно, на наш взгляд, представляется возможным провести по аналогии с западным обрамлением Тихоокеанского пояса, тектоника которого в настоящее время изучена довольно полно (Пушаровский, 1972; Пушаровский и др., 1977; Иванов и др., 1981 и др.). Сходство, в первую очередь, заключается в том, что, подобно Тихоокеанской окраине Азии, на окраине Восточно-Европейского континента происходило постепенное наращивание континентальной коры в сторону от фронтальных глубоководных желобов, начиная с каледонской и герцинской эпох до альпийской, включительно. Окраинное море Большого Кавказа покрывало как собственно край ВЕК с древним фундаментом, так и приращенную к нему более молодую (эпигерцинскую) плиту Северного Кавказа, а также эпикиммерийскую плиту Предкавказья, отделенную от края ВЕК миогеосинклинальным прогибом.

Как показывают геофизические исследования (Шевченко, Резанов, 1971; Резанов, Шевченко, 1976), под современной областью Южного склона Большого Кавказа, сравнительно с прилегающими зонами, гранито-метаморфический слой значительно утонен. Это обстоятельство дает основание допустить, что в ранней и средней юре, в период наибольшего погружения и растяжения, здесь кора была еще более утоненной. Именно на таком субконтинентальном типе коры зародился, а местами унаследованно продолжал развитие раннеальпийский окраинно-морской бассейн Большого Кавказа. С синемюра до домера бассейн, вероятно, развивался на фоне корового раздвига с накоплением аркозового материала и продуктов кислого и среднекислого вулканизма, извергавшихся из внутрикоровых очагов. В домере и позднем аалене-байосе изливаются толеит-базальтовые лавы, сопровождающиеся дайковыми комплексами диабазовых пород, однако гипербазиты — самый нижний член офиолитовой ассоциации — отсутствуют. Предполагается, что раздвиг мантийного уровня может быть и достигал, но масштабы его были небольшими, о чем свидетельствует отсутствие внутри бассейна широкой осевой депрессионной зоны с конден-

сированными осадками (Karig, Moore, 1975; Руженцев и др., 1977).

После первого растяжения в домерское время, сопровождавшегося активностью толеитовой магмы в центральных зонах окраинно-морского бассейна, в тоаре и раннем аалене происходит сжатие (донецкая орофаза) с активизацией источников сноса терригенного материала и формирование раннего флиша; вулканизм полностью прекращается. В позднем аалене-байосе в центральных зонах вновь происходит растяжение с повторным излиянием толеит-базальтовой магмы; к югу же, в сторону ЗОГ в это время начинается интенсивное прогибание бассейна и его заполнение продуктами мощного известково-щелочного островодужного вулканизма. В бате южная и северная части геосинклинальной области испытали складчатость и консолидацию, в центральной же части сохранялся миогеосинклинальный режим седиментации, унаследованно продолжавшийся в поздней юре.

Из приведенного анализа тектонической эволюции Большокавказской области в раннеальпийском этапе, можно сделать вывод, что геосинклинальный процесс в целом носил созидательный характер, выразившийся в дальнейшем наращивании субконтинентальной коры. Однако, вместе с тем, можно констатировать, что формировавшаяся континентальная кора дважды испытала деструкцию небольшого масштаба. Это явление, связанное с растяжением утоненной коры центральных, наиболее прогнутых зон окраинно-морского бассейна, проявилось в домере и позднем аалене-байосе излиянием толеитовых базальтов океанического типа из трещинных вулканических аппаратов.

Приведенный материал дает основание склониться к определенной трактовке способа поступления эндогенного материала и в пределах островных дуг. Для ранней юры, вслед за большинством исследователей, мы считаем возможным наличие наклоненной к северу зоны Беньофа под вулканической дугой Большого Кавказа (или окраинной ВЕК), определившей почти непрерывное функционирование очагов известково-щелочного последовательно-дифференцированного вулканизма. В средней юре тыловая островная дуга отмирает. Материалы по геттанглинсбахскому вулканизму Закавказской островной гряды также убеждают в существовании под ней второй наклоненной к северу зоны Беньофа, значительно активизирующейся в средней юре с началом мощного известково-щелочного вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение процессов вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза на примере раннеальпийских геосинклинальных формаций Южного склона Большого Кавказа привело к следующим основным выводам.

1. Раннеальпийские (ранне- и среднеюрские) осадочные и вулканогенные образования Южного склона Большого Кавказа представляются как крупный региональный парагенез вулканогенных и осадочных формаций. Выделяемые до сих пор «вулканогенно-аспидная», «вулканогенно-песчаниково-сланцевая», «аспидная», «спилит-кератофировая» и «порфирировая» формации рассмотрены как ассоциации и отнесены к надформационной категории. На основе фашиально-петрогенетического анализа установлены осадочные и вулканогенные формационные ряды. Осадочные формации включают в себя фашиальные комплексы пород, возникшие в определенных физико-географических ландшафтных условиях, контролируемых соответствующей тектонической обстановкой. Формации вулканогенного ряда объединяют в себе разные фашиальные, но петрогенетически сходные комплексы вулканогенных пород, связанные с определенной геодинамической обстановкой данного региона.

2. В осадочном формационном ряду рассмотрены следующие конкретные формации: 1) трансгрессивная терригенная мелководно-морская (синемюр-ранний плинсбах); 2) карбонатная, развитая в виде линз среди терригенных отложений подводных островных шельфов (синемюр-плинсбах); 3) аргиллитовая, формировавшаяся в относительно глубоководных морских условиях в пределах подводных равнин (домер, поздний аален); 4) терригенная флишоидная, образовавшаяся на островном и континентальном склонах (тоар-аален, байос); 5) тефрогенно-вулканотерригенная флишоидная, возникшая в межвулканических подводных депрессиях (байос). В вулканогенном формационном ряду выделяются: 1) спилит-кератофировая последовательно дифференцированная антидромная (синемюр-плинсбах), 2) спилит-диабазовая недифференцированная (домер, байос) и 3) базальтоидная порфирировая слабо дифференцированная (байос) формации.

Установленные латеральные и вертикальные ряды формаций и их ассоциаций свидетельствуют о закономерных сочетаниях и повторяемости ландшафтно-палеогеографических условий и геодинамических режимов в пределах зоны Южного склона Большого Кавказа. Так, осадочная аргиллитовая и вулканогенная спилит-диабазовая формации образуют парагенетически сопряженную пару, повторяющуюся в вертикальном ряду дважды (домер-ранний тоар, аален-байос); дважды повторяется также терригенная флишоидная формация. Формационные ассоциации (тефрогенно-вулканотерригенная и базальтоидная порфирировая; терригенная флишоидная и спилит-диабазовая) в байосе образуют сопряженный латеральный ряд.

3. Установлен общий последовательно дифференцированный антидромный характер вулканитов спилит-кератофировой фор-

мации с местными проявлениями сокращенных рядов пород (липарит-дацит, дацит-андезит, липарит-дацит-базальт). Вулканиты этой формации относятся к нормальнокалиевой известково-щелочной серии; низкокалиевость части этой серии вызвана интенсивным проявлением процессов альбитизации. Среднеальпийские вулканиты спилит-диабазовой формации — низкокалиевые толеитовые базальты, близкие к абиссальным толеитам. Байосские представители спилит-диабазовой формации проявляют промежуточную природу между толеитовыми и известково-щелочными сериями. Вулканиты базальтоидной порфирировой серии низкотитанистые высококалиевые породы с шошонитовой тенденцией. Установленная в диабазовой субформации гамма пород от низкокалиевых до шошонитовых используется для ее возрастного расчленения.

4. С вулканическими формациями тесно связаны вулканогенно-обломочные образования трех основных типов: вулканотерригенный, тефрогенный и гиалокластогенный. Установлена их приуроченность к вулканитам определенного состава и генезиса.

Липарито-дацитовые вулканиты спилит-кератофировой формации, образовавшиеся в наземных и мелководноморских условиях, сопровождаются вулканотерригенными и, в незначительном количестве, тефрогенными осадками. Установлена бедность вулканогенными обломочными породами спилит-диабазовой формации, формирование которой связывается с трещинными излияниями в относительно глубоководном бассейне. В ассоциации с вулканитами этой формации в незначительном количестве развиты лишь гиалокластогенные образования.

5. В результате седиментологического анализа осадочно-пирокластических толщ байосской вулканической зоны, расположенной в тыловой части Закавказской островной гряды, сделан вывод о их принадлежности к тефрогенному типу, в формировании которого главную роль играли флюксотурбидные и нормальные турбидные потоки. Намеченные внутри вулканической зоны седиментационные депрессии истолкованы как подножья подводных вулканических сооружений, по склонам которых транспортировался свежесброшенный пирокластический материал. В дистальных частях вулканокластических шлейфов установлены их постепенные переходы в терригенные отложения окраинноморского бассейна Большого Кавказа; при наличии же подводных поднятий (барьеров), сложенных породами субстрата, шлейфы отсутствуют. Ослабление вулканической активности и смена относительно глубоководных условий сравнительно мелководными в позднем байосе сопровождается появлением вулканотерригенного материала, а также карбоната в фоновых седиментах.

6. Описаны три типа натровых метасоматитов, связанных с юрскими базальтоидными вулканитами. Установлено преобразование гидрослюдистых минералов глинистых осадков в альбит с привнесом Na и выносом K. Выявлена общность метасоматического процесса при формировании пород адиолового ряда и спилит-кератофировой формации. Тесная пространственная взаимосвязь натровых метасоматитов с базальтоидными вулканитами объяснена с генетической позиции на основе экспериментальных данных. Натровые метасоматиты рассмотрены в качестве избыточных продуктов контрастной дифференциации базальтового расплава.

7. В пределах прогибов, для которых характерен толеит-базальтовый вулканизм, описаны две локальные палеоструктуры с стратиформными серноколчеданными рудами: Адангейская в западной и Лагодехи-Белоканская в восточной частях зоны. Условия формирования рудных залежей в этих структурах определяются наличием синседиментационной вулканической постройки и сопряженной с ней подводной локальной депрессией, ограниченной мощными турбидитовыми песчаными «барьерами». В вертикальном разрезе толеит-базальтовые вулканиты с прожилково-вкрапленной серноколчеданной минерализацией сменяются конкреционным подрудным горизонтом, а затем тонкими флишсоидными отложениями (надрудный горизонт). Стратиформная серноколчеданная залежь смещена в сторону седиментационной депрессии. Для обеих палеоструктур предполагается единый магмородогенерирующий источник.

8. Результаты анализа временных и пространственных соотношений вулканических и осадочных процессов свидетельствуют о неоднородности тектонического режима в различных зонах геосинклинальной области Большого Кавказа. Устанавливается, что начальная стадия (ранний и средний лейас) ее развития является миктогеосинклинальной, с низкими (10—30%) значениями индекса вулканизма. Начало зрелой стадии (тоар-аален), характеризующейся формированием раннего граувакково-алевролитово-аргиллитового флиша, проходит в миеосинклинальном режиме, сменяющемся в байосе эвгеосинклинальным развитием; в это же время северные зоны развиваются как миктогеосинклиналь.

Таким образом, по характеру соотношений экзо-и эндогенных процессов раннеальпийская геосинклинальная область Большого Кавказа в целом, примерно, соответствует «настоящей» или «ортогеосинклинали» Г. Штилле, с той лишь разницей, что породы офиолитового комплекса на Большом Кавказе проявлены в «недоразвитом» виде — гипербазиты отсутствуют вовсе, а вулканиты спилит-кератофировой и спилит-диабазовой форма-

ций количественно резко подчинены вмещающим осадочным формациям.

9. Фациальный и формационный анализ раннеальпийских комплексов Большого Кавказа и прилегающих областей позволил проследить эволюцию обстановок бассейна осадконакопления и связанных с ними процессов вулканизма и вулканогенно-осадочного седиментогенеза. Выделяются наземно-островные, мелководно-морские (островных и континентальных шельфов) и относительно глубоководные (гемипилагические батимальные) обстановки. В байосском придуговом бассейне выделяются своеобразные котловинные обстановки, в которых формируются тэфрогенные флишсоидные образования.

10. Согласно актуалистической интерпретации, геосинклинальная область Большого Кавказа представляется как окраинное море с фронтальной (Закавказской) и тыловой (Большекавказской) островными дугами. Заложенные в результате эпигерцинской и эпикиммерийской консолидаций поднятия и депрессии внутри бассейна в течение раннеальпийской эпохи характеризовались нарастающей тенденцией погружения, максимум которого приходился на домерское время. Раннеальпийский этап в бате в северных и южных зонах завершается ранней консолидацией, тогда как центральная (Местиа-Лагодехская) зона переходит в позднюю юру в том же морском режиме. Геосинклинальный процесс в пределах Большекавказского региона в целом носил созидательный характер с последующим наращиванием континентальной коры. Однако направленность этого процесса дважды (домер, аален-байос) прерывается растяжением и деструкцией утоненной субконтинентальной коры с излиянием на дно бассейна подкоровой толеит-базальтовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Р. Н., Курбанов П. К., Алиев Г. И. Магматизм и колчеданное оборудование Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 4.
- Агеев В. Б. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белокаано-Закатальского рудного района. — Уч. зап. АГУ, сер. геолого-геогр., 1976, № 3.
- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. — Труды ГИН АН СССР, нов. сер., 1968, вып. 16.
- Адамия Ш. А. Тектоника и геологическая история Абхазии. — Труды ГИН АН СССР, нов. сер., 1977, вып. 54.
- Адамия Ш. А., Беридзе М. А., Лобжанидзе Г. П., Лоладзе З. И., Хуцишвили О. Д., Чичинадзе Г. А. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущелье р. Шоудид (Абхазия). — Сообщ. АН СССР, 1975, т. 79, № 2.
- Адамия Ш. А., Беридзе М. А., Топчишвили М. В. К стратиграфии нижнеюрских отложений Центральной Абхазии. — Сообщ. АН СССР, 1972, т. 67, № 2.
- Адамия Ш. А., Закаридзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Адамия Ш. А., Закаридзе Г. С., Кекелия М. А., Лордкипанидзе М. Б., Шавишвили И. Д. О проблеме океана Тетис. — В сб.: Тектоника геологии Альпид «тетисного» происхождения (XXVI сессия МГК). — М., Наука, 1980.
- Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М., Панов Д. И., Седенко С. М. Геология Большого Кавказа. — М., Недра, 1976.
- Азизбеков Ш. А., Алиев М. М. Геолого-петрографический очерк части Южного склона Главного Кавказского хребта (Лагодехи—Ахалсопли). — Баку, АзФАН, 1940.
- Акимидзе К. Г. К вопросу о возрасте слабометаморфизованных сланцев Южного склона Большого Кавказа на примере ущелья р. Ацгара. — Сообщ. АН СССР, 1968, т. I, № 2.
- Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. — Изв. АН СССР, 1945, № 2.
- Афанасьев Г. Д. О магматизме Северного Кавказа. — Труды ГИН АН СССР, Тбилиси, 1959.
- Балуховский А. Н. К стратиграфии и палеонтологии лейаса Цен-

тральной Абхазии. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. — Изд-во МГУ, 1964.

Батти М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. — В сб.: Проблемы палеовулканизма — ИЛ, 1963.

Белянкин Д. С. К петрографии Архотского тоннеля. — В сб.: Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Кавказский хребет. — СПб, 1914.

Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Петр. СССР, сер. I, Региональная петрография, 1945, вып. 11.

Беридзе М. А. К петрографии диабазов верховьев р. Риони. — Сообщ. АН СССР, 1963₁, т. XXXI, вып. 1.

Беридзе М. А. Контактные явления, связанные со спилитовыми диабазами Верхней Рачи. — Сообщ. АН СССР, 1963₂, XXXII, № 3.

Беридзе М. А. К генезису альбитов и адинолов Горной Рачи. — Изв. Геол. об-ва Грузии, 1965₁, т. IV, вып. 2.

Беридзе М. А. К литологии юрской песчано-сланцевой серии Горной Рачи. — Сообщ. АН СССР, 1965₂, XL, т. 3.

Беридзе М. А. Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Рачи. — Изв. Геол. об-ва Грузии, 1970₁, т. VII, вып. 1, 2.

Беридзе М. А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи (на груз. яз.). Тбилиси, Мецниереба, 1970.

Беридзе М. А. Раннеюрский спилит-кварцкератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков. — Труды ГИН АН СССР, нов. сер., 1973, вып. 38.

Беридзе М. А. Новые данные о раннеюрском вулканизме Центральной Абхазии. — Труды ГИН АН СССР, нов. сер., 1978, вып. 60.

Беридзе М. А. Тетрогенные флишвидные образования в байосской вулканической толще Грузии. — Литология и полезные ископаемые, 1982, № 1.

Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Нижняя юра северо-западной части Абхазии. — В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. — Тбилиси, Мецниереба, 1972.

Беридзе М. А., Ахвледiani Р. А. О генезисе натровых метасоматитов, связанных с юрскими базальтоидными вулканитами Южного склона Большого Кавказа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 8.

Беридзе М. А., Буадзе В. И. О генезисе стратиформного серноколчеданного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия). — Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1.

Беридзе М. А., Отхмезури З. В., Пруидзе М. П. Условия проявления юрского раннегеосинклинального вулканизма и связанного с ним рудообразования на Южном склоне Большого Кавказа. — Тезисы докл. I симпозиума V Всесоюз. вулканологич. совещ. — Тбилиси, Мецниереба, 1980.

Беридзе М. А., Пруидзе М. П., Чихрадзе Г. А. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. — В сб.: Палеовулканизм и его продукты (матер. Всес. палеовулк. симпозиума, 2—7 июня 1975 г.). — Петрозаводск, 1977₂.

- Беридзе М. А., Лоладзе З. И., Рчеулишвили Н. Л., Татошвили А. Г. О связи первичных ореолов цветных металлов с проявлениями раннеюрского базальтоидного вулканизма в верховьях р. Бзыбь. — Сообщ. АН ГССР, 1978, 89, № 1.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Ширай Е. П., Кривцов А. И., Гаджиев Г. Г. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними колчеданного оруденения в различных провинциях СССР. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. — Владивосток, 1974.
- Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М., Наука, 1979.
- Варданянц Л. А. Очерк геологии ущелья р. Дид-хеви в Кахети. — Изв. Всесоюз. геолог.-развед. объединения, 1932, т. 51, вып. 98.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа. — Труды Азово-Черноморского геол. тр., 1935, 135, № 11.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. — Труды ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.
- Варданянц Л. А. Материалы по интрузиям Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). — Зап. Всерос. минералог. об-ва, 1940, ч. XIX, № 2—3.
- Варданянц Л. А. Интрузивы Северной Кахети. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1940, № 2—3.
- Варданянц Л. А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. — ДАН СССР, нов. сер., 1943, т. 39, № 8.
- Варданянц Л. А. Основные изверженные породы западной части Казбегского диабазового пояса. — Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, 1959, т. XII, № 3.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951.
- Гавашели Н. М. Петрология Чаухского массива. — Автореф. канд. дис. — Изд-во ТГУ, 1973.
- Гамкрелидзе И. П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1977, № 3.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Монографии, № 2, Тбилиси, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. — Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 226.
- Гогишвили Г. Ш., Кипиани И. Б. Фация красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейасе Локского массива (Юго-Восточная Грузия). — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 77.
- Градзинский Р., Костецкая А., Родомский А., Уноуг Р. Седиментология (перевод с польского). М., Недра, 1980.
- Дачатко Р. В., Полдерварт А. Спилитовая интрузия вблизи Лардон, округ Сокорро, штат Нью-Мексико. — В сб.: Проблемы палеовулканизма. — М., ИЛ., 1963.

- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. — Груз. филиал АН СССР, Тбилиси, 1940.
- Джанелидзе Т. В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (в бассейнах рр. Ингури и Цхенисцкали). — Труды ГИН АН ГССР, нов. сер. — Тбилиси, Мецниереба, 1969, вып. 22.
- Джанелидзе Т. В. Средняя юра северо-западной части Абхазии. — В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. — Тбилиси, Мецниереба, 1972.
- Джанелидзе Т. В., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н., Вашадзе Б. Г., Кавтарадзе А. А. Средняя юра северо-западной части Абхазии. — В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. — Тбилиси, Мецниереба, 1972.
- Дзоценидзе Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. — Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. — В сб.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. — М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., Недра, 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969.
- Дзоценидзе Г. С. Кислый вулканизм доорогенной стадии развития эвгеосинклинали. — В сб.: Очерки геологической петрологии. — М., Наука, 1976.
- Дзоценидзе Г. С. О работе Кавказско-Крымско-Карпатского регионального совета. — Матер. II региональн. петрогр. совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, Мецниереба, 1978.
- Дзоценидзе Г. С., Крестников В. Н. Геолого-петрографический очерк Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсурети. — Труды Грузгеолуправления, 1941, вып. V.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. О наличии основной фации в нижнелейасовом эффузивном вулканизме Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1949, № 4.
- Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканических обломочных пород. — В сб.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. — Тбилиси, Мецниереба, 1968.
- Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. — Советская геология, 1971, № 2.
- Дудаури О. З., Тогонидзе М. Г. Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 60, № 1.
- Дудаури О. З., Тогонидзе М. Г. Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. — В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. — Тбилиси, Мецниереба, 1972.

- Еремеев В. П. К изучению неинтрузий в районе озера Кардывач. — Труды Ин-та геол. наук СССР, сер. петрогр., 1947, вып. 84, № 27.
- Заридзе Г. М. Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии. — Сообщ. АН ГССР, 1941, т. II, № 6.
- Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 2.
- Заридзе Г. М. Петрографический очерк Нижней Сванети. — Изв. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, 1947, т. 12.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., Недра, 1970.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972.
- Зесашвили В. И. Стратиграфия средней юры. — В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I (Геологическое описание). — М., Недра, 1964.
- Зоненшайн Л. П. О многоэпизодности. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. — Труды НИЛ зарубежной геологии, вып. 26, 1972.
- Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций и их металлогении. — Труды II Уральского петрографического совещания, III. Магматические формации, метаморфизм, металлогения. — Свердловск, 1969.
- Иванов В. В., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана. — Геотектоника, 1981, № 4.
- Канчавели А. Л. Палеозойский и лейкасовый кислый вулканизм Грузии. — Автореф. канд. дис. — Тбилиси, Мецниереба, 1969.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. — Труды ГИН АН ГССР, сер. геол. — Тбилиси, 1947, III (VIII).
- Кашкай М. А. Интрузивные породы Большого Кавказа. — В кн.: Геология Азербайджана. — Баку, Изд. АН АзССР, 1962.
- Кипиани И. Б., Бенидзе Г. М. Кацдагская тектоновулканическая постройка и ее рудогенерирующее значение (Южный склон Большого Кавказа). — Тезисы докл. I симпозиума V Всесоюз. вулканологическ. совещ. «Мезозойский и кайнозойский вулканизм». — Тбилиси, 1980.
- Книппер А. Л. Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей. — В сб.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. — М., Наука, 1979.
- Кокаев С. Н., Плошко В. В. Новые данные о диабаз-пиритовой формации Большого Кавказа. — Советская геология, 1975, № 2.
- Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации океанических базальтов и проблема экстракции рудных компонентов. — Литология и полезные ископаемые, 1982, № 4.
- Кузнецов И. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чвешуры в Центральном Кавказе. — Матер. ВНИГРИ. Региональн. геол. — М.—Л. — Иркутск, 1933, сб. 1.

- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
- Курбанов Н. К., Бирюков А. П. Условия накопления и локализации эксгалационно-осадочного колчеданного оруденения Восточного Кавказа. — Труды ЦНИГРИ (Особенности условий формирования колчеданных месторождений в различной геологической обстановке). — М., 1977, вып. 126.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрогр., 1950, вып. 113 (№ 133).
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонская диабазовая формация. — Труды СПб об-ва естествоиспыт., 1888, т. 19.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии изверженных пород Центрального Кавказа. — Труды СПб об-ва естествоиспыт. — Юрьев, 1898, т. XXVI, вып. 5.
- Левченко С. В. Осадочные породы Сванетии. — В сб.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. — Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии, 1940.
- Леонов Ю. Г. Нижнеюрские отложения Северной Осетии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т. XXXVI(3).
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. — Литология и геохимия. М., Наука, 1978.
- Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса (Труды ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 69). — Тбилиси, Мецниереба, 1980.
- Лодочников В. Л. Серпентины и серпентиниты ильчерские и другие. — Труды ЦНИГРИ. М.—Л., 1936, вып. 38.
- Ломизе М. Г. Терригенный флиш среди ааленских отложений Северо-Западного Кавказа. — Изв. вуз. Геол. и разведка, 1963, № 12.
- Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. — Изд-во МГУ, 1969.
- Ломизе М. Г., Сомин М. Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. — Вестник МГУ, сер. IV, геол., 1962, № 6.
- Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. — Вестник МГУ, 1974, № 2.
- Ломизе М. Г., Суханов М. К., Цветков А. А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. — М., Недра, 1980.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Том I. Современные вулканы. М., Наука, 1971.
- Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов Альпийской складчатой области. — ДАН СССР, 1962, 147, № 5.
- Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. — Изд-во АН АзССР, Баку, 1969.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных

систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. — М., Наука, 1969.

Надарейшвили Г. Ш. Фации и генетические типы палеогеновых вулканогенно-осадочных образований северного склона Месхетского хребта. — В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. (Труды ГИН АН ГССР, нов. сер.). — Тбилиси, Мецниереба, 1973, вып. 38.

Обуэн Ж. Геосинклинали. — М., Мир, 1967.

Пейве А. В. О законе инверсии в геологии Кавказа. — Советская геология, 1941, № 4.

Пейве А. В. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. — Советская геология, 1945, № 7.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Макарычев Г. И., Марков Н. С., Суворов А. И., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Советская геология, 1972, № 12.

Петров В. П. Магма и генезис магматических пород. М., Недра, 1972.

Петрова М. А., Рогов В. И., Бурикова И. А. Гиалокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья. — В сб.: Вулканизм Южного Урала. (Труды Ильменского заповедника, вып. 12). — Свердловск, 1974.

Попов В. И., Тронцкий В. И., Запрометов В. Ю. О взаимоотношениях между формациями и породами. — Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3.

Потапенко Ю. Я., Гурбанов А. Г. — К литологии байосской вулканогенно-обломочной формации р. Мзымты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11.

Прокопцев Н. Г. Геология, петрографический состав и рудоносность малых интрузий Кумиро-Кургонского междуречья (Горный Алтай). — Автореф. канд. дис. Ростовский госунт. — Ростов-на-Дону, 1963.

Прудзе М. П. Магматизм Заазаганской Кахети (Северо-Восточная Грузия). — В сб.: Материалы геологии полезных ископаемых Кавказа. — Тбилиси, Ганатлеба, 1979.

Пушеровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Труды ГИН АН ГССР, 1972, вып. 234.

Пушеровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Е., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. — Геотектоника, 1977, № 5.

Резанов И. А., Шевченко В. И. Эволюция земной коры Альпийской складчатой области юга СССР. — Изв. вуз, геол. и разв., 1976, № 2.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — Труды ВГРО, 1932, вып. 148.

Ренгартен В. П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. — Записки Всерос. минер. об-ва., 1940, II сер., ч. 69, вып. 2—3.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964.

Рубинштейн М. М., Хуцаидзе А. Л. К аргоновой датировке некоторых этапов мезо-кайнозойской магматической деятельности в пределах Большого Кавказа. — В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. (Труды ГИН АН ГССР, нов. сер.). — Тбилиси, Мецниереба, 1973, вып. 38.

Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1977, № 5.

Русанов Н. К. Краткий геологический очерк верховьев р. Ахтычай в Южном Дагестане. — Труды по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1938, вып. 2.

Свиридов В. П. Новые данные о диабазах Северо-Западного Кавказа. — Изв. вуз, Геология и разведка, 1959, № 1.

Скрипченко Н. С. Гидротермальноосадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., Недра, 1972.

Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 1.

Смирнов В. И. Зона Беньофа и магматическое рудообразование. — Геология рудных месторождений, 1974, № 1.

Сократов Б. Г. Возраст Предкавказской платформы. — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 2.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. — Изд-во АН СССР, 1962, т. I.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. — Труды ГИН АН СССР, — М., Недра, 1976.

Схиртладзе Н. И., Мревлишвили Н. И. — Тектонические условия предалеанского кислого вулканизма бассейна р. Арагви. В сб.: Вулканизм и литогенез (Труды ГИН АН ГССР, нов. серия, вып. 73), 1981.

Татришвили Н. Ф. Основные черты петрографии Верхней Рачи (Южный склон Главного Кавказского хребта). — Сообщ. АН ГССР, 1941, т. II, № 4.

Твалчрелидзе А. Г. Генезис медно-пирротиновых руд Горной Абхазии. Тбилиси, 1974.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенетическая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. — Советская геология, 1972, № 12.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогения центральной части Альпийского Средиземноморского складчатого пояса. — Геология рудных месторождений, 1978, № 5.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета. — Литология и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 3—15.

Тимофеев П. П. Формация — генетически обособленное геологическое тело. — Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3.

Топчишвили М. В., Лобжанидзе Г. П. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Верхней Сванетии. — Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 86, № 2.

Топчишвили М. В., Лобжанидзе Г. П. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений правобережья верховьев р. Аданге (Горная Абхазия). — Сообщ. АН ГССР, 1980, 98, № 3.

Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). Изд-во МГУ, 1965.

Фролова Т. М. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В сб.: Проблемы магматической геологии. — Новосибирск; Наука, 1973.

Хаин В. Е. О некоторых вопросах и трудностях формационного анализа. — В сб.: Проблемы магматической геологии. — Новосибирск, Наука, 1973.

Хаин В. Е. Тектоника Кавказа, 1973; некоторые очередные задачи. — В кн.: Проблемы геологии Грузии (сб. трудов ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 52). — Тбилиси, Мецниереба, 1978.

Хаин В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса. — ДАН СССР, т. 249, № 5, 1979, с. 1190—1192.

Хаин В. Е. Учение о геологических формациях на современном этапе. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 11.

Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4.

Хворова И. В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 1.

Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокластолиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3.

Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендинской свиты. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3.

Хворова И. В., Ильинский М. И. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендинской свиты. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.

Хворова И. В., Ильинская М. И. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 4.

Цветков М. А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа (междуречье Чегем-Фиагдон) М., Наука, 1977.

Челищев Н. Ф., Кузнецов В. А., Диков Ю. П. Экспериментальное исследование процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 3.

Чихрадзе Г. А. Об источниках питания раннеюрской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа в пределах Сванетии. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 3.

Чихрадзе Г. А. К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1.

Чихрадзе Г. А. Построенные дайки основных пород в Дарьяльском ущелье. — Тезисы докл. I симпозиума 5-го Всесоюз. вулканологического совещания, Тбилиси, 1980.

Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. — АН СССР. Совет по изучению производительных сил. Кавказская комплексная экспедиция. — М.—Л., 1945.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. — Изд-во АН СССР, 1955.

Чхотуа Г. Р. Интрузивные породы Абхазской АССР. — В сб.: Интрузивы Закавказья. — Труды ГГУ, вып. II, 1941.

Шевченко В. И., Резанов И. А. Основные этапы тектонического развития Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 8.

Шихалибегили Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, Баку, 1956.

Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала. — Труды II Уральского петрографического совещания, III (Базальтоидный магматизм и его металлогения). — Свердловск, 1969.

Штилле Г. Введение в строение Америки. — Избран труды. — М., Мир, 1964.

Эрлих Э. Н., Мелекसेцев И. В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В сб.: Кислый вулканизм. Инт-вулканологии ДНЦ АН СССР, — Новосибирск, Наука, 1973.

Beridze M. Sedimentogenetic environments of the Early Alpine island arcs and interarc basis of the Great Caucasus. IAS Abstracts of Papers Mc Master University, Hamilton, Ontario, Canada, 1982.

Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra eland, British Columbia. J. Geol., v. 71, p. 1, 1963.

Karig D. E. Moore G. F. Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. Earth. Plan. Sci. Lett., v. 26, p. 2.

Meriläinen K. Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kitilä, Finland. Brll. Commiss. geol. Finlande, n. 195, 1961.

Milch L. Über Abinolen und Abinolschifer des Harzes. Ztschr. d. Deutsch. Geolog. Gesllsch., Bd. 69, Berlin, 1917.

Начев Т. К., Янев С. Седиментните геоконплекси в България. — Наука и изкуство, София, 1980.

Stille H. Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit und Raum. Sitzungsber. prouss. Akad. Wiss. Math.—Phys. Kl., 1936.

Таблица I. 1 — импрегация глинистой породы кварц-альбитовым материалом; экзоконтактная зона Вацисверского диабазового силла, шлиф 979, без анализатора, увел. 20. 2 — «сгустки» и «обрывки» альбитит-порфировых пород в глинистом сланце; там же, шлиф 879, без анализатора, увеличение 20. 3 — адиол-сланец (десмозит); экзоконтакт Вацисверского диабаз, шлиф 1001, в одном никол, увел. 30.

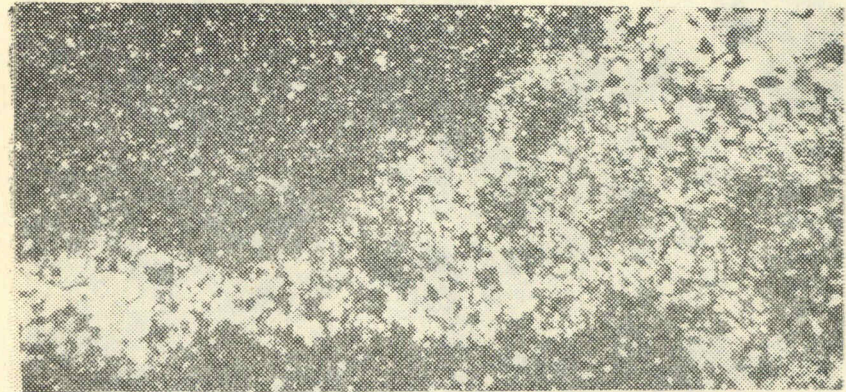
Таблица II. 1 — «завершенный» адиол с порфировидными выделениями «шахматного» альбита внизу переходит в адиол-сланец со спиrolитовой структурой; экзоконтактная зона Бабальского диабаз, шлиф 2324, с анализатором, увеличение 32. 2 — адиол-роговик с пятнистой структурой; на фоне тонкоагрегатных альбитовых масс наблюдаются пятна хорошо раскристаллизованного хлорита; экзоконтакт татарсахлишевского диабаз, шлиф 620, в одном николе, увел. 32. 3 — альбитит-порфир с экзоконтакта Вацисверского диабазового силла, шлиф 878, с анализатором, увел. 46.

Таблица III. 1 — хлоритизированное вулканическое стекло с перлитовой структурой и редкими вариолами альбита, окаймленного лейкоксен-сфеном; обломок в гиалокластовой брекчии, уш. р. Вост. Скеу, шлиф 2489, в одном николе, увел. 25. 2 — диабазовый витрофирит (обломок из гиалокластита); на хлоритизированном фоне (светлое) наблюдаются «зачатки» вариол и вкрапленники метакристаллов альбита с лейкоксеновыми каймами. Уш. р. Вост. Скеу, шлиф 2493, без анализатора, увел. 17. 3 — спилитовый диабазовый витрофирит с микролитовой структурой (периферия шарового тела); уш. р. Западный Скеу, шлиф 2490, с анализатором, увел. 17; 4 — вариолит, наблюдаются небольшие лейсты альбита с раздваивающимися вилокками на концах (периферия шарового тела). Там же, без анализатора, увел. 45.

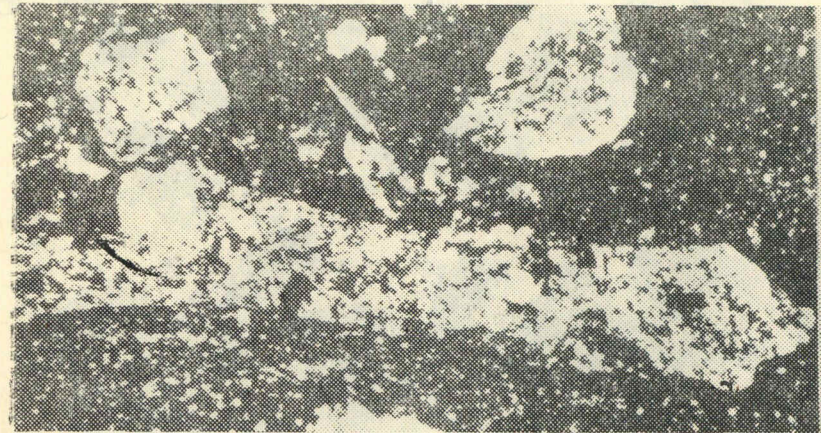
Таблица IV. 1 — Гиалокластит; угловатые обломки измененного вулканического стекла характеризуются зональной структурой, обусловленной чередованием лейкоксенированных и хлоритизированных полос; цемент кварц-хлоритовый; уш. р. Зап. Скеу, шлиф 2093, без анализатора, увел. 17. 2 — связующая масса гиалокластита; фрагменты хлоритизированного и лейкоксенированного вулканического стекла дугообразной, скелетной и глобулятивной форм сцементированы тонкоагрегатными кварцевыми массами; уш. р. Вост. Скеу, шлиф 2487, без анализатора, увел. 17. 3 — цемент гиалокластита; в окварцованно-хлоритизированной массе наблюдаются нацело хлоритизированные обломки вулканического стекла (темное); там же, обр. 2250, с анализатором, увел. 26. 4 — мандельштейновый диабазовый витрофирит; миндалины выполнены кварцем и рудным минералом; уш. р. Шхазия, шлиф 2355, без анализатора, увел. 45.

Таблица V. 1 — шаровая лава с глинистым цементом; на поверхности шаров наблюдаются контракционные трещины; левый склон уш. р. Цирцвланисцкали (вулканический массив Чимгисклде). 2 — изолированно-шаровая лава; шары лавы с корками закалки, расположены в уплотненной глинистой породе; там же. 3 — гиалокластитовая брекчия, уш. р. Вост. Скеу. 4 — гиалокластит. Фото со шгуфа натуральной величины).

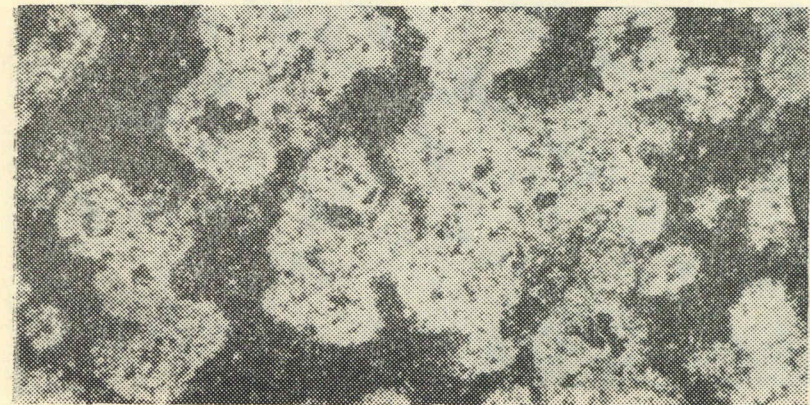
Таблица I



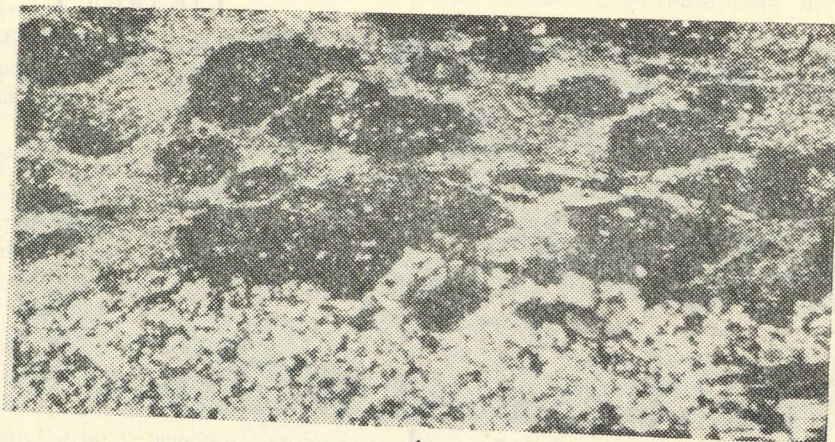
1



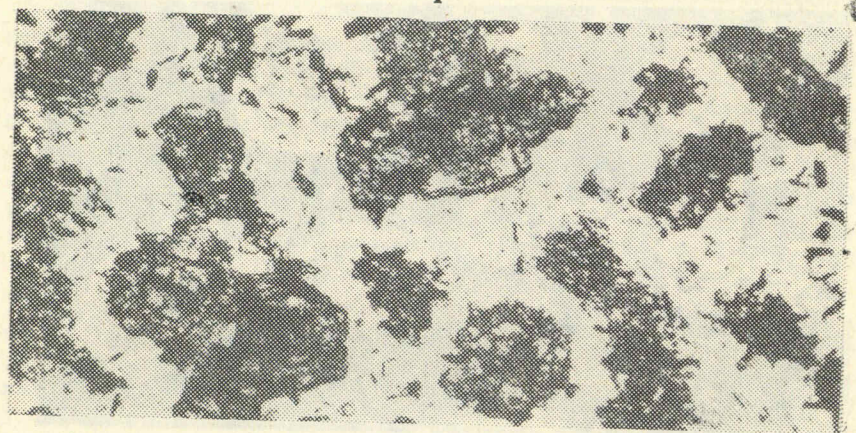
2



3



1



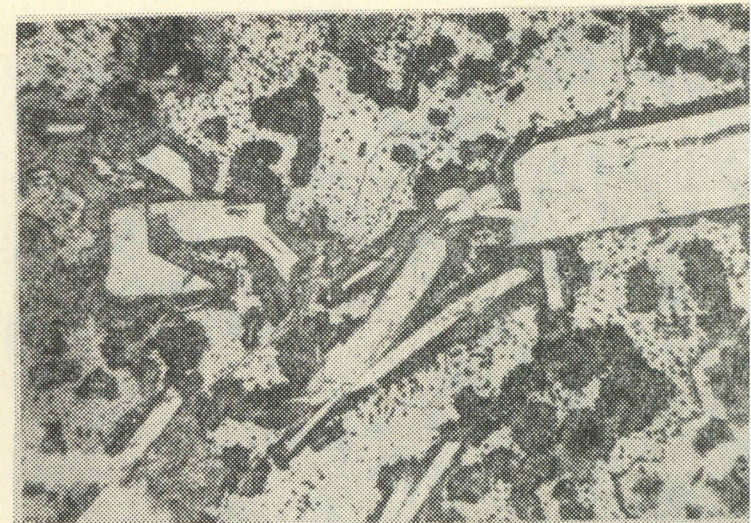
2



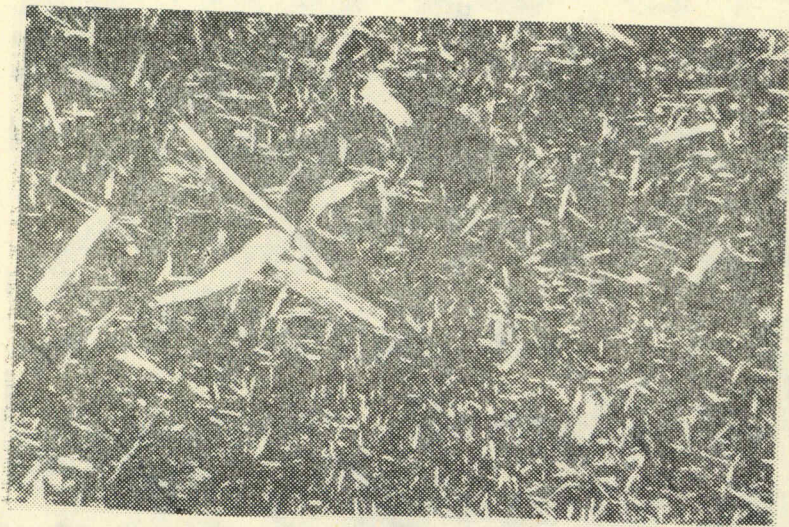
3



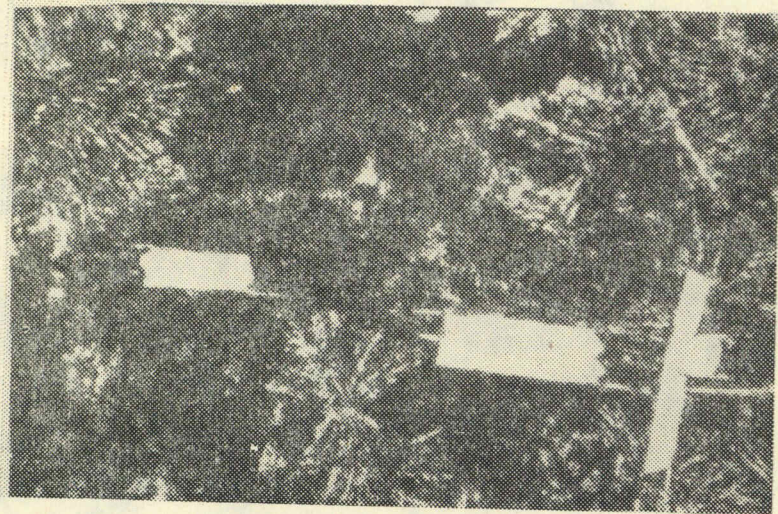
1



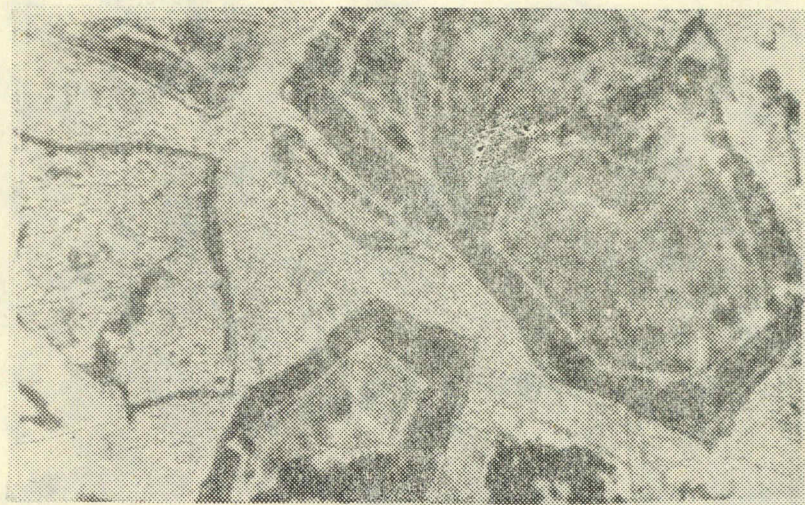
2



3



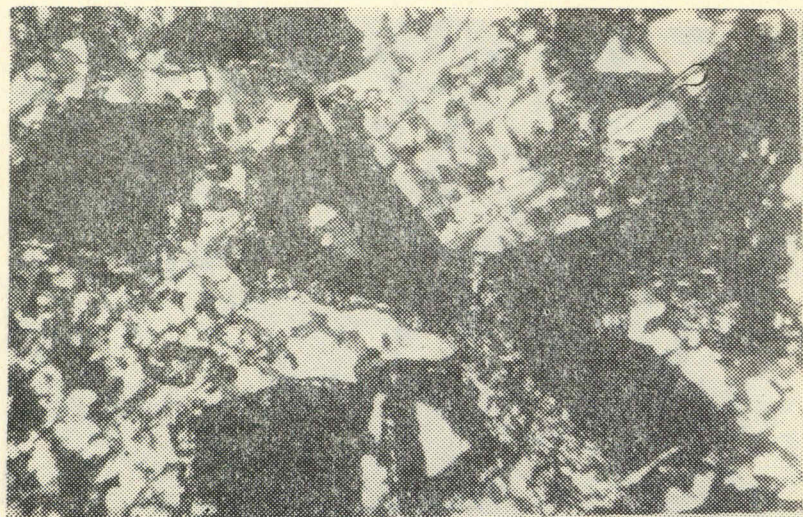
4



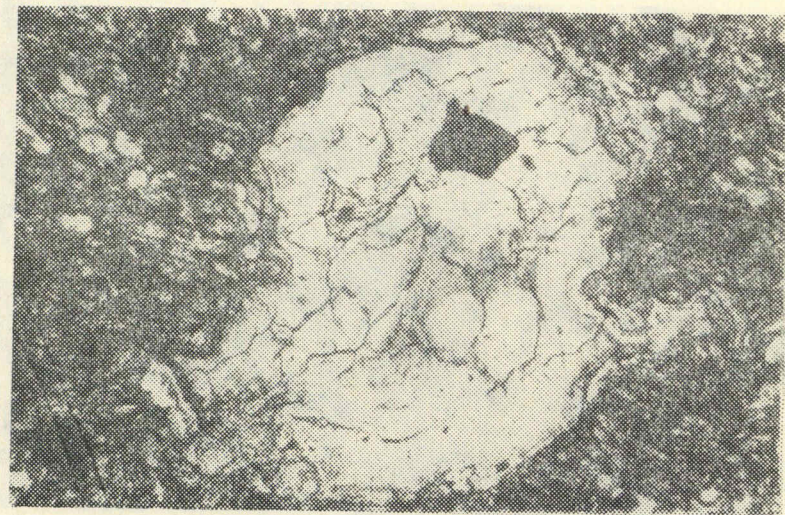
1



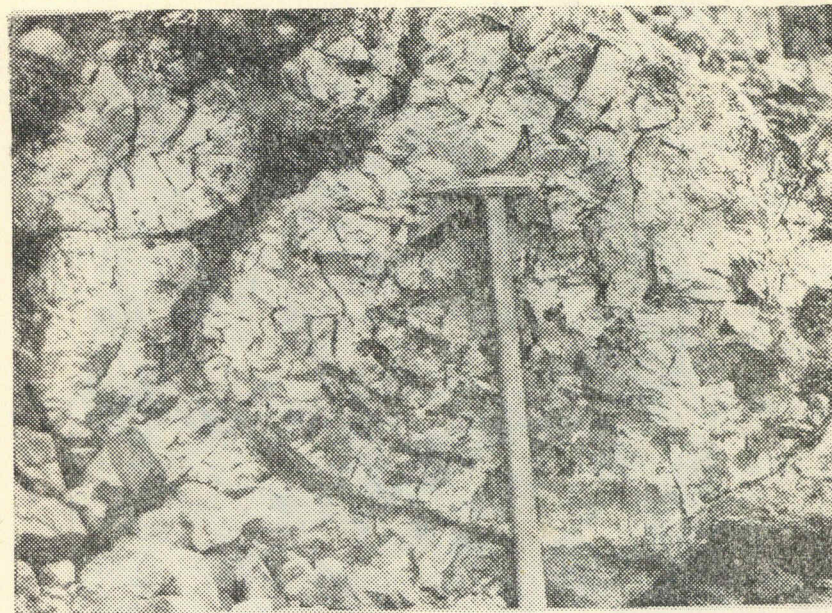
2



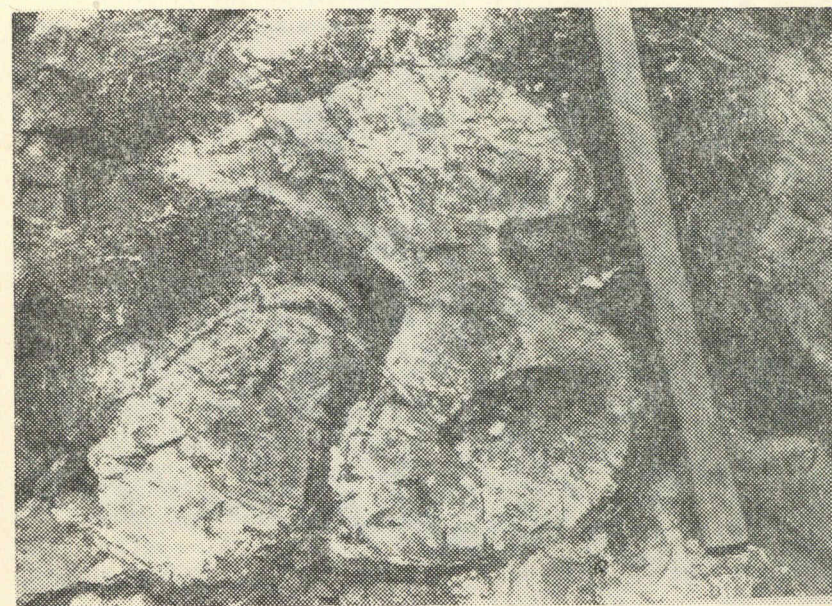
3



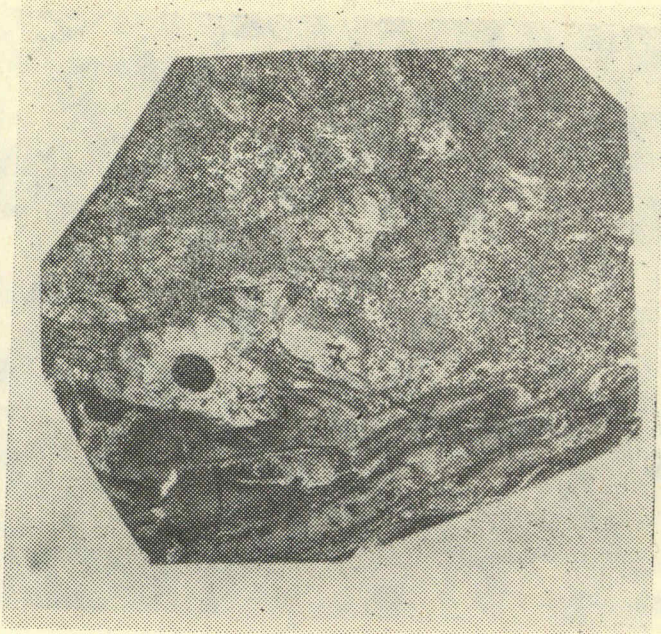
4



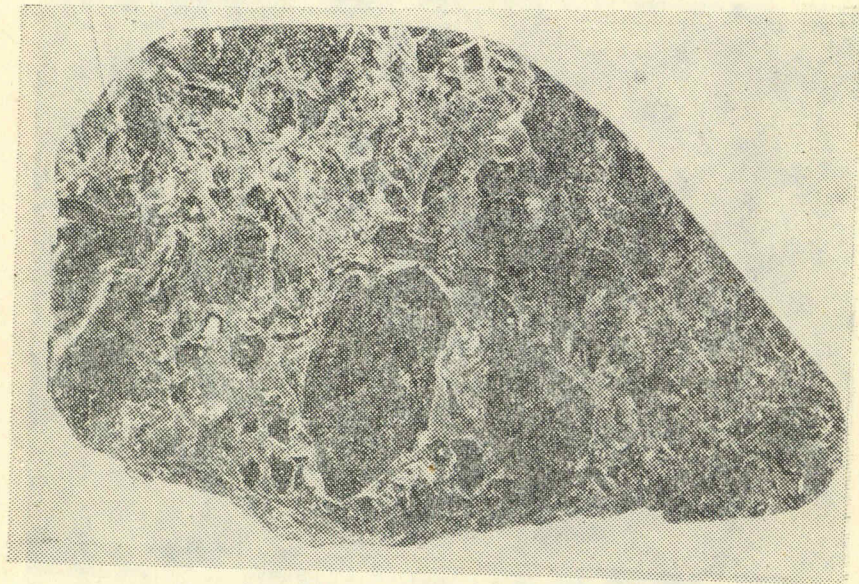
1



2



3



4

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ПРОБЛЕМЫ РАННЕАЛЬПИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА	6
РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА	17
Типы разрезов вулканогенных образований	17
Сравнительная характеристика вулканитов и некоторые вопросы их происхождения	50
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ	84
Вулканокластические осадки нижнеюрских терригенных толщ	84
Кластические осадки в среднеюрской вулканогенной толще	94
Состав и структурно-текстурные особенности среднеюрских стратифицированных вулканокластических отложений	99
Условия формирования среднеюрских вулканокластических отложений	104
О ВЛИЯНИИ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОГО НАТРОВОГО МЕТАСОМАТОЗА НА СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗ	108
Взаимоотношения вулканитов, метасоматитов и осадочных пород	109
Сравнительная характеристика натровых метасоматитов и их исходных пород	114
Сравнение химизма метасоматически измененных базальтоидов, адинолов и кератофиров	128
Генезис натровых метасоматитов	131
ВУЛКАНИЗМ, ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ И КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ	132
Особенности формирования стратиформного серноколчеданного оруденения Горной Абхазии	133
Роль вулканоструктур в формировании стратиформных колчеданных руд	142
РАННЕАЛЬПИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	149
О соотношении вулканических и седиментационных процессов	152
Обстановки осадконакопления и вулканизма	156
Тектоническая эволюция седиментационного бассейна	163
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	167
ЛИТЕРАТУРА	172
ТАБЛИЦЫ	182
	191

მერაბ

Мераб Александрович Беридзе

ТЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

მერაბ ალექსანდრეს ძე ბერიძე

გეოგრაფიული ვულკანოგენო-ოსადოვი ლითოგენეზი

Рецензенты: доктор геол.-мин. наук Г. А. Чихрадзе
канд. геол.-мин. наук М. Б. Лордкипанидзе

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР
ИБ 2032

Редактор издательства Г. П. Бокучава
Художник Г. А. Ломидзе
Техредактор Э. Б. Бокерия
Корректор Л. К. Абжандадзе

Сдано в набор 16.3.1983; Подписано к печати 14.7.1983; Формат
бумаги 60×90^{1/16}; Бумага № 1; Печатных л. 12; Уч.-издат. л. 11.2;

УЭ 00902; Тираж 1000; Заказ 916;

Цена 1 руб. 40 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19