

М. Г. ЛОМИЗЕ

**ВУЛКАНИЗМ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
КАВКАЗА
И ЕГО СВЯЗЬ
С ТЕКТОНИКОЙ**



М. Г. ЛОМИЗЕ

ВУЛКАНИЗМ
СЕВЕРО-
ЗАПАДНОГО
КАВКАЗА
И ЕГО СВЯЗЬ
С ТЕКТОНИКОЙ

18754

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1969

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
<i>Глава I. Из истории геологических исследований</i>	5
<i>Глава II. Основные черты геологического строения и развития</i>	10
<i>Глава III. Проявления вулканизма</i>	26
Вулканизм лейаса	26
Авадхарский вулканогенный горизонт	27
Кварцевые кератофиры субвулканической фации	31
Ааленский вулканизм	35
Вулканогенно-осадочная серия Гойтх	37
Стратиграфическое описание	37
Вулканогенные образования чаталтапинской свиты	50
Вулканогенные образования макаровской свиты	53
Вулканогенные образования свиты горы Индюк	65
Байосский вулканизм	90
Иегошская вулканогенно-осадочная толща	90
Порфирировая серия	94
Сеноманский вулканизм	101
О следах вулканической деятельности в послесеноманское время	109
Сведения об интрузивных комплексах; общая последовательность магматических проявлений альпийского тектоно-магматического цикла	109
<i>Глава IV. Главные типы исходных магм, магматические очаги</i>	116
Раннегеосинклиальная базальтовая магма	119
Базальтоидные магмы байоса и сеномана	134
Раннегеосинклиальные липарито-дацитовая и липаритовая магмы	135
Происхождение субщелочных вулканических пород серии Гойтх	137
<i>Глава V. Условия извержения и накопления вулканического материала</i>	140
Субаквальные аналоги игнимбритов?	140
Туфогенный флиш	152
Отложения подводных грязекаменных потоков	161
<i>Глава VI. Связь вулканизма с тектоникой</i>	180
Пространственное размещение вулканических очагов и центров извержения	180
Связь с развитием геосинклинали	184
Соотношение вулканизма и складчатости	188
О тектонической приуроченности байосского вулканизма	189
Вулканические формации	190
Литература	194
Приложение	205

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

2—9—2

178—68

Ломизе Михаил Григорьевич

ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ЕГО СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Тематический план 1968 г. № 178

Редактор Поздняк И. И.

Переплет художника Самариной Л. М.

Технический редактор Тимашева И. Л.

Корректоры Большакова И. А., Утанина Е. П.

Сдано в набор 23/II—68 г. Подписано к печати 13/II—69 г. Л-93015. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Физ. печ. л. 13,75+2 вкл. Усл. печ. л. 19,25+2 вкл. (1,40). Уч.-изд. л. 19,59. Изд. № 891. Заказ № 31. Тираж 750 экз. Цена 1 р. 38 к.

Издательство Московского университета Москва, Ленинские горы, Административный корпус.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы



Вулканизм, являясь одним из характерных проявлений жизни геосинклинали, тесно связан во времени и пространстве с развитием отдельных ее зон. Закономерности этой связи к настоящему времени выявлены в самых общих чертах и могут быть уточнены лишь на материале специальных исследований. Настоящая работа представляет собой попытку такого изучения вулканизма в связи с тектоникой на примере альпийской геосинклинали Большого Кавказа, где широко проявилась вулканическая деятельность в юрское и меловое время.

Фактический материал, положенный в основу книги, собран автором главным образом в 1956—1961 гг. Работая в составе Кавказской экспедиции Московского университета, автор основное внимание уделял вопросам строения, состава и возраста вулканогенно-осадочных толщ, их распространения, изменчивости и структурной приуроченности. Широко использовался метод геологического картирования.

Одновременно группой геологов во главе с В. Е. Хаиным (в том числе и автором) проводилось изучение структурно-фациальной зональности северо-западного Кавказа на различных стадиях альпийского цикла, а также его современной тектонической структуры. В результате удалось по-новому и детальнее, чем прежде, восстановить общую картину тектонического развития северо-западного Кавказа в альпийское время. На этой основе стало возможным рассматривать вулканизм в тесной связи с тектонической характеристикой отдельных зон, с распределением и перемещением зон максимального прогибания в пределах геосинклинали, с движениями по крупным разломам.

Имеющийся фактический материал позволяет обсудить вопрос о характере исходных магм, а также особенности извержения и накопления продуктов вулканизма, предполагаемую роль подводных грязекаменных и мутьевых потоков в их переносе и отложении. Много внимания уделено широко распространенным на северо-западном Кавказе кристаллотуфам, которые весьма специфичны по составу и строению и в некоторых отношениях могут, вероятно, рассматриваться как аналог игмбритов в условиях подводного вулканизма.

В проводившихся автором полевых исследованиях принимали участие студенты геологического факультета Московского университета (ныне геологи): Н. А. Солodka, В. Д. Скарятин, С. Б. Кочарян, В. В. Михайлов, Т. В. Катанская, В. А. Селиверстов, В. А. Колонтаев-

ский. Химические и спектральные анализы вулканических пород выполнены в лаборатории геологического факультета МГУ под руководством М. М. Чеховских, основные палеонтологические определения производились Е. С. Станкевич, Г. Я. Крымгольцем (ЛГУ) и Е. А. Гофман, определения абсолютного возраста — З. В. Студениковой (ГЕОХИ АН СССР). В обработке петрохимических данных о базальтоидных породах Большого Кавказа принял участие М. А. Левитан. Весьма ценными были консультации Е. А. Кузнецова и С. Д. Четверикова по вопросам петрографии и петрохимии. Автор считает приятным долгом выразить перечисленным лицам свою признательность. Автор приносит глубокую благодарность В. Е. Хаину за неизменное внимание к работе, полезные замечания и советы.

* * *

Исследованная область мезозойского геосинклинального вулканизма охватывает горные районы северо-западного Кавказа в бассейнах рек Белой, Пшехи, Пшиша и Псекупса (на северном склоне Главного хребта), а также рек Лашилсе, Псоу, Мзымты, Сочи, Шахе, Псезуапсе, Аше и Туапсе (на его южном склоне). В административном отношении территория входит в Краснодарский край и Абхазскую АССР.

Большая часть площади густо залесена, что сказывается на обнаженности и проходимости, а также затрудняет использование аэрофотоснимков. Выходы коренных пород удается наблюдать главным образом вдоль многочисленных ручьев и рек, или же в отдельных скальных выходах на склонах и водоразделах. Лишь в высокогорных восточных районах значительные участки возвышаются над границей леса. Если северные предгорья хребта и Черноморское побережье в экономическом отношении хорошо освоены и густо населены, то центральная часть района, покинутая черкесами сто лет назад, осталась слабо заселенной; дороги и даже тропы здесь редки. Залесенность и бездорожье явились, вероятно, одной из причин сравнительно слабой изученности этой интересной вулканической области Кавказа до самого недавнего времени.

ИЗ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ



Геологическое изучение северо-западного Кавказа началось в середине XIX века. Уже в 1865—1867 гг. горный инженер В. А. Гилев совершил ряд маршрутов и в своих отчетах, намечая схему геологического строения района, дал первые сведения о развитых в его пределах изверженных породах. Гилев сообщает, что в водораздельной части Главного хребта к западу от горы Фишт глинистые сланцы и песчаники прорваны кристаллической породой, состоящей из кварца и полевого шпата; порода эта слагает скалу Чилипси (гору Индюк. — *М. Л.*) у Гойтхского перевала, выступает в верховьях р. Хакучепси (р. Хахопсе. — *М. Л.*), на Тубинском перевале, а также юго-восточнее — на хребте, ведущем от горы Аутль к горе Шуко (к горе Хуко. — *М. Л.*). К сожалению, указанные работы Гилева не были опубликованы и остались неизвестными последующим исследователям северо-западного Кавказа (лишь в 1956 г. они были обнаружены в Историческом архиве Грузинской ССР С. Б. Доценко).

Через 30 лет после Гилева восточную часть той же территории посетили Н. Я. Дишик и В. И. Воробьев, однако полученные ими данные менее полны и нередко неточны. М. В. Сергеев, обследовавший бассейн р. Мзымты, отметил наличие порфировидных диабазов, туфов и авгитовых порфиритов среди глинистых сланцев к югу от Главного хребта.

Проводившаяся Геологическим комитетом, начиная с 1907 г., одноверстная геологическая съемка была сосредоточена в северных предгорьях, и лишь К. И. Богданович попутно совершил маршруты вверх по рекам Пшиш и Белой. Большой интерес представляло сообщение Богдановича о том, что «на водоразделе по шоссе Майкоп—Туапсе (гора Индюк), в долине Гунайской реки и около Котловинного селения были встречены наиболее западные для всего Кавказа выходы изверженных пород в виде кварцево-порфиритовой породы «слюдяно-дацитового типа местами сферолитового и миндалекаменного сложения» (Богданович, 1908). Это было второе (после Гилева) указание на наличие вулканических образований среди осадочных толщ в западной части рассматриваемой территории¹.

¹ Лишь в работе Абиха (H. Abich, 1877) содержалось ошибочное упоминание о том, что вершины гор Фишт и Оштен сложены кварцевыми порфирами (в действительности здесь развиты лишь известняки верхней юры). Кроме того, Н. И. Лебедевым (1901) в коллекции Кавказского музея был описан образец кварцевого порфира из залунов р. Чилипси (обр. № 232).

Аналогичное указание для более восточных районов Главного хребта было сделано в эти годы Н. А. Морозовым, который упоминает об авгитовых порфиритах в толще юрских сланцев горы Ачишхо, о прорывающей их «диабазовой формации Ачишхо», а также о «древних андезитовых лавах (порфиритах)» в верховьях р. Бирюзовой. Кроме того, в долине р. Мзымты Е. Мартель наблюдал выходы диабазов при въезде на Красную Поляну (подробное описание их дано Д. С. Белякиным, 1911), а Н. И. Каракаш — также ряд обнажений «диабазовых туфов» и «диабазовых порфиритов». Приблизительно в эти же годы С. А. Яковлев (1914), проводивший геологические изыскания вдоль трассы железной дороги от Армавира до Туапсе, пишет о выходах «дацитовой породы» на горе Индюк (вслед за К. И. Богдановичем) и высказывает мысль о связи вулканической деятельности с «интенсивным смятием глинисто-сидеритовой толщи в перевальной части и на южном склоне Главного хребта».

Новый этап исследований начался после 1917 г., когда Геологический комитет приступил к планомерным работам по нескольким пересечениям через Кавказский хребет. Для района Красной Поляны В. Н. Робинсон (1932а) дал первое описание юрской вулканогенно-осадочной толщи хребта Анбга, которую он датировал «лейасом—байосом» и сопоставил с «порфиритовой серией» Грузии. Вулканические породы района Красной Поляны и горы Большая Чура изучались Л. В. Хмелевской (1926, 1934). Петрографическое описание изверженных пород из коллекций Робинсона (и некоторых собственных образцов) затем было выполнено Л. А. Варданянцем (1935а, 1938а). В первой из этих работ Варданянец высказывает мнение о наличии на горе Большая Чура мезоинтрузии гранитоидов, однако, как показал несколько позднее Г. М. Ефремов (1938), предположение это оказалось ошибочным.

Большим достижением явилось разработанное В. Н. Робинсоном и А. Л. Козловым, а в более восточных районах И. Г. Кузнецовым представление о продольной тектонической (структурно-фациальной) зональности северо-западного Кавказа. Исследованная часть территории была подразделена на систему тектонических зон: зону Передового хребта, Пшекиш-Бамбакскую зону, зону Главного хребта, которые различались режимом тектонических движений, составом и мощностью отложений, особенностями тектонической структуры. По мысли Робинсона (1937), «зональная структура древнего субстрата зародилась еще до верхнего палеозоя и при последующих движениях постоянно сказывалась на распределении областей сноса и областей отложения осадков». Представление о тектонической зональности развивалось целым рядом последующих исследователей, оно лежит в основе современных взглядов на геологическую историю и строение северо-западного Кавказа. Как будет показано в настоящей работе, с тектонической зональностью тесно связаны место, время и характер вулканических проявлений в этой части альпийской геосинклинали Большого Кавказа.

Не менее успешно продвигалось и геологическое изучение более западных территорий, прилегающих к Туапсе (Вялов, 1931, 1934). Здесь были установлены, в частности, отложения нижней и средней юры («свита Гойтх»), причем в целом ряде пунктов О. С. Вялов описал среди них горизонты кварцевых порфиров и туфов, отметив, что выходы вулканических пород прослеживаются в бассейне р. Пшехи (в виде трех полос) и далее на восток — до района оз. Хуко. Это были те самые изверженные породы, о присутствии которых упоминали ранее В. А. Гилев, К. И. Богданович и С. А. Яковлев. Весь комплекс эффузивных по-

род — кварцевых порфиров и их туфов, а также чередующиеся с ними осадочные образования — О. С. Вялов выделил под названием «свиты горы Индюк», понимая ее «как часть толщи черных сланцеватых глин». «Таким образом, — пишет Вялов (1931), — становится ясным наличие вулканической фазы, возраст которой соответствует возрасту толщи черных сланцеватых глин». Стратиграфическое положение свиты горы Индюк в разрезе «свиты» (точнее — серии) Гойтх осталось Вялову неясным. Краткое петрографическое описание туфов района горы Индюк по образцам Вялова было выполнено Л. А. Варданяном (1938б, 1943), который обратил внимание на наличие в них санидиноподобных разностей щелочного полевого шпата с малым углом оптических осей, сходных, по мнению этого исследователя, с полевыми шпатами липаритов Тырнауза и трахилипаритов Пятигорья.

Среди меловых отложений района г. Туапсе Вяловым (1934) были описаны под названием «свиты р. Паук» туфогенные песчаники, туффиты и туфы авгитовых порфиритов, чередующиеся с глинами; возраст свиты был определен как сеноманский, что подтвердилось вскоре находками фауны (Вялов и Вялова, 1934). Несколько раньше «туфогенную свиту» сеномана обнаружил в районе Агурских минеральных источников В. П. Ренгартен. Образец туфа из этой «свиты» был описан Д. С. Белянкиным (Ренгартен, 1927).

Таким образом, уже к началу 30-х годов, было установлено существование на северо-западном Кавказе трех разновозрастных вулканогенных толщ: преимущественно нижнеюрской (Вялов, 1931, 1934), преимущественно байосской (Робинсон, 1932а) и сеноманской.

Геологические исследования последующего десятилетия дали обширный материал по стратиграфии и тектонике и в то же время лишь отрывочные, хотя и интересные, сведения о вулканических образованиях. В. В. Белоусов и Б. М. Трошихин (1937) упоминают о кварцевых порфиритах и их туфах, а также о «пластовой жиле порфиритов» в районе горы Собор-Скала, приуроченных, по мнению этих исследователей, к границе свиты Хахопсе (тоарский ярус) и тубинской свиты (ааленский ярус). Среди нижнемеловых отложений в долинах рек Чвиженсе и Медовеевка М. В. Муратов (1940) обнаружил небольшие массивы диабазовых порфиритов, возраст которых был определен предположительно как сеноманский или третичный. В. И. Курочкиным даны краткие описания вулканогенно-осадочной порфиритовой серии байоса, а также массивов «альбитового диабаз», залегающих среди пород верхнего байоса — бата в районе сел. Айба.

Г. М. Ефремов, проводивший геологическую съемку в бассейнах рек Пшеха, Пшиш, Аше, Псезуапсе и Сочи (1935—1941), установил присутствие среди тоар-ааленских отложений вулканических пород не только кислого, но и основного состава. Ефремов впервые закартировал многочисленные выходы этих пород (хотя изображение давалось весьма схематично) и, в отличие от своих предшественников, различал не одну, а две вулканогенные толщи тоара — аалена. В верховьях р. Сочи была описана, кроме того, неизвестная ранее вулканогенно-осадочная толща, возраст которой определен как байосский.

В послевоенные годы много нового дала крупномасштабная геологическая съемка. Объяснительные записки В. А. Мельникова и С. Г. Букня содержат характеристику ряда новых разрезов порфиритовой серии байоса. Мельников впервые описал кератофировый горизонт бассейнов рек Лашипсе, Авадхары и Мзымты и высказал предположение о его среднеэоценовом возрасте. Здесь же им были обнаружены крупные линзы вулканических пород основного состава, залегаю-

щие, по его мнению, в основании глинистых сланцев верхнего лейаса. С. В. Савин, Г. И. Баранов и А. А. Жуков обнаружили туфогенные породы также в верхах базальной пачки лейаса на Армянском хребте и по одному из правых притоков р. Пшихашхи. С. Л. Бызова и В. И. Славин показали, что вулканогенно-осадочные толщи массивов Большая Чура и Ачишхо, ошибочно сопоставлявшиеся ранее с порфиритовой серией байоса, являются скорее всего ааленскими. Интересные результаты дала съемка В. И. Корнеева в бассейне р. Псекупс, где среди отложений ааленского яруса им обнаружено несколько пластов вулканического туфа.

Ю. Н. Пастушенко (1956), обследовавший многочисленные мелкие интрузивные тела габбро-диабазов, диабазов и диоритовых порфиритов в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи, предложил объединить их в один магматический комплекс верхнего мела. По Пастушенко, «различные минералогического состава, структурных и текстурных особенностей интрузивных тел объясняется тем, что в различных участках района вскрыты различные по глубине зоны интрузии, формирование которых происходило в различных термодинамических условиях». Однако, петрографические и петрохимические отличия, по-видимому, слишком значительны, чтобы вывод этот мог считаться вполне убедительным. Позже Ю. Н. Пастушенко (1967) получены интересные данные о строении и возрасте среднеюрской «порфиритовой серии» южных тектонических зон.

С 1956 г. вулканические образования северо-западного Кавказа изучает автор, некоторые результаты работ публиковались в периодической печати (Ломизе, 1958а, 1958б, 1961б; Ломизе и Солин, 1962).

Начиная с 1954—1955 г. в течение ряда лет изверженные породы Туапсинского района исследовали сотрудники ИГЕМ Академии наук СССР Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук (Афанасьев, 1958; Афанасьев и Борсук, 1957, 1959; Борсук, 1960а, 1960б, 1963). Впервые были даны детальные петрографические описания этих пород и подробная характеристика некоторых породообразующих минералов (полевых шпатов, биотита, граната). Для липарито-дацитовых порфиров Туапсинского района, которые рассматривались ранее как покровы лав, был установлен интрузивный характер залегания. В 1955 г. обнаружены во вторичном залегании обломки трахитов и трахилипаритов, «аналогичных трахилипаритам лакколлитов Пятигорья» (Афанасьев, 1956).

По мнению указанных исследователей, в районе горы Индюк и верховьях р. Пшиш широко развиты также своеобразные экструзии гранитоидного состава, представляющие собой продукт внедрения в механически податливые глинистые породы юры «кашеобразной массы» кристаллов кварца, полевого шпата и биотита. Однако следует отметить, что «экструзивные породы типа горы Индюк» повсюду, где их удавалось наблюдать (в том числе и на горе Индюк), обнаруживают признаки отложения в водной среде, занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе и поэтому справедливо рассматриваются более ранними исследователями (Вяловым, Ефремовым) и большинством ныне работающих геологов как кристаллические туфы липарито-дацитового состава. Наряду с туффитами и туфогенными песчаниками соответствующего состава, которые переслаиваются с аргиллитами аалена, туфы эти являются характерным членом вулканогенно-осадочной свиты горы Индюк. То же можно сказать и о глинистых туфогенных конгломератах («горизонтах с включениями»), которые, без достаточного учета их геологического положения, рассматриваются Афанасьевым и Борсуком как своеобразные эруптивные образования; лишь для некоторых

участков было признано в 1958 г. осадочное происхождение туфогенных конгломератов, которые в таких местах получили название «алтубинальской вулканогенно-осадочной толщи» (Афанасьев, 1958).

Исходя из представления об интрузивной природе вулканических образований района горы Индюк и верховьев р. Пшиш, основываясь на определениях абсолютного возраста и на петрографических аналогиях с изверженными породами различных областей Большого и Малого Кавказа, Афанасьев и Борсук считают их возраст в одних случаях позднеюрским, в других — меловым и даже третичным. К обсуждению выводов упомянутых исследователей мы вернемся в последующих главах, где, в частности, будет дано обоснование более древнего — среднеюрского (ааленского) — возраста всех этих вулканических образований.

В последние годы магматизму западного Кавказа и западного Предкавказья были посвящены работы Г. П. Корнева (1964, 1965). Особенно интересна попытка увязать вулканические проявления с общими для этих двух областей тектоническими зонами.

Недавно исполнилось сто лет с начала геологических изысканий на северо-западном Кавказе. За это время попутно с геологической съемкой, стратиграфическими работами и при маршрутных наблюдениях были получены многочисленные, хотя и отрывочные, сведения о проявлениях вулканизма. Предпринятые на этой основе палеовулканологические исследования позволяют воссоздать общую последовательность вулканических проявлений на северо-западном Кавказе, наметить связь вулканизма с особенностями его строения и тектонического развития.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ



Исследованной области геосинклинального вулканизма соответствует в современной структуре северо-западная часть мегантиклинория Большого Кавказа. Отделяясь на востоке от Центрального Кавказа Пшехинско-Адлерской системой поперечных нарушений (Хаин и Ломизе, 1961), северо-западный Кавказ является обособленным тектоническим сегментом Большого Кавказа как по характеру формаций, так и по особенностям тектонической структуры.

Наиболее распространены на поверхности отложения альпийского структурного комплекса, который распадается на три структурных этажа: раннеальпийский (терригенные и вулканогенные отложения нижней — средней юры), среднеальпийский (карбонатные и терригенные отложения верхней юры — эоцена, преимущественно флиш и субфлиш) и позднеальпийский (терригенные отложения олигоцена — антропогена). Раннеальпийский этаж обнажается в ядре мегантиклинория, среднеальпийский — на крыльях, позднеальпийский — в пределах обрамляющих мегантиклинорий Западно-Кубанского передового и Сочинского межгорного прогибов. К востоку от Пшехинско-Адлерской системы разломов структура осложняется многочисленными выступами каледоногерцинского фундамента (рис. 1).

КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

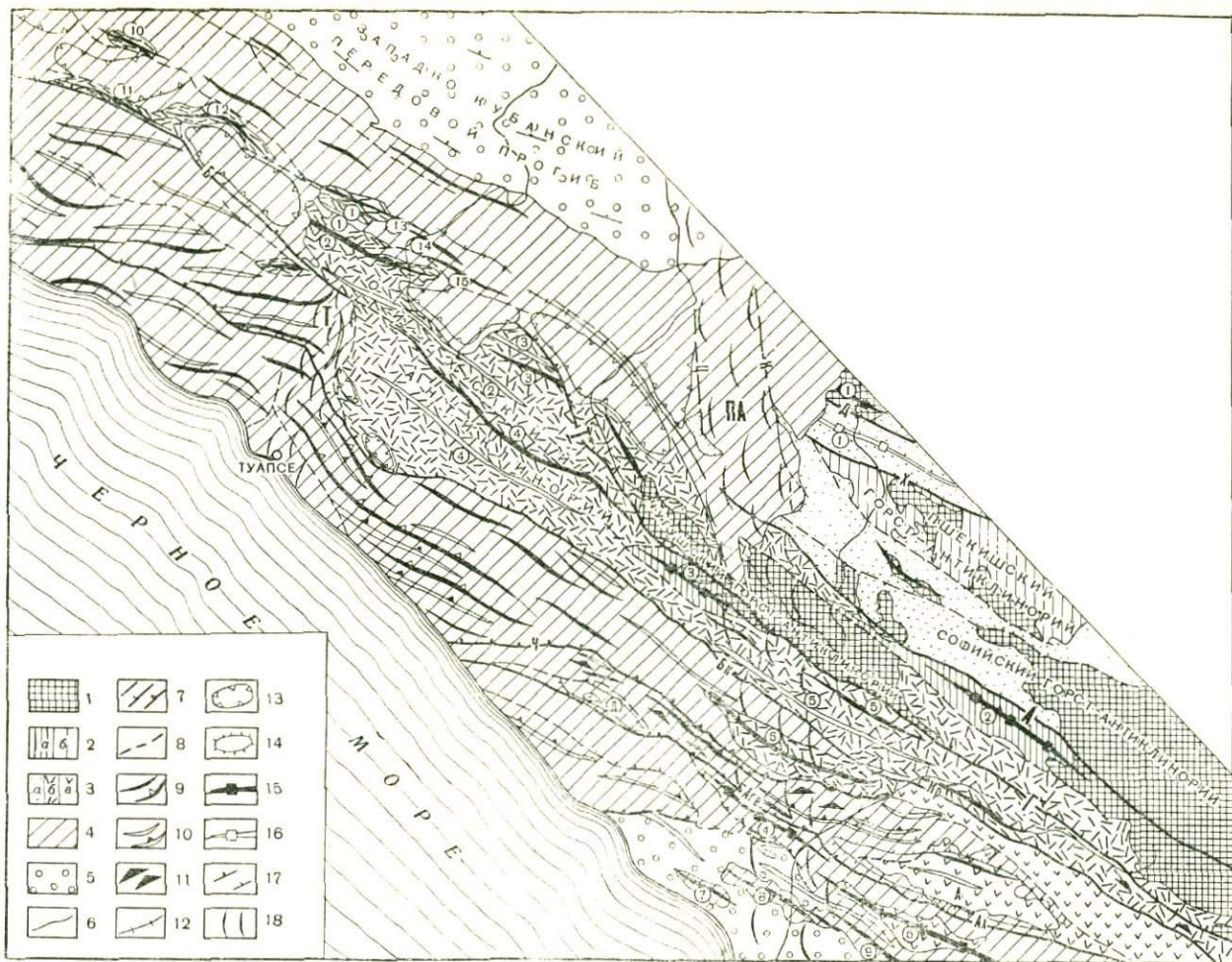
Каледоно-герцинский фундамент сложен метаморфическими сланцами нижнего — среднего палеозоя и незатронутыми региональным метаморфизмом осадочными породами верхнего палеозоя — триаса. Метаморфическая толща вмещает интрузивные тела гранито-гнейсов, диорито-гнейсов, габбро-амфиболитов и серпентинитов раннегерцинского комплекса, а также многочисленные гранитоидные интрузии комплекса Главного хребта, возраст которых в большинстве случаев определяется как позднепалеозойский. Основными элементами складчатой структуры являются крупные брахиформные антиклинали и синклинали, а также куполовидные складки, образование которых могло быть связано с внедрением гранитоидных тел.

Не исключено, что уже в среднем палеозое существовали некоторые из главных тектонических разломов северо-западного Кавказа, предопределивших впоследствии план структурно-фациальной зональ-

Рис. 1. Тектоническая схема области распространения юрских и меловых вулканогенных образований северо-западного Кавказа:

1 — каледоно-герцинский структурный комплекс (без позднегерцинского этажа); 2 — позднегерцинский структурный этаж (C_2 —Т); а — в северных тектонических зонах; б — в центральных тектонических зонах; 3—5 — альпийский структурный комплекс; 3 — раннеальпийский структурный этаж (J_{1-2});

а — в северных тектонических зонах; б — в центральных тектонических зонах; в — в южных тектонических зонах; 4 — среднеальпийский структурный этаж (J_3 —Рг $_2$); 5 — позднеальпийский структурный этаж (Рг $_3$ —N); б — границы структурных этажей и комплексов; 7 — длительно развивавшиеся разломы; а — выраженные взбросами и сбросами; б — выраженные надвигами и взбросо-надвигами; в — выраженные пологими надвигами (Д — Даховский, Х — Хамышкинский, А — Атамажинский, Т — Тугупсинский, Г — «Главный надвиг», Б — Безепский, Бк — Бекшейский, Ч — Чемитокваджинский, Кр — Краснополянский, Агв — Агвайский, Ах — Ахагский, К — Курджинский, Ц — Цицинский); 8 — второстепенные разрывные нарушения; 9 — антиклинали, для опрокинутых указать наклон осевой поверхности (1 — Афанасьевская, 2 — Садовая, 3 — Терзианская, 4 — Индюкско-Хахопсинская, 5 — Ачипсе, 6 — Амуко, 7 — Ахунская, 8 — Ахштырская, 9 — Берчильская, 10 — Тхаманская, 11 — Шебская, 12 — Хребтовая, 13 — Сосновой Щели, 14 — Навагинская, 15 — Гейманская); 10 — синклинали, для опрокинутых указать наклон осевой поверхности



(1 — Ватепсинская, 2 — Шишская, 3 — Котловинская, 4 — Пшенахская, 5 — Чуриная); 11 — изоклиальная складчатость; 12 — гребневидные антиклинали; 13 — наложенные мулды; 14 — крупные брахиформные поднятия (антиклинали); Д — Дагомасское, А — Анбгинское; 15 — горст-антиклинали (1 — Даховская, 2 — Псеашинская, 3 — Хуко, 4 — Ахцу, 5 — Кацирха); 16 — грабен-синклинали (1 — Дудугушская); 17 — моноклиальное залегание слоев; 18 — системы крупных поперечных нарушений (ПА — Пшехиско-Адлерская, Т — Туапсинская)

ности на альпийском этапе. По Атамажинскому и Тугупсинскому разломам (см. рис. 1) контактируют метаморфические толщи разного состава и разной степени метаморфизма, к ослабленной зоне Даховского разлома приурочены интрузивные тела сиенитов предсреднекаменноугольного возраста (Бызова, 1962). В позднем палеозое и триасе влияние этих разломов устанавливается с большей достоверностью (Робинсон, 1937; Белов и Кизевальтер, 1962). Даховский и Хамышкинский разломы ограничивали с севера грабен-синклинорий, где шло накопление континентальных обломочных толщ верхнего палеозоя, а впоследствии к ним был приурочен южный край триасового морского прогиба. Вдоль Атамажинского разлома проходила граница северных и южных фаций перми и триаса. Область севернее этого разлома к началу среднего карбона испытала значительную консолидацию, на смену геосинклинальному режиму установились условия континентальных межгорных прогибов и обширных мелководных морских бассейнов. Дислоцированность пород позднегерцинского этажа здесь умеренная, складки подчинены главным разломам и образовались в тесной связи с движениями по ним. Преобладают брахиформные складки, осложненные мелкими разрывами.

Область к югу от Атамажинского разлома (водораздельная часть и южный склон Главного хребта) сохранила большую подвижность. Вслед за поднятиями и континентальным режимом среднего — верхнего карбона здесь возобновились значительные погружения; условия осадконакопления в верхней перми и триасе были близки к геосинклинальным (Кизевальтер и др., 1960). Складчатость позднегерцинского этажа имеет линейный характер.

АЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

РАННЕАЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Породы нижней и средней юры, слагающие раннеальпийский структурный этаж, перекрывают фундамент с разрывом и угловым несогласием. Изменчивость состава и мощностей этих отложений подчиняется тектонической (структурно-фациальной) зональности северо-западного Кавказа, которая в раннеальпийском структурном этаже впервые запечатлена со всей отчетливостью (Гофман и др., 1960).

Рассматриваемая территория распадается на систему сравнительно узких (шириной 5—20 км) структурно-фациальных зон, протягивающихся с юго-востока на северо-запад, разделенных крупными длительно развивавшимися разломами, из которых некоторые, как указывалось выше, заложены еще в палеозое (в современной структуре разломы выражены сбросами, взбросами, надвигами). При переходе от одной тектонической зоны к другой стратиграфическая полнота разреза нижне-среднеюрских отложений, а особенно мощности и фации резко меняются, в то время как изменения, происходящие вдоль тектонических зон, незначительны. Зоны заметно различаются также особенностями складчатой структуры раннеальпийского этажа, а иногда и временем проявления складчатости.

Могут быть выделены следующие главные (но неравноценные по своим размерам и значению) структурно-фациальные зоны, перечисление которых дается с северо-востока на юго-запад (рис. 2, 1):

1. **Зона Передового хребта** (впервые описана В. Н. Робинсоном, 1932б). В пределы рассматриваемой территории попадает лишь часть

этой зоны (в бассейне р. Белой). Юго-западным ограничением зоны служит Даховский разлом, пересекающий долину р. Белой непосредственно к югу от Даховского массива кристаллических пород. Мощность отложений не превышает 800 м. Алевролиты, песчаники и аргиллиты плинсбаха — аалена образуют непрерывный стратиграфический разрез, криноидные песчаники байоса залегают на них несогласно; нижний лейас и батский ярус отсутствуют.

II. **Дудугушская зона** — сравнительно узкая (5—6 км)¹, зажата между Даховским разломом на северо-востоке и Хамышкинским — на юго-западе, протягивается от горы Монах вдоль хребта Дудугуш. Суммарная мощность нижней—средней юры в этой зоне значительно выше (до 2500 м) — главным образом за счет песчаников байоса (около 1000 м). Вместе с тем заметно убывает песчаность отложений тоара и аалена, которые приобретают флишоидный характер.

III. **Зона Абаго** (выделена С. Л. Бызовой и Д. И. Пановым) охватывает обширные территории высокогорного Кавказа в бассейнах рек Гузерипль, Молчепа, Киша, Уруштен, относившиеся ранее Робинсоном (1932б, 1937) отчасти к зоне Главного хребта, отчасти к Пшекиш—Бамбакской ((Промежуточной) зоне. Названа по расположенным в ее пределах горному массиву и пастбищам Абаго. Юго-западная граница зоны проходит вдоль Атамажинского разлома. Ширина тектонической зоны 13—21 км. Отложения байосского яруса, так же как и батского, неизвестны, мощности лейаса — аалена вновь возрастают (по сравнению с более северными зонами) — до 1700—1900 м. Преобладают аргиллиты и алевролиты, в среднем лейасе появляется горизонт вулканогенно-осадочных пород. По данным С. Л. Бызовой, стратиграфический разрез имеет следующее строение.

На породах триаса и палеозоя с разрывом и угловым несогласием залегают:

J_{1p}-d 1. Алевролиты с прослоями аргиллитов и с песчаниками в основании. С севера на юг (вкост простирания зоны) мощность уменьшается от 250 до 160 м, отложения становятся более глинистыми, базальные песчаники замещаются алевролитами. *Uptonia* cf. *jamesoni* Sow., *Schlotheimiidae*.

J_{1d} 2. Чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников. В направлении с севера на юг убывают песчаность отложений и их мощность (от 200 до 150 м). У южного края зоны — на горе Абаго и по р. Белой (выше Суворовского моста) включают две пакки туфов и туффов кислотного состава.

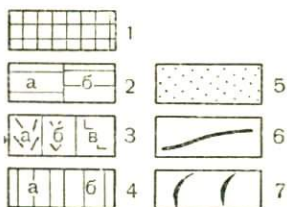
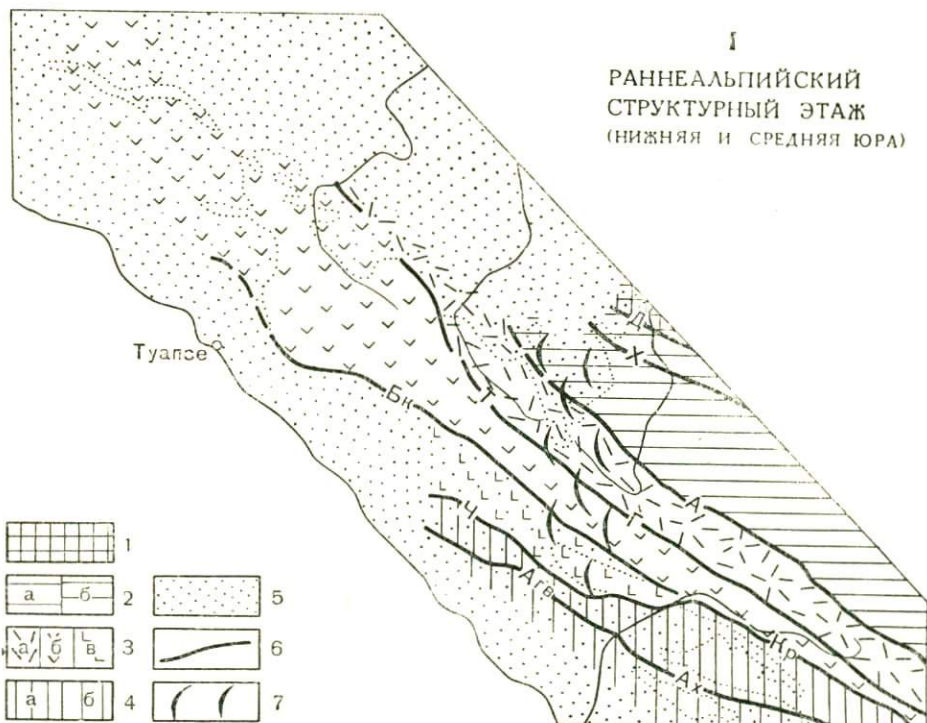
J_{1t} 3. Аргиллиты с тонкими прослойками алевролитов. С севера на юг мощность возрастает от 250 до 500—600 м. В верхах встречаются *Grammoceras toarciense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Pleydellia* cf. *aalense* Ziet., *Mesoteuthis* cf. *dorsalis* Phill.

J_{2a} 4. Черные аргиллиты и глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и конкрециями сидеритов. Мощность до 1000 м.

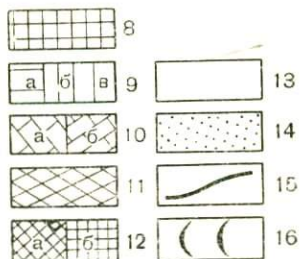
IV. **Чугушско-Аджарская зона** протягивается от верховьев р. Пшехи вдоль водораздельной части Главного хребта — к вершинам Чугуш, Аджара и далее — за пределы рассматриваемой территории (Робинсон эти области включал в зону Главного хребта). На юго-западе она ограничена Тугупсинским разломом (в бассейне р. Пшехи), восточным продолжением которого служат Главный надвиг бассейнов рек Шахе и Мзымты (Робинсон, 1932а; Ефремов, 1948) и Авадхарский надвиг бассейна р. Лашипсе (описан В. И. Курочкиным). Ширина тектонической зоны 8—11 км. В восточных районах сравнительно детально изучены лишь низы стратиграфического разреза: на породах фундамента здесь

¹ Здесь и далее указывается современная ширина структурно-фациальных зон без поправок на изменения, происходившие при складкообразовании и перемещениях по надвигам (особенно большое искажение получается при этом на южном склоне Главного хребта).

I
**РАННЕАЛЬПИЙСКИЙ
 СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ**
 (НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ЮРА)



II
**СРЕДНЕАЛЬПИЙСКИЙ
 СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ**
 (ВЕРХНЯЯ ЮРА - ЭОЦЕН)



залегают песчаники, гравелиты и глинистые сланцы нижнего—среднего лейаса общей мощностью около 1,5 км, которые в бассейнах рек Авадхара и Лашипсе включают горизонт туфобрекчий и туфов кварцево-кератофирового состава. На западе фаунистически охарактеризованы отложения домерского-байосского ярусов, представленные преимущественно аргиллитами общей мощностью свыше 4500 м.

V. Гойтхско-Ачишхинская зона (Ханн и др., 1962), располагаясь к юго-западу от Тугупсинского разлома, протягивается от горных массивов Ачишко и Большая Чура на востоке в бассейн р. Пшихашхи и затем резко расширяется, охватывая значительные площади водораздельной части Главного хребта в верховьях рек Хахопсе, Пшиш, Туапсе, Аше, Псезуапсе. К западу от Гойтхского перевала среднеюрские породы рассматриваемой зоны протягиваются в бассейн р. Псекупс, далее вскрываясь лишь в ядрах отдельных антиклиналей по рекам Кобзе и Шебшу на северном склоне хребта. Юго-западная граница зоны проходит вдоль Бекишейского надвига. Ширина зоны 6—23 км. В своей восточной части Гойтхско-Ачишхинская зона приблизительно соответствует зоне Южного склона, выделенной ранее Робинсоном (1937). Стратиграфический разрез характеризуется наибольшей полнотой, охватывая все ярусы от синемюрского (и, может быть, геттангского) до байосского включительно. Отсутствует лишь батский ярус.

Отложения нижнего и среднего лейаса развиты на сравнительно небольшой территории в бассейне р. Мзымты. По данным В. И. Славина (1958), у пос. Красная Поляна обнажаются глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и алевролитов, конкрециями сидеритов и линзами известняков (в низах разреза); мощность — около 1500 м. Ю. Н. Пастушенко найден *Arietites (Coroniceras) cf. bucklandi* Sow. (определение Славина), характерный для синемюрского яруса. На правом склоне долины р. Мзымты, между ручьями Монашкой и Бешенкой, в верхах разреза, соответствующих скорее всего среднему лейасу, В. Н. Робинсоном (1932а) найдена *Cardinia* sp. Характер стратиграфического контакта с подстилающими отложениями триаса не вполне ясен, но скорее всего является несогласным (Славин, 1957).

Отложения верхнего лейаса (тоарского яруса) обнажаются по рекам Хахопсе и Гогопс (в бассейне р. Пшехи), где они слагают ядро Хахопсинской антиклинали и были описаны В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (1937) под названием **свиты Хахопсе**. Свита представлена аргиллитами с прослоями алевролитов, видимая мощность их 800 м (подолва не вскрыта). В аргиллитах обнаружены форамниферы *Lenticulina cf. prima* Orb., *L. polygonata* (Franke), *Terebralina regularis* Orb., *Turrilina* sp., которые, по мнению Е. А. Гофман, собравшей и определившей микрофауну, характерны для тоарского яруса, главным образом для его верхов. Можно предполагать, что верхний лейас вскрывается также в районе Красной Поляны и восточнее. В частности, К. О. Ростовцев (1964) указывает на находку *Grammoceras saemanni* Dum. в глинистых сланцах среднего течения р. Бзерпии.

Рис. 2. Схемы структурно-фациальной зональности области развития юрских и меловых вулканогенных образований северо-западного Кавказа

Схема I: 1 — Северо-Кавказский краевой массив, зона Передового хребта: платформенная терригенная формация; 2—4 — геосинклиналь Большого Кавказа; 2 — Северные зоны: аспидная формация, миогеосинклинальный режим (а — Дудугушская, б — Абаго); 3 — Центральные зоны: аспидная и сиплито-кератофировая формации, эвгеосинклинальный режим (а — Чугушко-Аджарская, б — Гойтхско-Ачишхинская, в — Амукеко-Лазаревская); 4 — Южные зоны: аспидная и порфиритовая формации, терригенный флиш; миогеосинклинальный режим в лейасе — аалене, вулканизм в байосе (а — Чвиженско-Англинская, б — Абхазская); 5 — чехол пород средне- и позднеальпийского структурного этажа; 6 — длительно развивавшиеся разломы (Д — Даховский; Х — Хамышкинский; А — Атамажинский; Т — Тугупсинский; Г — «Главный надвиг»; Бк — Бекишейский; Кр — Краснодарский; Ч — Чемитокваджинский; Агв — Агвайский; Ах — Ахагский); 7 — Пшехинско-Адлерская система поперечных нарушений

Схема II: 8 — Северо-Кавказский массив, Белореченская зона: платформенные карбонатная и терригенная формации; 9, 10 — геосинклиналь Большого Кавказа; 9 — зоны с преимущественно субфлишевыми условиями осадконакопления: карбонатный и терригенный субфлиш и флиш (а — Абино-Гунайская, б — Чвиженско-Англинская, в — Пластунская), 10 — зоны с преимущественно флишевыми условиями осадконакопления: карбонатный и терригенный флиш и субфлиш (а — Папайская, б — Амукеко-Лазаревская); 11 — Закавказский срединный массив, Абхазская зона: платформенная карбонатная формация; 12 — шовные тектонические зоны, формация барьерных рифов (а — Лагонакская, б — Ахцу-Кацирха); 13 — области отсутствия среднеальпийского структурного этажа (уничтожен эрозией); 14 — чехол пород позднеальпийского структурного этажа; 15 — длительно развивавшиеся разломы (К — Курджипский, Ц — Цидинский, Б — Безепский, С — Семитгорский, Бк — Бекишейский, Кр — Краснодарский, Ч — Чемитокваджинский, Агв — Агвайский, Ах — Ахагский, Мн — Монастырский, М — Мамайский); 16 — системы поперечных нарушений (ПА — Пшехинско-Адлерская, Т — Туапсинская)

Ааленскому ярусу в Гойтхско-Ачишхинской зоне приблизительно соответствует мощная (3500—4000 м) вулканогенно-осадочная серия Гойтх, впервые выделенная О. С. Вяловым (1934). Описание этой серии, по данным автора, будет дано в следующей главе.

К байосскому ярусу условно отнесена толща (200—250 м) зелено-вато-серых аргиллитов с прослоями известковистых песчаников и известняковыми конкрециями, которая подстилает верхнеюрские отложения и хорошо вскрыта на правом склоне долины р. Пшиш у сел. Гойтх, на левом склоне этой долины к северу от ст. Пшиш. Контакт с нижележащими отложениями пшишской свиты наблюдать нигде не удалось, однако значительно большая дислоцированность последних позволяет предполагать угловое несогласие. Известны находки *Parkinsonia* cf. *orbigniana* Wetz., *Perisphinctes curyptychus* Neum., *Sthephanoceras macrocephalus* Shlot., *Partschiceras viator* Orb., *Posidonia buchi* Roem. в бассейнах рек Пшиш и Псекупс (Ростовцев, 1964), однако положение фауны в стратиграфическом разрезе неясно.

Суммарная мощность нижней и средней юры в Гойтхско-Ачишхинской зоне достигает максимальной величины (6000—6500 м). Наряду с преимущественно глинистым составом отложений характерно широкое развитие вулканогенных образований ааленского возраста.

VI. **Амурско-Лазаревская зона** (Хаин и др., 1962) охватывает область между Бекишейским и Чемитокваджинским—Краснополянским надвигами, расположенную в нижнем или среднем течении рек Аше, Псеуапсе, Шахе и Сочи. Ширина зоны, которая на западе в районе пос. Лазаревское достигает 19 км, восточнее — в направлении хребта Амурко — последовательно убывает; к востоку от р. Мзымты зона выклинивается, а Краснополянский надвиг сливается с Бекишейским. Самыми древними образованиями, вскрывающимися на поверхности, являются глинистые сланцы и песчаники краснополянской толщи тоара—аалена (Славин, 1958); залегающая выше вулканогенно-осадочная неогшская толща, описание которой дается в следующей главе, скорее всего принадлежит байосу. Общая видимая мощность нижне- и среднеюрских отложений Амурско-Лазаревской зоны не превышает 1,5 км.

VII. **Чвижепсинско-Аибгинская зона** прослеживается вдоль южного склона Главного хребта от среднего течения рек Шахе и Сочи к долине р. Мзымты (пересекает ее в районе устья р. Чвижепсе) и далее — к верховьям р. Псоу (хребет Аибга). Ширина зоны 3—14 км, южная граница проходит вдоль Агвайского и продолжающего его на восток Ахагского разломов. Весьма характерна мощная (около 2000 м) осадочно-вулканогенная серия байоса («порфиритовая серия», см. главу III). Выше согласно залегают флишoidные морские отложения батского яруса общей мощностью 600—700 м, представленные глинистыми сланцами и песчаниками. Батский возраст устанавливается по наличию *Lytoceras* cf. *adeloides* Kud., *Oppelia fusca* Quenst., а также *Posidonia ornata* Quenst., *P. buchi* Roem. (находки Л. В. Хмелевской и В. А. Мельникова). Добайосские отложения Чвижепсинско-Аибгинской зоны в пределах рассматриваемой территории нигде не обнажаются на поверхности, однако известны восточнее — по рекам Гумиста, Келасури, Кодори (вскрыты в ядрах Гумистинской и Кодорской антиклиналей). Это глинистые сланцы нижнего—среднего лейаса (около 1000 м, подошва не вскрыта) и флишoidное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов тоара—аалена (1000—1500 м), описанные Г. Р. Чхотуа.

VIII. **Абхазская зона** была выявлена работами А. Л. Козлова (1937), В. В. Меннера и др. (1938). Нами рассматривается лишь часть этой зоны, расположенная главным образом вне Абхазии — в нижнем течении рек Сочи, Мзымты и Псоу. В горст-антиклиналях Ахцу и Кацирха под отложениями верхней юры вскрыты лишь верхи порфиритовой серии байоса видимой мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Есть основания предполагать, что по сравнению с Чвижепсинско-Аибгинской зоной мощность байоса в Абхазской зоне уменьшается, поскольку на восточном продолжении зоны в среднем течении рек Гумиста и Кодори, где вскрыта подошва порфиритовой серии, мощность ее не превышает 100 м (по данным А. Н. Балуховского). Отсутствие батского яруса связано скорее всего с предверхнеюрским размывом, поскольку восточнее — в долине р. Бзыби (в ядре Бзыбь-Гагринской антиклинали) наблюдаются согласно залегающие на вулканогенных породах байоса мелководно-морские угленосные отложения мощностью 100—110 м, охарактеризованные аммонитами батского яруса (Кахадзе, 1947).

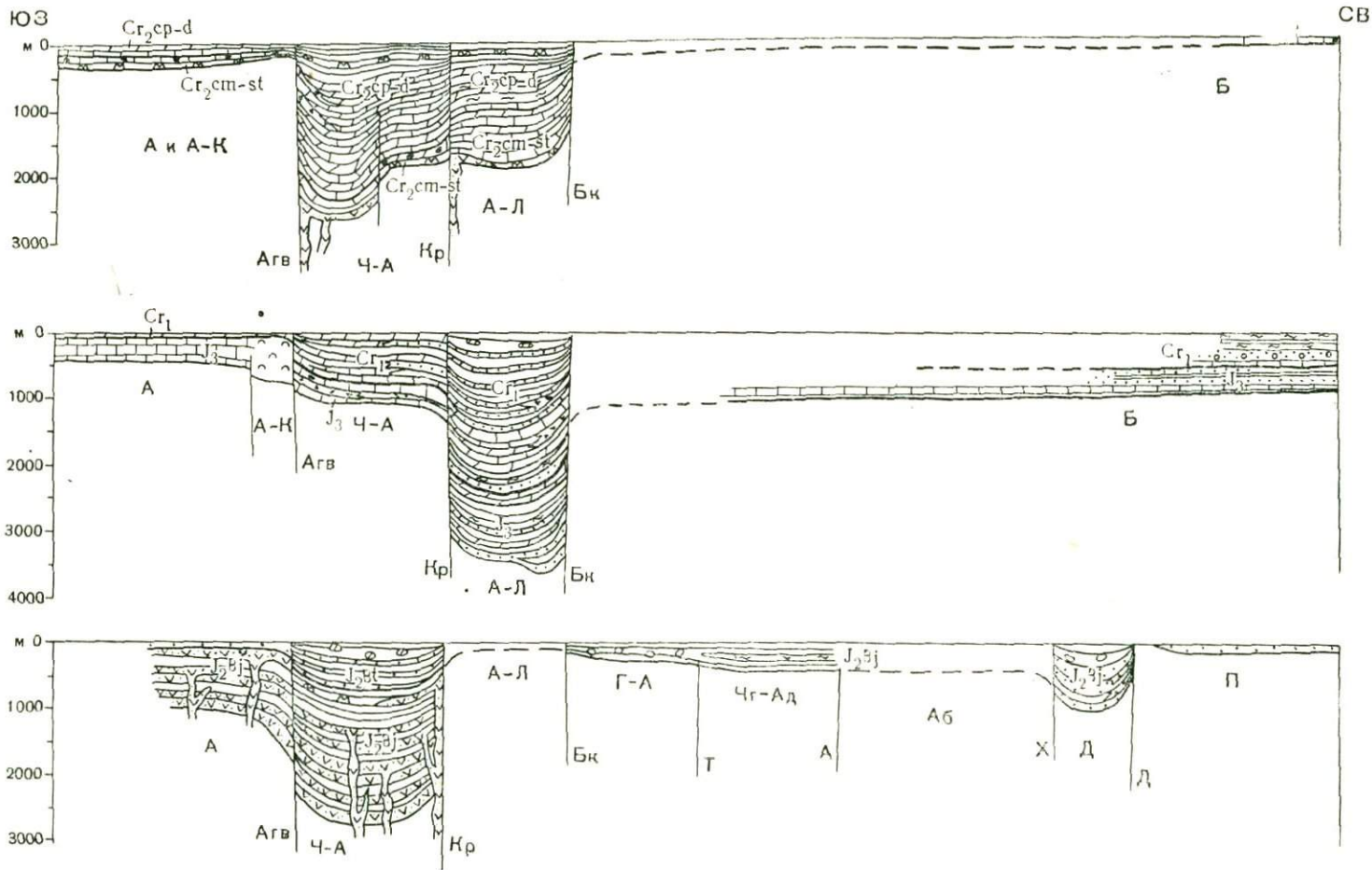
1854
45881

Докелловейская структура раннеальпийского этажа может быть установлена с достаточной достоверностью лишь для северо-восточной части территории (для зон Передового хребта, Дудугушской, Абаго и Чугушско-Аджарской), где она зафиксирована чехлом пологозалегающих отложений верхней юры и мела. Главными структурными единицами здесь являются горст-антиклинали и грабен-синклинали, образующие систему северо-западного простираения (см. рис. 1); в основе тектонических нарушений лежат дифференцированные перемещения блоков каледоно-герцинского фундамента, который в наиболее приподнятых участках выведен на поверхность. Формирование глыбово-складчатых структур наметилось еще во время осадконакопления — в нижней и средней юре (Ансберг, 1955), заметное оживление движений произошло в предбайосское время.

К югу от Тугупсинского разлома (в Гойтхско-Ачишхинской и Амуко-Лазаревской зонах) каледоно-герцинский фундамент остался глубоко погруженным и лишь в районе хребта Хуко он обнажается в одноименной горст-антиклинали. Отложения раннеальпийского этажа смяты в крутые складки корчатого и гребневидного типа, осложненные складчатостью более высокого порядка и разрывами. Восточнее Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений, где Гойтхско-Ачишхинская зона сильно сжата, складчатость нередко приобретает изоклиналильный характер (с наклоном осевых поверхностей на северо-восток) и сочетается с кливажем и расщеплением; весьма вероятно, что усложнение структуры произошло здесь в более поздние (послекелловейские) тектонические фазы. В Чвижепсинско-Аибгинской и Абхазской зонах мощная толща вулканических пород байоса изогнута в крупные складки, осложненные разрывами. По отношению к этой толще подстилающие и перекрывающие ее флишеидные отложения тоара — аалена и бата были дислоцированы дисгармонично; они образуют систему более мелких складок.

Таким образом, распределение фаций и мощностей раннеальпийского этажа и его складчатая структура подчинены продольной (по отношению к геосинклинали Большого Кавказа) тектонической зональности.

О проявлениях поперечной зональности трудно составить полное представление, поскольку раннеальпийский этаж выступает на поверхность преимущественно по одну сторону (к востоку) от наиболее крупной Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений. Все же



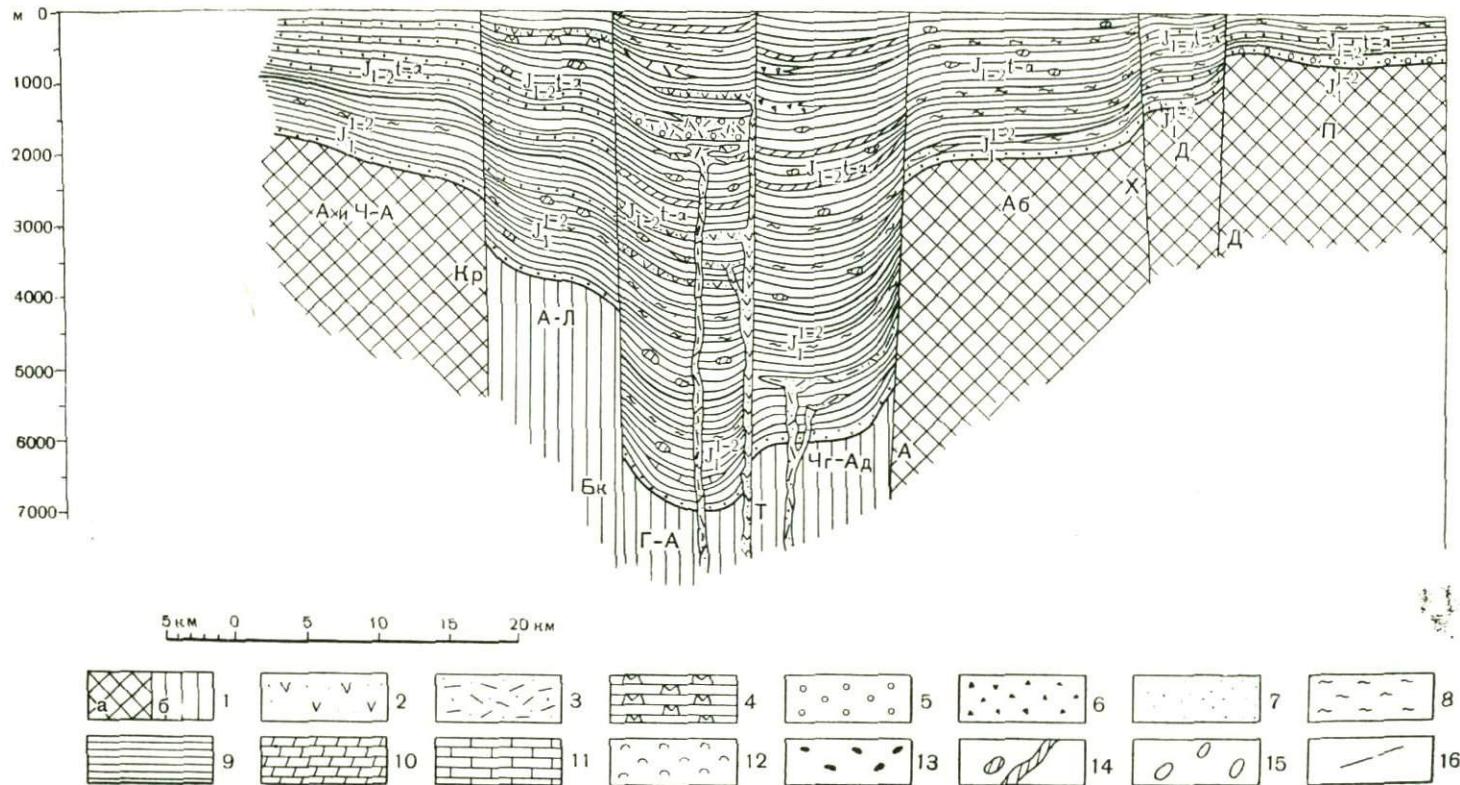


Рис. 3. Схема развития северо-западной части геосинклинали Большого Кавказа в юрское и меловое время (осадконакопление и вулканизм). Сочинско-Белореченское пересечение;

Снизу вверх: фациальные профили для нижней юры — аалена, байоса — бата, верхней юры — нижнего мела и для верхнего мела. 1 — каледоно-герцинский фундамент (а — на участках, испытавших консолидацию в предсреднекаменноугольное время; б — на участках, сохранивших подвижность до конца герцинского этапа); 2 — вулканические породы основного состава; 3 — вулканитические породы кислого состава; 4 — кремнистые породы; 5 — конгломераты; 6 — брекчии и «горизонты с включениями»; 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — глинистые сланцы, аргиллиты, глины; 10 — мергели; 11 — известняки и доломиты; 12 — рифогенные известняки; 13 — конкреции кремния; 14 — прослои и конкреции сидерита; 15 — известковые конкреции; 16 — длительно развивавшиеся разломы (Агв — Агвайский, Кр — Краснополянский, Бк — Бекшеиский, Т — Тугупсинский, А — Атамажинский, Х — Хамышкинский, Д — Даховский). Тектонические (структурно-фациальные) зоны: А — Абхазская, А-К — Ахцу-Кадирха; Ч-А — Чвижепсинско-Аибгинская; А-Л — Амужско-Лазаревская; Г-А — Гойтхско-Ачишхинская; Чг-Ад — Чугушко-Аджарская; Аб — Абаго; Д — Дудугушская; П — Передового хребта; Б — Белореченская

можно заметить, что к западу от нее происходит значительное расширение наиболее прогнутых тектонических зон, мощности отложений несколько увеличиваются. К этой же системе нарушений приурочена восточная граница распространения мощной (3,5—4 км) вулканогенно-осадочной серии Гойтх. Влияние поперечных нарушений как бы накладывалось на четкую продольную зональность; оно проявлялось не столь резко, но, как будет показано ниже, определяло существенные особенности развития отдельных сегментов геосинклинали.

Зональное строение северо-западного Кавказа уже в начале альпийского этапа контролировало направление юрской трансгрессии. Чугушско-Аджарская, Гойтхско-Ачишхинская и Амуко-Лазаревская тектонические зоны первыми испытали погружение (в синемюрском или даже геттангском веке) и в течение всего лейаса и аалена характеризовались наиболее интенсивным опусканием и активным вулканизмом (суммарная мощность осадков 4,5—6,5 км, аспидная формация и продукты начального вулканизма). Заложены эти Центральные тектонические зоны на месте главного позднепермско-триасового прогиба, и эвгеосинклиальный характер их развития может рассматриваться в этом смысле как унаследованный (рис. 3).

Расположенные севернее зоны Абаго и Дудугушская (а также, вероятно, расположенные южнее Чвижепсинско-Аибгинская и Абхазская зоны) были вовлечены в погружение позже (с лотарингского и плинсбахского веков), мощность осадков лейаса и аалена здесь заметно меньше (2—2,5 км, аспидная формация, терригенный флиш и субфлиш), байосские вулканические проявления отсутствуют. Эти Северные и Южные периферические тектонические зоны альпийской геосинклинали, режим которых (в лейасе и аалене) близок к миогеосинклиальному, заложены на консолидированном терцином основании, в значительной степени утратившем подвижность еще к началу позднего палеозоя.

Наиболее приподнятое и стабильное положение сохраняла самая северная тектоническая зона Передового хребта, где мощность преимущественно мелководных песчано-глинистых отложений лейаса и аалена в рассматриваемых районах не превышает 0,8 км (платформенная терригенная формация). Зона эта являлась частью Северо-Кавказского краевого массива альпийской геосинклинали Большого Кавказа (по Д. С. Кизевальтеру и В. Е. Ханну). Вытянутая вдоль границы краевого массива и геосинклиального прогиба узкая Дудугушская зона рассматривается как аналог и прямое продолжение Тырнаузской шовной зоны Центрального Кавказа.

Начиная с байоса, характер развития области резко изменился. Центральные и Северные тектонические зоны испытали поднятие, предбайосскую складчатость, и на всем протяжении байосского и батского веков существенных опусканий не претерпели. Интенсивные геосинклиальные погружения сместились в Южные тектонические зоны, где накопилась мощная (до 2,6 км) толща байосских и батских отложений, залегающая на породах аалена без признаков несогласия (см. рис. 3). Вместе с обширными территориями Закавказского срединного массива Южные тектонические зоны были охвачены в байосе вулканизмом. Предкелловейские поднятия и складчатость распространились почти на всю территорию, в Центральных (и, отчасти, Северных) зонах они начались, видимо, еще в байосско-батское время и происходили в тесной связи с интенсивными глыбовыми движениями, внедрением гранитоидов и диабазового дайкового комплекса.

СРЕДНЕАЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Среднеальпийский структурный этаж повсеместно отделен от раннеальпийского поверхностью несогласия, план структурно-фациальной зональности обнаруживает некоторые отличия (Хаин и др., 1962). К востоку от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений Центральные и Северные тектонические зоны, испытавшие поднятие и частичную консолидацию еще в предбайосское время, теряют самостоятельное значение и причленяются к расположенному севернее Северо-Кавказскому краевому массиву¹. Южная граница массива смещается, таким образом, до линии Главного надвига или, что более вероятно, до Краснополянского разлома. На западе массив ограничен Лагонакской шовной зоной, вытянутой меридионально вдоль Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений. К западу от нее на продолжении Северных и Центральных (кроме Амурско-Лазаревской) зон раннеальпийской геосинклинали располагается наложенная на них область значительных погружений — Абино-Гунайская структурно-фациальная зона (см. рис. 2, II).

Самая южная — Абхазская — зона начиная с верхней юры также утратила геосинклинальную подвижность, нарастив собой Закавказский срединный массив (Хаин, 1959б), вдоль северного края которого заложилась шовная зона Ахцу—Кацирха (выделена В. В. Меннером и др., 1938).

Как Северо-Кавказский краевой массив, так и Закавказский срединный массив на всем протяжении среднеальпийского времени занимали приподнятое положение и служили местом накопления мелководных морских и лагунных отложений небольшой мощности (платформенные карбонатная и терригенная формации). К ограничивающим массивы шовным зонам (Лагонакской и Ахцу—Кацирха) в поздней юре были приурочены мощные гряды барьерных рифов.

Геосинклинальную подвижность сохранила лишь область, расположенная между массивами: Амурско-Лазаревская и Чвижепсинско-Аибгинская зоны, унаследованные с раннеальпийского времени. Сравнительно узкая на востоке (10—20 км) эта область резко расширялась к западу от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений, где к ней присоединялась обширная территория Абино-Гунайской зоны. Однако уже в поздней юре — валанжине здесь возникло Гойтхское поднятие, приуроченное к южной части Абино-Гунайской зоны и отделившее прогиб этой зоны от остальной геосинклинали.

Таким образом, в среднеальпийское время площадь интенсивных прогибов значительно сократилась (за счет разрастания Северо-Кавказского краевого и Закавказского срединного массивов), ось максимальных погружений сместилась в южном направлении (в Амурско-Лазаревскую и Чвижепсинско-Аибгинскую зоны). Как будет показано ниже, изменился и режим геосинклинальных прогибов, в которых началось формирование флишевых и субфлишевых отложений. Скорости накопления осадков в них не превышали в среднем 45—65 м/млн. лет, между тем как в Центральных зонах раннеальпийской геосинклинали

¹ Рассматриваемая территория включает лишь западную часть краевого массива — Белореченскую структурно-фациальную зону. Как удалось установить автору (Ломизе, 1961а), в отложениях нижнего и среднего келловоя здесь еще ощущается влияние продольной тектонической зональности, начиная с верхнего келловоя условия полностью нивелируются.

они достигали 165—215 м/млн. лет¹. В прогибах так же, как и на их обрамлении, широко распространены наряду с терригенными карбонатные формации.

В **Амукско-Лазаревской зоне** среднеальпийский этаж сложен почти исключительно флишевыми отложениями большой мощности. По данным С. Л. Афанасьева, Ч. Б. Борукаева и других, мощности верхней юры достигают 1100—1200 м, нижнего мела — до 2500 м. Верхнемеловые отложения представлены вулканогенно-осадочной свитой Паук (сеноманский ярус, 150 м), карбонатным флишем и субфлишем турона—маастрихта (общая мощность около 1400 м), кремнистыми аргиллитами датского яруса (свиты дюрсо и навагирская, мощность 220 м). Полная мощность верхнего мела — около 1750 м (Келлер, 1947). Отложения палеоцена и эоцена развиты лишь в районе г. Туапсе и западнее: это глины, мергели и алевролиты общей мощностью около 800 м (Гроссгейм, 1960).

При переходе к расположенной южнее **Чвижепсинско-Аибгинской зоне** мощность среднеальпийского этажа убывает, флишевые отложения в значительной степени замещаются субфлишевыми. В низах залегают толща известняков и известняковых конгломерато-брекчий, включающая, по-видимому, все ярусы верхней юры. Общая мощность толщи, по данным Ч. Б. Борукаева и С. Л. Бызовой (1964), не превышает 300—350 м, однако накопление ее не компенсировало погружений дна бассейна, величина которых была значительно большей (Келлер, 1948). Нижний мел (валанжин—альб) представлен мергелями и пелитоморфными известняками свит кепш и медовеевской общей мощностью 600—800 м. Начиная с позднего мела отчетливо выявляется различие между отложениями восточных и западных районов Чвижепсинско-Аибгинской зоны. В направлении с юго-востока на северо-запад (вдоль тектонической зоны) мощности и «флишевость» отложений возрастают; наиболее резкие фациальные изменения наблюдаются в области междуречья Мзымты и Сочи, где Чвижепсинско-Аибгинская зона пересекается Пшехинско-Адлерской системой поперечных нарушений.

Судя по составу и мощностям осадков Амукско-Лазаревская зона опускалась особенно интенсивно в поздней юре и раннем мелу (см. рис. 3). Именно здесь отложения этого возраста общей мощностью до 3,7 км представлены типично выраженным флишем. Как показал Ч. Б. Борукаев, Амукско-Лазаревская зона в это время представляла собой наиболее погруженную часть геосинклинали прогиба, южным крылом которого служила Чвижепсинско-Аибгинская зона, где флиш замещается субфлишем, а мощности убывают почти до 1 км. Как уже указывалось выше, на юге вдоль границы геосинклинали с Закавказским срединным массивом протягивался барьерный риф шовной зоны Ахцу-Кацирха. На севере прогиб граничил с Северо-Кавказским краевым массивом, а к западу от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений — с Гойтхским поднятием; флишевый трог, вероятно, и здесь обрамлялся грядой барьерных рифов, судя по обильным включениям глыб верхнеюрского рифогенного известняка в подводно-оползневых горизонтах верхней юры и нижнего мела.

В начале позднего мела тектонические движения в геосинклинали приобрели более дифференцированный характер, в сеноманском веке проявился вулканизм. Северная часть Чвижепсинско-Аибгинской зоны

¹ Скорости погружения вычислены приближенно, исходя из суммарной мощности отложений и абсолютной продолжительности раннеальпийского (35 млн. лет) и среднеальпийского (125 млн. лет) времени (согласно «Геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 года»).

обособилась как область замедленного опускания, начиная с кампана вся зона погружалась более интенсивно. Мощность осадков кампана — дания достигает здесь 2—2,5 км, в то время как в Амуко-Лазаревской зоне она не превышает 1 км (см. рис. 3). В эоцене флишенаконпление распространилось и на шовную зону Ахцу-Кацирха.

Таким образом, на протяжении среднеальпийского времени наблюдается смещение оси максимальных погружений из Амуко-Лазаревской зоны в южном направлении. К западу от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений этот процесс был тесно связан с разрастанием центрального поднятия — будущего Гойтхского антиклинория. В конце эоцена в связи с начавшимся сводовым воздыманием Большого Кавказа осушение (и складчатость?) распространились почти на всю территорию. Прогобы были оттеснены далеко на север и на юг и впоследствии приобрели характер краевых впадин молодой горной страны.

Как и в раннеальпийское время, в поздней юре — эоцене развитие прогибов и поднятий определялось в первую очередь продольной тектонической зональностью, однако роль поперечных нарушений заметно возросла. Область, расположенная к западу от Пшехинско-Адлерской системы нарушений, испытывала максимальное погружение, более восточный сегмент геосинклинали оставался относительно приподнятым. Эта система ограничивала с востока флишевые трогги Абино-Гунайской и Амуко-Лазаревской зон, а также наиболее прогнутую часть Чвижепсинско-Аибгинской зоны.

Современная тектоническая структура среднеальпийского этажа в разных зонах существенно различна. В пределах Белореченской и Лагонакской зон (Северо-Кавказский массив см. рис. 2, II) породы верхней юры и мела залегают моноклиально с наклоном в северные румбы под углом 10—15°. Лишь на юге — близ свода мегантиклинория (в районе горы Фишт) слои изогнуты в пологую синклимальную складку, ограниченную разрывами. В Лагонакской зоне наблюдается также ряд разрывных нарушений поперечного направления, принадлежащих Пшехинско-Адлерской системе. К западу от нее — в Абино-Гунайской зоне — породы среднеальпийского этажа образуют широкие брахиформные синклинали («наложенные мульды»), разделенные сравнительно узкими антиклиналями гребневидного и коробчатого типа. Некоторые из антиклиналей, как например антиклиналь Первых Волчьих ворот, лежащая на продолжении Атамажинского разлома, являются, вероятно, надразломными. Кулисообразное расположение антиклиналей: Гейманской, Навагинской и Сосновой Щели, — образующих пояс на продолжении Тугупсинского разлома, возможно, свидетельствует о сдвиговых перемещениях (правый сдвиг).

В осевой Амуко-Лазаревской зоне господствует напряженная линейная складчатость; складки наклонены и опрокинуты на юг, северные крылья их нередко надвинуты на южные. На востоке складчатость приобретает изоклиальный характер, а в средней части зоны обособляется сложно построенная антиклиналь Амуко. Полоса линейных складок Амуко-Лазаревской зоны как на севере, так и на юге ограничена крупными взбросо-надвигами, переходящими в надвиги (Борукаев, 1964), по которым происходило перемещение масс с севера — от свода мегантиклинория. Надвиги эти (Бекишейский и Чемитокваджинский) возникли на месте одноименных длительно развивавшихся разломов, разделявших структурно-фациальные зоны.

Чемитокваджинский надвиг выражен системой поверхностей смещения, между которыми зажаты чешуи пород мела. К югу от него про-

тягивается полоса сложных изоклинальных складок северной части Чвижепсинско-Аибгинской зоны, опрокинутых на юг, сорванных с относительно жесткого субстрата вулканических пород байоса и передвинутых в южном направлении по системе надвигов, самым крупным из которых является Кепшинский. В бассейне р. Сочи, а также в верховьях рек Хоста и Кудепста меловой флиш шарьирован даже за пределы Чвижепсинско-Аибгинской зоны — в шовную зону Ахцу-Кацирха и Абхазскую зону (Борукаев и Буртман, 1964). В пределах последней — на Закавказском срединном массиве — пологое залегание слоев среднеальпийского этажа осложняется несколькими длительно развивавшимися брахиформными антиклиналями (Ахштырской, Ахунской и др.).

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ И ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ

Отложения позднеальпийского структурного этажа (олигоцен—антропогена) заполняют Западно-Кубанский передовой и Сочинский межгорный прогибы; территория геосинклинали Большого Кавказа (полностью замкнувшейся к этому времени) была охвачена поднятиями и служила областью размыва, представляя обломочный материал.

В Западно-Кубанском передовом прогибе, южное крыло которого наложено на Абино-Гунайскую зону, а остальная часть — на северное платформенное обрамление, геосинклинали, породы мела, палеоцена и эоцена несогласно перекрываются майкопской серией (олигоцен — нижний миоцен). Общая мощность песчано-глинистых морских, а начиная с верхнего плиоцена — континентальных отложений Западно-Кубанского прогиба 2—2,5 км (Гроссгейм, 1960). В Сочинском межгорном прогибе, который заложился на месте Абхазской зоны, мощность осадков местами достигает 4 км; отложения нижнего олигоцена имеют еще флишодный характер (Келлер и Меннер, 1945). Средний миоцен—плиоцен отсутствуют. Пески и галечники антропогена приурочены главным образом к морским и речным террасам.

Характер осадков в краевых прогибах и геоморфологические данные (система поверхностей выравнивания) позволяют считать, что до нижнего плиоцена воздымание горного сооружения было сравнительно медленным и заметно ускорилось в последующее время. При этом тектонические блоки (зоны), вовлеченные в общее сводовое поднятие, продолжали испытывать относительные перемещения по разделяющим их разломам (Хаин и Муратов, 1962). На южном крыле мегантиклинория имело место последовательное надвигание северных тектонических зон на более южные, а в конце плиоцена—антропогене была приподнята горст-антиклиналь Ахцу, которая отсекала фронтальные участки тектонических покровов (сохранившиеся в настоящее время в виде останцов) от главного тела аллохтона.

Продолжались дифференцированные подвижки и по системам крупных поперечных нарушений, что выразилось в неравномерном воздымании разделенных этими нарушениями отрезков складчатого сооружения. По Пшехинско-Адлерской и Туапсинской системам осуществляется ступенчатое погружение зеркала складчатости в северо-западном направлении (см. рис. 1). По данным Ч. Б. Борукаева и А. И. Дьяконова (1964), по поперечным нарушениям Туапсинской системы, по-видимому, имели место сдвиговые перемещения (правый сдвиг). Геоморфологические наблюдения на Лагонакском плато показывают, что только за плиоцен-антропогеновое время амплитуда смещений по некоторым поперечным разрывам достигает 200—300 м (Хаин и Ломизе, 1959). Важно отметить, что в настоящее время, по геофизическим данным М. В. Авдулова (1963) и Б. А. Брюсова (1963), Пшехинско-Адлерская система поперечных нарушений разделяет блоки с различным глубинным строением. К западу от нее мощность земной коры снижается в среднем с 35

(и более) до 30 км, в том числе гранитного слоя — с 20 (и более) до 15—10 км. Этому отвечает смена отрицательных аномалий силы тяжести положительными аномалиями (в неполной топографической редукции), особенно четко выраженная в пределах южного склона. Пшехинско-Адлерская система поперечных нарушений хорошо читается и на картах геизотерм, особенно на карте, составленной для больших (около 2000 м) глубин (Сухарев и др., 1962).

Судя по размещению очагов современных землетрясений (Кац и Рустанович, 1961; Варданянц, 1935б), активность некоторых разломов (как продольных, так и поперечных) не прекращается до наших дней. Как было выявлено в районе Красной Поляны (Растворова, 1961), продолжающиеся перемещения блоков выражаются также в особенностях продольного профиля рек, в возникновении новых черт рельефа.

* *
*

Данные, изложенные в геологическом очерке, показывают, что на всем протяжении альпийского этапа северо-западный Кавказ обнаруживал четкую структурно-фациальную зональность, которая отражает блоковое строение земной коры в его пределах и тенденцию отдельных тектонических блоков (зон), ограниченных крупными разломами, длительно сохранять свою обособленность. На фоне резко выраженной продольной (по отношению к геосинклинали) тектонической зональности устойчиво проявлялись системы крупных поперечных нарушений, уходящих на север и на юг за пределы современного складчатого сооружения.

Область максимальных геосинклинальных погружений в течение альпийского этапа меняла свое положение, перемещаясь из одних тектонических зон в другие. В байосе ось опусканий сместилась из Центральных тектонических зон в Чвижепсинско-Айбгинскую зону; в келловее — в Амухско-Лазаревскую; в кампане — в Чвижепсинско-Айбгинскую; в позднем эоцене — в Абхазскую зону (в Сочинский прогиб).

Развитие и миграция геосинклинальных прогибов северо-западного Кавказа в условиях дифференцированных движений тектонических блоков (зон), контролировавших процессы осадконакопления и складкообразования, составляют тот геологический фон, на котором в отдельные отрезки юрского и мелового периодов проявился вулканизм.

ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА



Вулканическая деятельность на северо-западном Кавказе имела место главным образом на ранних стадиях развития альпийской геосинклинали — в ранней и средней юре. Позже вулканизм возобновился на непродолжительное время лишь в сеноманском веке. Характерна приуроченность вулканических проявлений разного возраста и состава к различным структурно-фациальным зонам.

ВУЛКАНИЗМ ЛЕЙАСА

Древнейшими из известных на северо-западном Кавказе вулканических образований юры являются залегающие среди глинистых сланцев среднего лейаса туфобрекчии и туфы кварцево-кератофирового состава, а также связанные с ними субвулканические кварцевые кератофиры. Выходы этих пород прослеживаются в виде узкой полосы на протяжении более чем 40 км вдоль южного склона Главного хребта: от верховьев р. Лашипсе к верховьям рек Авадхара, Мзымта, Пслух и Бзерпия (рис. 4). В структурном отношении вулканические проявления среднего лейаса приурочены к Чугушко-Аджарской тектонической зоне (одной из Центральных зон геосинклинали), располагаясь вдоль ее юго-западного края, ограниченного серией разломов.

Первые сведения о вулканических породах рассматриваемого комплекса (о «кварцевых порфирах» и туфах района Авадхары) были приведены в работе В. П. Еремеева (1947)¹. Впоследствии, при геологической съемке В. А. Мельников применил к породам эффузивного облика более точное название «кератофир» и высказал предположение о среднелейасовом их возрасте. Ниже дается описание нижнеюрских вулканогенных образований верховьев рек Лашипсе, Авадхары и Мзымты по материалам автора; по данным М. Л. Сомина и В. И. Славина несколько уточняется возраст.

¹ О наличии вулканогенных образований среди глинистых сланцев лейаса в районе горы Люб-Шухе и близ перевала Аишхо упоминал ранее В. Н. Робинсон. Несколько образцов пород, собранных Робинсоном в верховьях р. Мзымты и близ Медвежьих Ворот (хребет Псекохо), и принадлежащих, вероятно, рассматриваемому комплексу, было описано Л. А. Варданянцем (1935а) под названием «плаггиолипаритов».

АВАДХАРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ГОРИЗОНТ

Туфобрекчии и туфы кварцево-кератофирового состава, залегающие среди глинистых сланцев лейаса в верховьях рек Лашипсе, Авадхары и Мзымты, образуют вулканогенный горизонт мощностью до 150 м, который может быть назван авадхарским горизонтом по р. Авадхаре, в верховьях которой он обнажен наиболее полно (Ломизе и Сомин, 1962). На правом склоне долины Авадхары в 2 км выше по течению от устья Мзымты, залегая в опрокинутом положении с наклоном слоев на северо-восток, обнажаются (стратиграфически снизу вверх):

1. Глинистые сланцы темно-серого и черного цвета с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Видимая мощность около 300 м.

2. Туфобрекчии кварцевых кератофиров зеленовато-серого цвета, чередующиеся с крупно- и мелкообломочными литокластическими туфами того же состава. Мощность 65 м.

3. Переслаивание крупно- и мелкообломочных литокластических туфов кварцево-кератофирового состава; преобладают крупнообломочные разновидности. Мощность 45 м.

4. Туфы и туффиты мелкообломочные витрокластические голубовато-серого цвета, слоистые. Мощность 3 м.

5. Глинистые сланцы темно-серого цвета. В низах представлены алевритистыми разновидностями. Мощность 35 м.

6. Глинистые туффиты крупнообломочные, в верхней части слоя постепенно сменяются мелкообломочными тонкослоистыми разновидностями. Мощность 0,6 м.

7. Глинистые сланцы темно-серого цвета с редкими прослоями алевролитов. Мощность — несколько сотен метров.

Общая мощность авадхарского горизонта в описанном выше разрезе (слои 2—6-й) около 148 м.

Пересекая долину р. Авадхары, вулканогенный горизонт прослеживается в восточном направлении вверх по левому склону долины, а затем — на междуречье Авадхары и Лашипсе. Отдельная полоса выходов авадхарского горизонта наблюдается далее в долине р. Лашипсе — в 5—7 км выше устья р. Авадхары. Залегая здесь нормально с наклоном на север, горизонт обнажается в двух промоннах правого склона долины и на небольшом участке слагает левый берег р. Лашипсе. К западу от Авадхары породы авадхарского горизонта, как это было установлено В. А. Мельниковым, выступают в верхней части правого склона долины р. Мзымты. Еще западнее — в пределах урочища Медвежья Ворота и в верховьях р. Бзерпии — развиты лишь сопровождающие авадхарский горизонт мелкие тела субвулканических кварцевых кератофиров; туфы и туфобрекчии в этом районе нами не встречены.

Среди туфов авадхарского горизонта преобладают литокластические крупнообломочные разновидности, представляющие собой прочную породу зеленовато-серого цвета, иногда слоистую. Эти туфы состоят из обломков кварцевого кератофира угловатой или сложной неправильной формы, а также небольшого количества стекловатого материала, обломков альбита и кварца (последний во многих образцах отсутствует). Обломки плотно прилегают один к другому и цементируются мелким кластическим веществом того же состава, а местами — хлоритом или карбонатом. В качестве примеси в туфах встречено несколько обломков алевролита и известкового скелета иглокожих.

Кварцевые кератофиры обломков даже в одном образце туфа обнаруживают большое разнообразие структур. Преобладают разновидности с витрофировой, фельзитовой или микропиклитовой основной массой, содержащей большее или меньшее количество беспорядочно ориентированных кристаллитов и игольчатых микролитов альбита; фенокристы представлены лейстами альбита размером до 1—1,5 мм, иногда заметно корродированными. Характерно присутствие в основной массе эпидота

(в виде мельчайших зернышек и их скоплений), а также хлорита и карбоната. Нередко наблюдается перлитовая текстура; хлорит заполняет трещины сжатия характерной округлой формы. Радиально-лучистые агрегаты хлорита образуют также миндалины, количество которых иногда очень велико (пузыристые лавы). Встречены разности с флюидальным расположением микролитов и мельчайших включений рудного



Рис. 5. Туфобрекчия кварцево-кератофирового состава. Авадхарский горизонт среднего лейаса, р. Авадхара

минерала. В небольшом количестве присутствуют обломки более полно раскристаллизованных кварцевых кератофиров с призматически-зернистой структурой. В мелкообломочных туфах замечено более высокое содержание кристалло- и витрокластического материала.

Туфобрекчии авадхарского горизонта массивны, состоят из литокластических туфов, сходных с вышеописанными, и включенных в них лапиллей, бомб и обломков кварцевого кератофира размером до 10—30 см (рис. 5). Последние близки по составу к более мелким обломкам, слагающим туфы; преобладают кварцевые кератофиры с микропойкилитовой структурой. Кварц, как правило, не образует фенокристов и входит в основную массу породы. Химические анализы кварцевых кератофиров из обломков, включенных в туфобрекчии (обр. 992/45 и 200/5), а также анализ литокластического туфа (обр. 992/9) приведены в табл. I и нанесены на векторную диаграмму¹ (рис. 6).

В верхах авадхарского горизонта наблюдались прослой глинистых туфитов и туфогенных песчаников, сходных по составу пирокластического материала с описанными выше туфами. Слоистость туфов и туфогенных пород, присутствие в них (особенно в туфогенных песчаниках) скелетных остатков иглокожих, а также переслаивание вулканогенных пород с морскими осадочными показывают, что накопление пирокластического материала происходило в морских условиях.

¹ Здесь и далее пересчеты химических анализов выполнены по методу Е. А. Кузнецова (1947) с учетом дополнений С. Д. Четверикова (1956, 1962).

Положение авадхарского вулканогенного горизонта в стратиграфическом разрезе юрских отложений устанавливается наблюдениями в верховьях р. Лашилсе. Река протекает здесь с востока на запад — в направлении простираения нижнеюрских пород, среди которых она выра-

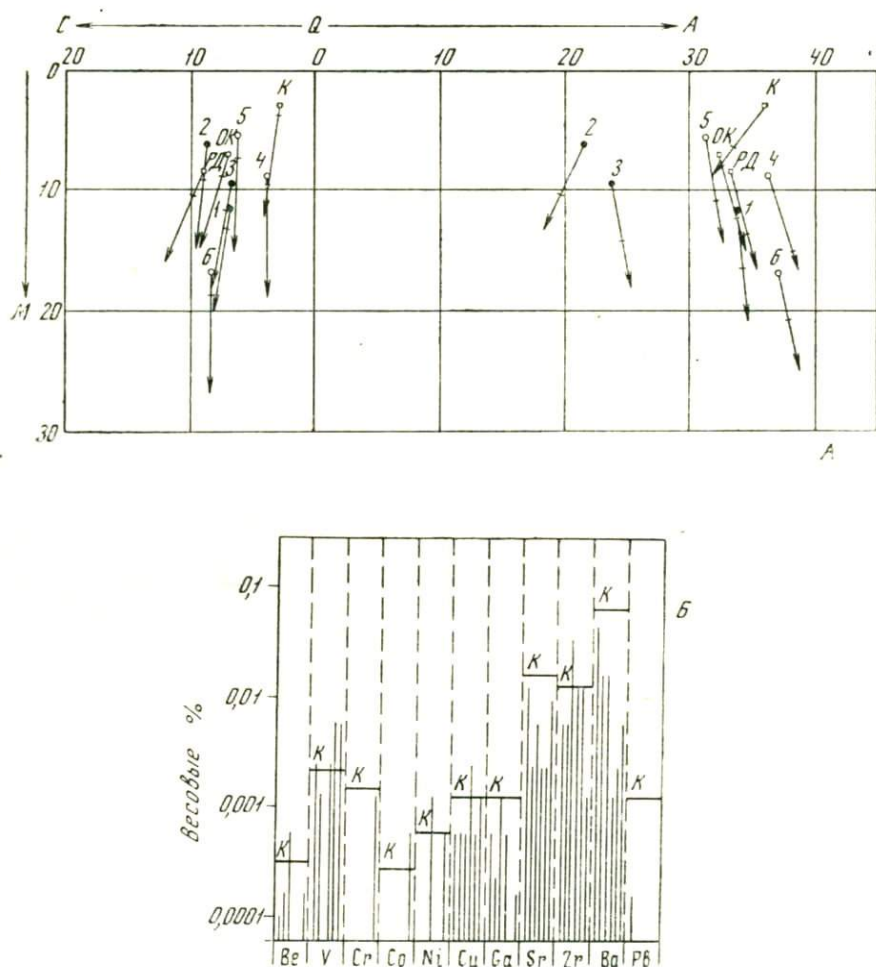


Рис. 6. Диаграммы химического состава вулканических пород среднего лейаса: А — векторная диаграмма: 1—6 — порядковые номера образцов пород авадхарского комплекса в табл. 1; ОК — средний состав (по 11 образцам) «оксикератофиров» Карадага в Крыму, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1935); К — средний состав кварцевого кератофира, по Р. Дэли; РД — средний состав риодалита, по Нокколдеу (S. Nockolds, 1954);

Б — содержание микроэлементов по данным полукличественного спектрального анализа. Образцы те же, нанесены на диаграмму в порядке номеров; К — средние содержания для кислых магматических пород, по А. П. Виноградову (1962)

батывает свою долину. Последние залегают нормально с преобладающим наклоном слоев на север под углом 30—60° и подстилаются метаморфическими сланцами и гнейсами палеозоя, выступающими южнее на левом склоне долины. Вдоль правого ее склона проходит надвиг, по которому нижнеюрские отложения перекрываются метаморфическими породами палеозоя, развитыми севернее.

Отложения нижней юры хорошо обнажены по многочисленным ручьям — левым и правым притокам р. Лашипсе, и были описаны Г. Р. Чхотуа и С. Г. Букия, однако вулканические породы среди юрских глинистых сланцев этими исследователями замечены не были. Вулканогенный горизонт указан впервые в сводном стратиграфическом разрезе, составленном В. А. Мельниковым для бассейнов рек Лашипсе, Авадхары и Мзымты. С учетом новых данных автора и М. Л. Сомина последовательность нижнеюрских отложений верховьев р. Лашипсе представляется следующей.

В основании разреза залегает пачка (250 м) полимиктовых песчаников и гравелитов с прослоями глинистых сланцев, количество которых снизу вверх заметно возрастает. С. Г. Букия (1955) обнаружил в них комплекс фауны, характерный для нижнего лейаса, в том числе аммонитов *Microderoceras cf. steimani* Naug. Вверх по разрезу сланцев становится все больше, и наблюдается постепенный переход к вышележащей пачке глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и алевролитов общей мощностью около 450 м. Пачка эта перекрывается авадхарским вулканогенным горизонтом. Контакт вулканических пород с подстилающими их сланцами в долине р. Лашипсе не обнажен, но наблюдения в верховьях р. Авадхары позволяют считать его согласным. Залегające выше темно-серые глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и песчаников скрываются на правом склоне долины р. Лашипсе под поверхностью надвига, видимая мощность их не превышает здесь 100 м. Полная мощность этих сланцев, судя по выходам в бассейне р. Авадхары, не менее 600 м.

Возраст глинистых сланцев, вмещающих авадхарский вулканогенный горизонт, нашими предшественниками условно определялся как среднелейасовый — по положению в стратиграфическом разрезе и на основании сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями среднего лейаса в бассейне р. Большой Ахей. находка аммонитов *Amaltheus margaritatus* Montf. (определение Г. Я. Крымгольца), сделанная В. И. Славиним в глинистых сланцах на водоразделе рек Авадхары и Мзымты в 2,5 км к югу от оз. Кардывач, подтвердила правильность такой датировки отложений. Отпечатки этих аммонитов, характерных для домерского яруса, обнаружены здесь непосредственно в полосе развития вулканических пород авадхарского горизонта и сопровождающих его субвулканических кварцевых кератофилов¹.

В недавно опубликованной работе Г. П. Корнев (1965) предлагает пересмотреть вопрос о возрасте авадхарского вулканогенного горизонта с тем, чтобы включить его в состав описанной нами (Ломизе, 1958а) чаталтапинской вулканогенно-осадочной свиты нижнего аалена. Основанием послужила находка *Mytiloides cf. amygdaloides* Goldf. в глинистых сланцах, выступающих на р. Авадхаре ниже вулканогенного горизонта. По-видимому, Г. П. Корнев не учел, что залегание отложений среднего и верхнего лейаса на этом участке, по всей вероятности, является опрокинутым, как это отмечали ранее В. А. Мельников и автор (Ломизе и Сомина, 1962). По составу вулканических образований авадхарский вулканогенный горизонт (пирокластиты кварцево-кератофирового состава) резко отличается от чаталтапинской свиты (спилитовые порфиристы, спилиты и связанные с ними пирокластические породы).

¹ По данным В. И. Славина (1958), *Amaltheus cf. margaritatus* Montf. был обнаружен и западнее — среди глинистых сланцев в верховьях притока р. Рудовой (район горы Чугуш).

КВАРЦЕВЫЕ КЕРАТОФИРЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ

В области развития авадхарского вулканогенного горизонта, а также на ее западном продолжении — в верховьях рек Пслух и Бзерпия — среди отложений нижнего и среднего лейаса обнажается большое количество мелких интрузивных тел, сложенных кварцевыми кератофирами. Форма тел неправильная штокообразная, или линзообразная и пластовая; мощность пластовых залежей — до 10—30 м и более. Встречены также дайки, вытянутые в направлении с ВЮВ на ЗСЗ.

Кварцевые кератофиры представляют собой афанитовую породу светлого зеленовато-серого или голубовато-серого цвета. Простым глазом различимы немногочисленные вкрапленники альбита, иногда кварца. Основная масса чаще всего микропойкилитовая, состоит из неправильных пятнистых участков кварца и включенных в него удлинённых кристаллитов и микролитов альбита. Присутствуют также хлорит в виде чешуек, неравномерно распределённых в породе, эпидот, образующий скопления мельчайших зерен, и кубические кристаллы пирита. В некоторых образцах микропойкилитовая структура местами переходит в фельзитовую. В верховьях р. Авадхары встречен кварцевый кератофир со сферолитовой основной массой, состоящей из почти одинаковых по величине (0,05—0,1 мм) кварцево-альбитовых сферолитов, окруженных оторочкой мелкочешуйчатого хлорита; промежутки между сферолитами заполнены кварцем. Фенокристы альбита имеют форму лейст размером 1—1,5 мм. Кварц также образует порфиновые выделения — в виде изометричных оплавленных зерен размером до 1,5 мм.

В западной части полосы развития вулканогенных образований авадхарского комплекса — в районе урочища Медвежьи Ворота и в верховьях р. Бзерпии — наряду с кварцевыми кератофирами описанного выше типа широко распространены более полно раскристаллизованные разновидности, чаще всего афировые. Макроскопически они отличаются зернистым изломом. Порода состоит из длиннопризматических кристаллов альбита размером 0,2—0,5 мм, ориентированных беспорядочно или образующих радиально-лучистые сростки. В промежутках между лейстами наблюдаются более поздние выделения альбита и кварц в виде ксеноморфных зерен изометричных очертаний. Таким образом, структура породы глинидоморфнозернистая, но по обилию призматических кристаллов плагиоклаза она приближается к призматически-зернистой. Многие лейсты альбита имеют в шлифе неровные зубчатые края. Хлорит и эпидот присутствуют в виде чешуек, мелких зерен и их скоплений.

В некоторых образцах обнаружены миндалины шаровидной формы, заполненные хлоритом и карбонатом. При выветривании кварцевые кератофиры распадаются на угловатые обломки неправильной формы и лишь в редких случаях проявляют неотчетливо выраженную столбчатую отдельность.

Вмещающие глинистые сланцы в непосредственном контакте с кварцевыми кератофирами заметно уплотнены, иногда ороговикованы. Нередко наблюдаются секущие границы и явления инъекции. Эти признаки, а также форма залегания не оставляют сомнения в интрузивной природе сложенных кварцевыми кератофирами тел, во всяком случае подавляющего большинства. Структурные и текстурные особенности свидетельствуют о формировании этих пород в условиях быстрого охлаждения, по-видимому, вблизи от земной поверхности.

Тела кварцевых кератофиров размещаются в основном среди подстилающих авадхарский горизонт песчано-глинистых отложений нижнего—среднего лейаса. Однако, как показали наблюдения в верховьях

Химический состав вулканических пород авадхарского комплекса (средний лейас)*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма	H ₂ O ⁻	CO ₂
1	992/20	65,55	0,57	14,32	0,78	4,31	0,09	2,47	2,75	5,15	1,55	3,07	0,31	100,92	0,09	2,79
2	195/4	73,90	0,24	12,36	0,86	1,74	0,08	1,00	2,77	3,23	0,80	3,90	0,08	100,96	0,18	2,00
3	965/6	72,65	0,31	10,77	1,12	2,94	0,06	1,74	2,94	3,38	1,20	3,77	0,05	100,93	0,15	2,94
4	992/45	70,89	0,24	13,54	1,05	1,19	0,02	2,46	2,40	6,74	0,04	1,58	0,15	100,30	0,08	1,59
5	200/5	71,75	0,55	13,19	1,05	1,74	0,03	1,12	2,42	5,57	0,30	1,97	0,24	99,93	0,04	1,43
6	992/9	57,97	0,74	15,88	0,94	5,97	0,10	2,98	4,49	6,58	0,30	4,35	0,20	100,50	0,11	2,93
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову														
		A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	fa'	k	n	c	q		
1	992/20	33,9	6,9	11,5	47,7	0,9	—	7,2	48,0	44,8	13,8	69,4	16,8	+17,3		
2	195/4	21,6	8,6	6,1	63,7	0,9	32,8	—	37,4	29,8	10,5	61,0	28,5	+42,2		
3	965/6	23,8	6,7	9,4	60,1	1,2	—	16,1	46,2	37,7	15,0	63,0	22,0	+37,0		
4	992/45	36,4	3,8	8,8	51,0	1,1	—	21,7	65,2	13,1	0,4	90,1	9,5	+22,0		
5	200/5	31,5	6,2	5,7	56,6	1,1	—	13,0	51,9	35,1	2,7	80,9	16,4	+30,2		
6	992/9	37,1	8,2	16,8	37,9	1,0	—	17,9	40,0	42,1	2,3	79,8	17,9	+2,4		

- 1 — кварцевый кератофир субвулканической фации, верховья р. Авадхары;
 2 — кварцевый кератофир субвулканической фации, верховья р. Лашипсе;
 3 — кварцевый кератофир субвулканической фации, р. Бзерпия;
 4 — кварцевый кератофир из обломка в туфобрекчии, верховья р. Авадхары;
 5 — кварцевый кератофир из обломка в туфобрекчии, верховья р. Лашипсе;
 6 — литокластический туф кварцевых кератофиров, верховья р. Авадхары.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, А. Қ. Армарчук, А. Я. Кутяевой, А. Б. Остапенко.

р. Авадхары, некоторые из них внедрены в породы авадхарского горизонта, а также в вышележащие глинистые сланцы, среди которых они обнажаются в нескольких десятках метров от кровли горизонта. Как по своему петрографическому составу, так и по химизму (см. табл. 1 и рис. 6) кварцевые кератофиры очень близки к породам авадхарского вулканогенного горизонта. Значительная часть литокластического материала туфов, а также крупные обломки и вулканические бомбы в туфобрекчиях, даже в деталях петрографического строения, сходны с кварцевыми кератофирами интрузивных тел.

Тесная пространственная связь в распространении кварцевых кератофиров и пород авадхарского вулканогенного горизонта, а также большая близость петрографического и химического состава позволяют предположить их генетическое родство, рассматривая кварцевые кератофиры как образования субвулканической фации, сформировавшиеся в среднелейасовую фазу вулканизма. Поскольку кварцево-кератофировые тела приурочены главным образом к подстилающим авадхарский горизонт отложениям, внедрение большинства из них вероятно всего произошло одновременно с эксплозивными проявлениями вулканизма или несколько им предшествовало. На нековую природу некоторых интрузивных тел могут указывать брекчиевидные-такситовые текстуры, наблюдавшиеся в кварцевых кератофирах бассейна р. Бзерпии. В этом районе, в условиях сложной тектонической структуры наряду с кератофирами обнажаются не только среднелейасовые, но и более молодые глинистые сланцы, о чем можно судить по находкам *Leioceras subcostosum* Buckm., *L. cf. opalinum* Rein., *L. cf. comptum* Rein., *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *Posidonia buchi* Roem. (Постовцев, 1964).

Наряду с кварцевыми кератофирами в районе Медвежьих Ворот среди глинистых сланцев встречены небольшие тела порфиритов. Судя по миндалекаменному сложению и микролитовой структуре основной массы, породы эти формировались в близповерхностных условиях. Вполне вероятно, что их образование также было связано с среднелейасовой фазой вулканизма, однако пирокластические породы основного состава среди отложений среднего лейаса не обнаружены.

В области распространения авадхарского комплекса, так же как и в смежных районах Главного хребта, развиты, кроме того, мелкие интрузивные тела диабазов — главным образом дайки северо-западного простираения. Прорывание авадхарского горизонта одной из даек, наблюдавшееся в долине р. Авадхары, а также соотношения между диабазами и субвулканическими кварцевыми кератофирами, вскрытые в верховьях р. Бзерпии, свидетельствуют об относительно более молодом возрасте диабазов.

Сопоставление кварцевых кератофиров авадхарского комплекса с юрскими кварцевыми альбитофирами и кератофирами Центрального Кавказа (по А. П. Лебедеву, 1950) выявляет существенную разницу в составе и строении этих пород. Для кварцевых альбитофиров Садоно-Дигорской зоны характерны трахитоидная и гналопилитовая структуры основной массы и несколько менее кислый состав (в среднем — 60,56% SiO_2). Сумма щелочей указывается для них приблизительно та же, что и для пород авадхарского комплекса, но относительная роль калия значительно выше (среднее содержание K_2O — 2,02%). Еще больше калия в кератофирах Черекско-Чегемского района (в среднем 5,92% K_2O), а сумма щелочей достигает в них 9,37%. Эти кератофиры являются породами существенно ортоклазовыми и петрографически резко отличаются от кварцевых кератофиров северо-западного Кавказа.

Сравнивая кварцевые кератофиры авадхарского комплекса с аналогичными породами других складчатых областей, следует отметить их сходство с «оксикератофирами» Карадага в Крыму (по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, 1934), а также с кварцевыми кератофирами окрестностей месторождения Блявы на Урале, описанными В. А. Заварицким (1946). В то же время кварцевые кератофиры авадхарского комплекса по своему химизму заметно отличаются от среднего кварцевого кератофира по Р. Дэли. При несколько более низком содержании кремнезема и щелочей они сравнительно богаты железом, но особенно магнием и кальцием, что отражает большую роль мафических компонентов в их составе. В противоположность среднему кварцевому кератофиру, пересыщенному алюминием, породы авадхарского комплекса относятся к нормальному ряду и во многом близки к среднему «риодациту», по Нокколдсу (S. R. Nockolds, 1954), от которого отличаются резко пониженным содержанием K_2O и более высоким — Na_2O (см. рис. 6,А).

Судя по результатам полуколичественного спектрального анализа¹ (см. рис. 6,Б), Be , V , Cu , Ga , Sr , Zr и Ba присутствуют в породах авадхарского комплекса в количествах, близких к среднему содержанию этих элементов в кислых породах (по А. П. Виноградову, 1962). Sr , Co и Ni в большинстве образцов не установлены, несмотря на сравнительно высокое содержание магния и железа, которым они нередко сопутствуют. В одном образце встречен свинец (0,0003%), в двух — скандий (0,0006—0,001 и 0,001—0,003%).

* *
*

Как уже указывалось выше, вулканизм, давший начало породам авадхарского комплекса, проявился локально — в узкой полосе, вытянутой вдоль юго-западного края Чугушско-Аджарской тектонической зоны. Последняя ограничена здесь рядом разломов, отделяющих ее от тектонических зон южного склона и выраженных в современной структуре надвигами. Наиболее крупные — Главный надвиг, описанный В. Н. Робинсоном (1932а) в районе Красной Поляны, а также Авадхарский надвиг, продолжающий его на юго-восток (установлен В. И. Курочкиным). Весьма вероятно, что расколы фундамента близ границы тектонических зон и определили линейное размещение вулканических образований авадхарского комплекса. К одному из участков этой же полосы приурочены медноколчеданные рудопроявления бассейна р. Лауры.

В пределах северо-западного Кавказа признаки лейасового вулканизма обнаружены еще на одном участке — приблизительно в 20 км к северо-западу от области распространения авадхарского комплекса. На водоразделе рек Чессу и Малчепа (в районе горы Абаго), а также на р. Белой в 2 км выше Суворовского моста С. Л. Бызовой описаны выходы горизонта туфогенных песчаников, туффигов и туфов, переслаивающихся с глинистыми сланцами. При общей мощности около 50 м горизонт залегает среди отложений лейаса в 200—250 м от их подошвы. Вмещающие вулканогенный горизонт глинистые сланцы фаунистически не охарактеризованы, однако сопоставление стратиграфического разреза юрских отложений района горы Абаго с разрезами, описанными севернее, в частности в верховьях р. Безымянки, где найдены аммониты

¹ Эти и последующие анализы выполнены в спектро-химической лаборатории геологического факультета МГУ спектроскопистами П. Н. Бестужевой и А. П. Козловой.

плинсбахского яруса, позволило С. Л. Бызовой прийти к выводу о среднеплейасовом (скорее всего домерском) возрасте горизонта (Панов, Бызова, Снежко, 1964).

Как показал просмотр шлифов из коллекции С. Л. Бызовой, среди туфов района горы Абаго преобладают кристалло-литокластические разности. Главная масса пирокластического материала характеризуется кислым составом и представлена обломками пород преимущественно фельзитовой структуры, нередко с вкрапленниками кварца и альбита; последние присутствуют также в виде отдельных кристаллов и многочисленных обломков. В подчиненном количестве наблюдаются стекловатый материал и обломки пород гиалопилитовой и пилотакситовой структуры. Туфы горы Абаго по своему составу во многом сходны с туфами авадхарского комплекса, отличаясь от них обилием кристалло-кластического материала.

Район горы Абаго, где развиты вулканогенные образования, располагается за пределами Чугушко-Аджарской тектонической зоны — непосредственно к северу от ограничивающего ее Атамажинского разлома. Отсутствие грубых пирокластитов и пород субвулканической фации свидетельствует об удаленности вулканических центров. Отмеченное С. Л. Бызовой замещение туфогенно-осадочных пород туффитами и туфами в южном направлении позволяет предположить, что пирокластический материал поступал с юга, — вероятно, из Чугушко-Аджарской зоны. Поскольку обнаруживается некоторое петрографическое сходство туфов горы Абаго и верховьев рек Авадхары и Лашипсе, не исключено, что вулканические проявления в обоих районах не только близки по возрасту, но и связаны с общими очагами на глубине.

Представляют интерес указания В. И. Резникова (1967) на наличие туфов кислого состава и среди среднеплейасовых отложений более южной Гойтхско-Ачишхинской тектонической зоны. Прослой этих туфов мощностью 1,5—3,5 м описаны им среди глинистых сланцев на левых притоках р. Верхний Тугупс.

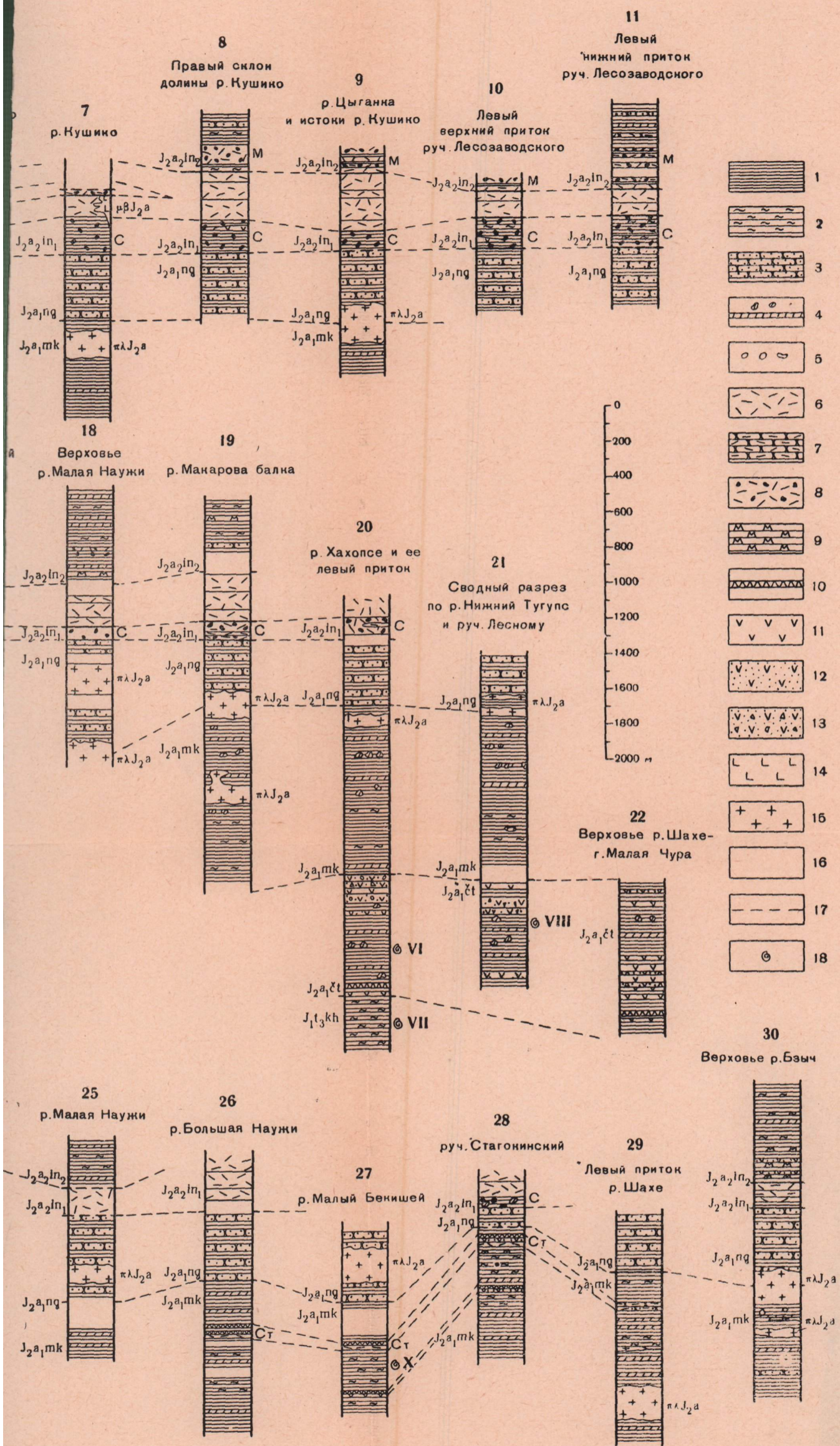
В пределах всего Большого Кавказа средний лейас был временем повышенной вулканической активности, проявившейся на отдельных участках как в геосинклинальном прогибе (Горная Осетия, Терекско-Ассинский район и Кахетия, верховья р. Теберды, бассейн р. Большой Ахей), так и в области его северного обрамления (Карачаевско-Мариинский район). При значительном разнообразии состава вулканических образований среднего лейаса для них характерно широкое развитие наряду с основными породами продуктов излияния среднекислой магмы повышенной щелочности — кератофиров, альбитофиров и связанных с ними пирокластических пород. Таким образом, время и характер первых проявлений юрского вулканизма на северо-западном Кавказе согласуются с общими особенностями развития вулканической деятельности на Большом Кавказе в нижней юре.

ААЛЕНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Среди отложений верхнего лейаса (тоарского яруса) вулканогенные образования неизвестны. Вулканизм возобновился в ааленском веке, когда в осевой части геосинклинали — на обширной территории Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоны — сформировалась мощная (3,5—4 км) вулканогенно-осадочная серия Гойтх, включающая несколько горизонтов вулканических пород, главным образом кислого и основного состава. С целью уточнения времени и последовательности

Схема стратиграфического расчленения серии Гойтх (по М. Г. Ломизе, 1961)

Ярус, подъярус		Свита, подсвита	Индекс	Краткая характеристика отложений. Фауна	Мощность в м	
Байосский			J ₂ bj	Аргиллиты с глинисто-известняковыми конкрециями		
Ааленский	верхний	свита горы Индюк	пшишская	J _{2a2} pš	Аргиллиты с многочисленными тонкими прослоями алевролитов и сидеритов. На юге в низах свиты — флишоидное переслаивание песчаников и аргиллитов (горизонт Коккай), <i>Lenticulina acuminata</i> (Terq.), <i>L. insignis</i> Kapf. — Tschcr., <i>Darbiella ex gr. constricta</i> Kapf. — Tschcr.	600—700
			верхняя	J _{2a2} ip ₂	Аргиллиты с прослоями песчаников и туффитов. На юге — горизонты и линзы туфов липарито-дацитового состава (в том числе шокушский горизонт). В основании — масловский горизонт туфогенно-осадочных пород. <i>Ludwigia attracta</i> Buckman, <i>L. umbilicata</i> Buckman, <i>L. bradfordensis</i> Buckman, <i>L. patula</i> Buckman, <i>Leioceras costosum</i> Quenst., <i>L. acutum</i> Quenst. и др.	750—850
			нижняя	J _{2a2} ip ₁	Туфы липарито-дацитового состава. В основании — сурский горизонт туфогенно-осадочных пород	250—300
	нижний	наужинская	J _{2a1} ng	Флишевое переслаивание полимиктовых песчаников и алевролитов с аргиллитами	350	
		макаровская	J _{2a1} mk	Аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и сидеритов. На юге среди них — стагокинский горизонт туффитов кислого состава и кремнистых пород. <i>Lenticulina subalatifomis</i> (Dain.), <i>L. polygonata</i> (Franke), <i>L. ex gr. acutiangulata</i> (Terq.)	850	
		чаталтапинская	J _{2a1} čt	Аргиллиты с горизонтами лав, туфобрекчий и туфов основного состава. <i>Lenticulina scalpta</i> (Franke.), <i>L. polygonata</i> (Franke), <i>Pseudoglandulina metensis</i> Terq., <i>Praelamarchkina humilis</i> Kapf. — Tschcr. и др.	650—900	
Тоарский	свита Хахопсе	J _{1t} kh	Аргиллиты с прослоями алевролитов			



разрезов вулканогенно-осадочной серии Гойтш:

Schw., *Spirophthalmidium clarum* Ant., *Praelamarckina humilis* Kapf.-Tsch., *Falsopalmula destousschampsii* Terq., *F. jurassica* (Küb. et Zw.) var. *caucasica* Hoff. III—*Lenticulina quenstedti* (Gumb.), *Spirophthalmidium clarum* Ant., *Sp. infraolitica* [Ant. IV—*Lenticulina inaequistriata* (Terq.), *L. excavata* (Terq.), *L. cf. quenstedti* (Gumb.), *L. bykova* Hoff. in litt., *L. acutiauricularis* (Ficht. et Moll.), *Spirophthalmidium clarum* Ant. V—*Lenticulina scalpta* (Franke), *L. septae* Hoff. in litt., *L. polygonata* (Franke), *L. varians* (Born.), *L. subalatiformis* (Dain), *L. crepidula* (Ficht. et Moll.), *L. aff. bronni* (Roemer), *L. ex gr. costata* (Ficht. et Moll.). VI—*Lenticulina polygonata* (Franke), *L. scalpta* (Franke), *L. cf. münsteri* Roemer, *Pseudoglandulina metensis* Terq., *Praelamarckina humilis* Kapf.-Tsch. VII—*Lenticulina cf. prima* Orb., *L. polygonata* (Franke), *Terebralina regularis* Orb., *Turrilina* sp. VIII—*Lenticulina scalpta* (Franke), *L. cf. münsteri* Roemer, *Praelamarckina humilis* Kapf.-Tsch. IX—*Ludwigia attracta* Buckman, *L. cf. flexilis* Buckman, *L. cf. agria* Buckman, *L. umbilicata* Buckman, *L. bradfordensis* Buckman, *L. cf. impolita* Buckman, *L. patula* Buckman, *Leioceras costosum* Quenst., *L. acutum* Quenst. X—*Lenticulina subalatiformis* (Dain.), *L. ex gr. acutiangulata* (Terq.), *L. ex gr. inaequistriata* (Terq.), *L. polygonata* (Franke), *L. münsteri* Roemer, *Pseudoglandulina metensis* Terq. На схеме расположения разрезов: 1—область распространения серии Гойтш (Гойтхско-Ачишхинская структурно-фациальная зона); 2—чехол отложений байоса, верхней юры и мела; 3—выступ палеозойских (и триасовых?) пород хребта Хуко; 4—разломы, ограничивающие Гойтхско-Ачишхинскую зону; Т—Тугупсинский; Б—Бекишейский; 5—местоположение стратиграфических разрезов и их порядковые номера

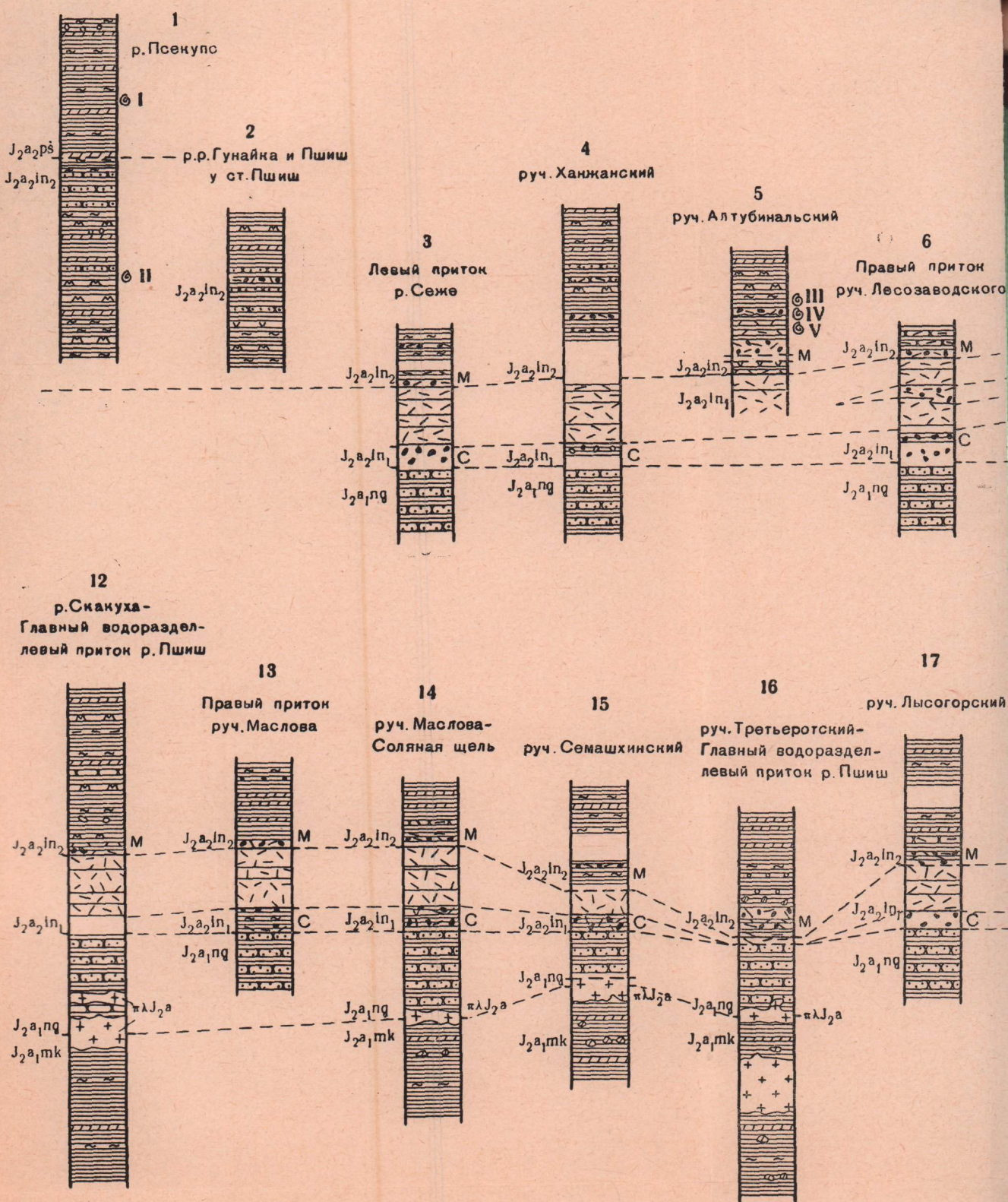
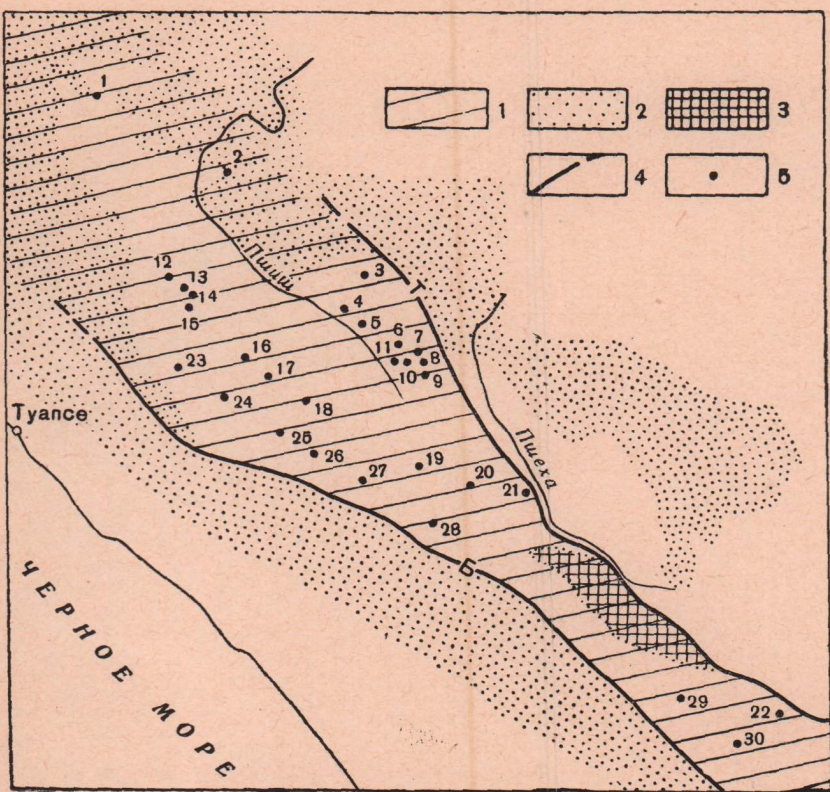


СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ



23
Сводный разрез по р. Пшихо

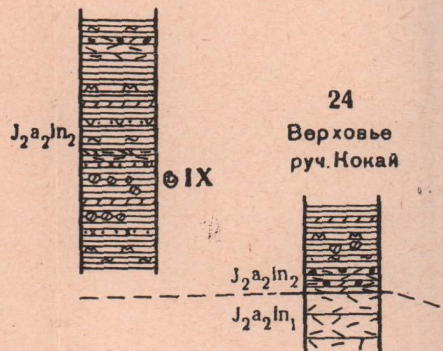


Рис. 7. Сопоставление стратиграфических разрезов

J_2a_2ps — ааленский ярус, верхний подъярус, пшишская свита; J_2a_2ln — ааленский ярус, верхний подъярус, свита горы Индюк; J_2a_1ng — ааленский ярус, нижний подъярус, наужинская свита; J_2a_1mk — ааленский ярус, нижний подъярус, макаронская свита; J_2a_1st — ааленский ярус, нижний подъярус, чаталтапинская свита; J_1t_kh — тоарский ярус, верхний подъярус, свита Хахосе; пЛJ_{2a} — ааленские липарито-дацитовые порфиры субвулканической фации; пВJ_{2a} — ааленские порфиры субвулканической фации; Ш — шокушский горизонт туфов; М — масловский горизонт туфогенно-осадочных пород; С — сурский горизонт туфогенно-осадочных пород; Ст — стагокинский горизонт туфов и кремнистых пород; 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — прослой и конкреции сидеритов; 5 — известковые конкреции — септарины; 6 — туфы кислого состава; 7 — туффиты и туфогенные песчаники кислого состава; 8 — глинистые туфогенные конгломераты; 9 — витрокластические туфы и килы; 10 — кремнистые породы; 11 — эффузивные породы основного состава; 12 — туфы и туффиты основного состава; 13 — туфобрекчи основного состава; 14 — порфиры субвулканической фации; 15 — липарито-дацитовые порфиры субвулканической фации; 16 — перерывы в обнаженности; 17 — тектонические разрывы, прерывающие стратиграфический разрез; 18 — находки фораминифер и аммонитов;

I — *Lenticulina acuminata* (Terq.), *L. insignis* Kapt.-Tsch., *L. polygonata* (Franke) var. nova., *L. sp. nova.*, *Darbiella* ex gr. *constriata* Kapt.-Tsch., II — *Lenticulina quenstedti* (Gumb.), *L. inaequistriata* (Terq.), *L. acutiauricularis* (Ficht. et Moll.), *L. bicostata* (Deecke), *L. cardiformis* (Terq.), *L. acutiangulata* (Terq.), *L. jurassica* Hoff., *L. rotulata* Lam., *L. bicostataformis* Kas., *L. pygmaea*

проявлений ааленского вулканизма проведено изучение стратиграфического разреза серии Гойтх; стратиграфическое описание ее, данные о мощностях и фациальных изменениях приводятся ниже — перед характеристикой вулканогенных образований.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ СЕРИЯ ГОЙТХ Стратиграфическое описание

Серия Гойтх обнажается в водораздельной части Главного хребта на протяжении почти 120 км и прослеживается от р. Мзымты на юго-востоке до р. Псекупс на северо-западе, далее скрываясь под чехлом верхнеюрских и меловых отложений; западнее известны лишь небольшие выходы, приуроченные к ядрам антиклинальных складок на реках Кобза и Шебш. Породами серии Гойтх сложены главный водораздел с вершинами Индюк, Бекишей, Грачев Венец, а также хребет Мезецу и горные массивы Шесси, Большая Чура и Ачишхо. Впервые «свита Гойтх» была выделена О. С. Вяловым (1931, 1934), который относил к ней развитые в бассейне р. Туапсе (и восточнее — до района оз. Хуко) «черные сланцеватые глины нижней (и средней?) юры» с конкрециями сидеритов и прослоями песчаников. Часть этих отложений, к которой приурочены «покровы кварцевых порфиров, туфы и туффиты», была им названа «свитой горы Индюк»; кроме того, выделялась «пачка чередования песчаников и глин» — горизонт Кокай.

Серия Гойтх сложена аргиллитами и глинистыми сланцами (реже флишевым переслаиванием аргиллитов с песчаниками и алевролитами), среди которых залегают горизонты вулканогенных пород и связанные с ними субвулканические тела. Мощность вулканогенных образований не превышает одной четверти от общей мощности серии. По стратиграфическому объему серия Гойтх приблизительно соответствует ааленскому ярусу. Согласно залегая на отложениях тоарского яруса (на свите Хахопсе), она перекрывается байосом (?) и верхней юрой, которые ложатся с размывом и угловым несогласием. Серия Гойтх подразделяется автором (Ломизе, 1961 б) на пять свит (снизу вверх): чаталтапинскую, макаровскую, наужинскую, свиту горы Индюк и пшишскую (табл. 2, рис. 7). По подошве свиты горы Индюк условно проводится граница между нижним и верхним ааленом.

Чаталтапинская свита

Залегая в основании серии Гойтх, чаталтапинская свита представлена черными аргиллитами с горизонтами вулканических пород основного состава. Свита названа по вершине Чатал-тапа (на водоразделе рек Хахопсе и Пшеха).

Выходы отложений чаталтапинской свиты приурочены к крыльям Хахопсинской антиклинали (в бассейне р. Пшехи) и протягиваются отсюда далеко на восток: вдоль правобережья р. Шахе к массиву Малая Чура и хребту Ачишхо. Не исключено, что чаталтапинской свите соответствуют также вулканогенные образования и вмещающие их глинистые сланцы, обнажающиеся в районе устья р. Лауры (у Сланцевого рудника), откуда они прослеживаются на восток вверх по долине р. Мзымты к перевалу Ахун-Дара и далее к хребту Кутыкух на правобережье р. Авадхары. Общая мощность свиты 650—900 м. Отложения ее залегают согласно на свите Хахопсе.

На разных участках в разрезе чаталтапинской свиты насчитывается от двух до трех вулканогенных горизонтов мощностью от 10—20 до 100 м, каждый из которых имеет слоистое строение и представлен чередованием лав (базальтовых и спилитовых порфиритов) и соответствующих им по составу пирокластических, а также туффитовых, туфогенно-осадочных пород и аргиллитов. Нижняя граница чаталтапинской свиты проводится на подошве ее нижнего вулканогенного горизонта, верхняя — по кровле верхнего вулканогенного горизонта. Приходится допустить, что границы свиты в разных разрезах занимают несколько различное стратиграфическое положение, поскольку в направлении простирания Гойтхско-Ачишхинской зоны замечено выклинивание одних вулканогенных горизонтов и появление других.

В качестве стратотипа может быть указан разрез чаталтапинской свиты по р. Хахопсе. В среднем течении реки, в 2 км выше места впадения в нее р. Гогопс, обнажаются (вверх по реке; стратиграфически снизу вверх):

1. Аргиллиты черные с редкими прослоями алевролитов. Соответствуют верхам свиты Хахопсе, хорошо обнаженной ниже по течению реки.

2. Порфириты зеленовато-серого цвета. Образуют два горизонта мощностью 5 м (нижний) и 0,6 м (верхний), разделенные тонкослойной глинисто-кремнистой породой. Общая мощность 6 м.

3. Аргиллиты черные с редкими конкрециями сидеритов и прослоями алевролитов. В низах несколько прослоев кремнистых туффитов мощностью до 5 см. Общая мощность около 450 м.

В аргиллитах обнаружены фораминиферы родов *Lenticulina*, *Pseudoglandulina*.

4. Туфобрекчии, состоящие из обломков порфиритов и альбитофиров размером до 0,3 м, сцементированных туфом основного состава. Окраска темно-зеленая. Мощность 9 м.

5. Аргиллиты черные, сходные с аргиллитами 3-го слоя. Мощность 40 м.

6. Туфы основного состава среднеобломочные. Окраска пестрая: слагающие обломки окрашены в фиолетово-красный и зеленый цвета. Мощность 5 м.

7. Вулканические брекчии, состоящие из обломков и валунов альбитофиров и порфиритов размером до 1,5 м, сцементированных глинистой породой. Мощность 12 м.

8. Туфобрекчии основного состава. Сложены обломками порфирита размером до 0,2 м и крупнообломочным туфом, который играет роль заполнителя. Окраска темно-фиолетовая. Мощность 40 м.

9. Порфириты мандельштейновые темно-зеленого, местами темно-фиолетового цвета. Мощность 23 м.

10. Туфобрекчии основного состава, сходные с туфобрекчиями слоя 8-го. Обнаживают грубую слоистость. Мощность 70 м.

11. Аргиллиты черные с редкими линзовидными прослоями сидеритов и мощными (до 2 м) горизонтами песчаников-алевролитов. Соответствуют низам макаровской свиты.

Общая мощность чаталтапинской свиты в описанном выше разрезе — около 650 м.

Восточнее чаталтапинская свита хорошо обнажена по р. Нижний Тугупс (у Третьих Волчьих ворот) и ее правому притоку ручью Лесному; по р. Верхний Тугупс; в бассейне р. Шахе — по ручьям Дубинскому и Санаторке; на хребте Ачишхо. Общая мощность свиты здесь возрастает (приблизительно до 900 м по ручью Лесному), среди вулканогенных образований местами широко развиты шаровые лавы.

В бассейнах рек Хахопсе и Нижний Тугупс (на крыльях Хахопсинской антиклинали) установлено согласное залегание чаталтапинской свиты на отложениях верхнего тоара (на свите Хахопсе). По этим же рекам в аргиллитах чаталтапинской свиты обнаружены фораминиферы: *Lenticulina polygonata* (Franke), *L. scalpta* (Franke), *L. cf. munsteri* Roemer, *Pseudoglandulina metensis* Terq., *Praelamarckina humilis* Kapl.-Tscheg. и др. Е. А. Гофман, определявшая микрофауну, считает этот комплекс характерным для нижнего аалена. Нижнеааленский возраст чаталтапинской свиты был подтвержден недавно находкой аммонитов *Leioceras opalinum* Rein., *Hammatoceras cf. subinsigne* Opp., *Calliphylloceras cf. nilssoni* Heb. на р. Нижний Тугупс (Постовцев, 1964).

Макаровская свита (названа по р. Макарова балка в бассейне р. Гогопс) представлена однообразными черными аргиллитами с редкими конкрециями и прослоями сидеритов. По рекам Макарова балка, Хахопсе, Нижний Тугупс в нижней части свиты наблюдается несколько песчаниково-алевролитовых слоев мощностью 2—4 м, имеющих градационную текстуру и выпуклые гнереоглифы флишевого типа. Выше по разрезу прослой алевролитов редки, и мощность их не превышает 5—10 см. В верховьях р. Большой Пшиш встречены слоистые кремнистые туффиты темно-серого цвета. Общая мощность свиты около 850 м.

Выходы пород макаровской свиты прослеживаются вдоль северного склона Главного хребта, от района горы Индюк на западе до Грачевского перевала на востоке; еще восточнее они следуют вдоль левобережья р. Шахе — к массиву Большая Чура. К северу от Главного хребта макаровская свита обнажается в районе горы Шесси. Отложения этой свиты выступают также близ юго-западного края Гойтхско-Ачишхинской зоны — в бассейнах рек Аше и Псезуапсе.

В качестве типичного принят разрез макаровской свиты по р. Макарова балка. Обнажения черных аргиллитов с редкими, но мощными (до 4 м) песчаниково-алевролитовыми слоями (соответствуют нижней части макаровской свиты) начинаются в 250 м от устья р. Макаровой балки, над вулканогенными образованиями чаталтапинской свиты и следуют вверх по течению почти на 1000 м, достигая приблизительно 400 м мощности. Далее на протяжении 800 м выступают аргиллиты с редкими конкрециями и прослоями сидеритов общей мощностью около 450 м. Среди них залегают пластовая интрузия липарито-дацитовых порфиров мощностью около 100 м. Самые верхи свиты по Макаровой балке не обнажены, но могут наблюдаться в истоках соседних рек: Хахопсе, Гогопс, Большой Пшиш, где вскрыт согласный контакт макаровской свиты с вышележащей наужинской свитой.

В полосе, прилегающей к юго-западному краю Гойтхско-Ачишхинской зоны, состав отложений макаровской свиты заметно меняется. Здесь — на южном склоне Главного хребта в верховьях рек Большая Наужи, Бекишей и Псезуапсе — в средней части свиты появляются пачки флишевого переслаивания аргиллитов, а также горизонты вулканогенных пород, самым мощным из которых является стагокинский. Горизонт назван по ручью Стагокинскому — правому притоку р. Псезуапсе, впадающему в нее ниже по течению от развалин хутора Стагоки. По этому ручью обнажается следующий разрез макаровской свиты (снизу вверх):

1. Аргиллиты черные с редкими прослоями сидеритов. Видимая мощность около 300 м.
 2. Флишевое переслаивание алевролитов (мощностью до 25 см) и аргиллитов. Мощность 65 м.
 3. Переслаивание туффитов основного состава и кремнистых пород с аргиллитами. Мощность 26 м.
 4. Аргиллиты черные с многочисленными прослоями сидеритов мощностью до 3 см. Мощность 70 м.
 5. Флишевое переслаивание алевролитов (мощностью 1—15 см) и аргиллитов (преобладают аргиллиты). Мощность 80 м.
 6. Аргиллиты с прослоями сидеритов, а также туффитов и кремнистых пород. Мощность 40 м.
 7. Стагокинский вулканогенный горизонт, представленный слоистыми туфами кислого и основного состава, а также пачками ритмичного переслаивания туффитов с аргиллитами. Мощность 60 м.
 8. Аргиллиты черные с редкими прослоями сидеритов и алевролитов. Мощность их в данном разрезе, равную 35 м, вероятно, следует считать резко сокращенной, так как по р. Большая Наужи она превышает 200 м.
 9. Терригенный флиш наужинской свиты.
- Общая видимая мощность макаровской свиты в описанном выше разрезе около 700 м.

Вероятным аналогом стагокинского вулканогенного горизонта на северном склоне Главного хребта являются кремнистые туффыты верховьев Большого Пшиша. Слои туфов, сходных с породами стагокинского горизонта, были встречены среди аргиллитов макаровской свиты и далеко на востоке — в районе вершины горы Большая Чура.

В бассейне рек Хахопсе и Нижний Тугупс на юго-западном крыле Хахопсинской антиклинали установлено согласное налегание макаровской свиты на чаталтапинскую. По р. Курганной (левому притоку р. Пшехи) в аргиллитах макаровской свиты обнаружены фораминиферы ааленского комплекса: *Lenticulina subalatiiformis* (Dain), *L. ex gr. acutiangulata* Terq., *L. ex gr. inaequistriata* (Terq.), *L. polygonata* (Frank), *Ammodiscus inertus* Orb. На южном склоне Главного хребта в верховьях р. Бекишей встречены, кроме того, *Lenticulina munsteri* Roemer и *Pseudoglandulina metensis* Terq. Таким образом, возраст макаровской свиты определяется как ааленский, скорее всего нижеааленский.

Наужинская свита

Наужинская свита (названа по р. Малая Наужи в бассейне р. Аше) представлена флишевым переслаиванием полимиктовых песчаников и алевролитов с аргиллитами (общей мощностью около 350 м) и является своего рода «маркирующим горизонтом»; изучение особенностей строения этой свиты (Ломизе, 1963) позволило уверенно сопоставлять стратиграфические разрезы серии Гойтх и, в частности, перекрывающие наужинскую свиту горизонты вулканических пород свиты горы Индюк.

Описываемая свита обнажается в тех же районах, что и макаровская; выходы ее протягиваются вдоль северного и южного склонов Главного хребта от горы Индюк на западе до горы Большая Чура на востоке, а местами приурочены к водораздельному гребню хребта; наиболее полные разрезы свиты вскрыты по рекам Малая Наужи (выше скал Псечелых), Макарова балка, Хахопсе, Нижний Тугупс, а также в истоках рек Псезуапсе и Бзыч. К северу от Главного хребта свита хорошо обнажена в районе массива Шесси (в верховьях рек Малый Пшиш, Цыганка, Кушико), а также в области междуречья рек Пшиш и Сеже (левого притока р. Гунайки). Как показали наблюдения в верховьях рек Гогопс, Большой Пшиш и Малая Наужи, наужинская свита залегает на макаровской согласно; граница между ними проводится по подошве нижнего песчаникового слоя флишевой свиты.

Наужинская свита не охарактеризована руководящей фауной. Поскольку вышележащая свита горы Индюк содержит аммонитов нижних и средних зон верхнего аалена, наужинская свита, залегая согласно на макаровской, соответствует скорее всего верхам нижнего аалена.

Свита горы Индюк

Вулканогенно-осадочная свита горы Индюк была выделена О. С. Вяловым (1931, 1934) в бассейне р. Туапсе, однако стратиграфическое положение свиты в разрезе серии Гойтх оставалось не вполне ясным. Наши исследования показали, что свита горы Индюк залегает согласно на отложениях наужинской свиты и широко развита почти на всей территории Гойтхско-Ачишхинской зоны: от горы Индюк на западе до верховьев р. Бзыч на востоке и от р. Пшияхо на юге до бассейнов рек Гунайка и Маратук на севере.

Среди вулканогенных образований свиты горы Индюк преобладают характерные для нее туфы липарито-дацитового состава, а также туффиты, туфогенные песчаники и своеобразные глинистые туфогенные конгломераты; в подчиненных количествах встречаются базальтовые порфириты и их туфы, а в глинистых туфогенных конгломератах — вулканические породы субщелочного состава. Наряду с эффузивными образованиями широко развиты связанные с ними субвулканические тела (главным образом липарито-дацитового состава), залегающие иногда среди пород свиты горы Индюк, но чаще — среди подстилающих ее отложений наужинской и макаровской свит. Преобладающей осадочной породой являются аргиллиты.

Общая мощность свиты горы Индюк достигает 1100—1200 м.

По количественному соотношению вулканогенных и осадочных пород ее можно подразделить на две подсвиты: нижнюю, состоящую почти исключительно из пород вулканогенных, и верхнюю — существенно аргиллитовую.

Нижняя подсвита (мощностью 250—300 м) сложена светло-серыми туфами липарито-дацитового состава (Ломизе, 1966б). Туфы залегают в виде нескольких горизонтов, разделенных прослоями аргиллитов, или чаще всего образуют единый горизонт мощностью до 200 м и более. В основании туфов нижней подсвиты залегает сурский горизонт туфогенно-осадочных пород, среди которых преобладают глинистые туфогенные конгломераты; мощность его — до 100 м. Горизонт назван по вершине Сур в районе среднего течения р. Макарова балка, вдоль которой хорошо обнажен как сам горизонт, так и его контакты с туфами и с нижележащей наужинской свитой.

Туфы нижней подсвиты являются характерным элементом стратиграфического разреза; они прослеживаются по простиранию столь же устойчиво, как и подстилающая их флишевая наужинская свита, и при геологическом картировании используются как маркирующий горизонт. Выходы туфов оконтуривают складки Гойтхско-Ачишхинской зоны: Пшенахскую, Пшишскую, Котловинскую и Чуринскую синклинали и сопряженные с ними антиклинали (см. рис. 4).

На юго-западном крыле Пшенахской синклинали туфы нижней подсвиты прослеживаются от верховьев ручья Кокай вдоль хребта Мезецу к средним течениям рек Малая и Большая Наужи (где ими сложена вершина Псечеф), к верховьям р. Малый Бекишей и далее выходят на Главный водораздел, слагая гору Бекишей. Восточнее горы Грачев Венец Пшенахская синклиналь замыкается, горизонт туфов переходит на ее северо-восточное крыло и протягивается в обратном направлении к среднему течению р. Макаровой балки; пересекая Главный водораздел у горы Сур, туфы следуют на протяжении почти 40 км вдоль его южного склона и вновь поднимаются на гребень Главного хребта у вершины горы Индюк, которая ими сложена.

Юго-западное крыло соседней Пшишской синклинали осложнено крупным продольным разрывом, и выходы пород нижней подсвиты (так же как и наужинской свиты) здесь отсутствуют. В районе массива Шесси — в области центроклинального замыкания Пшишской синклинали, осложненного складчатостью второго порядка, — нижняя подсвита обнажена хорошо, вскрываясь в верховьях рек Малый Пшиш, Цыганка, Кушико. Отсюда туфы нижней подсвиты прослеживаются вдоль правого склона долины р. Пшиш (северо-восточное крыло Пшишской синклинали) до верховьев р. Донзуд, где слагают высокие скалистые обрывы и в соответствии с погружением шарнира Терзианской антиклинали переходят на ее северное крыло (на южное крыло Котловин-

ской синклинали). Вдоль этого крыла полоса выходов нижней подсвиты протягивается на восток — в бассейн р. Сосновки, а оттуда обратно (вдоль северо-восточного крыла Котловинской синклинали) — к верховьям р. Сеже. В восточной части Гойтхско-Ачишхинской зоны туфы нижней подсвиты обнажаются в верховьях р. Бзыч на крыльях Чуринской синклинали, а в месте ее центроклинального замыкания подымаются на водораздел рек Бзыч и Сочи в 1 км к западу от вершины горы Большая Чура.

В качестве типичного может быть указан разрез нижней подсвиты свиты горы Индюк по р. Макарова Балка. В 3 км от устья этой реки, выше места пересечения ее долины крупной пластовой интрузией липарито-дацитовых порфиров, наблюдаются (снизу вверх):

1. Флишевое переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов наужинской свиты. Последовательно обнажаются III, IV, V и VI пачки этой свиты (Ломизе, 1963).

2. Аргиллиты черные. Залегают на наужинской свите без признаков несогласия или размыва; включают бомбы, лапилли, мелкий пирокластический материал, а также мощные (до 2 м) быстро выклинивающиеся линзы крупнообломочных туффитов кислого состава. В низах — несколько песчаниково-алевролитовых прослоев, сходных с аналогичными прослоями наужинской свиты. Мощность 30 м.

3. Туфы кислого состава крупнообломочные. Мощность 5 м.

4. Глинистые туфогенные конгломераты (с аргиллитовой основной массой). Сходны с образованиями слоя 2-го, но содержат больше бомб и лапиллей эффузивных пород, а также обломки гранита. Включают несколько валунов туфа кислого состава размером до 10 м, линзы туффитов и прослои гравелитов с градационной текстурой. Общая мощность 50 м.

5. Туфогенные конгломераты, включающие окатанную и полукатанную гальку аргиллита. Заполнителем служит туффит кислого состава; тип цементации — базальный. Мощность 12 м.

6. Туфы липарито-дацитового состава крупнообломочные, кристаллокластические светло-серого цвета; слоистость грубая, первичнонаклонная. Мощность около 250 м.

7. Отсутствие коренных выходов, 150 м.

8. Аргиллиты черные с прослоями туфогенных пород. Соответствуют низам верхней подсвиты.

Общая видимая мощность нижней подсвиты свиты горы Индюк в описанном выше разрезе (слои 2—6-й) достигает приблизительно 350 м, в том числе слои 2—5-й (общей мощностью около 100 м) соответствуют сурскому горизонту туфогенно-осадочных пород.

Сходное строение имеет нижняя подсвита свиты горы Индюк в других изученных ее разрезах, в частности в верховьях рек Кушико, Малый Пшиш, Хахосе и ручья Маслова (левого притока р. Туапсе). Во всех этих районах к подстилающему туфы сурскому горизонту приурочены крупные (до 5—6 м и более) глыбы, а также покровы порфиров и диабазов; в пределах водоразделов, где сурский горизонт не обнажен (например, на Главном водоразделе к востоку от Бекишейского перевала), глыбы этих пород нередко выступают в виде скал-останцев, отмечающих собой простирающие сурского горизонта.

В юго-восточной части Гойтхско-Ачишхинской зоны (в верховьях р. Бзыч) мощность туфов нижней подсвиты убывает до 75—80 м; наряду с крупнообломочными широкое развитие получают средне- и мелкообломочные слоистые туфы липарито-дацитового состава. Здесь, а также вдоль всей юго-западной границы Гойтхско-Ачишхинской зоны (на южном склоне Главного хребта), резко меняется состав и сурского горизонта: туффиты почти полностью выклиниваются, а глинистые туфогенные конгломераты сменяются аргиллитами, содержащими лишь редкие включения эффузивных пород размером не более 5—15 см.

Верхняя подсвита свиты горы Индюк (общей мощностью около 750—850 м) сложена аргиллитами с линзами и горизонтами вулканогенных пород. В основании верхней подсвиты залегают масловский горизонт туфогенно-осадочных пород, названный нами по ручью

Маслова (притоку р. Туапсе), в среднем течении которого обнажается следующий разрез (вниз по ручью, стратиграфически — снизу вверх):

1. Светло-серые туфы липарито-дацитового состава; соответствуют верхам нижней подсвиты.

2. Отсутствие коренных выходов, 2 м.

3. Флишоидное переслаивание туффитов с аргиллитами. Туффиты (I элемент ритма) средне- и крупнозернистые, сложены перемытым кристаллокластическим материалом туфов липарито-дацитового состава; мощность слоев 5—40 см, в большинстве слоев наблюдается градационная текстура, в подошве некоторых из них — выпуклые гиероглифы. Общая видимая мощность 7 м.

4. Глинистые туфогенные конгломераты с включениями бомб и лапиллей трахитовых порфиров и трахиандезитовых порфиритов. Мощность 12 м.

5. Флишоидное переслаивание туффитов с аргиллитами. Туффиты (I элемент ритма) средне- и крупнозернистые, сходны с аналогичными породами слоя 3-го, относительно обогащены биотитом; в большинстве прослоев — отчетливая градационная текстура, в основании многих из них — включения гравия и обломков аргиллита; в верхих — тонкая слоистость. Мощность туффитов 10—40 см. Аргиллиты (II элемент ритма) — черные, иногда слоистые (слоистость отмечена тонкими прослоечками туфогенного материала). Общая мощность 9 м.

6. Аргиллиты черные с прослоями туффитов и туфогенных песчаников, мощностью 1—5 см. Прослой следуют через каждые 0,3—1 м. Мощность 10 м.

7. Аргиллиты с редкими прослоями сидеритов, а также туфогенных песчаников мощностью до 40 см.

Общая мощность масловского горизонта в описанном выше разрезе (слои 3—6) — около 40 м. Контакт его с подстилающими туфами нижней подсвиты по ручью Маслова не обнажен и наблюдался нами по правому притоку соседнего ручья Семашинского, где аргиллиты низов масловского горизонта ложатся на неровную, расчлененную размывом поверхность туфов. В остальных изученных обнажениях поверхность туфов не несет на себе признаков размыва.

Поскольку масловский горизонт залегает непосредственно над туфами нижней подсвиты, выходы его протягиваются параллельно туфовым грядам, повторяя их изгибы в соответствии с современной складчатой структурой Гойтхско-Ачишхинской зоны. При прослеживании по простиранию горизонт обнаруживает большую изменчивость в строении разреза и общей мощности (от 40 до 200 м), однако почти повсюду, так же как и на ручье Маслова, он представлен флишоидным переслаиванием туффитов с аргиллитами и (во многих разрезах) залегающими среди них глинистыми туфогенными конгломератами; последние сходны с аналогичными конгломератами сурского горизонта нижней подсвиты. По правым притокам р. Пшенахо (по ручью Третьеротскому и другим) в глинистых туфогенных конгломератах масловского горизонта встречены галька и обломки аргиллитов и алевролитов с полиметаллическим оруденением; здесь же, а также по правому притоку р. Малый Пшиш, в туфогенных конгломератах найдены ростры среднеюрских (аален-бат) белемнитов *Megateuthis* и *Belemnopsis*¹.

Мощность глинистых туфогенных конгломератов, входящих в состав масловского горизонта, то резко уменьшается (например, по ручью Скакуха в бассейне р. Туапсе), то возрастает до 120 м и более (по ручью Третьеротскому в бассейне р. Пшенахо); в последнем случае обычно наблюдается несколько слоев глинистых туфогенных конгломератов, залегающих один над другим и разделенных туфами и аргиллитами. В одном из таких разрезов масловского горизонта — по ручью Алтубинальскому (правому притоку р. Пшиш) самые верхние слои туфогенных конгломератов залегают на подстилающих их аргиллитах с угловым несогласием. Слои эти впервые описаны Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком (1958, 1959) под названием «алтубинальской толщи»;

¹ Белемниты определены В. А. Густомесовым.

в настоящей работе будут упоминаться под названием алтубинальских слоев.

Хорошие обнажения масловского горизонта, помимо описанного выше, наблюдались нами по ручью Котловинскому (левому притоку р. Сеже), ручью Алтубинальскому, р. Кушико, в верховьях р. Малый Пшиш, по ручью Скакухе (левому притоку р. Туапсе), по правым притокам р. Пшенахо (ручьём Третьеротскому и Лысогорскому), в истоках р. Большая Наужи, по левым притокам р. Хахопсе. В двух последних разрезах наряду с туфогенными породами кислого состава появляются прослои туффигов и туфов основного состава. В самых восточных выходах свиты горы Индюк — в верховьях р. Бзыч — этих пород становится еще больше, и масловскому горизонту соответствует 100-метровое переслаивание туффигов и туфов основного состава с аргиллитами. В верховьях рек Кушико, Малый Пшиш и по ручью Алтубинальскому в основании масловского горизонта залегает пачка флишевого переслаивания алевролитов и аргиллитов.

Подобно сурскому горизонту нижней подсвиты масловский горизонт туфогенно-осадочных пород несколько уменьшается в мощности и замещается аргиллитами вблизи юго-западной границы Гойтхско-Ачишхинской зоны (на южном склоне Главного хребта); состав глинистых туфогенных конгломератов заметно меняется. В верхнем течении ручья Кокай (правого притока р. Пшияхо) над туфами нижней подсвиты, выступающими в ядре антиклинальной складки, обнажается следующий разрез масловского горизонта (вниз по ручью, стратиграфически снизу вверх):

1. Мелкообломочные туфы и туффигов кислого состава, слонистые. Вверх по разрезу повышается примесь глинистого материала, появляется тонкая слоистость, отмеченная прослойками растительного детрита. Мощность 9 м.

2. Глинистые туфогенные конгломераты. Аргиллитовая основная масса включает полуокатанные и угловатые обломки аргиллита, переотложенные в виде гальки конкреции сидерита, а также кристаллокластический туфогенный материал кислого состава: листочки биотита, зерна кварца, полевого шпата и граната. Мощность около 30 м.

3. Туфогенные песчаники слонистые, крупно- и среднезернистые. В крупнозернистых разностях — включения гравия и мелкой гальки аргиллитов, располагающиеся по слоистости. Мощность 10 м.

4. Глинистые конгломераты, сходные с конгломератами слоя 2-го. Среди включений встречены полуокатанные обломки туфогенных песчаников, близких по составу к песчаникам слоя 3-го. Мощность 15 м.

5. Аргиллиты с редкими прослоями сидеритов.

Общая мощность масловского горизонта в описанном выше разрезе (слои 2—5-й) равна приблизительно 65 м.

Состав остальных отложений верхней подсвиты, залегающих выше масловского горизонта, существенно различается в северной и южной частях Гойтхско-Ачишхинской зоны.

В северной части зоны (главным образом в бассейнах рек Пшиш и Пшенахо) над масловским горизонтом лежат аргиллиты с прослоями песчаников (в том числе туфогенных, мощностью 10—30 см), тонкослоистой килоподобной породы светлого пепельно-серого цвета (мощностью 15—50 см, иногда — до 1,5—4 м), алевролитов (мощностью 5—20 см), а также сидеритов (мощностью 3—10 см). В туфогенных песчаниках содержится примесь перемятого пирокластического материала, характерного для свиты горы Индюк: листочков биотита, зерен полевого шпата, кварца, граната; в слоистых разностях содержится растительный детритус. В большинстве прослоев песчаника наблюдаются градационные текстуры, а в основании их — выпуклые гиероглифы. Отложения эти общей мощностью около 700 м широко развиты на крыльях Пшишской синклинали, обнажаясь по многочисленным ручьям в

верховьях р. Малый Пшиш, по правым и левым притокам р. Пшиш (по ручьям Ханжанскому, Соляной Щели и другим), в береговых обрывах р. Пшиш (у станции Пшиш, и близ устья р. Гунайки), а также в выемке шоссе Майкоп—Туапсе в районе Гойтхского перевала и по ручью Скакуха (левому притоку р. Туапсе). На ручье Скакуха среди аргиллитов верхней подсвиты встречены известняковые конкреции-септарии.

В более южной полосе выходов, приуроченной к северо-восточному крылу Пшенахской синклинали, — по ручью Маслова, по правым притокам р. Пшенахо (ручьям Анастасиевскому, Двубратскому, Третьеротскому, Лысогорскому и другим) — среди аргиллитов верхней подсвиты становится меньше прослоев туфогенных песчаников, в низах разреза появляются прослои своеобразных гравелитов с дресвой мусковитовых гранитов (мощностью 3—15 см), а также мощные пачки слоистых аргиллитов с многочисленными тонкими (1—3 см) прослоями глинистых алевролитов и сидеритов. В восточной части этой полосы выходов — в верховьях рек Малая Наужи, Большая Наужи и Макарова балка — встречены также слои мелкообломочных туффитов основного состава, кремнистых пород и криноидных известняковых песчаников. В нескольких пунктах (по ручьям Семашкинскому, Маслова, Ханжанскому, на реках Гунайка и Малая Наужи) наблюдались слои глинистых конгломератов мощностью до 15 м. В районе устья р. Гунайки — у северо-восточной границы Гойтхско-Ачишхинской зоны — среди аргиллитов верхней подсвиты залегает горизонт шаровых лав (порфиритов) мощностью около 25 м.

В южной части Гойтхско-Ачишхинской зоны (главным образом в бассейне р. Пшияхо) состав отложений верхней подсвиты заметно меняется: появляются горизонты и линзы туфов липарито-дацитового состава, самый значительный из которых шокушский горизонт мощностью около 80 м. Ввиду сложности тектонической структуры стратиграфический разрез верхней подсвиты удалось установить лишь приближенно. Ниже дано краткое описание этого разреза для бассейна р. Пшияхо (снизу вверх):

1. Аргиллиты с прослоями крупно- и среднезернистых песчаников (мощностью до 10 см), реже алевролитов; в некоторых разностях песчаника много биотита. Встречено несколько прослоев килоподобной породы и тонкообломочного туфа кислого состава (мощностью до 0,5 м). Общая мощность — около 100 м. По р. Пшияхо породы слоя 1-го обнажены на ее правом берегу у западной окраины сел. Георгиевское.

2. Аргиллиты с редкими прослоями и конкрециями сидеритов; в верхах — включения известняковых конкреций размером до 0,5 м. Мощность — около 200 м. Обнажены по небольшому правому притоку р. Пшияхо, впадающему в нее в пределах сел. Георгиевское, а также в расположенных западнее обнажениях на левом берегу р. Туапсе в 1 км выше устья р. Пшияхо, где в аргиллитах найдены аммониты, характерные для верхнего аалена (см. ниже).

3. Флишоидное переслаивание песчаников (мощностью 3—40 см) и аргиллитов (см. рис. 51). В составе песчаников преобладает органогенно-обломочный известковый материал. Мощность 30 м. Перекрывается пластом туфов липарито-дацитового состава (мощностью 2—8 м) и вышележащими слоистыми туффитами и туфогенными песчаниками (мощностью 20 м). Общая мощность флишоидного переслаивания и вулканогенных пород — около 60 м. Отложения эти перекрывают породы слоя 2-го в 0,7 км к северу от сел. Георгиевского (где ими сложен невысокий гребень) и прослеживаются отсюда на юго-восток, вскрываясь в выемке автомобильной дороги у устья р. Пшенахо и далее в обнажениях правого склона долины р. Пшияхо на протяжении 2 км — до ручья Казачьего, который пересекает выходы пород слоя 3-го близ своего устья.

4. Аргиллиты черные с прослоями сидеритов (мощностью 5—10 см), песчаников (в том числе туфогенных, мощностью до 10—30 см и более), тонкослоистых алевролитов, а также с редкими конкрециями — септариями пелитоморфного известняка. Встречено несколько прослоев килоподобной породы мощностью до 1 м. Общая мощность отложений — около 300 м. Аргиллиты протягиваются широкой полосой вдоль правобережья р. Пшияхо, обнажаясь, в частности, на юго-западном склоне р. Шокуш и в нижнем течении ручья Кокай. На р. Пшияхо в пределах аула Малый Псеушо и восточ-

нее — в скалистых выходах над долиной ручья Хокужук — среди аргиллитов слоя 4-го выступают пласты мелкообломочных туфов основного состава мощностью 5—15 м. На правом склоне долины ручья Хокужук обнажается также 6-метровый горизонт глинистых конгломератов с включениями обломков, гальки и валунов вулканогенных пород, характерных для более глубоких горизонтов свиты горы Индюк.

5. Шокушский горизонт туфов липарито-дацитового состава. Горизонт назван по вершине горы Шокуш, которая сложена слоистыми крупнообломочными туфами мощностью около 80 м. В верхней части горизонта туфы включают обломки гранито-гнейсов, эффузивных пород и аргиллитов. В западном направлении туфы шокушского горизонта прослеживаются в бассейн ручья Казачьего, где обнажаются в виде нескольких полос в среднем течении ручья Казачьего, по его правому притоку ручью Дальнему, а также слагают скалистые обрывы в пределах разделяющего их водораздела. К юго-востоку от горы Шокуш туфы развиты в верхней части залесенного правого склона долины р. Пшияхо над аулом Малый Псеушхо, где они вскрываются лишь небольшими промоинами.

6. Аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Мощность 50 м.

Общая мощность отложений верхней подсвиты свиты горы Индюк в описанном выше разрезе равна приблизительно 800 м.

К западу от ручья Казачьего шокушский горизонт туфов, по-видимому, выклинивается, и в обнажениях верхней подсвиты в бассейне ручья Спорного (правого притока р. Туапсе), вдоль шоссе Майкоп—Туапсе (близ станции Кривенковской), а также в районе станции Индюк мощность туфов не превышает нескольких метров, а форма залегания их чаще всего бывает линзовидной. По правому притоку ручья Спорного наряду с туфами обнажаются глинистые конгломераты, сходные с описанными выше конгломератами ручья Хокужук.

К юго-востоку от бассейна р. Пшияхо отложения верхней подсвиты, по-видимому, развиты в верховьях р. Псеуапсе и ее левого притока — р. Хаджико, где в узкой полосе, примыкающей к Бекишейскому надвигу, Г. И. Барановым обнаружены выходы аргиллитов с горизонтами вулканогенных образований.

Особо должен быть охарактеризован разрез отложений верхней подсвиты для крайней северо-западной части Гойтхско-Ачишхинской зоны (для бассейна р. Псекулс), где они выступают на поверхность в пределах Садовой и Афанасьевской антиклиналей. Верхняя подсвита может быть подразделена здесь на две пачки: пачку I (нижнюю) — существенно аргиллитовую и сравнительно маломощную пачку II, залегающую в верхах разреза и представленную флишоидным переслаиванием аргиллитов и песчаников. Значительная тектоническая нарушенность отложений позволяет установить строение этих пачек лишь приближенно.

Пачка I характеризуется следующим разрезом (снизу вверх):

1. Аргиллиты черные с прослоями сидеритов (мощность 2—10 см), реже тонкослоистых известковистых алевролитов (мощность 2—3 см). Встречен один слой тонко- и мелкообломочных туфов кислого состава мощностью 3,5 м. Видимая мощность около 100 м.

2. Аргиллиты черные с многочисленными прослоями алевролитов (мощностью 25—40 см), следующими через интервалы 8—15 м; редкие прослои сидерита. В алевролитах наблюдаются градационные текстуры, в подошве прослов — выпуклые гиероглифы, в слоистых разностях — растительный детрит. Мощность около 70 м.

3. Аргиллиты черные с прослоями сидеритов (мощностью 2—4 см, иногда 15—20 см), реже — алевролитов (мощностью 5—30 см), а также с конкрециями сидерита размером до 20 см. Встречено два слоя тонко- и мелкообломочных туфов кислого состава мощностью 2,5 и 3,5 м. Общая мощность — около 200 м.

4. Переслаивание аргиллитов (мощностью 80—150 см и более), крупно- и среднезернистых песчаников (мощностью 5—25 см), алевролитов (мощностью 15—30 см), реже — сидеритов (мощностью до 5 см). Встречен один слой мелкообломочных туфов и туффитов кислого состава мощностью 2 м. Общая мощность около 50 м.

5. Аргиллиты черные с прослоями сидеритов (мощностью до 5 см), реже — алевролитов (мощностью 10—20 см), а также с известняковыми конкрециями — септариями размером 5—30 см. Мощность около 150 м.

Общая видимая мощность пачки I достигает 550 м.

Отложения слоя 1-го выступают в ядре Садовой антиклинали, обнажаясь по р. Псекупс в 0,6—1,5 км выше сел. Садовое. На крыльях антиклинали соответственно вверх по течению реки (на протяжении 2 км), а также вниз по течению (на протяжении 1,5 км, в пределах сел. Садовое) вскрываются отложения слоев 2-го и 3-го. Слои 4-й и 5-й обнажены лишь на северном крыле — в северной части сел. Садовое и ниже по течению р. Псекупс. Отложения пачки I обнажаются, кроме того, в верховьях р. Псекупс (в 0,5—2,5 км выше хутора Мелконов), а также в бассейне ее правого притока р. Ватепси: по р. Крайняя Щель и др.

Разрез пачки II наиболее полно обнажен в пределах Афанасьевской антиклинали, где имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Флишoidное переслаивание аргиллитов и песчаников, реже — алевролитов. Мощность песчаников 10—60 см, иногда — до 1—2 м; в них наблюдается градационная текстура: крупнозернистый песчаник, залегающий в основании прослоя, выше постепенно сменяется средне- и мелкозернистым. Песчаники полимиктовые, с высоким содержанием биотита. Встречен один слой мелко- и тонкообломочных туфов кислого состава, мощность 4 м. Общая мощность 100 м.

2. Аргиллиты черные с прослоями тонкослоистых алевролитов (мощностью 10—25 см), сидеритов (мощностью 3—5 см), реже — песчаников. Мощность около 50 м.

3. Флишoidное переслаивание, сходное с переслаиванием слоя 1-го, но аргиллитов больше, среди песчаников много мелкозернистых тонкослоистых разностей. Встречены редкие прослои сидерита. Мощность около 80 м.

4. Аргиллиты черные с прослоями сидеритов (мощностью 5—10 см) и тонкослоистых алевролитов (мощностью 10—15 см), реже — песчаников. Мощность около 60 м.

Выше наблюдается постепенный переход к отложениям пшишской свиты.

Общая мощность пачки II около 300 м. Отложения этой пачки выступают в ядре Афанасьевской антиклинали, обнажаясь на р. Псекупс. Выходы их начинаются в 0,2 км выше устья правого притока — р. Сосновая Щель и следуют вверх по р. Псекупс на протяжении 3,5 км: в 0,8 км ниже места впадения р. Ватепси пачка II погружается под отложения вышележащей пшишской свиты. Неполный разрез пачки II вскрыт также на северном крыле Садовой антиклинали. Отложения верхней подсвиты (пачки I и II), описанные по р. Псекупс, обнаруживают сходство лишь с отложениями этой подсвиты, развитыми в бассейне р. Пшиш (особенно в районе станции Пшиш).

Возраст свиты горы Индюк определяется находками аммонитов и фораминифер в отложениях верхней ее подсвиты; нижняя подсвита, представленная преимущественно вулканогенными образованиями, фаунистически не охарактеризована. В низах верхней подсвиты на ручье Алтубинальском (правом притоке р. Пшиш) обнаружены: *Lenticulina scalpta* (Franke), *L. septae* Hoff. in litt., *L. polygonata* (Franke), *L. varians* (Born.), *L. subalatifformis* (Dain), *L. crepidula* (Ficht. et Moll.), *L. aff. bronni* (Roemer), *L. ex gr. costata* (Ficht. et Moll.). Этот комплекс фораминифер характерен для ааленского яруса, особенно — для нижнего аалена. Выше по разрезу — в алтубинальских слоях собраны *Lenticulina inaequistriata* (Terq.), *L. excavata* (Terq.), *L. cf. quenstedti* (Gumb.), *L. bykovae* Hoff. in litt., *L. acutiauricularis* (Ficht. et Moll.), *Spiroptalmidium clarum* Ant. В залегающих над ними аргиллитах на ручье Алтубинальском найдены *Lenticulina quenstedti* (Gumb.), *Spiroptalmidium clarum* Ant., *Sp. infraooliticum* Ant. Все эти формы указывают на позднеааленский возраст слоев. На левом берегу р. Туапсе близ станции Кривенковской в аргиллитах верхней подсвиты, соответствующих слою 2-му, в приведенном выше стратиграфическом разрезе для района р. Пшияхо, нами найдены аммониты¹: *Ludwigia attracta* Buckman, *L. cf. flexilis* Buckman, *L. cf. agria* Buckman, *L. umbilicata* Buckman, *L. bradfordensis* Buckman. В этой же части разреза на территории сел.

¹ Аммониты определены Е. С. Станкевич и Г. Я. Крымгольцем.

Георгиевское (в балке Суббота) Д. И. Выдриным и А. И. Дьяконовым ранее были собраны: *Ludwigia cf. impolita* Buckman, *L. patula* Buckman, *Leioceras costosum* Quenst., *L. acutum* Quenst. Перечисленные формы характерны для нижних и главным образом средних зон верхнего аалена.

На р. Псекупс в районе сел. Садовое в аргиллитах верхней подсвиты (в пачке I) обнаружены фораминиферы: *Lenticulina quenstedti* (Gumb.), *L. inaequistriata* (Terq.), *L. acutiauricularis* (Ficht. et Moll.), *L. bicostata* (Deecke), *L. cardiformis* (Terq.), *L. acutiangulata* (Terq.), *L. jurassica* Hoff., *L. rotulata* Lam., *L. bicostataeformis* Kas., *L. pygmaea* Schw., *Spirophtalmidium clarum* Ant., *Praelamarckina humilis* Kapt.—Tscher., *Falsopalmula deslongschampsii* Terq., *F. jurassica* (Kub. et Zw.) var. *caucasica* Hoff., указывающие, по заключению определявшей их Е. А. Гофман, на верхнеааленский возраст вмещающих отложений.

Таким образом, свита горы Индюк соответствует в основном верхнему аалену, его нижним и средним зонам (отложения самых верхов аалена входят в состав вышележащей шишской свиты). Учитывая характер микрофауны низов разреза свиты горы Индюк на ручье Алтубинальском, можно предположить, что нижняя подсвита сформировалась еще в нижнем аалене, однако до получения более полных данных граница нижнего и верхнего аалена условно проводится нами по подошве свиты горы Индюк.

Шишская свита

Шишская свита (названа по р. Шиш) представлена черными аргиллитами с многочисленными прослоями алевролитов и сидеритов мощностью от долей сантиметра до 2—3 см, а также редкими линзочками мелкозернистого песчаника. Чередуются пачки частого переслаивания, в которых прослой следуют с интервалом 10—20 см, и более редкого переслаивания (с интервалом 30—100 см); в одних частях разреза преобладают алевролитовые прослои, в других — сидеритовые. Изредка встречаются известняковые конкреции — септарии. Общая мощность свиты — около 600—700 м.

Шишская свита залегает на отложениях свиты горы Индюк согласно и связана с ними постепенным переходом, однако вулканогенные образования в ее составе отсутствуют. Нечеткость границы между свитами, несомненно, представляет неудобство, что справедливо отметили К. О. Ростовцев и Г. П. Корнев (1963), но в рассматриваемой части стратиграфического разреза нет более резких литологических границ, так же как нет и регионально выдержанных поверхностей несогласия. Предложение упомянутых исследователей включить в шишскую свиту значительную часть подстилающих ее отложений свиты горы Индюк нельзя признать удачным: «базальные конгломераты», которые К. О. Ростовцев и Г. П. Корнев пытаются проследить в подошве шишской свиты, и которые, по мысли этих исследователей, должны фиксировать предверхнеааленский перерыв, представляют собой специфические глинистые конгломераты подводно-оползневого происхождения, широко развитые в свите горы Индюк (Ломизе, 1966а) и залегающие в виде линз и слоев на разных стратиграфических уровнях.

Слагая ядро Шишской синклинали, отложения шишской свиты вскрываются на берегах р. Шиш в ее верхнем течении. Одним из лучших является обнажение на правом берегу в 0,8 км ниже по течению от сел. Гойтх, где в аргиллитах обнаружены фораминиферы: *Lenticulina*

acuminata (Terq.), *L. poligonata* (Franke) var. *nova*, *L. sp. nova*, *Darbiella* ex gr. *constricta* Kapt.—Tscheg. Вдоль р. Псекупс шишская свита обнажается на протяжении 1,8 км в районе устья р. Ватепси (в пределах Ватепсинской синклинали), а также в районе устья р. Сосновая Щель и сел. Афанасьевский Постик (в пределах Кочкановской синклинали). Здесь в отложениях свиты собраны фораминиферы, представленные теми же формами, что и на р. Шиш, а также несколькими экземплярами *Lenticulina insignis* Kapt.—Tscheg. Крайние северо-западные выходы среднеюрских отложений, принадлежащих, вероятнее всего, шишской свите, известны на р. Кобзе (в районе сел. Хребтовое) и ее правом притоке — р. Фанагорийская Щель, а также на р. Шебш в 2—3,5 км ниже по течению от сел. Тхамеха.

В южной части Гойтхско-Ачишхинской зоны в низах шишской свиты появляется пачка флишоидного переслаивания песчаников и аргиллитов мощностью до 100 м, описанная впервые О. С. Вяловым (1934) под названием «горизонта Кокай». Характерной особенностью песчаников является обилие в них мусковита и растительного детрита. Горизонт Кокай развит в пределах междуречья рек Пшенано и Шишхо: слагает гребень хребта Бзеульс, пересекает долину ручья Набетхакуски (правого притока ручья Кокай) и прослеживается далее на северо-запад к верховьям ручья Казачьего и сел. Анастасиевка. Протяженность полосы выходов горизонта Кокай — около 9 км; ни восточнее ни западнее она не продолжается.

Не исключено, что в более восточных районах горизонту Кокай соответствует бзычская толща флишоидного переслаивания песчаников и глинистых сланцев, описанная нами в верховьях р. Бзыч. По своему составу и строению толща обнаруживает сходство с горизонтом Кокай, но мощность ее сравнительно велика, достигая 300—400 м. Выходы бзычской толщи прослеживаются вдоль юго-западного края Гойтхско-Ачишхинской зоны от верховьев р. Сочи, через хребет Амуко, вдоль правобережья р. Бзыч; пересекают долину р. Шахе ниже Бабук-аула и тянутся далее к верховьям рек Ажу и Пезуапсе. Бзычская толща не охарактеризована руководящей фауной; ее возраст и стратиграфическое положение остаются неясными.

Комплекс микрофауны из отложений шишской свиты характерен для верхнего аалена. Поскольку нижние и средние зоны верхнего аалена представлены нижележащей свитой горы Индюк, можно полагать, что шишская свита включает лишь его верхи. Возможно, формирование свиты завершилось в байосском веке: на р. Шиш К. О. Ростовцевым и Г. П. Корневым (1963) обнаружены *Posidonia buchi* Roem. и аммонит, который определен как *Partschiceras viator* Orb.

Шишская свита соответствует самым верхам серии Гойтх. Отложения байоса (бата?) и верхней юры перекрывают серию Гойтх с угловым несогласием.

* * *

Как следует из приведенных выше описаний, стратиграфическое изучение серии Гойтх показало, что вулканические образования встречаются в разных ее частях: в чаталтапинской свите, в макаровской свите и в свите горы Индюк. Таким образом, в Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоне вулканизм проявлялся с перерывами почти на всем протяжении аалена. Удалось выявить фациальные изменения вулканогенно-осадочных толщ, позволяющие наметить положение некоторых вулканических центров и направление переноса пирокластического материала.

Вулканогенные образования чаталтапинской свиты

Ааленский вулканизм начался излияниями лав основного состава, которые сопровождались выбросами больших количеств пирокластического материала, а также внедрением мелких интрузивных тел субвулканической фации. В подводных условиях формировались вулкано-

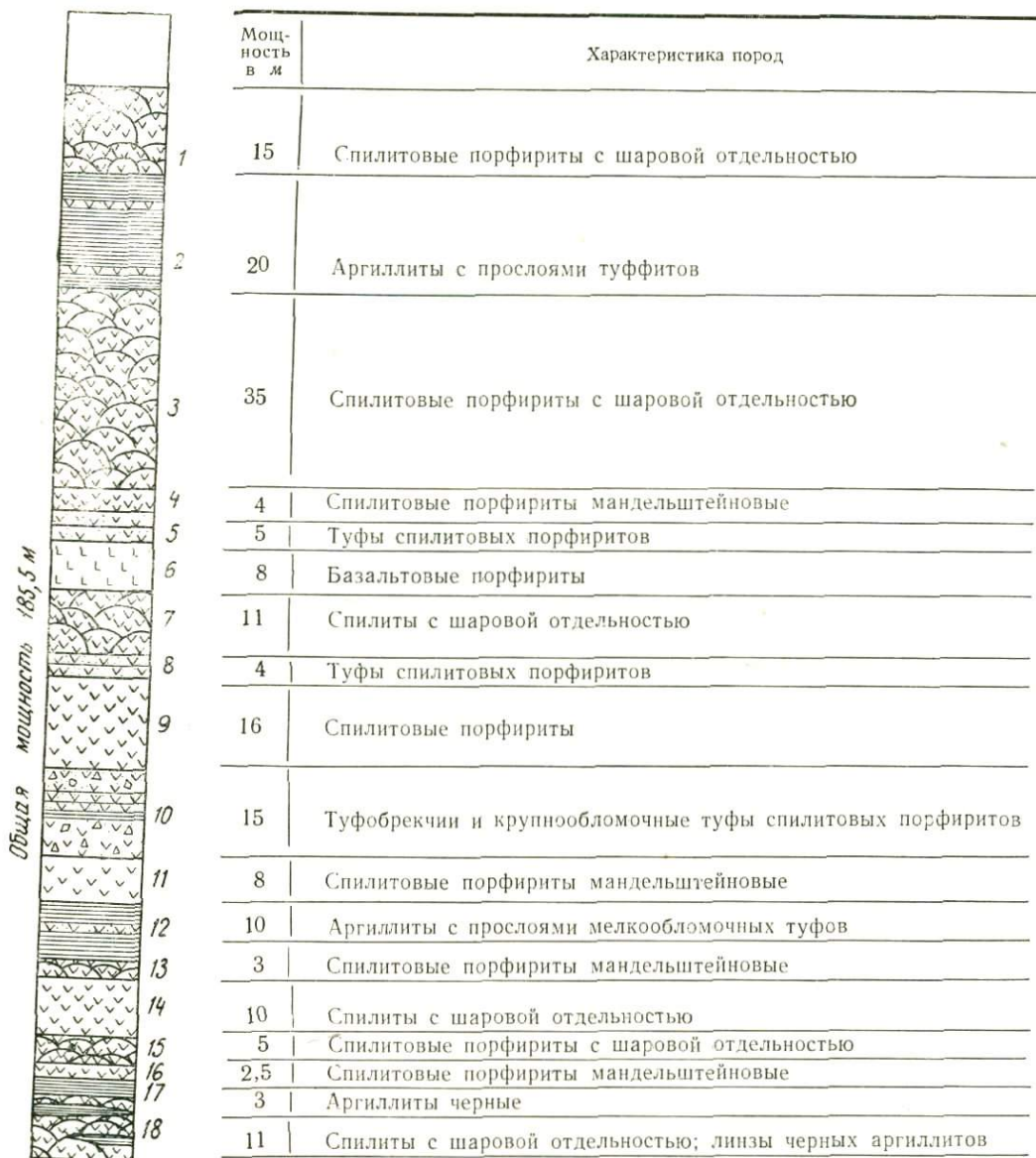


Рис. 8. Стрoение одного из вулканогенных горизонтов чаталтапинской свиты. Гора Малая Чура

генные горизонты чаталтапинской свиты, сложенные спилитовыми порфиритами, спилитами, реже — базальтовыми порфиритами (затронутыми альбитизацией лишь в незначительной степени), а также туфобрекчиями, туфами и туффитами соответствующего состава; вулканические породы переслаиваются с осадочными (рис. 8). Вулканогенные горизон-

ты обнажены наиболее полно в бассейне р. Пшехи (по рекам Хахосе, Нижний Тугупс, Верхний Тугупс), по правобережью р. Шахе (по ручьям Дубинскому, Санаторке), в районе горы Малая Чура и на хребте Ачишко (см. рис. 4).

Эффузивная и пирокластическая фации

Среди эффузивных образований чаталтапинской свиты преобладают спилитовые порфириты и спилиты, в том числе pillow-лавы с характерным для излившихся пород строением. В отличие от правильной сферической верхней поверхности подушек нижняя их поверхность бывает неровной и представляет собой слепок с подстилающих шаров лавы, застывших ранее. В pillow-лавах чаталтапинской свиты эта широко известная особенность выражена обычно весьма отчетливо и учитывалась нами при распознавании подошвы и кровли вулканических горизонтов.

Преобладающий размер подушек — от 0,5 до 2 м; некоторые из них имеют форму удлиненных валиков, состоящих из нескольких вздутых, разделенных пережимами. Подушки плотно прилегают одна к другой, промежутки между ними (особенно «углы» в местах соприкосновения нескольких подушек) заполнены аргиллитом или, чаще, хлоритово-кремнистой породой; в центре крупных промежутков иногда сохраняется пустота, стенки которой покрыты друзами кварца. В обнажении шаровых лав на ручье Аутльском (бассейн р. Верхний Тугупс) между шарами обнаружен вариолит, состоящий из преимущественно альбитовых вариолей, погруженных в крипнокристаллическую массу хлорита с распыленным в ней рудным веществом и выделениями кварца неправильной формы.

Бугристая корка подушек нередко обнаруживает правильную трещиноватость, распадаясь на многоугольники (шести- и пятиугольники) диаметром 3—5 см (рис. 9); трещины залечены породой, вполне сходной по составу со спилитовым порфиритом периферических частей подушки. Интересно отметить, что подобная же полигональная трещиноватость поверхности подушек наблюдалась нами также и в pillow-лавах свиты горы Индюк (в районе устья р. Гунайки); образование ее, вероятно, связано с быстрым охлаждением и сжатием корки подушек при соприкосновении с морской водой, при сравнительно медленном охлаждении их центральных частей.

Об этом же говорит различие в строении породы: корка подушек, как правило, образована вариолитом, в то время как в более глубоких участках структура спилитовая, реже — интерсертальная. Вариолит сложен сноповидными пучками изогнутых волокон альбита, между которыми различимы игольчатые выделения цветного минерала, — по видимому, пироксена (рис. 10). Встречаются мелкие (до 0,5 мм) таблитчатые вкрапленники плагиоклаза, замещенные альбитом и хлоритом, однако сохраняющие реликты зонального строения. На участках спилитовой структуры (в центре подушек) порода сложена беспорядочно ориентированными длинными (0,4—1 мм) тонкими микролитами альбита, нередко расположенными радиально (рис. 11). Промежутки заполнены мелкими зернами пироксена, а также хлоритом, тонко распыленным рудным минералом или лейкоксеном. В одном из образцов из шаровых лав ручья Санаторка встречены включенные в спилит небольшие (2—3 мм) угловатые обломки среднезернистой офитовой породы, состоящей из альбита и моноклинного пироксена; обломки могут рассматри-



Рис. 9. Полигональная сетка на поверхности подушки из pillow-лав чаталтапинской свиты. Руч. Аутльский



Рис. 10. Вариолит из закаленной корки «подушки». Pillow-лавы чаталтапинской свиты, руч. Санаторка. Увелич. 60X, без анализатора

ваться, по-видимому, как «микросенолиты» альбитового диабаз, захваченные лавой при выходе на поверхность.

Вариолитовая корка подушек содержит лишь мелкие (до 1 мм) шаровидные миндалины хлорита (иногда с оторочкой сфена), однако непосредственно под ней или несколько глубже наблюдаются крупные миндалины хлорита и кальцита, а также пустоты, вытянутые парал-

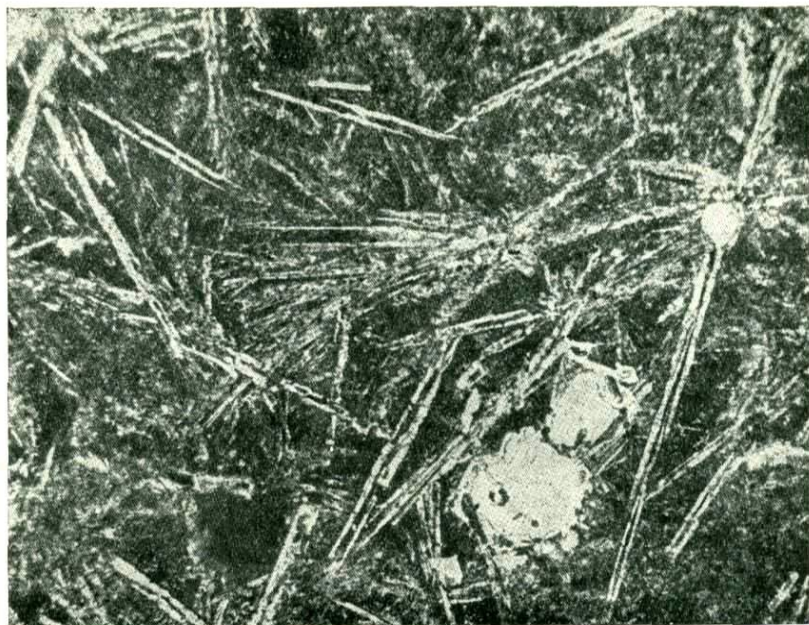


Рис. 11. Спилит из центральной части «подушки». Pillow-лавы чаталтапинской свиты, руч. Санаторка. Увелич. 60×, без анализатора

лельно поверхности шара на 10 см и более и заполненные крупнозернистым агрегатом кальцита, халцедоном и хлоритом.

Лишенные шаровой отдельности спилитовые порфириды и изредка встречающиеся базальтовые порфириды представляют собой мандельштейновые породы порфировой структуры с микролитовой основной массой; темно-зеленая окраска местами сменяется темно-фиолетовой. Наиболее распространены порфириды с гиалопилитовой основной массой: беспорядочно ориентированные тонкие короткие микролиты плагиоклаза погружены в стекловатый мезостазис, продуктами девитрификации которого являются тонкочешуйчатый хлорит и, иногда, труднодиагностируемое (скорее всего полевошпатовое) криптокристаллическое вещество. Мельчайшие зерна рудного минерала равномерно распылены или концентрируются у поверхности микролитов. Сравнительно редко основная масса сложена более широкими, в том числе таблитчатыми, микролитами. В порфиридах ручья Лесного (бассейн р. Нижний Тугунс) установлена интересервальная структура, переходящая близ кровли левого потока в гиалопилитовую, а в его основании — в офитовую. В последнем случае между лейстами альбита наряду с хлоритом появляется моноклинный пироксен.

Вкрапленники представлены редкими, но крупными лейстами альбитизированного плагиоклаза, а также более многочисленными мелки-

ми кристаллами моноклинного пироксена правильной призматической формы. Альбитизация плагиоклаза нередко имеет шахматный характер и сопровождается новообразованием хлорита и карбонатов; в базальтовых порфиритах сохраняются реликты первичного плагиоклаза, отвечающего по составу андезину—лабрадору. Пироксен интенсивно замещается хлоритом и карбонатом и в ряде случаев узнается лишь по характерным очертаниям. Нередко вкрапленники пироксена отсутствуют. В некоторых спилитовых порфиритах встречается кварц, образующий мелкие оплавленные зерна, а в случае интерсертальной структуры — заполняющий интерстиции наряду с хлоритом, рудным минералом и лейкоксомом.

В заполнении многочисленных миндалин участвуют хлорит, карбонат, кварц, реже — цеолиты и рудный минерал. По ручьям Макарова Балка, Лесному и в бассейне р. Верхний Тугупс среди спилитовых порфиритов наблюдались также прожилки «сургучной» яшмовидной породы, состоящей из мельчайших зерен кварца и гематита, переходящих местами в сплошную криптокристаллическую массу красновато-бурого цвета. Порода эта во многом сходна с «яшмовидными кварцево-гематитовыми породами», описанными Н. М. Чернышевым (1961) в вулканогенных толщах байоса на Малом Кавказе.

Туфобрекчии и крупнообломочные туфы чаталтапинской свиты состоят из угловатых обломков порфиритов, сходных с вышеописанными. Крупные обломки (размером 10—20 см) иногда оплавлены, покрыты красновато-бурой коркой окислов и отчетливо выделяются на темно-зеленом фоне породы. Преобладают пузыристые лавы (превращенные в мандельштейны), в которых наряду с микролитовыми широко распространены аповитрофировые структуры. В основной массе нередко встречается значительная примесь рудного минерала, образующего, в частности, сегрегации вокруг мелких миндалин. Цемента немного, состав его — хлоритово-карбонатный, иногда хлоритовый. По рекам Хахопсе и Нижний Тугупс в некоторых туфобрекчиях чаталтапинской свиты встречены обломки альбитовых (натровых) кератофиров, представляющих собой породу светло-зеленого цвета с микрозернистой основной массой и вкрапленниками альбита.

Среди средне- и мелкообломочных туфов преобладают витрокристаллокластические разновидности, сложенные обломками плагиоклаза, реже — пироксена, стекла, а также пузыристой стекловатой или микролитовой основной массы порфиритов. Этот же материал является существенной составной частью глинистых туффитов и тонкослоистых кремнистых туффитов.

Данные о химизме пород чаталтапинской свиты приведены в табл. 3 и на диаграмме (рис. 12,А). Рой векторов на диаграмме размещается между вариационной линией пород нормального известково-щелочного ряда, по С. Р. Нокколду (Nockolds, 1954), и проекцией среднего состава спилитов, по Н. Сундиусу (Sundius, 1930). Преобладают спилитовые порфириды, в которых содержание CaO ниже, а Na_2O заметно выше, чем в среднем базальте или андезите, однако не достигает величин, характерных для типичного спилита, что отражает более низкую степень альбитизации. Крайними членами ряда являются сравнительно редко встречающиеся базальтовые порфириды (обр. 820/20) и породы, близкие к спилитам, в частности — к описанным В. А. Заварицким (1946) спилитам Урала. Особенность всех пород чаталтапинской свиты — заметно пониженное содержание K_2O по сравнению не только с известково-щелочными базальтами и андезитами, но и со спилитами; понижено также содержание TiO_2 .

Количество V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Sr, Zr и Ba в вулканических породах чаталтапинской свиты (рис. 13, А) весьма близко к среднему содержанию этих элементов в основных породах (по А. П. Виноградову, 1962); свинец, несмотря на значительное кларковое содержание (0,0008%), в большинстве образцов не установлен. В двух образцах спилитовых порфиритов встречен скандий (0,0006—0,001 и 0,001—0,003%).

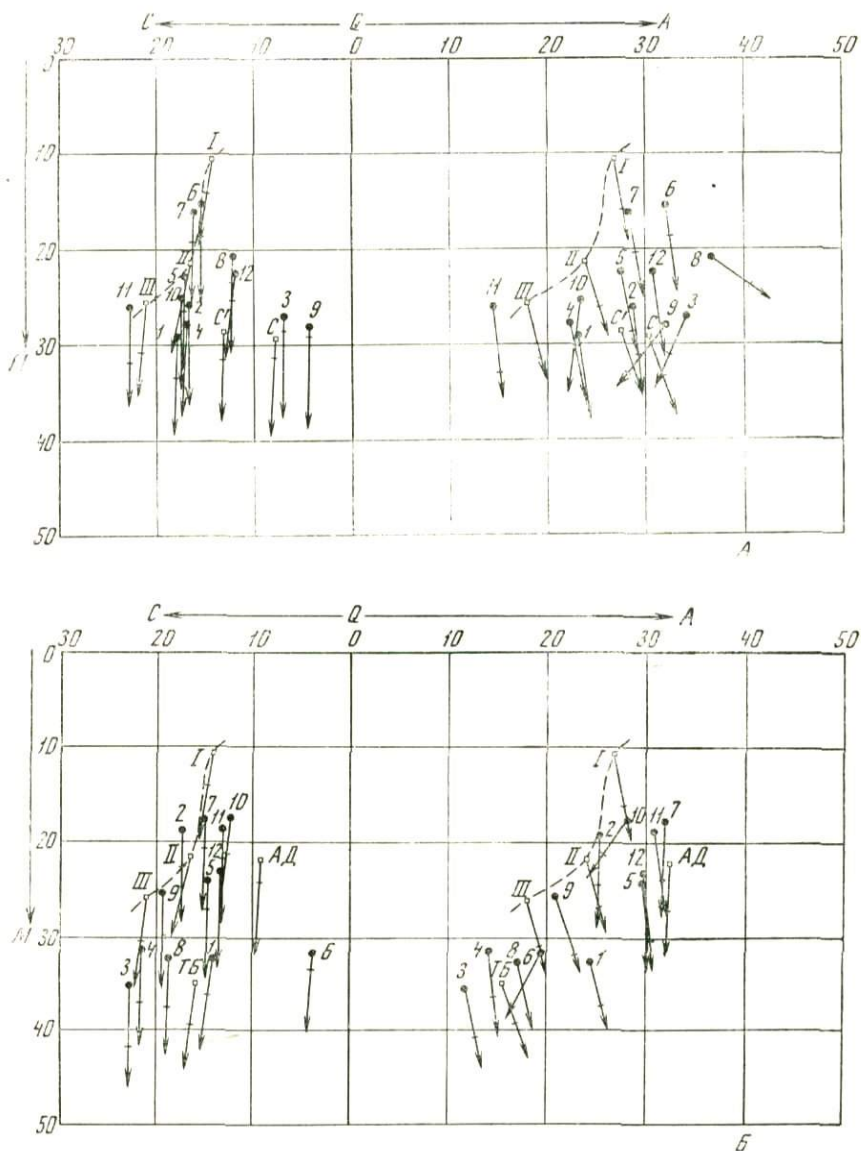


Рис. 12. Диаграммы химического состава вулканических пород чаталтапинской свиты нижнего аалена (А) и приуроченных к ней пород субвулканической фации (Б)

1—12 на диаграмме А и 1—12 на диаграмме Б — порядковые номера образцов пород в таблицах соответственно 3 и 5; I—II—III — вариационная линия пород нормального известково-щелочного ряда, где I, II, III — средние составы дацита, андезита и базальта по Нокколдсу (S. Nockolds, 1954); С — средний состав спилита по Сундиусу (N. Sundius, 1930); С' — средний состав спилитов района Блявы на Урале, по В. А. Заварцкому (1946); А, Д — альбитовый диабаз штата Орегон по Дж. Гиллоли; Б — средний состав толентовых базальтов и долеритов по Нокколдсу

Химический состав вулканических пород чаталтапинской свиты (нижний аален)*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	129/10	49,92	1,02	17,78	0,85	8,58	0,11	6,73	9,02	4,15	0,17	2,08	0,14	—	100,55	0,37	2,69
2	806/1	46,20	0,55	17,33	0,61	6,04	0,77	6,30	8,69	4,85	0,12	9,11	0,12	—	100,69	0,43	5,35
3	3108	52,46	0,85	19,72	0,89	6,58	0,05	6,21	2,30	6,16	0,20	4,79	0,29	—	100,50	0,33	1,46
4	102	50,77	0,57	16,77	4,00	3,25	0,20	8,09	8,39	3,63	0,69	4,20	0,07	—	100,63	0,71	2,60
5	114/14	49,50	0,42	17,76	1,55	3,63	0,12	6,19	7,75	4,69	0,20	8,35	0,07	—	100,23	0,75	4,12
6	574/2	45,23	0,68	15,50	1,74	5,59	0,08	1,72	11,01	4,75	0,11	11,63	0,34	0,59	98,97	0,26	8,67
7	665/1	45,99	0,37	15,34	1,51	5,12	0,09	2,23	11,43	4,40	0,04	11,55	0,21	0,73	99,01	0,31	8,54
8	625/2	42,42	0,65	15,44	2,36	2,59	0,13	1,99	16,19	5,49	0,16	11,97	0,31	—	99,70	0,20	9,55
9	3344	55,17	0,63	19,95	4,02	2,45	0,06	7,24	1,45	5,95	0,16	3,45	0,01	0,32	100,86	0,73	0,61
10	676/1	47,38	0,85	16,97	1,18	10,05	0,10	4,50	6,54	3,77	0,27	7,67	0,46	—	99,74	0,44	5,12
11	820/20	51,13	0,64	17,51	1,84	4,62	0,21	7,83	8,82	2,57	0,12	5,56	0,08	—	100,93	0,30	1,13
12	138/9	53,64	0,79	16,44	2,33	6,54	0,23	5,24	5,38	4,88	1,08	3,60	0,19	—	100,34	0,33	1,33
		Проекционные величины, по Е. А. Кузнецову															
		A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	Ia'	k	n	c	q			
1	129/10	22,9	17,9	29,1	30,1	0,9	—	16,2	49,5	34,3	1,2	55,0	43,8	—6,5			
2	806/1	28,7	16,5	26,1	28,7	0,7	—	11,8	55,8	32,4	1,2	62,3	36,5	—9,4			
3	3108	34,3	6,9	27,0	31,8	1,0	29,9	—	45,0	25,1	1,6	81,5	16,9	—2,5			
4	202	22,3	16,8	27,7	33,2	4,3	—	18,5	73,1	8,4	6,1	50,9	43,0	—0,7			

5	114/14	27,6	17,0	22,6	32,8	1,7	—	17,7	65,0	17,3	1,6	60,2	38,2	—3,9
6	574/2	32,0	15,3	15,3	37,4	2,3	—	12,6	33,8	53,6	0,9	66,8	32,3	+1,9
7	665/1	29,4	16,2	16,2	38,2	1,8	—	15,6	39,7	44,7	0,5	64,0	35,5	+3,4
8	625/2	36,8	12,2	20,8	30,2	3,0	—	58,2	28,6	13,2	1,2	73,7	25,1	—8,1
9	3344	32,4	4,3	28,0	35,3	4,2	43,1	—	53,9	3,0	1,4	86,9	11,7	+5,5
10	676/1	23,4	17,1	25,5	34,0	1,3	8,6	—	41,6	49,8	2,3	55,6	42,1	—0,2
11	820/20	14,5	22,6	26,1	36,8	2,0	—	9,8	70,3	19,9	0,9	38,3	60,8	+4,3
12	138/9	30,9	12,1	22,4	34,6	2,4	—	10,7	55,2	34,1	9,5	62,4	28,1	—0,4

1 — спилит, ручей Санаторка (верховья р. Шахе); 2 — спилит миндалекаменный, ручей Дубинский (бассейн р. Ажу); 3 — спилит из обломка в туфобрекчии, ручей Геофизический (бассейн р. Хахопсе); 4 — спилит из обломка в туфобрекчии, р. Гогопс; 5 — спилитовый порфирит, бассейн р. Ажу; 6 — спилитовый порфирит, р. Верхний Тугупс; 7 — спилитовый порфирит миндалекаменный, ручей Аутльский (бассейн р. Верхний Тугупс); 8 — спилитовый порфирит миндалекаменный, ручей Лесной (бассейн р. Нижний Тугупс); 9 — спилитовый порфирит, бассейн р. Нижний Тугупс; 10 — спилитовый порфирит миндалекаменный, р. Хахопсе; 11 — базальтовый порфирит, гора Малая Чура; 12 — туф спилитовых порфиритов, хребет Ачишхо.

Для некоторых образцов (главным образом для миндалекаменных пород с кальцитом в миндалинах) при расчете проекционных величин исключена часть CaO, эквивалентная избытку CO₂. Предельное «нормальное» содержание CO₂ установлено условно: 4% (весовых) для основных и средних пород, 3% — для кислых пород В данной и последующих таблицах номера образцов, для которых введена поправка, выделяются шрифтом.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, А. К. Армарчук, Т. Л. Ждановой, И. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, Е. А. Федотовой.

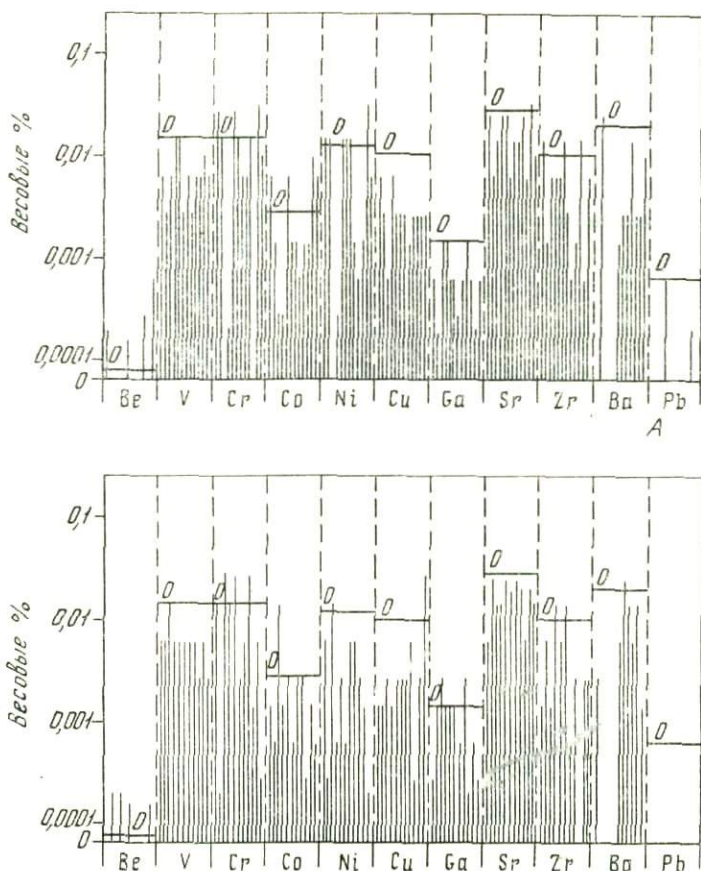


Рис. 13. Диаграммы содержания микроэлементов в вулканических породах чаталтапинской свиты нижнего аалена (А) и в приуроченных к ней породах субвулканической фации (Б) по данным полуколичественного спектрального анализа
 Образцы те же, что в таблицах 3 и 5 (без обр. б), нанесены на диаграмму в порядке номеров. О — средние содержания для основных пород по А. П. Виноградову (1962)

Субвулканическая фация

Среди отложений чаталтапинской свиты залегают многочисленные диабазовые интрузии, имеющие чаще всего форму небольших согласных или секущих пластовых тел мощностью от нескольких до десятков метров. Несколько силлов описано, в частности, в истоках р. Шахе и по ручью Санаторка, а также на р. Хахопсе в 3 км от ее устья, откуда выходы диабазов прослеживаются к горе Чатал-тапа; дайки хорошо обнажены в ущелье р. Верхний Тугупс — на меридиональном отрезке течения реки близ ее устья; небольшие штокообразные тела и их контакты с вмещающими отложениями вскрыты в области междуречья Нижнего и Верхнего Тугупса.

Преобладают альбитовые диабазы. Удлиненные лейсты альбита слагают сетку, интерстиции которой заполнены моноклинным пироксеном и хлоритом; здесь же присутствует рудный минерал, нередко дающий скелетные формы кристаллов. Идизморфизм плагиоклаза по от-

ношению к пироксену выражен вполне отчетливо, при большом размере кристаллов пироксена структура приближается к пойкилоофитовой. В центральных частях диабазовых тел нередко наблюдается переход к габбро-диабазам, причем плагиоклаз бывает представлен в них лабрадором (58—60% Ap), испытавшим лишь незначительную серицитизацию и сосюртитизацию. Встречены шлировидные пегматоидные обособления лейкократового габбро-диабазы.

Контактное воздействие диабазов на вмещающие аргиллиты чаталтапинской свиты обычно невелико и выражается в их уплотнении и ороговиковании непосредственно у контакта. На правом склоне долины р. Хахопсе напротив горы Сбор-Скала удалось осмотреть отпрепарированную подошву пластовой интрузии диабазов: поверхность неровная, состоит из бугров и выпуклостей порфирита, между которыми зажат глинистый материал, захваченный при внедрении. Секущий контакт альбитовых диабазов с аргиллитами хорошо обнажен на водораздельном гребне между реками Верхний и Нижний Тугупс, где вместе с тем наблюдается более значительное изменение пород экзоконтакта. Обычные для чаталтапинской свиты черные щебенчатые аргиллиты по мере приближения к контакту становятся более прочными, массивными, затем светлеют и приобретают пятнистый облик за счет обособления многочисленных темно-зеленых стяжений; непосредственно у контакта последних становится больше. Ширина зоны измененных пород достигает 4—6 м.

Пятнистые породы экзоконтакта состоят из микрозернистой массы альбита, кварца, беспорядочно ориентированных чешуек серицита и хлорита, среди которых выделяются округлые участки радиально-лучистого хлорита (иногда совместно с серицитом) размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров; присутствуют также карбонат и эпидот, образующий скопления мельчайших зерен. Состав и характерная узловатая текстура позволяют считать описанные породы спилозитами. Альбитовые диабазы в эндоконтакте становятся мелкозернистыми, офитовая структура переходит в призматически-зернистую с радиальным расположением лейст альбита. Пироксена нет, появляются кварц, а также значительные количества хлорита, эпидот и карбонаты.

Судя по химическим анализам (табл. 4, рис. 14), спилозит обогащен по сравнению с неизмененным аргиллитом натрием, кальцием и кремнеземом, привнос которых сопровождался метасоматическим развитием альбита, карбонатов и кварца. Напротив, диабазы эндоконтакта обеднены этими химическими компонентами; в то же время в них наблюдается повышенное содержание магния и железа, что связано, по видимому, с хлоритизацией. По сравнению со спилозитами района Красной Поляны, подробно изученными Д. С. Белянкиным (1911), в описанных выше породах привнос натрия невелик, что, вероятно, можно объяснить пониженной интенсивностью контактовых процессов в близповерхностных условиях.

Диабазы рассматриваемых интрузивных тел как по петрографическому составу, так и по особенностям химизма близки к эффузивным образованиям чаталтапинской свиты (табл. 5, см. рис. 12, *A*, *B*). Сходство химического состава подчеркивается, в частности, аномально пониженным содержанием калия в породах обеих групп. На диаграмму «Б» нанесен состав альбитового диабазы из штата Орегон, который, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961), является типичным образцом диабазов, ассоциирующих со спилитами. Сравнение показывает более высокое содержание в нем Na_2O и более низкое — CaO и MgO , что свидетельствует, как и в случае эффузивных образований (см. выше), об от-

Таблица 4

Химические анализы пород из зоны контакта альбитовых диабазов с аргиллитами чаталтапинской свиты; междуречье Верхнего и Нижнего Тугупсов (в весовых процентах)*

Окислы	Породы эндоконтакта		Породы экзоконтакта	
	I	II	III	IV
SiO ₂	52,44	50,70	61,96	58,35
TiO ₂	0,55	0,50	0,57	0,65
Al ₂ O ₃	17,95	16,22	18,72	19,92
Fe ₂ O ₃	1,16	1,94	0,83	3,14
FeO	4,72	6,61	5,79	4,67
MnO	0,08	0,12	0,06	0,04
MgO	5,81	6,27	2,00	2,46
CaO	8,14	5,20	2,09	1,38
Na ₂ O	4,53	3,88	1,97	0,81
K ₂ O	0,28	0,15	2,63	2,80
п.п.п.	3,27	7,50	3,45	6,14
P ₂ O ₅	0,10	0,30	0,26	0,45
Сумма	99,03	99,39	100,33	100,81
H ₂ O—	0,33	0,36	0,25	1,49
CO ₂	0,49	3,55	1,05	0,52

I—среднезернистый альбитовый диабаз в 4 м от контакта (обр. 656/12); II—мелкозернистый альбитовый диабаз, хлоритизированный, непосредственно у контакта (обр. 656/10); III—спилзит, непосредственно у контакта (обр. 656/9); IV—неизмененный аргиллит, в 10 м от контакта (обр. 656/1).

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиком А. Я. Кутяевой.

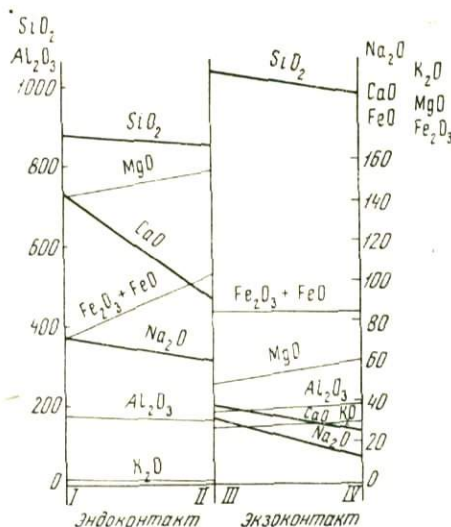


Рис. 14. Вариационная диаграмма химического состава пород из зоны контакта альбитовых диабазов с аргиллитами чаталтапинской свиты; междуречье Верхнего и Нижнего Тугупсов. В молекулярных количествах. I—IV—порядковые номера сбрацов в табл. 4

Химический состав диабазов и габбро-диабазов субвулканической фации, приуроченных к чаталтапинской свите (нижний аален)*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	813/1	49,52	1,28	15,49	1,83	8,25	0,15	6,99	8,68	3,51	1,44	3,35	0,21	—	100,70	0,20	0,20
2	129/2	55,42	0,88	18,05	1,23	6,65	0,13	4,67	5,63	4,47	0,19	3,07	0,15	—	100,54	0,26	0,71
3	129/18	48,44	1,24	17,20	0,57	8,50	0,07	9,12	11,23	2,17	0,09	1,75	0,12	—	100,50	0,49	0,44
4	129/34	49,81	1,56	16,96	—	9,75	0,08	7,59	9,07	2,53	0,06	3,03	0,12	—	100,56	0,24	0,27
5	815/8	52,50	0,67	17,92	1,52	6,14	0,01	6,57	6,43	5,43	0,12	2,92	0,22	—	100,45	0,50	0,98
6	—	56,14	3,75	13,56	5,06	8,39	0,22	5,11	1,25	3,13	0,45	2,84	0,02	0,34	100,26	—	—
7	5684	52,79	0,98	19,10	4,86	3,02	0,10	5,11	4,99	5,82	0,10	2,29	0,02	0,49	99,67	0,58	1,05
8	654/1	48,66	0,85	15,95	3,13	8,84	0,11	7,29	8,91	2,85	0,42	2,09	0,36	—	99,46	0,32	1,65
9	5680	50,45	0,77	17,58	4,15	2,54	0,07	6,96	9,50	3,73	0,12	3,22	следы	0,57	99,66	0,41	0,41
10	626/4	55,29	0,47	18,65	3,04	3,87	0,06	2,91	3,80	4,07	1,27	3,44	0,15	1,51	98,53	0,83	0,56
11	5273	48,54	1,07	15,25	4,88	5,25	0,51	2,83	7,53	4,91	0,29	8,21	0,25	0,31	99,83	0,44	6,31
12	706	51,82	0,87	16,74	3,80	6,26	0,27	5,78	4,86	5,35	0,10	3,72	0,23	0,08	99,88	0,69	—
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову															
		A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	fa'	k	n	c	q			
1	813/1	24,5	13,8	32,0	29,7	2,0	—	21,4	49,4	29,2	13,8	50,1	36,1	— 5,7			
2	129/2	25,4	17,2	18,7	38,7	1,3	1,9	—	56,4	41,7	1,6	58,1	40,3	+ 4,6			
3	129/18	11,9	22,4	35,0	30,7	0,6	—	16,4	55,3	28,3	1,0	33,8	65,2	— 3,7			
4	129/34	14,3	21,4	31,0	33,3	—	—	10,2	52,2	37,6	0,5	39,5	60,0	— 0,8			
5	815/8	29,8	14,6	23,8	31,8	1,5	—	10,4	61,1	28,5	0,8	66,3	32,9	— 5,2			
6	—	19,6	3,8	31,3	45,3	5,6	34,0	—	39,0	27,0	6,8	76,5	16,7	+23,3			
7	5684	32,0	15,0	17,3	35,7	5,1	—	4,1	87,0	8,9	0,7	67,3	32,0	+ 0,2			
8	654/1	17,2	18,4	32,6	31,8	3,4	—	—	15,7	53,6	30,7	3,8	44,6	51,6	— 1,3		
9	5680	21,1	19,1	25,1	34,7	4,5	—	—	24,1	71,8	4,1	0,9	51,7	47,4	+ 1,1		
10	626/4	28,2	12,2	17,3	42,3	3,4	39,7	—	40,3	20,0	12,0	58,0	30,0	+12,5			
11	5273	31,1	13,1	18,3	37,5	5,7	—	—	11,1	51,9	37,0	2,7	68,5	28,8	+ 4,0		
12	706	29,9	13,2	22,9	34,0	4,1	—	—	4,1	65,2	30,7	0,8	68,2	31,0	— 1,3		

1 — диабаз, ручей Санаторка (верховья р. Шахе); 2 — альбитовый диабаз, отсюда же; 3, 4 — лабрадоровые габбро-диабазы, отсюда же; 5 — альбитовый диабаз, правобережье р. Шахе под горой Куд; 6 — альбитовый габбро-диабаз, правый склон долины р. Шахе; 7 — альбитовый диабаз, междуречье Верхнего и Нижнего Тугупсов; 8 — лабрадорный диабаз, отсюда же; 9 — альбитовый диабаз, верховья р. Нижний Тугупс; 10 — альбитовый диабаз, ручей Лесной (бассейн р. Нижний Тугупс); 11 — диабазовый порфирит кварцевый, нижнее течение р. Хахопсе; 12 — альбитовый диабаз, истоки р. Гогопс.

* Анализы 1—5-й и 7—12-й выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, А. К. Армарчук, Т. Л. Ждановой, И. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, Е. А. Федотовой, анализ 6-й по Г. М. Ефремову (1941).

носителем низкой степени альбитизации пород северо-западного Кавказа. Содержание микроэлементов в диабазах (см. рис. 13,Б) близко к средним для основных пород содержаниям (по А. П. Виноградову, 1962) и почти полностью совпадает с тем, что установлено для эффузивных порфиритов чаталтапинской свиты (см. рис. 13,А) ¹.

Лабрадоровые диабазы и габбро-диабазы из центральных частей наиболее крупных интрузивных тел отчетливо обособлены по своему химизму (3, 4 и 8 на рис. 12, Б) и во многом близки к среднему толеитовому базальту, по Нокколдсу (S. Nockolds, 1954).

Структурные особенности описанных выше диабазовых пород, а также характер их контактов с вмещающими отложениями свидетельствуют о формировании их на незначительной глубине в условиях быстрого охлаждения. Учитывая пространственную приуроченность их к чаталтапинской свите, а также большое петрографическое и петрохимическое сходство с эффузивными порфиритами этой свиты, мы рассматриваем альбитовые диабазы и близкие к ним породы как образования субвулканической фации, формировавшиеся в тесной связи с поверхностными излияниями базальтовых лав и эксплозивным вулканизмом в раннем аалене.

* *
*

Пытаясь воссоздать условия вулканической деятельности в период формирования чаталтапинской свиты, можно отметить следующее:

1. Поверхностные проявления вулканизма носили эпизодический характер, прерываясь длительными паузами, в течение которых продолжалось нормальное морское осадконакопление и формировались глинистые толщи. Суммарная мощность вулканических пород нигде не превышает одной третьей от общей мощности чаталтапинской свиты, однако, учитывая несравненно меньшую скорость накопления пелитовых осадков, по сравнению с вулканическими породами, суммарную продолжительность вулканических извержений приходится признать очень незначительной.

2. Породы пирокластической и эффузивной фаций встречаются в приблизительно равных количествах, что определяет соотношение эксплозий и эффузий в процессе извержения. Обилие pillow-лав, слоистость пирокластических пород и туффитов, чередование их с аргиллитами показывают, что накопление вулканического материала происходило в подводных условиях. Однако, судя по наличию мандельштейнов, глубина бассейна не превышала, по-видимому, 2 км (Rittman, 1958). В толще осадков вблизи от поверхности дна формировались интрузивные залежи альбитовых диабазов субвулканической фации.

3. Вулканические образования рассматриваемого комплекса строго ограничены в своем распространении Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоной, но размещены в ее пределах неравномерно. Диабазы субвулканической фации развиты главным образом по правобережью р. Шахе (в ее верховьях), на северо-западном окончании хребта Хуко, в нижнем течении р. Верхний Тугус и на водоразделе Верхнего и Нижнего Тугусов. В этой же полосе, протягивающейся вдоль северо-восточного края Гойтхско-Ачишхинской зоны, широко развиты

¹ Помимо элементов, содержание которых отражено на диаграмме (см. рис. 13,Б), в диабазах установлены также цинк (0,003% в одном образце) и скандий (0,001—0,003% в одном образце).

лавы и грубые пирокластические породы. В южном направлении мощность вулканогенных горизонтов убывает, лавы и туфобрекчии заметно замещаются туфами и туффитами (например, на хребте Ачишхо). Все это позволяет предполагать, что центры основного вулканизма в период формирования чаталтапинской свиты располагались вдоль линии разломов, ограничивающих Гойтхско-Ачишхинскую зону с северо-востока и выраженных в современной структуре Тугупсинским и продолжающим его на восток Главным разломами.

Вулканогенные образования макаровской свиты

Как отмечалось выше, вулканогенные образования в макаровской свите распространены ограниченно. Они известны в верховьях рек Большая Наужи, Бекишей и Псезуапсе (см. рис. 4), где представлены лишь туфами, туффитами и кремнистыми породами, образующими стагокинский горизонт (мощностью около 60 м), а также ряд сравнительно маломощных прослоев как выше, так и ниже по стратиграфическому разрезу. На всем указанном протяжении стагокинский горизонт вулканических пород имеет однотипное строение и сложен в нижней своей части светло-серыми слоистыми туфами кислого состава, а в верхах — характерным ритмичным переслаиванием зеленых витрокластических туфов основного состава с черными кремнистыми аргиллитами.

Наиболее грубые — среднеобломочные витрокластические туфы приурочены к основанию горизонта. Порода состоит из обломков кварца, плагиоклаза, а также калиевого полевого шпата и листочки биотита, размером до 1—3 мм, погруженных в микрозернистое хлорит-полевошпатово-кварцевое вещество, образовавшееся за счет раскристаллизации витрокластического материала и сохраняющее местами реликты пепловой структуры. Преобладает кварц — в виде остроугольных осколков или целых зерен. Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом, калиевый полевой шпат встречается в подчиненных количествах, пелитизирован и нередко включает микропертитовые выделения альбита; характерен большой угол оптических осей — около 75—80°. Биотит плеохроирует в коричневых тонах, листочки его бывают расщеплены по спайности, а в образовавшихся трещинах развивается альбит.

Вверх по разрезу витрокластического материала в туфах становится все больше, размер преобладающих обломков уменьшается: появляются среднеобломочные кристалло-витрокластические и мелкообломочные витрокластические туфы, представляющие собой прочную породу голубовато-серого цвета. Всем туфам свойственны четкая слоистость и плитчатость.

Судя по характеру пирокластического материала и результатам химического анализа (табл. 6), описанные туфы по составу наиболее близки к липарито-дациту, отличаясь от среднего риодацита, по С. Р. Нокколду (Nockolds, 1954), заметно пониженным содержанием щелочей, кальция и, в меньшей степени, железа и магния; в то же время кремнезема в них больше. Вероятно, эти особенности обусловлены отчасти сортировкой и дифференциацией пирокластического материала в процессе отложения в морской среде. Особенно далеко переносились листочки биотита, чем, может быть, объясняется бедность среднеобломочных туфов этим минералом и, соответственно, такими элементами, как калий, магний и железо.

Туфы липарито-дацитового состава во многом сходны с аналогичными туфами вышележащей свиты горы Индюк (см. рис. 16 и 17).

Химический состав липарито-дацитовых туфов стагокинского горизонта
(нижний аален)*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	167/4	73,29	0,48	15,18	0,34	2,22	0,02	1,12	1,04	3,28	1,21	1,39	0,14	99,71	0,52	0,38
2	167/9	78,41	0,24	12,49	0,63	1,25	0,02	0,50	0,87	2,39	1,33	1,36	0,09	99,58	0,82	—
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову														
		A	C	M	Q	Mt	ms'	fo'	fa'	k	n	c	q			
1	167/4	22,8	3,3	12,8	61,1	0,5	69,2	15,1	15,7	17,2	70,2	12,6	+42,3			
2	167/9	18,6	2,6	9,4	69,4	0,7	80,8	8,9	10,3	23,7	64,0	12,3	+54,5			

1 — туф липарито-дацитового состава витро-кристаллокластический среднеобломочный, р. Большая Наужи; 2 — туф липарито-дацитового состава кристалло-витрокластический мелкообломочный, р. Большая Наужи.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских и А. Б. Остапенко.

Сходство подчеркивается наличием обломков и целых хорошо ограненных кристаллов розового граната (альмандина) размером до 1—2 мм, изредка встречающихся в туфах стагокинского горизонта и весьма характерных для пирокластических и туфогенных пород свиты горы Индюк.

Существенно иной состав зеленовато-серых мелкообломочных туфов, залегающих в верхах стагокинского горизонта, где они образуют ритмичное переслаивание с кремнистыми аргиллитами. Это породы пепловой структуры, почти нацело сложенные обломками пузыристого стекла и мелкими его осколками. Продуктами девитрификации являются преимущественно хлорит, а также мельчайшие зерна плагиоклаза и распыленные в породе рудный минерал или лейкоксен, что свидетельствует об основном или близком к основному первичном составе вулканического стекла. В виде обломков встречаются полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз (андезин, 45—50% An), а также изредка микролитовая основная масса порфирита. В туффитовых разностях обнаруживается примесь глинистого материала, рассеянного в породе или образующего округлые окатыши размером до 0,5—1 см.

Прослой сходных зеленовато-серых туфов и туффитов, а также плосчатых яшмовидных пород, содержащих тонкий витрокластический материал, были также встречены в низах макаровской свиты по ручью Стагокинскому, где они залегают среди аргиллитов.

Поскольку вулканогенные образования макаровской свиты представлены лишь пирокластической фацией и распространены ограничено, трудно составить сколько-нибудь полное представление о вулканизме того времени. Как следует из приведенных выше описаний, резко разграничены туфы кислого (липарито-дацитового) и основного состава, связанные, вероятно, с разными вулканическими центрами¹. Последние, судя по приуроченности вулканических пород к юго-западной краевой части Гойтхско-Ачишхинской зоны, располагались в этой же полосе, или южнее — за пределами упомянутой зоны. Туфы основного состава сложены лишь тонким, главным образом витрокластическим материалом, который мог отлагаться на значительном удалении от источника. Напротив, центры извержений липарито-дацитового материала тяготеги, по-видимому, к Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоне, так как именно здесь немногим позже началось внедрение субвулканических липарито-дацитов и произошли массовые выбросы кислого пирокластического материала, образовавшего туфы свиты горы Индюк. По ряду минералогических и петрохимических особенностей эти вулканические образования и кислые туфы стагокинского горизонта обнаруживают, как будет показано ниже, близкое родство и, весьма возможно, формировались на последовательных стадиях развития единого магматического очага.

Вулканогенные образования свиты горы Индюк

Вулканизм возобновился в позднем аалене — после перерыва, в течение которого формировались терригенные флишевые отложения наужинской свиты. Продукты позднеааленского вулканизма вошли в состав свиты горы Индюк. Они представлены преимущественно туфами липарито-дацитового состава, туффитами, туфогенными песчаниками.

¹ Обособленность очагов, поставлявших вулканический материал кислого и основного состава, проявилась с большой отчетливостью на более поздних этапах ааленского вулканизма.

В небольших количествах встречаются базальтовые порфириты и их туфы, диабазовые порфириты (слагающие субвулканические тела), а в глинистых туфогенных конгломератах — вулканические породы субщелочного состава. Широко распространены небольшие, преимущественно пластовые залежи липарито-дацитовых порфиритов.

Эффузивная и пирокластическая фации

Туфы липарито-дацитового состава почти нацело слагают нижнюю подсвиту (мощностью до 200 м), а также образуют линзы и горизонты среди аргиллитов верхней подсвиты, в том числе шокушский горизонт мощностью около 80 м. Данные об их пространственном распространении приведены выше — в стратиграфическом описании.



Рис. 15. Туф кристаллокластический липарито-дацитового состава. Увелич. 25×, николи (+). Свита горы Индюк (верхний аалев.), р. Малый Пшшиш

Преобладают весьма своеобразные кристаллокластические туфы (Ломизе, 19666). Это массивные или слоистые породы светло-серого цвета, сложенные остроугольными обломками и целыми кристаллами альбитизированного плагиоклаза, кварца и $K-Na$ полевого шпата размером 1—2,5 мм, листочками биотита, а также редкими зернами розового граната (рис. 15). В качестве акцессорного минерала в состав туфов входит циркон, который, в частности, был обнаружен в биотите в виде включений, окруженных «плеохроичными двориками». Кварц, составляющий до 25—30% породы, нередко сохраняет оплавленные, корродированные очертания. Чаще всего обломки плотно прилегают один к другому, зажатые между ними пластинки биотита изогнуты и изломаны. Цемент, представленный продуктами девитрификации (мелкочешуйчатым хлоритом, криптокристаллическим кварцполевошпатовым агрегатом, цеолитами), встречается в незначительных количествах, од-

Химический состав липарито-дацитовых туфов свиты горы Индюк (верхний аален) *

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	1655/24	75,77	0,09	13,27	0,30	0,82	0,04	0,25	1,42	2,08	5,20	0,75	0,09	—	100,08	0,54	0,55
2	1619/1	68,10	0,30	14,85	0,15	1,68	0,05	0,88	3,53	3,21	2,62	3,46	0,08	—	98,91	0,79	0,62
3	665	72,81	0,23	13,88	0,23	1,76	0,14	0,45	1,19	3,14	3,45	2,46	0,09	0,09	99,92	0,59	—
4	20487	66,95	0,30	15,46	2,13	1,70	0,05	1,16	2,66	2,89	3,10	3,24	0,11	—	99,75	0,84	0,49
5	5958	69,00	0,53	14,55	1,15	2,64	0,20	1,30	2,47	2,35	2,64	2,43	1,43	0,14	100,83	0,54	—
6	5287	77,17	0,07	12,64	0,74	0,44	0,02	0,27	0,37	3,54	3,58	1,30	0,10	—	100,24	0,38	0,36
7	3/2	81,85	0,08	10,08	0,20	0,90	0,04	0,37	1,04	1,96	2,60	0,27	0,08	—	99,47	0,31	0,13
8	3/10	80,50	0,13	10,85	0,50	0,82	0,02	0,37	0,87	3,77	0,88	0,81	0,03	—	99,55	0,88	0,25
9	911/4	75,79	0,37	12,41	1,14	2,26	0,02	1,82	1,08	0,54	1,89	3,51	—	—	100,83	1,81	0,88
10	20700	64,22	0,50	17,00	0,48	2,85	0,06	0,71	4,06	4,08	0,26	6,29	0,13	—	100,64	0,18	3,66
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову															
		A	C	M	Q	Mt	ms'	fo'	fa'	к	п	с	q				
1	1655/24	30,5	4,5	3,3	61,7	0,3	64,4	13,3	22,3	53,9	33,4	12,7	+37,2				
2	1619/1	28,3	11,1	4,6	56,0	0,2	9,8	43,2	47,0	25,1	46,6	28,3	+28,7				
3	665	30,4	3,6	6,6	59,4	0,2	59,9	11,9	28,2	37,2	52,1	10,7	+35,7				
4	20487	28,1	8,2	8,7	55,0	2,3	54,4	32,2	13,4	31,9	45,4	22,7	+29,5				
5	5958	23,4	7,7	10,6	58,3	1,2	49,6	24,8	25,6	32,2	43,0	24,8	+35,7				
6	5287	32,6	1,0	4,1	62,3	0,7	85,5	10,9	3,6	38,9	58,1	3,0	+39,7				
7	3/2	20,6	3,3	4,4	71,7	0,2	66,0	14,6	19,4	40,6	45,6	13,8	+55,3				
8	3/10	24,2	2,6	4,5	68,7	0,5	70,6	14,7	14,7	12,3	78,0	9,7	+50,5				
9	911/4	10,3	3,6	16,3	69,8	1,2	66,9	21,1	12,0	51,2	23,1	25,7	+58,5				
10	20700	24,5	12,8	8,5	54,2	0,5	49,6	15,8	34,6	2,4	63,1	34,5	+27,7				

1 — туф кристаллокластический, ручей Маслова; 2 — туф кристаллокластический, правый приток р. Скакухи; 3 — туф кристаллокластический, верховья р. М. Бекишей; 4 — туф кристаллокластический, р. М. Пшиш; 5 — туф витро-кристаллокластический, верховья р. Цыганки; 6 — туф кристаллокластический, гора Собор-Скала; 7 — туф витро-кристаллокластический, вершина горы Шокуш; 8 — липарито-дацитовый порфир из вулканической бомбы, включенной в туфы; вершина горы Шокуш; 9 — туф витрокластический, р. Псекупс у сел. Садовое; 10 — туффит кристаллокластический, р. Туапсе.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, И. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, А. Б. Остапенко, Е. А. Федотовой.

Химический состав субвулканических липарито-дацитовых порфиров и близких к ним пород*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	1088/1	68,29	0,40	15,19	0,53	3,50	0,09	1,38	0,88	4,22	3,33	1,89	0,99	—	99,79	0,44	0,52
2	210/1	69,24	0,44	14,17	1,03	1,98	0,07	1,64	1,41	3,75	3,02	2,17	0,10	—	99,02	1,09	1,10
3	768	68,19	0,53	15,36	1,77	2,43	0,06	1,98	0,79	4,58	2,54	1,79	0,13	—	100,15	0,46	0,14
4	3432	67,03	0,57	14,55	0,69	3,58	0,07	1,66	2,73	3,09	2,00	3,92	0,12	—	100,01	0,58	2,40
5	5804	66,71	0,68	15,10	1,78	2,80	0,13	2,35	1,92	2,82	2,84	2,55	0,80	0,17	100,65	0,85	0,37
6	5746	66,42	0,64	14,70	0,33	3,79	0,11	2,70	1,50	2,50	2,68	3,30	1,10	0,88	100,65	0,85	—
7	253/1	66,22	0,62	15,81	0,71	3,32	0,12	2,58	1,30	3,29	3,18	2,38	0,51	—	100,04	0,40	0,64
8	5623	66,21	0,67	16,25	3,08	1,57	0,18	1,75	1,78	2,68	2,15	3,44	0,64	0,19	100,59	1,04	0,35
9	—	68,99	0,29	14,14	1,35	3,52	—	1,77	0,43	5,32	1,53	2,05	—	—	99,39	0,22	—
10	—	68,72	0,69	14,63	0,39	2,92	0,06	1,27	1,96	4,01	2,74	2,36	—	—	99,75	0,14	—
11	1643/2	63,69	0,43	14,36	—	3,64	0,11	1,62	5,43	2,18	1,59	6,80	0,08	—	99,93	0,32	6,62
12	629/10	61,84	0,32	17,37	0,54	2,97	0,03	3,74	1,85	5,54	3,76	1,24	0,15	—	99,55	0,23	0,73
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову															
		A	C	M	Q	Mt	ms'	fo'	fa'	к	п	с	q				
1	1088/1	35,5	2,7	10,8	51,0	0,6	42,4	24,4	33,2	31,8	61,0	7,2	+23,5				
2	210/1	32,1	4,3	8,9	54,7	1,0	40,0	39,0	21,0	30,4	57,7	11,9	+28,8				
3	768	34,4	2,4	11,9	51,3	1,9	49,3	34,0	16,7	25,5	68,0	6,5	+24,7				
4	3432	25,1	8,7	11,1	55,1	0,7	33,8	30,8	35,4	22,0	52,3	25,7	+30,1				
5	5804	26,3	5,9	14,1	53,7	1,9	46,7	35,1	18,2	33,0	48,6	18,4	+29,6				
6	5746	24,5	4,8	16,6	54,1	0,4	44,6	31,2	24,2	35,2	48,5	16,3	+31,1				
7	253/1	30,0	4,0	15,1	50,9	0,7	45,7	32,5	21,8	34,5	53,8	11,7	+25,0				
8	5623	23,4	5,6	14,9	56,1	3,3	71,2	25,4	3,4	27,4	53,2	19,4	+35,4				
9	—	35,1	1,4	11,7	51,8	1,5	40,4	31,2	28,4	15,6	80,6	3,8	+25,2				
10	—	32,9	6,0	8,0	53,1	0,5	28,6	32,6	38,8	26,2	58,1	15,7	+25,4				
11	1643/2	20,2	2,9	18,1	58,8	0,0	61,8	16,8	21,4	28,5	58,9	12,6	+40,7				
12	629/10	42,6	5,5	12,6	39,3	0,6	13,8	61,1	25,1	27,3	61,5	11,2	+3,6				

1 — липарито-дацитовый порфир, район горы Индюк; 2 — липарито-дацитовый порфир, ручей Двубратский (бассейн р. Пшенахо); 3 — липарито-дацитовый порфир, верховья р. Гоголс; 4 — липарито-дацитовый порфир, верховья р. Хахопсе; 5 — липарито-дацитовый порфир, гора Шесси; 6,7 — липарито-дацитовые порфиры, р. Кушико; 8 — липарито-дацитовый порфир, гора Оконту (междуречье Пшехи и Кушико); 9,10 — липарито-дацитовые порфиры, гора Большая Чура; 11 — дацитовый порфир, гора Каменистая (бассейн р. Пшиш); 12 — фельзит из прожилка среди липарито-дацитовых порфиров, верховья р. Хахопсе.

* Анализы 1—8-й, 11-й и 12-й выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, Н. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, А. Б. Остапенко, Е. А. Федотовой; анализ 9-й по Л. В. Хмельской (1934), 10-й по С. Л. Бызовой.

нако в отдельных случаях материал этот составляет до 20—40% породы. Иногда, особенно в мелкообломочных разностях, сохраняется бесцветное, почти нераскристаллизованное стекло в виде осколков с характерными остроугольными очертаниями. Тонкослоистые кристалло-витрокластические туфы встречены в верхах нижней подсветы в районе ручья Лесозаводского (в бассейне р. Малый Пшиш), на горе Собор-Скала и на р. Цыганка.

Специальное изучение породообразующих минералов, проведенное А. М. Борсуком (1960б, 1963), показало, в частности, что первичный плагиоклаз в пределах реликтовых участков зерен, не затронутых альбитизацией, представлен зональным андезином (№ 33—60, наиболее часто № 45—55) с пониженной величиной $2V$ (56—84°, в среднем — 77°), что свидетельствует о его высокотемпературной природе. Признаки закалки обнаруживают и $K-Na$ полевые шпаты: даже в пелитизированных зернах с пертитовыми вростками альбита-олигоклаза угол оптических осей равен в среднем 62—64°, а в воднопрозрачных кристаллах — не превышает 26°.

В качестве примеси в туфах встречаются мелкие (несколько миллиметров, реже до 3—4 см и более) обломки вулканических пород, органогенный детрит, а также окатыши и галька аргиллитов, расположенные беспорядочно или по слоистости. Вулканические породы обломков представлены фельзитом, микролитовой основной массой порфиритов, а в одном случае — на ручье Семашхинском — трахитовым порфиром. На горе Собор-Скала и на водоразделе Кушико-Малый Пшиш встречены включенные в туф обломки органогенного известняка с остатками фораминифер: *Pachyphloia* cf. *solida* К. М.—Maclay, *Reichelina* sp., *Lantschichites* sp., *Climacammins* sp. Комплекс фораминифер, по заключению определявшей их С. Е. Розовской, характерен для верхней перми. Известняки обломков сходны с верхнепермскими органогенными известняками, выступающими на поверхность в горст-антиклинали Хуко (в восточной части Гойтхско-Ачишхинской зоны); вероятно, они были захвачены на глубине и выброшены при вулканических эксплозиях.

По минералогическому составу и химизму (табл. 7; рис. 16,А; 17,А) туфы могут быть названы липарито-дацитовыми, хотя некоторые признаки, в частности содержание SiO_2 и Al_2O_3 , сближают их с липаритом. Содержание железа, магния, кальция и натрия в них выше, чем в среднем риолите, но ниже, чем в среднем риодаците (по С. Р. Нокколдсу), количество калия — приблизительно то же, что в среднем риодаците. В результате значение суммы щелочей является несколько пониженным (при почти равном содержании Na_2O и K_2O), что характерно для этих туфов и наглядно отражено на правом поле векторной диаграммы: рой векторов смещен в сторону оси M (см. рис. 16, А). Резкое пересыщение глиноземом, вероятно, обусловлено обилием биотита, являющегося в них единственным темноцветным минералом. Интересно отметить, что высокий номер первичного (неальбитизированного) плагиоклаза (45—55% Ap) находится в противоречии с общим химизмом породы и, в частности, с составом нормативного плагиоклаза (см. векторы левого поля диаграммы). Содержание Be , V , Cr , Cu , Ga , Sr , Zr , Ba , по данным полуколичественного спектрального анализа, близко к среднему для кислых магматических пород по А. П. Виноградову (1962), кобальта, никеля и свинца — сравнительно мало; в одном образце встречено олово в количестве 0,0003—0,0006%.

Наряду с кристаллокластическими туфами широко распространены близкие к ним по составу средне- и мелкообломочные туффиты, отли-

чем которых наряду с некоторой сортировкой пирокластических обломков является присутствие примеси глинистого и известкового материала, а также глинистых окатышей, органогенного детрита (главным образом скелетных остатков иглокожих), раковин юрских фораминифер и угловатых обломков изверженных пород (рис. 18). В тонкослоис-

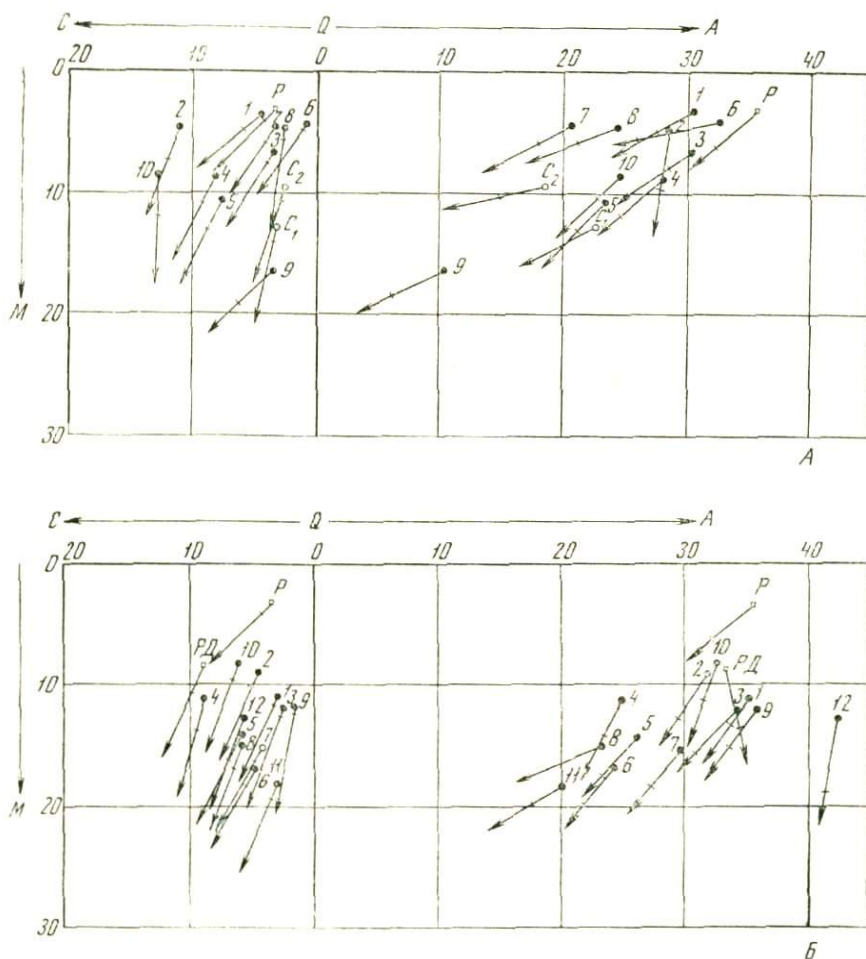


Рис. 16. Диаграммы химического состава липарито-дацитовых туфов свиты горы Индюк верхнего эоцена (А) и субвулканических липарито-дацитовых порфиров (Б)

1—10 и 1—12 — порядковые номера образцов в табл. 7 и 8; Р и РД — средние составы риолита и риодацита по Нокколду (S. Nockolds, 1954).

На диаграмму А нанесены также данные о химическом составе туфов стагокинского горизонта: С₁ и С₂ — порядковые номера образцов в табл. 6

тых разностях заметна субпараллельная ориентировка пластинок биотита в направлении слоистости. Особенно много туффитов в масловском горизонте, где они образуют флишоидное переслаивание с аргиллитами.

Пирокластический материал, слагающий липарито-дацитовые туфы и туффиты, является существенной составной частью и многих песчаников свиты горы Индюк — наряду с органогенным детритом, глинистыми и сидеритовыми окатышами. Форма зерен свидетельствует о переотложении туффового материала, причем перемыв, по-видимому, сопровож-

дался сортировкой по размеру и минералогическому составу: некоторые разности туфогенных песчаников относительно обогащены биотитом, другие — гранатом. Залегая среди аргиллитов верхней подсвиты в виде прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—1 м, туфогенные песчаники нередко обнаруживают градационную текстуру.

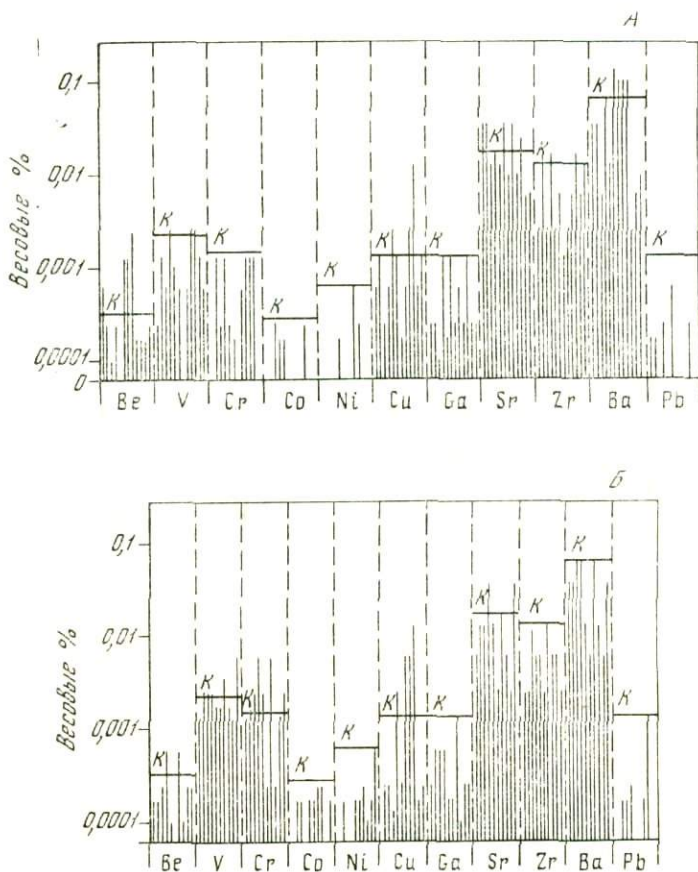


Рис. 17. Диаграммы содержания микроэлементов в липарито-дацитовых туфах свиты горы Индоук верхнего аалена (А) и в субвулканических липарито-дацитовых порфирах (Б) по данным полуколичественного спектрального анализа

Образцы те же, что в табл. 7 и 8 (без обр. 9 и 10), нанесены на диаграмму в порядке номеров. К — средние содержания для кислых магматических пород по А. П. Виноградову (1962). На диаграмму А нанесены также данные о содержании микроэлементов в туфах стагокинского горизонта (две линии, крайние справа); образцы те же, что в табл. 6

Несколько особое положение занимают тонкие пепловые туфы верхней подсвиты, в которых кристаллокластический материал, столь характерный для всех описанных выше пород, содержится в незначительном количестве или почти полностью отсутствует. Эти туфы широко распространены на крайнем северо-западе — в бассейне р. Псекупс, где образуют горизонты мощностью до 3,5—4 м, однако известны и в более восточных районах. Туфы сложены осколками кислого вулканического стекла, мелкими листочками биотита и, реже, обломками кварца, плагиоклаза и К—Na полевого шпата, которые цементируются карбонатом; последний распределен в породе неравномерно, образуя конкреции

онные стяжения. В верхах слоя пепел обычно становится особенно тонким, появляется примесь глинистого материала. По особенностям химизма (обр. 9 на табл. 7 и рис. 16, А) и по составу минералов в обломках лавовые туфы близки к кристаллокластическим туфам свиты горы



Рис. 18. Туффит кристаллокластический липарито-дацитового состава. Черное — пластинки биотита, наверху слева — раковина фораминиферы. Увелич. 30×, без анализатора. Свита горы Индюк (верхний аален), масловский горизонт, пачка флишoidного переслаивания. Руч. Скакуха

Индюк и, вероятно, формировались одновременно с ними, но на большем удалении от центров извержения.

Возраст кристаллотуфов свиты горы Индюк устанавливается по положению в стратиграфическом разрезе ааленских отложений, а также по переслаиванию сопровождающих их туффитов с аргиллитами верхнего аалена. Вместе с тем к настоящему времени проведены радиологические определения, результаты которых сведены в табл. 9. Возраст определялся К—Аг методом по биотиту (образцы № 1—6) или по валовой пробе породы (образцы № 7—17).

Сравнение полученных величин показывает:

1. При определении возраста по биотиту имеем высокие значения и сравнительно небольшой разброс цифр (148—174 млн. лет).
2. При анализе валовых проб пород получены более низкие величины и весьма значительный разброс цифр (45—154 млн. лет).

Достоверная датировка анализируемых проб по геологическим данным (ааленский ярус средней юры — в интервале ≈ 165 —175 млн. лет¹) позволяет оценить результаты, определенные одним и другим способами. Нетрудно заметить, что значения абсолютного возраста, полученные по биотиту, хорошо согласуются с геологическими данными, в то время как результаты анализа валовых проб занижены, причем в

¹ Согласно «Геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 года, с учетом зарубежных данных».

разных образцах в разной степени (иногда в 3 раза). Нельзя согласиться с А. М. Борсуком (1963) и Г. Д. Афанасьевым и др. (1962, 1963), которые, напротив, отдают предпочтение цифрам, полученным для валовых проб, ссылаясь на гидратизированный характер биотита рассматриваемых пород и пониженное содержание в нем калия. По мнению этих исследователей, вынос калия в процессе гидратации должен был нарушить соотношение К и Аг и привести к завышению результа-

Таблица 9

Результаты определения абсолютного возраста липарито-дацитовых туфов свиты горы Индюк К-Аг методом*

№ п/п	Номера образцов	Возраст в млн. лет	Способ определения	Лаборатория, производившая анализ
1	1657/1	155	по биотиту	ГЕОХИ АН СССР
2	Б-208/57	154		ИГЕМ АН СССР
3	Б-214/57	174		»
4	Б-180/57	163		»
5	183/59	148		»
6	178/59	161		»
7	26/55	120	по валовой пробе породы	Дагест. фил. АН СССР
8	295/55	100		ИГЕМ АН СССР
9	54/54	45		Дагест. фил. АН СССР
10	П-177/57	54		»
11	К-51/57	110		»
12	К-120/57	154		»
13	28/54	98 (80)		»
14	20/54	73 (70)		»
15	П-51/57	102		»
16	120/57	137		»
17	П-120/57	90		»

* Анализы 2—17 взяты из работ Г. Д. Афанасьева (1956, 1962, 1963) и А. М. Борсука (1963), анализ 1 из коллекции автора выполнен З. В. Студениковой в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР.

тов определения абсолютного возраста. Однако такое соображение могло бы быть справедливым лишь для случая сравнительно поздней гидратации биотита. Между тем нам представляется наиболее вероятным, что процесс этот сопутствовал вулканическим эксплозиям и протекал в результате взаимодействия с морской водой свежего пирокластического материала при его переносе и отложении. Сравнительно быстрая гидратация попадающего в морскую среду биотита, сопровождаемая, в частности, выносом калия, установлена наблюдениями в современных водоемах (Gallagher, 1935).

Вулканические образования основного состава встречаются в свите горы Индюк в подчиненных количествах, однако представлены как в пирокластической, так и в эффузивной фации. Продукты подводных излияний — pillow-лавы развиты локально в районе устья р. Гунайки, где залегают среди аргиллитов верхней подсвиты. По строению они во многом сходны с описанными выше шаровыми лавами чаталтапинской свиты (рис. 19). Интересно отметить, что и здесь на поверхности многих подушек лавы наблюдается первичная полигональная трещиноватость.

Пустоты между шарами заполнены беспорядочным агрегатом карбонатов, хлорита и кремнистого материала; местами наблюдаются сферолитовые структуры. Спилитизация в лавах района р. Гунайки выражена сравнительно слабо: это базальтовые порфириды с гиалопилитовой основной массой и немногочисленными вкрапленниками плагиоклаза — в виде изометричных лейст размером до 3—4 мм. Плагиоклаз вкрапленников в значительной степени замещен карбонатом и хлоритом, а в пре-



Рис. 19. Pillow-лавы свиты горы Индок (верхний аален). Район устья р. Гунайки

делах реликтовых участков имеет состав альбита (3—5% An). Тем не менее общее содержание Na_2O в породе невелико (в среднем — 3,2%).

Вулканические бомбы и глыбы порфиритов, обнаруженные среди аргиллитов в непосредственной близости от выходов pillow-лав р. Гунайки, а также в бассейне р. Пшияхо и на р. Сосновке, сходны с ними по составу, отличаясь меньшей раскристаллизованностью основной массы, обилием миндалин, заполненных карбонатами и хлоритом. В последнем из перечисленных местонахождений слои с включениями вулканических бомб и шаровые лавы выступают в обособленной тектонической линзе зоны Тугупсинского разлома, стратиграфическое положение их устанавливается лишь предположительно.

Базальтовые и спилитовые порфириды образуют также лавовые потоки, отторженцы которых приурочены к масловскому и сурскому горизонтам глинистых туфогенных конгломератов. Нередко эти лавы не имеют шарового строения, в основании и в средней части потока появляются интерсертальные и офитовые структуры — базальтовые порфириды переходят в диабазовые. В интерстициях развиты карбонат, радиально-лучистый хлорит, рудный минерал и реликты ксеноморфных зерен пироксена. Порфириновые выделения размером до 1,5—2 мм представлены широкими лейстами лабрадора, иногда альбитизированными по периферии; встречаются также призматические кристаллы моноклинного пироксена длиной до 2,5—3 мм. Последние включают пойкилито-

Химический состав эффузивных базальтовых порфиритов свиты горы Индюк и близких к ним пород субвулканической фации (верхний аален)*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	875/1	44,95	1,41	13,46	0,91	5,86	0,20	6,22	5,57	2,48	0,40	15,10	0,26	—	96,82	0,69	12,10
2	873/1	42,22	0,36	19,00	0,0	7,68	0,13	3,96	10,73	3,96	0,22	11,98	0,24	—	100,48	0,67	7,40
3	5386	41,91	1,98	18,58	7,77	4,23	0,09	4,95	6,16	4,10	0,13	9,13	0,03	0,51	99,56	0,94	4,42
4	5410	44,74	0,65	18,04	0,99	7,35	0,69	3,43	8,25	5,51	0,16	8,98	0,03	0,39	99,21	0,52	6,95
5	950/2	40,80	0,25	15,91	1,64	6,49	0,26	6,08	12,14	2,46	0,06	13,84	0,08	—	100,01	0,99	8,14
6	144/10	47,15	1,31	16,63	4,39	5,38	0,20	6,90	8,87	2,70	0,90	4,82	—	—	99,25	0,20	0,47
7	5332	39,40	1,20	18,18	1,78	6,03	0,23	4,65	13,54	2,35	0,70	10,76	1,17	0,59	100,58	1,43	7,94
8	144/13	45,85	1,50	19,89	3,09	4,02	0,11	4,60	8,77	3,24	2,28	6,34	0,30	—	99,99	1,54	3,74
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову															
		A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	fa'	к	п	с	q			
1	875/1	17,8	18,1	26,0	38,1	1,2	—	4,5	63,3	32,2	4,6	45,0	50,4	± 6,2			
2	873/1	25,8	22,5	20,8	30,9	0,0	4,6	—	45,2	50,2	1,6	51,8	46,6	— 7,6			
3	5386	25,2	20,4	22,0	32,4	9,0	5,6	—	86,0	8,4	1,2	53,8	45,0	— 2,2			
4	5410	33,0	15,9	24,0	27,1	1,1	—	23,8	33,9	42,3	1,1	66,5	32,4	— 13,0			
5	950/2	16,4	23,8	26,9	32,9	2,1	—	2,9	62,7	34,4	0,5	40,2	59,3	— 1,9			
6	144/10	19,1	19,3	28,8	32,8	5,0	—	18,2	63,3	18,5	9,2	40,5	50,1	— 0,4			
7	5332	18,1	26,8	23,3	31,8	2,2	—	9,1	54,8	36,1	6,3	34,0	59,7	— 4,8			
8	144/13	26,9	21,1	20,2	31,8	3,4	—	19,6	60,4	20,0	17,4	38,7	43,9	— 5,8			

1 и 2 — базальтовые порфириты из pillow-лав, устье р. Гунайки; 3 и 4 — базальтовые порфириты, р. Курганная; 5 — диабазовый порфирит субвулканической фации, аул М. Псеушко; 6 — диабаз субвулканической фации, р. Кушико; 7 — диабазовый порфирит субвулканической фации, р. Кушико; 8 — диабазовый порфирит субвулканической фации (образец взят близ контакта — на участке с шаровой отдельностью), р. Кушико.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, И. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, А. Б. Остапенко, Е. А. Федотовой, М. А. Шишковой.

вые востки плагиоклаза: офитовая структура сменяется на таких участках пойкилоофитовой. Петрохимически диабазовые порфириды, так же как и шаровые лавы р. Гунайки, близки к среднему базальту (табл. 10 и рис. 20, а также обр. 19, 20, 21 в табл. 11 и рис. 22).

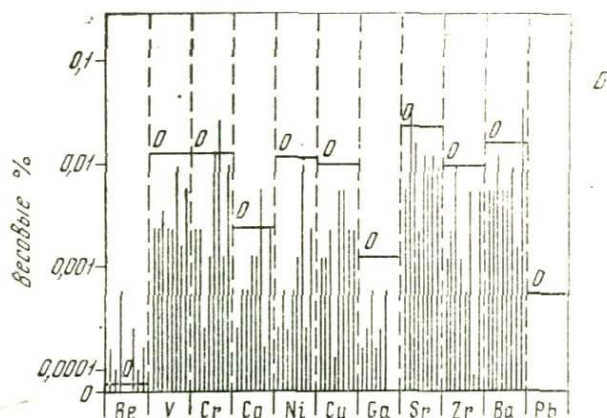
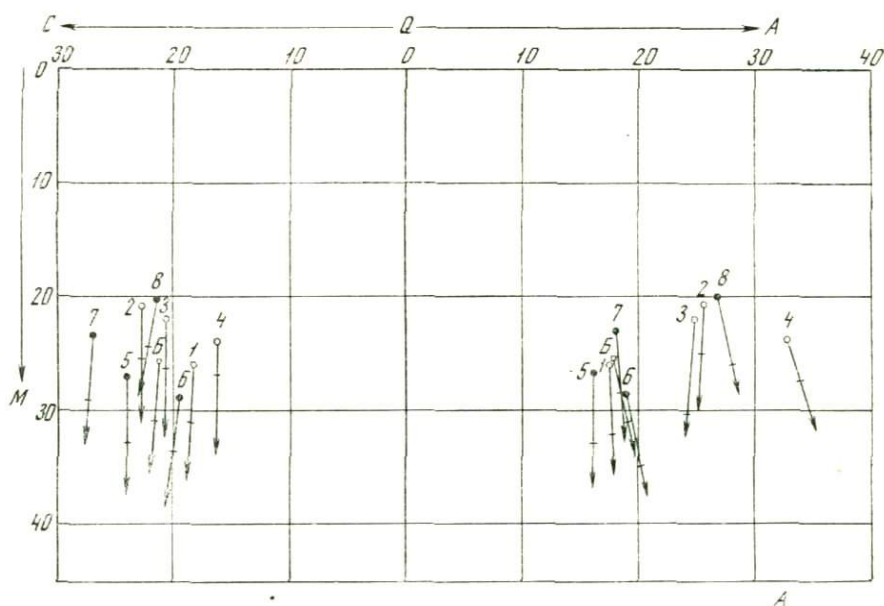


Рис. 20. Диаграммы химического состава эффузивных базальтовых порфиритов свиты горы Индюк и близких к ним пород субвулканической фации (верхний эален)

А—векторная диаграмма: 1—8—порядковые номера образцов в табл. 10, «Б»—средний состав базальта, по Нокколду (S. Nockolds, 1954);

Б—содержание микроэлементов по данным полуколичественного спектрального анализа. Образцы те же, нанесены на диаграмму в порядке номеров; О — средние содержания для основных пород по А. П. Виноградову (1962)

Туфы основного состава — главным образом мелкообломочные витрокластические — известны на всей площади Гойтхско-Ачишхинской зоны, однако, как отмечалось выше, наиболее распространены близ ее юго-западных границ, где в районе аула Малый Псеушко появляются

среднеобломочные разности, а мощность отдельных линз и горизонтов возрастает до 5—15 м. Это прочные породы темно-зеленого цвета, сложенные обломками порфирита с гялопилитовой или витрофировой основной массой (размером до 2—5 мм), плагиоклаза, моноклинного пироксена, вулканического стекла и продуктов его раскristаллизации. Нередко заметна слоистость, встречаются окатыши и галька аргиллитов. Мелкообломочные пепловые разности интенсивно карбонатизированы.

Весьма разнообразен вулканический материал приуроченных к сурскому и масловскому горизонтам глинистых туфогенных конгломератов подводно-оползневой происхождения, описание которых дается в главе V. Помимо отторженцев лавовых покровов (о которых упоминалось выше) и крупных глыб в них встречены многочисленные включения вулканических бомб, лапиллей и взрывных обломков; глинистая основная масса содержит кислый кристаллокластический материал обычного для свиты горы Индюк состава: осколки и целые кристаллы кварца, плагиоклаза, К—Na полевого шпата, биотита, розового граната.

В виде вулканических бомб и лапиллей широко распространены породы трахитового и трахиандезитового состава, реже — липарито-дацитовые порфиры, базальтовые и спилитовые порфириты. Бомбы обычно насыщены многочисленными миндалинами (в том числе мелкими, которые различимы лишь под микроскопом) и первоначально имели пузыристое строение. Замечена приуроченность более крупных миндалин к центральной части вулканической бомбы, где иногда образуется небольшая полость (см. приложение, рис. 10). Закаленная периферическая каемка выделяется более темной окраской. Для лапиллей характерна более слабая, чем в бомбах, раскristаллизованность основной массы, преобладают витрофировые структуры, вкрапленники редки. В заполнении миндалин участвуют карбонат, хлорит, пирит, а также кварц, халцедон, цеолиты и анальцим, имеющие подчиненное значение.

Размер вулканических бомб чаще всего не превышает 15—20 см, однако встречаются и более крупные — до 40—60 см. По форме бомбы могут быть подразделены на три группы:

1. Бомбы округлой изометричной или несколько удлиненной формы со сложной бугристой поверхностью (см. приложение, рис. 1, 2, 4). Эта форма наиболее характерна для трахитовых порфиров и для порфиритов. В редких случаях наблюдаются признаки винтообразного скручивания (см. приложение, рис. 7, 8).

2. Бомбы грушевидной или несколько уплощенной формы, нередко имеющие оттянутые концы или острый «рваный» край (см. приложение, рис. 6, 9).

3. Угловатые взрывные обломки; так же как и вулканические бомбы второй группы, они чаще всего имеют липарито-дацитовый состав.

Интересно отметить, что вулканические бомбы глинистых туфогенных конгломератов свиты горы Индюк по форме и строению обнаруживают много общего с ранее описанными П. Ф. Иванкиным (1955) и Е. Б. Яковлевой (1957) бомбами из девонских отложений Рудного Алтая. «Вся поверхность бомб, — пишет П. Ф. Иванкин, — состоит из вмятин, неправильной формы ямок, выступов и сглаженных бугорков и грядок, распределенных без какой бы то ни было закономерности в чередовании и направлении удлиненных неровностей» (Иванкин, 1955, стр. 31). Е. Б. Яковлева подчеркивает отсутствие в девоне Алтая бомб эллипсоидальной и винтообразно-скрученной формы, столь обычных при современных наземных извержениях; в свите горы Индюк они так-

же неизвестны. Некоторое сходство усматривается и с описанными Л. Г. Кваша (1950) вулканическими бомбами из девонских отложений района рудника Левихи на Урале, где, в частности, встречены бомбы с острыми оттянутыми «хвостами». Впрочем, Л. Г. Кваша находит возможным отнести вулканические бомбы района Левихи к стромболиан-

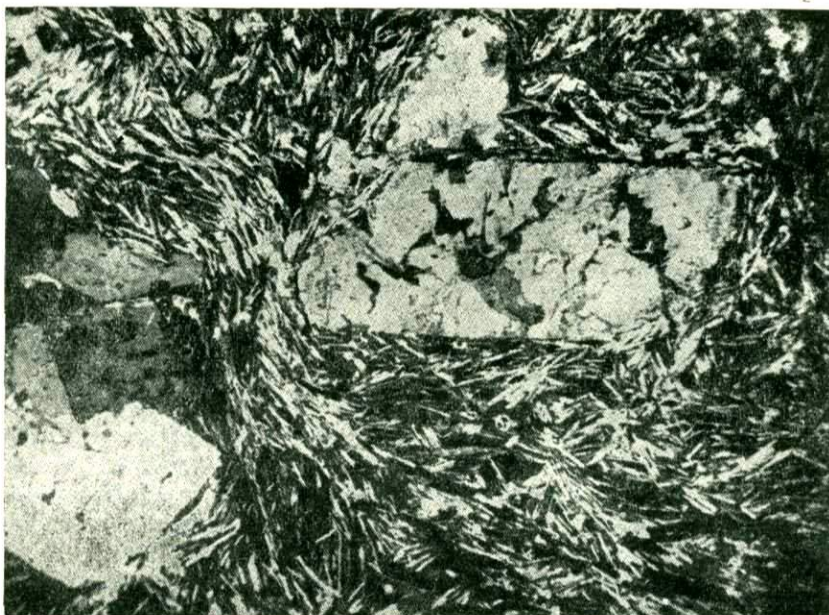


Рис. 21. Трахитовый порфир из эксплозионного обломка, включенного в глинистые туфогенные конгломераты масловского горизонта (свита горы Индюк, верхний аален). Увелич. 25×, николи (+). Левый приток р. Кушико

скому типу, сравнивая их с продуктами современного и четвертичного вулканизма Армении, Оверни и Мексики.

Трахитовые порфиры из вулканических бомб представляют собой плотную породу, светло-серого, желтовато-серого или почти белого цвета с афанитовой основной массой, многочисленными миндалинами, а также различимыми простым глазом фенокристами полевого шпата. Преобладают натровые разновидности: основная масса включает длиннопризматические фенокристы анортоклаза и более мелкие таблитчатые лейсты альбита. Последние иногда образуют гломеропорфировые скопления, причем в одном из шлифов наблюдалось обрастание такого скопления единой каймой воднопрозрачного альбита. Нередко вкрапленники представлены лишь щелочным полевым шпатом; в некоторых образцах встречены также порфировые выделения кварца и биотита.

Основная масса в трахитовых порфирах состоит из микролитов щелочного полевого шпата и альбита, погруженных в стекловатый мезостазис. Форма микролитов — таблитчатая, короткопризматическая (ортофировые структуры), либо длиннопризматическая — в разностях трахитовой структуры, где вместе с тем наблюдается флюидальное обтекание микролитами фенокристов полевого шпата (рис. 21). Стекло нередко встречается в значительных количествах, продукты девитрификации представлены бурым малопрозрачным веществом, включающим наряду с микролитами многочисленные игольчатые кристаллиты. Для

лапиллей весьма характерны витрофировые структуры. Вторичные изменения представлены карбонатизацией как основной массы, так и вкрапленников, а также альбитизацией $K-Na$ полевого шпата, которая, как правило, развивается лишь вдоль трещин, нарушающих фенокристаллы.

Калиевые трахитовые порфиры имеют подчиненное значение и известны лишь в глинистых туфогенных конгломератах масловского горизонта. Интересная разновидность — «анхимономинеральные щелочные трахиты» — была обнаружена в них Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком (1959). Порода состоит из микролитов $K-Na$ полевого шпата и призматических фенокристов санидина с углом оптических осей $38-50^\circ$, в некоторых образцах характеризуется бостонитовой структурой.

Среди трахиандезитовых порфиритов также преобладают натровые разности. Основная масса состоит из микролитов полевого шпата (главным образом альбита), включенных в стекловатый мезостазис. Стекло сохранилось лишь местами, в качестве продуктов девитрификации присутствуют мелкочешуйчатый хлорит, карбонаты, отдельные участки криптокристаллического, вероятно, полевошпатового вещества, а также мелкие зерна рудного минерала. Встречены вариолитовые разности. Вкрапленники в трахиандезитовых порфиритах представлены лейстами $K-Na$ полевого шпата и альбита. Характер вторичных изменений приблизительно тот же, что и в трахитовых порфирах, однако наряду с карбонатизацией широко развиты процессы хлоритизации.

По особенностям химического состава трахитовые порфиры и трахиандезитовые порфириты вулканических бомб близки между собой, что наряду с условиями нахождения указывает на общность происхождения и родство этих пород. При сравнении с типичным известково-щелочным трахитом (по С. Р. Нокколдсу) обнаруживается, что в трахитовых порфирах свиты горы Индюк, несмотря на богатство натрием (в среднем $5,2\%$ Na_2O), общее количество щелочей невелико (в среднем 8%) — за счет весьма низкого содержания K_2O (в среднем $2,8\%$). Аналогичные особенности отличают трахиандезитовые порфириты свиты горы Индюк от типичного латита (по С. Р. Нокколдсу): количество Na_2O достигает в них в среднем $4,9\%$, количество K_2O не превышает $1,3\%$, а сумма щелочей — $6,2\%$. Породы из вулканических бомб сравнительно бедны также магнием и, в меньшей степени, железом (табл. 11, рис. 22). Данные о содержании в них микроэлементов приведены на диаграмме (рис. 23).

Для липарито-дацитовых вулканических бомб характерны микрофельзитовые и кристаллитовые структуры основной массы; вкрапленники представлены кварцем, альбитом и, сравнительно редко, биотитом. По химизму материал вулканических бомб близок к кислым туфам свиты горы Индюк, а также к аалейским липарито-дацитовым порфирам субвулканической фации (см. рис. 22). Весьма характерные для этих пород зерна розового граната (альмандина) встречаются и в вулканических бомбах.

Субвулканическая фация

Среди пород субвулканической фации, тесно связанных с вулканогенно-осадочной свитой горы Индюк, преобладают липарито-дацитовые порфиры: диабазы и диабазовые порфириты сравнительно редки. Первоначально предполагалось, что липарито-дацитовые порфиры образуют эффузивные покровы (Вялов, 1934; Ломизе, 1958а), интрузивный характер их залегания был доказан впервые Г. Д. Афанасьевым и

Химический состав вулканических пород, включенных в глинистые туфогенные конгломераты свиты горы Индюк (верхний аален)*

№ п/п	Номера образцов	Окислы в весовых %														Сумма	H ₂ O—	CO ₂
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃				
1	1669/123	63,31	0,28	14,68	0,21	0,89	0,50	0,42	6,24	6,12	1,56	5,17	—	—	99,38	0,13	5,20	
2	1718/20	52,08	0,53	17,07	3,38	1,45	0,64	0,56	10,90	4,32	2,93	6,18	—	—	100,04	0,33	6,30	
3	1718/45	47,46	0,93	18,24	—	5,82	0,50	1,39	9,16	5,68	2,21	8,33	—	—	99,72	0,48	7,92	
4	1718/62	67,83	0,24	14,09	0,32	1,88	0,27	0,28	5,08	5,76	0,88	4,12	—	—	100,75	0,31	4,30	
5	247/7	54,55	0,38	17,23	0,56	0,92	0,05	0,06	9,34	5,96	3,97	7,22	0,24	—	100,48	—	6,18	
6	834/1	50,30	0,33	16,44	0,78	0,70	0,18	—	12,96	5,01	3,82	8,89	0,13	0,93	100,47	0,11	7,49	
7	231/13	45,72	0,21	16,43	1,13	1,10	0,18	0,27	14,49	3,57	4,21	11,89	0,11	—	99,31	1,50	10,72	
8	834/3	50,70	0,45	18,00	1,71	5,31	1,18	1,15	5,85	1,49	8,26	6,38	0,09	—	100,57	0,65	5,30	
9	245/10	43,64	1,17	19,58	2,66	10,13	0,01	0,97	8,02	6,19	0,69	6,05	0,45	—	99,56	1,09	3,63	
10	203/3	39,94	0,92	17,81	0,76	6,85	0,03	2,08	12,91	6,05	1,62	10,57	0,44	—	99,98	0,51	9,59	
11	245/9	45,76	1,16	18,74	2,60	6,55	0,03	1,86	8,72	4,39	2,13	6,38	0,81	—	99,13	0,83	4,89	
12	1669/70	47,32	1,58	19,69	0,81	7,44	0,42	2,25	7,08	5,02	0,51	6,92	—	—	99,04	1,16	5,54	
13	1718/47	45,78	1,23	19,26	—	7,84	0,30	1,96	9,02	4,67	0,79	8,53	—	—	99,38	0,92	7,17	
14	1718/64	43,83	1,55	16,49	2,56	3,46	0,85	1,25	15,58	3,93	0,89	9,20	—	—	99,59	0,32	9,54	
15	1718/41	49,31	0,11	15,62	4,83	3,53	0,46	1,25	9,82	4,89	1,89	9,11	—	—	100,82	0,43	5,70	
16	231/11	43,06	2,28	17,91	1,73	2,75	1,60	0,50	15,08	3,94	2,23	8,87	0,53	—	100,48	0,83	—	
17	1718/2	57,78	0,80	20,02	—	6,97	0,07	3,09	0,98	3,53	2,21	4,13	—	—	99,58	0,59	1,23	
18	1718/75	52,49	0,97	20,34	—	9,26	0,11	3,62	1,36	6,15	0,16	4,51	—	—	98,97	0,32	2,93	
19	5497	46,24	1,28	19,09	7,09	2,70	0,07	7,22	7,43	2,33	0,33	5,56	следы	0,61	99,95	1,12	1,47	
20	5713	48,09	1,40	21,79	7,78	1,56	0,14	5,94	5,42	2,92	1,24	3,35	0,13	0,26	100,02	2,29	0,61	
21	6021	49,43	0,92	17,37	3,21	5,70	0,29	4,77	8,20	3,03	1,12	5,04	1,44	0,05	100,57	1,23	2,81	
22	255/3	76,64	0,62	14,00	1,05	1,02	0,04	—	1,06	2,67	1,79	1,05	0,73	—	100,67	0,07	0,31	
23	1669/41	66,30	0,50	13,63	—	3,85	0,30	1,82	4,91	2,61	0,40	5,80	—	—	100,12	0,37	4,77	
24	1718/33	72,21	0,44	13,82	0,03	3,04	0,06	1,12	1,76	3,21	1,26	1,88	—	—	98,83	0,34	1,34	

		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову													
		A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	fa'	k	n	c	q	
1	1669/123	40,9	5,1	7,7	46,3	0,2	66,0	—	12,9	21,1	12,8	76,3	10,9	+13,4	
2	1718/20	37,1	12,0	13,3	37,6	3,8	72,4	—	13,3	14,3	23,4	52,1	24,5	+ 2,3	
3	1718/45	43,4	12,1	12,6	31,9	—	7,5	—	26,3	66,2	15,7	62,4	21,9	— 8,8	
4	1718/62	36,0	6,1	5,7	52,2	0,4	42,6	—	11,5	45,9	8,3	77,1	14,6	+22,7	
5	247/7	49,4	5,8	9,3	35,5	0,6	87,6	—	2,1	10,3	27,0	62,6	10,4	— 3,9	
6	834/1	46,0	7,7	12,2	34,1	0,9	93,3	—	—	6,7	28,3	57,4	14,3	— 5,0	
7	231/13	42,6	12,4	8,1	36,9	1,5	73,0	—	9,5	17,5	34,2	43,2	22,6	— 1,6	
8	834/3	40,8	12,0	12,7	34,5	2,0	8,6	—	23,9	67,5	60,8	16,6	22,6	— 3,8	
9	245/10	38,0	15,2	21,4	25,4	2,9	28,0	—	11,6	60,4	4,7	66,7	28,6	— 3,8	
10	203/3	45,3	12,0	19,4	23,3	0,9	23,6	—	27,8	48,6	11,7	67,5	20,8	—20,8	
11	245/9	34,0	16,3	19,8	29,9	2,9	34,8	—	24,6	40,6	16,2	51,3	32,5	— 9,3	
12	1669/70	31,5	16,9	17,5	34,1	0,9	—	15,8	29,4	54,8	3,8	61,4	34,8	— 2,8	
13	1718/47	32,0	17,0	17,4	33,6	—	—	16,0	25,3	58,7	7,0	58,4	34,6	— 4,1	
14	1718/64	29,6	17,6	17,1	35,7	3,2	46,1	—	22,3	31,6	8,5	54,0	37,5	— 0,1	
15	1718/41	36,8	10,4	18,6	34,2	5,6	59,4	—	22,1	18,5	15,8	62,8	21,4	— 1,2	
16	231/11	32,1	16,2	24,2	27,5	2,0	74,5	—	4,9	20,6	17,8	48,7	33,5	—12,1	
17	1718/2	28,1	3,2	26,6	42,1	—	—	52,9	20,7	26,4	25,7	64,0	10,3	+16,3	
18	1718/75	34,8	4,2	27,7	33,3	—	—	40,6	24,3	35,1	1,3	88,1	10,6	+ 1,0	
19	5497	14,8	23,7	25,0	36,5	7,5	—	12,7	87,3	—	3,3	34,8	61,9	+ 5,7	
20	5713	21,0	16,6	26,3	36,1	7,0	—	44,0	56,0	—	12,4	43,3	44,3	+ 6,8	
21	6021	21,6	19,6	22,9	35,9	3,6	16,5	—	54,5	29,0	10,2	42,1	47,7	+ 2,1	
22	255/3	21,5	3,3	8,3	66,9	1,1	—	92,6	—	7,4	26,6	60,1	13,3	+50,1	
23	1669/41	17,0	8,7	14,6	59,7	—	—	44,0	25,0	31,0	5,8	60,4	33,8	+39,4	
24	1718/33	23,3	5,5	8,8	62,4	0,1	—	63,0	3,2	33,8	16,7	64,2	19,1	+41,8	

1 — трахитовый порфир из вулканической бомбы, ручей Третьеротский; 2—4 — трахитовые порфиры миндалекаменные из вулканических бомб, ручей Третьеротский; 5 — то же, р. Кушико; 6 — то же, ручей Лесозаводский; 7 — то же, верховья р. Пшенахо; 8 — трахитовый порфир (калиевый) из вулканической бомбы, ручей Лесозаводский; 9 — трахиандезитовый порфирит из вулканической бомбы, ручей Тихий (правый приток р. М. Пшиш); 10 — трахиандезитовый порфирит миндалекаменный из вулканической бомбы, ручей Двубратский; 11 — трахиандезитовый порфирит из вулканической бомбы, ручей Тихий; 12 — то же, ручей Третьеротский; 13—15 — трахиандезитовые порфириты миндалекаменные из вулканических бомб, ручей Третьеротский; 16 — трахиандезитовый порфирит из бомбы, верховья р. Пшенахо; 17, 18 — спилитовые порфириты из вулканических бомб, ручей Третьеротский; 19 — диабазовый порфирит из отторженца лавового потока, северо-восточный гребень массива Шесси; 20 — диабазовый порфирит из глыбы, водораздел рек Кушико и М. Пшиш; 21 — то же, правобережье р. Пшехи к северу от горы Собор-Скала; 22—24 — липарито-дацитовые порфиры из вулканических бомб, ручей Третьеротский.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, И. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, А. Б. Остапенко, Е. А. Федотовой.

А. М. Борсуком (1959)¹. Наблюдения, проведенные в последующие годы автором, показали, что липарито-дацитовые порфиры слагают небольшие штоки, дайки и согласные пластовые тела (мощностью 50—150 м и протяженностью от нескольких сотен метров до нескольких километров). Последние распространены особенно широко и приурочены главным образом к подстилающей свите горы Индюк флишевой наужинской свите, состав и строение которой, по-видимому, благоприятство-

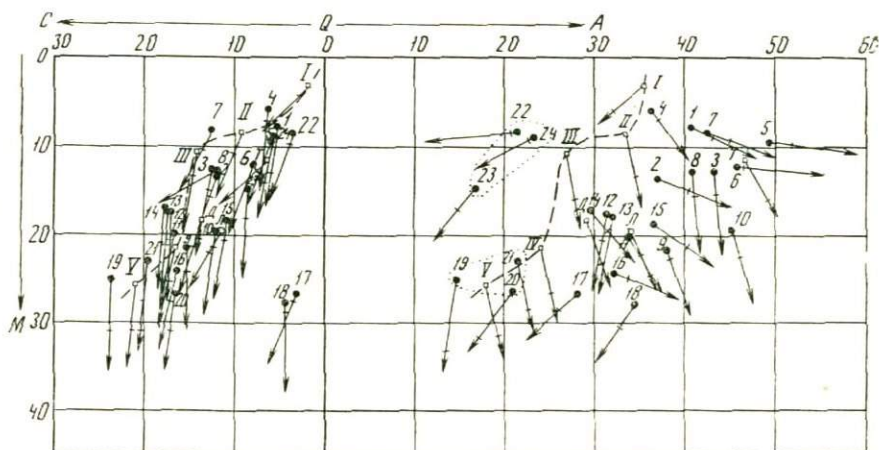


Рис. 22. Диаграмма химического состава вулканических пород, включенных в глинистые туфогенные конгломераты свиты горы Индюк (верхний аален)

1—24 — порядковые номера образцов в табл. II; I—V — вариационная линия пород нормального известково-щелочного ряда, где I, II, III, IV, V — средние составы риолита, риодацита, дацита, андезита и базальта по Нокколдсу (S. Nockolds, 1954); Т. Д, Л — средние составы известково-щелочного трахита, дорейта и латита по Нокколдсу

вали образованию тел пластовой формы. Силлы липарито-дацитовых порфиров встречаются также и среди аргиллитов нижележащей макаровской свиты. Всюду, где обнажены контакты, наблюдаются признаки активного воздействия расплава на вмещающие осадочные породы — как в подошве, так и в кровле пластовых тел. Характер контактов, а также тот факт, что пластовые залежи липарито-дацитовых порфиров не занимают определенного стратиграфического положения, вскрываясь в разных частях разреза наужинской и макаровской свит, не позволяет считать их покровами излившихся лав. Вместе с тем эффузивный облик пород свидетельствует о формировании их на незначительной глубине.

Недавно опубликована работа Г. П. Корнева, в которой автор предлагает вернуться к представлениям об эффузивной природе липарито-дацитовых пород рассматриваемого комплекса: «кварцевые порфиры и липарито-дацитовые порфиры, считающиеся М. Г. Ломизе субвулканическими, а Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком интрузивными, ассоциируют с вулканокластическими породами и туфами. Эти факты прямо говорят в пользу признания эффузивного их происхождения» (Корнев, 1965, стр. 72). Поскольку указанная ассоциация весьма характер-

¹ Эти исследователи описали липарито-дацитовые порфиры рассматриваемого комплекса под названием «гранодиорит-порфиров». Возраст их Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук признают верхнеюрским—нижнемеловым (на основании определений абсолютного возраста по валовым пробам), что, однако, противоречит геологическим данным (см. ниже).

на и для субвулканических образований, аргументацию Г. П. Корнева нельзя признать убедительной.

Выходы липарито-дацитовых порфиров известны почти на всем протяжении Гойтхско-Ачишхинской зоны. Эти породы широко развиты в

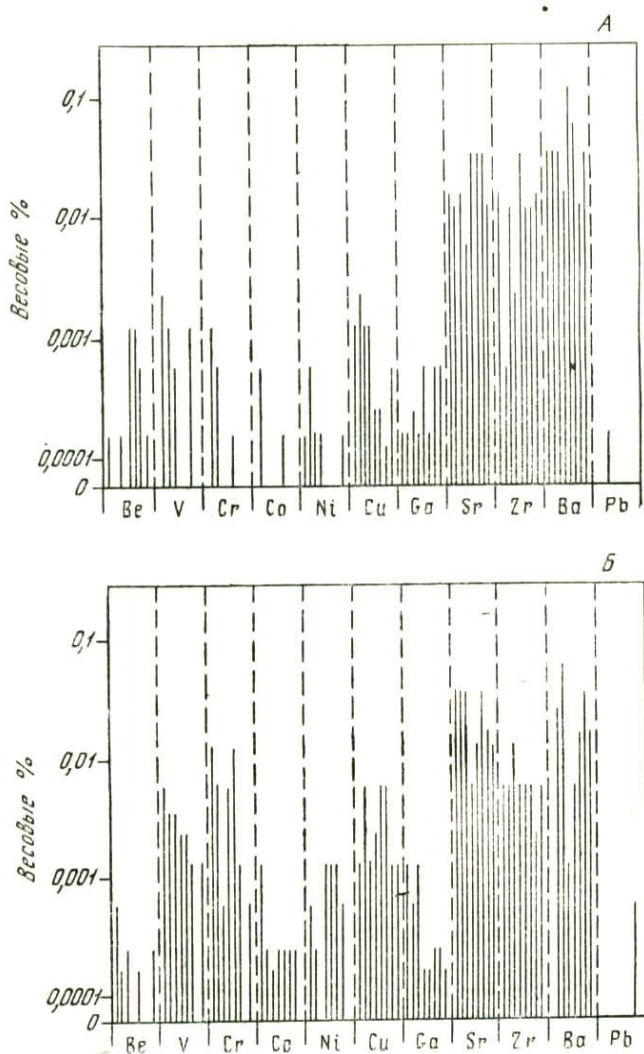


Рис. 23. Диаграммы содержания микроэлементов в трахитовых порфирах (А) и трахиандезитовых порфиритах (Б) из вулканических бомб, включенных в глинистые туфогенные конгломераты свиты горы Индюк (верхний аален), по данным полуколичественного спектрального анализа. Анализированы образцы 1—8-й и 9—16-й (см. табл. 11), нанесены на диаграммы в порядке номеров

районе вершины г. Большая Чура, где они были описаны впервые Л. В. Хмелевской (1934); обнажаются в области левобережья р. Шахе, на водоразделе рек Ажу и Верхний Тугупс и по левым притокам последнего. В верховьях рек Нижний Тугупс, Хахопсе, Гогопс, Большой Пшиш, Холодная Щель, Соляная Щель — на протяжении почти 45 км (до горы Индюк на западе) отдельные тела липарито-дацитовых пор-

фиров обнажаются на северном склоне Главного водораздела, а местами — на его гребне, слагая вершины Лысую, Семашо (и вершину Два Брата к югу от линии водораздела). На южном склоне Главного хребта известны лишь небольшие выходы в верховьях рек Псезуапсе, Бекишей, а также в среднем течении р. Малая Наужи. Липарито-даци-

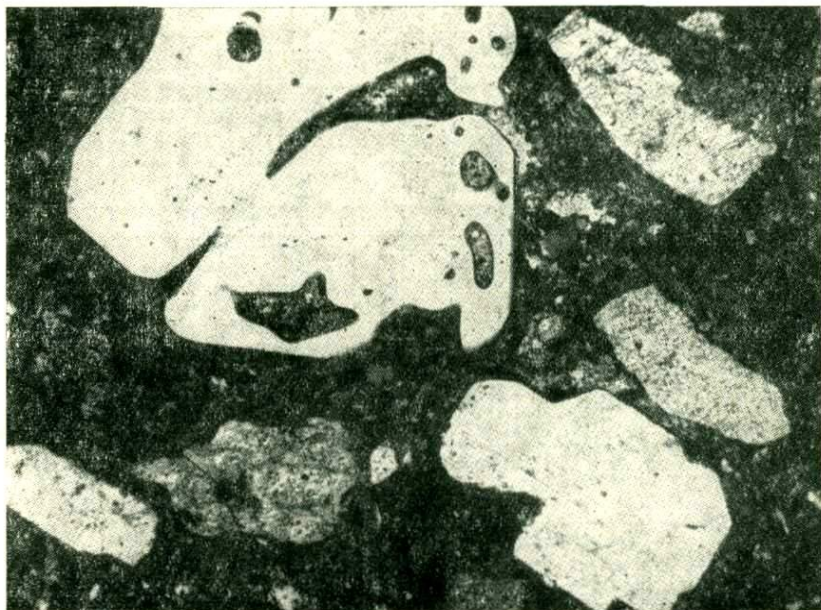


Рис. 24. Липарито-дацитовый порфир субвулканической фации, аален. Увелич. 25 \times , николи (+). Гора Оконту

товые порфиры широко развиты в пределах горного массива Шесси и севернее, где они слагают гряду горы Оконту, а также обнажаются по р. Кушико, по правым притокам р. Малый Пшиш и в среднем течении р. Сосновки (см. рис. 4).

Липарито-дацитовые порфиры представляют собой массивную породу серого цвета. Афанитовая основная масса включает многочисленные крупные (до 3—4 мм) фенокристы кварца и плагиоклаза, а также более мелкие чешуйки биотита. Нередко в виде вкрапленников присутствует розовый гранат (альмандин) — в виде правильных зерен размером до 2—3 мм. Структура основной массы микропйкилитовая или микрозернистая. Вкрапленники кварца резобированы, рассекаются «заливчиками» основной массы (рис. 24). Плагиоклаз — полисинтетически сдвойникованный или лишенный двойникования, — представлен альбитом (3—7% Ап). Биотит плеохроирует в коричневых тонах, нередко включает мелкие зерна рудного минерала и циркона. Немногочисленные, но иногда крупные (до 2 см) миндалины заполнены кальцитом, цеолитом; в некоторых из них присутствует оторочка мелких зерен сфена, рудного минерала и альбита. В качестве характерных включений липарито-дацитовые порфиры аалена содержат угловатые обломки молочно-белого кварца размером до нескольких сантиметров (см. приложение, рис. 25, 26), а также ксенокристаллы силлиманита (см. приложение, рис. 24), чаще всего оплавленные и окруженные реакционной каймой.

В большинстве выходов липарито-дацитовые порфиры обнаруживают столбчатую отдельность, которая особенно четко выражена в пластовых телах (рис. 25). Столбы ориентированы приблизительно перпендикулярно поверхностям контактов с вмещающими породами. Широко развиты липарито-дацитовые порфиры брекчиевидно-такситовой



Рис. 25. Столбчатая отдельность в субвулканических липарито-дацитовых порфирах аалена. Макарова балка

структуры, состоящие из угловатых обломков порфиров, раскристаллизовавшихся на ранних стадиях внедрения, сцементированных более мелкозернистыми (вплоть до фельзитов) разностями сходного состава (см. приложение, рис. 23). В таких липарито-дацитовых порфирах вкрапленники обычно представлены не целыми фенокристами кварца и плагиоклаза, а их остроугольными осколками, что является, вероятно, результатом дробления интрателлурических кристаллов в процессе инъецирования расплавом осадочной толщи аалена.

На контактах наблюдаются втягивание и захват пластичного глинистого материала, многочисленные неправильной формы включения которого изобилуют в периферических участках субвулканических тел. В большинстве случаев может быть выделена приконтактовая зона «брекчий внедрения» шириной 1—6 м (рис. 26), которая постепенно переходит в зону инъекций липарито-дацитовых порфиров во вмещающие породы (ширина зоны — до 2—10 м). Аргиллиты здесь интенсивно смяты и местами содержат мелкие неправильной формы включения обогащенной хлоритом фельзитовой массы, а также осколки и целые вкрапленники кварца, плагиоклаза, реже биотита.

В непосредственном соприкосновении с липарито-дацитовым порфиром наблюдается двух-трехсантиметровая оторочка уплотненных и осветленных аргиллитов, в которых под микроскопом различимы многочисленные мелкие новообразования альбита. Химический анализ устанавливает заметное обогащение Na_2O и CaO и обеднение K_2O . Вынос натрия и кальция, а также поглощение калия из сравнительно богатых этим элементом аргиллитов отчетливо выражены на всех опробованных контактах — как в подошве, так и в кровле пластовых тел (табл. 12,

рис. 27, А). В то же время содержание рассеянных элементов в аргиллитах, по данным полуколичественного спектрального анализа (см. рис. 27, Б), не испытывает близ контакта существенного изменения и приблизительно соответствует среднему содержанию их в глинистых породах (по А. П. Виноградову).



Рис. 26. «Брекчия внедрения» в зоне верхнего контакта пластового тела субвулканических липарито-дацитовых порфиров аалена. Гора Оконту

Вопрос о возрасте липарито-дацитовых порфиров решается с учетом следующих предпосылок:

1. Липарито-дацитовые порфиры рассматриваемого типа приурочены к подстилающим свиту горы Индюк отложениям наужинской и макаровской свит и выше по разрезу не встречаются. Преобладают согласные пластовые тела, которые смяты в складки совместно с вмещающими слоями осадочных пород (см. рис. 4); образование этих складок началось в предбайосское и предкелловейское время (см. гл. II).

2. Эффузивный облик пород (порфировые структуры с микропикритовой и фельзитовой основной массой, наличие миндалин), а также характер воздействия на вмещающие отложения свидетельствуют о формировании липарито-дацитовых порфиров в близповерхностных условиях¹.

3. Несмотря на некоторые отличия в составе (отсутствие порфировых выделений щелочного полевого шпата, более низкое содержание биотита), липарито-дацитовые порфиры обнаруживают большое петрографическое и химическое сходство с туфами свиты горы Индюк (см. рис. 16, 17), с площадью распространения которой они тесно связаны пространственно. Родство этих пород подчеркивается наличием в них граната (альмандин), который на северо-западном Кавказе является типоморфным минералом вулканических образований ааленского комплекса.

¹ В частности, описанные выше «брекчия внедрения» сходны с контактовыми образованиями юрских субвулканических тел Центрального Кавказа (Лебедев, 1950) и с «бугорчатыми брекчиями» силлов Колорадо (Tweto, 1951). Как показали исследования Е. Б. Яковлевой (1957) на Алтае и К. А. Мкртчяна (1962а) на Малом Кавказе, столбчатая отдельность в породах липаритового и липарито-дацитового состава также встречается главным образом в пластовых залежах субвулканической фации.

Химические анализы аргиллитов из зон контакта с липарито-дацитовыми порфирами (в весовых процентах)*

Окислы	I		II		III	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64,78	65,28	64,71	65,35	62,29	63,28
TiO ₂	0,47	0,47	0,51	0,51	0,64	0,57
Al ₂ O ₃	16,86	16,39	15,25	16,81	16,15	17,92
Fe ₂ O ₃	2,25	2,86	3,06	3,79	3,16	2,57
FeO	3,05	2,88	4,41	1,64	5,13	2,82
MnO	0,08	0,03	0,08	0,01	0,07	0,05
MgO	1,80	2,06	0,25	0,52	1,80	1,04
CaO	2,86	2,15	3,54	3,26	3,58	3,26
Na ₂ O	1,49	0,74	1,48	0,82	1,90	0,82
K ₂ O	2,82	3,88	2,22	3,74	2,42	4,23
п. п. п.	3,47	3,96	4,88	4,35	3,71	4,40
Сумма	99,93	100,70	100,39	100,80	100,85	100,96
H ₂ O—	0,90	1,28	0,08	2,24	1,17	2,25
CO ₂	0,08	0,29	0,04	0,26	0,18	0,29

I—верхний контакт пластовой интрузии липарито-дацитовых порфиров, истоки р. Большой Пшиш: 1—уплотненный аргиллит непосредственно у контакта (обр. 1555/3); 2—неизмененный аргиллит в 1,7 м от контакта (обр. 1555/4).

II—нижний контакт того же пластового тела: 3—уплотненный аргиллит непосредственно у контакта (обр. 1555/23); 4—неизмененный аргиллит в 4,5 м от контакта (обр. 1555/24).

III—верхний контакт пластовой интрузии липарито-дацитовых порфиров, левый приток р. Большой Пшиш в ее верховьях: 5—уплотненный аргиллит с мелкими порфири-бластиками альбита, непосредственно у контакта (обр. 1564/7); 6—неизмененный аргиллит в 3 м от контакта (обр. 1564/9).

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиком А. Я. Кутяевой.

Формирование липарито-дацитовых порфиров должно быть, таким образом, поставлено в связь с ааленской фазой вулканизма. Внедрение их, по-видимому, сопровождало или, что весьма вероятно, несколько предшествовало накоплению вулканогенно-осадочной свиты горы Индюк.

Помимо липарито-дацитовых порфиров в области развития свиты горы Индюк известны небольшие штоки и дайкообразные тела диабазов и диабазовых порфиритов, прорывающие отложения этой свиты вплоть до нижних горизонтов верхней подсвиты. Выходы их известны в трех пунктах: в ауле Малый Псеушко (на р. Пшияхо), у сел. Котловина (на р. Сеже), а также в верхнем течении р. Кушико (см. рис. 4). В центральных частях субвулканических тел структура офитовая, плагиоклаз представлен андезином-лабрадором (45—70% Ап), который присутствует не только в офитовом сростании с пироксеном (в некоторых случаях заметно хлоритизированным), но образует также порфировидные обособления размером до 4 мм. Последние группируются иногда вglomerопорфирные скопления и сростки (рис. 28).

По мере приближения к контактам офитовые структуры сменяются интерсерталными и микролитовыми — вплоть до гиалопилитовых в приконтактной зоне. Одновременно, как это было уже отмечено ранее

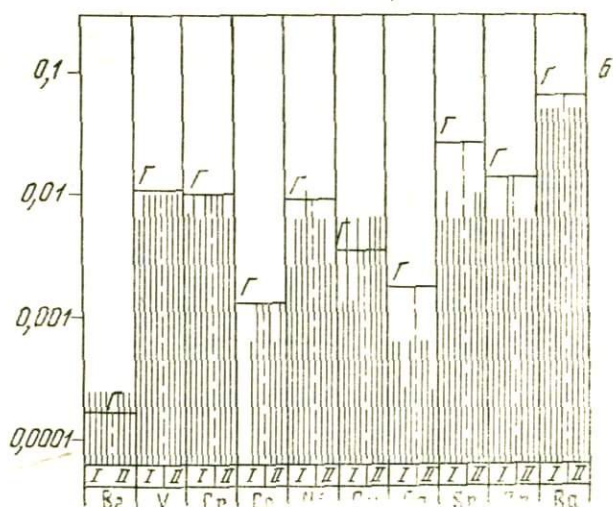
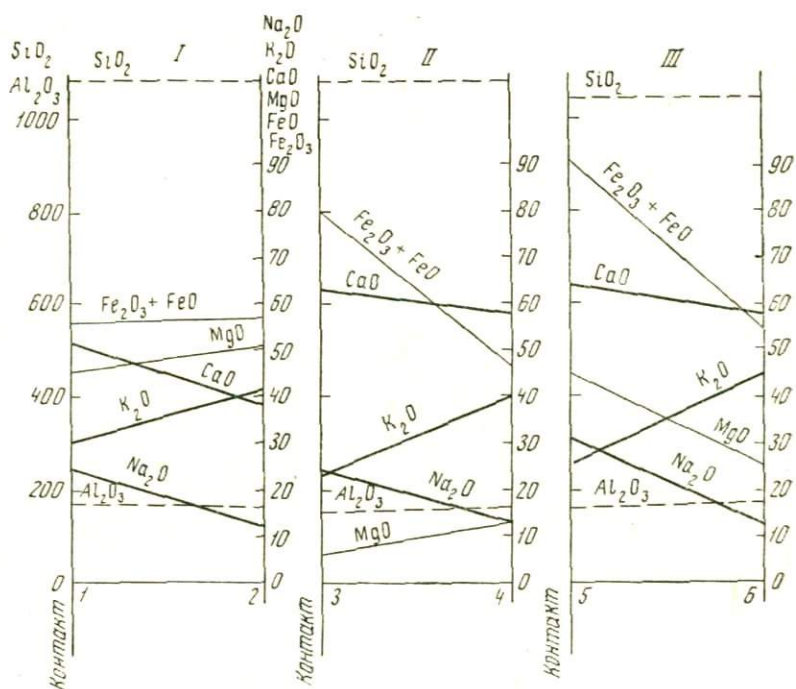


Рис. 27. Изменения химического состава аргиллитов у контакта с липарито-дацитовыми порфирами

А — вариационные диаграммы (в молекулярных количествах): I — верхний контакт пластовой интрузии липарито-дацитовых порфиров, истоки р. Большой Пшиш; II — нижний контакт того же пластового тела; III — верхний контакт пластовой интрузии липарито-дацитовых порфиров, левый приток р. Большой Пшиш в ее верховьях; 1—6 — порядковые номера образцов в табл. 12.

Б — содержание микроэлементов по данным полуколичественного спектрального анализа: I — в уплотненных аргиллитах непосредственно у контакта (обр. 1, 3, 5-й); II — в неизмененных аргиллитах на расстоянии 1,7—4,5 м от контакта (обр. 2, 4, 6-й); Г — средние содержания для глинистых осадочных пород по А. П. Виноградову (1962)

А. М. Борсуком (1963), резко возрастает степень вторичных изменений: плагиоклаз вкрапленников альбитизируется, а иногда почти полностью (за исключением тонкой периферической каймы) замещается хлоритом и карбонатом, которые насыщают также и основную массу породы. Пироксен, как правило, отсутствует.

Наиболее полно обнажены субвулканические диабазовые порфири-ты на р. Кушико, где они образуют небольшое штокообразное тело с

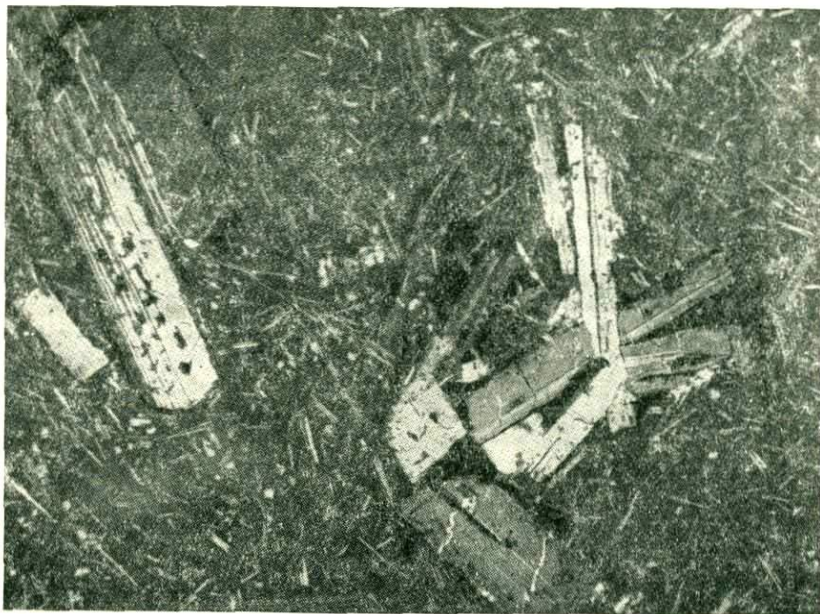


Рис. 28. Диабазовый порфирит субвулканической фации, аален. Справа — звездчатый сросток лейст лабрадора. Увелич. 20×, николи (+). Р. Кушико

многочисленными боковыми апофизами, прорывающее туфы свиты горы Индюк (см. рис. 58). Вместе с вмещающими слоями, которые к настоящему времени круто наклонены на юго-запад, субвулканическое тело повернуто «на бок». Интересные соотношения наблюдаются в верхней (с учетом исходных условий залегания) части тела, где диабазовые порфириды сменяются мандельштейнами с «шаровой» отдельностью. Последняя обусловлена захватом пластичного глинистого и туфового материала вмещающих слоев, который к моменту внедрения расплава, по-видимому, еще не испытал литификации. Вышележащий горизонт глинистых туфогенных конгломератов нижней подсвиты, обнаженный в русле и по обоим берегам р. Кушико, не прорывается порфиритами и в то же время содержит отдельные «подушки» и вулканические бомбы близкого к ним состава. Таким образом, весьма вероятно, что штокообразный массив долины р. Кушико представляет собой реликт верхней части вулканического некка, имевшего непосредственный выход на поверхность.

Привлекает внимание тот факт, что субвулканические тела диабазов и порфиритов среди отложений свиты горы Индюк размещаются главным образом близ северо-восточной и юго-западной границ Гойтхско-Ачишхинской зоны, где в верхних горизонтах этой свиты встречены туфы основного состава и излившиеся базальтовые порфириды. По свое-

му составу и, в частности, по химизму, субвулканические и эффузивные образования сходны между собой и близки к среднему базальту по С. Р. Нокколдсу (см. табл. 10, рис. 20) ¹.

* * *

*

Условия проявления вулканизма в период формирования свиты горы Индюк мало отличались от тех, которые охарактеризованы выше для раннего аалена. По-прежнему отдельные вспышки вулканической деятельности сменялись длительными периодами покоя; вулканогенные образования, накопление которых, как и прежде, происходило в подводных условиях, подчинены толще осадочных пород. Однако существенно изменился характер поступающих на поверхность магматических расплавов: наряду с излияниями основных лав имели место массовые эксплозии кислого пирокластического материала, внедрение многочисленных липарито-дацитовых тел. В количественном отношении вулканический материал кислого состава резко преобладает.

Область распространения вулканогенных образований ограничена Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоной. Судя по размещению эффузивных и пирокластических пород основного состава и связанных с ними субвулканических диабазов, соответствующие центры извержения располагались близ северо-восточной и юго-западной границ зоны: в районе устья р. Гунайки, селения Котловина, среднего течения р. Сосновки, аула Малый Псеушхо. Напротив, внедрение липарито-дацитового расплава происходило главным образом вдоль осевой части зоны.

Местоположение большинства эксплозионных центров, с которыми было связано накопление липарито-дацитовых туфов свиты горы Индюк, остается невыясненным; вопрос о вероятных условиях формирования этих своеобразных пород рассматривается в главе V. Как будет показано в той же главе, «экзотический» материал глинистых туфогенных конгломератов свиты горы Индюк (в том числе вулканические бомбы, лапилли и глыбы трахитового и трахиандезитового состава) поступал в геосинклинальный прогиб Гойтхско-Ачишхинской зоны с северо-востока — с кордильеры, вдоль которой в позднем аалене протягивалась, по-видимому, цепь вулканов, извергавших наряду с обычным материалом щщелочного состава.

БАЙОССКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканические образования Амурско-Лазаревской тектонической зоны, образующие иегошскую вулканогенно-осадочную толщу, скорее всего формировались уже в байосское время. Кроме того, в пределы северо-западного Кавказа попадают периферические участки обширной области распространения байосской «порфиритовой серии» Закавказья.

ИЕГОШСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Иегошская вулканогенно-осадочная толща названа по горному массиву Иегош, в пределах которого она широко развита. Как показали наши работы в бассейне р. Сочи, а также наблюдения С. Л. Бызовой и

¹ Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук (1959) предположительно относили диабазы р. Кушико к категории «щщелочных габброидов», однако, как удалось установить, повышенное содержание щщелочей (особенно калия) наблюдается в них лишь у контакта с вмещающими липарито-дацитовыми туфами (см. обр. 8 на рис. 20, А).

В. И. Славина в долине р. Медовеевки и в районе пос. Кукерду, иегошская толща ложится на отложения краснополянской толщи тоара — аалена без признаков несогласия и перекрывается карбонатным флишем верхней юры. При общей мощности около 400 м толща представлена чередованием черных аргиллитов с пачками слоистых кремнисто-глинистых пород черного или зеленовато-серого цвета. Мощность чередующихся пачек измеряется десятками метров. В средней части толщи выделяется вулканогенный горизонт мощностью до 150—200 м, сложенный крупно- и мелкообломочными туфами и туффитами основного состава, переслаивающимися с тонкослоистыми кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами и аргиллитами. Будучи сложен наиболее прочными породами, вулканогенный горизонт выражен в рельефе скалистыми грядами, которые прослеживаются при геологическом картировании. На некоторых участках он распадается на два горизонта меньшей мощности, разделенных пачкой аргиллитов с многочисленными линзами и конкрециями сидерита. В качестве типичного принят разрез иегошской толщи по р. Второй Монашке, близ ее устья.

Выходы пород иегошской толщи пересекают долину р. Сочи несколько раз — в соответствии со складчатостью второго порядка, осложняющей структуру Амурской антиклинали. Западнее толща обнажается в бассейнах рек Первая Монашка, Вторая Монашка и Грузинка, а также в районе вершины горы Амуко. В юго-восточном направлении полоса выходов иегошской толщи прослеживается от горы Иегош в бассейн р. Бирючки и к долине р. Чвижепсе, которую она пересекает в 0,6 км выше устья р. Бирючки. Далее выходы толщи протягиваются в бассейн р. Медовеевки. На правом склоне долины р. Мзымты вулканогенными породами, принадлежащими, вероятно, к иегошской толще, сложен скалистый гребень близ пос. Кукерду. Таким образом, иегошская вулканогенно-осадочная толща ограничена в своем распространении Амурско-Лазаревской структурно-фациальной зоной.

Иегошская толща не была охарактеризована фаунистически. Г. М. Ефремов, впервые описавший юрские вулканогенно-осадочные образования ядра Амурской антиклинали, условно относил их к байосу. Впоследствии С. Л. Бызовой в нижележащей краснополянской толще на р. Бешенке была обнаружена микрофауна *Lenticulina prima* (Orb.), *L. ex gr. munsteri* (Roem.), *Dentalina cf. substenucollis* Franke, а на р. Медовеевке — пелециподы *Mytiloides quenstedti* Pčel. и белемниты *Rhabdobelus exilis* Orb., *Coeloteuthis* sp. На водоразделе рек Ушко и Первая Монашка в 1 км к северу от вершины горы Скальная в аргиллитах, подстилающих иегошскую толщу, В. М. Муратовым найден *Mytiloides amygdaloides* (Goldf.). На правом склоне долины р. Мзымты в аргиллитах, непосредственно перекрываемых вулканогенными породами горизонта Кукерду, З. В. Кошелкиной собраны и определены *Amberleya ovalis* Pčel., *A. ex gr. densinodosa* Hudl., *Nucula cf. subovalis* Goldf., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. dubius* Sow., *M. amygdaloides* (Goldf.). Там же найден аммонит из семейства Graphoceratidae, а по данным К. О. Ростовцева (1964), — *Leioceras bifidatum* Buckm.

Как показывают перечисленные находки фауны, краснополянская толща соответствует, по-видимому, тоарскому и низам ааленского яруса. Учитывая согласное залегание иегошской толщи на краснополянской, а также заметное отличие ее по строению и мощности от байосской порфиритовой серии, мы предполагали вероятным нижнеааленский возраст (Хаин и др., 1962). Однако в последнее время (Пастушенко, 1967) появились указания на находку байосской фауны среди относимых к иегошской толще отложений верховьев р. Сочи (Ю. Н. Пастушен-

ко не уточняет, какие из перечисленных им форм найдены именно в этом районе).

Вулканогенный горизонт иегошской толщи обнажен наиболее полно в ущелье р. Сочи (в 1,5 км выше по течению от урочища Чобанский мост), где он имеет следующее строение (сверху вниз):

1. Туффиты мелкообломочные, витрокластические, тонкослоистые голубовато-серого цвета с многочисленными прослоями черных аргиллитов. Мощность 15 м.
 2. Туфы массивные крупнообломочные кристалло-литокластические темно-зеленого цвета. Мощность 6 м.
 3. Туфы среднеобломочные кристалло-витрокластические, неяснослоистые. Мощность 2,5 м.
 4. Туфы крупнообломочные, сходны с туфами слоя 2-го. В средней части слоя сменяются среднеобломочными разностями. Мощность 20 м.
 5. Кремнистые туффиты с прослоями аргиллитов. Мощность 23 м.
 6. Туфы крупнообломочные, сходны с туфами слоя 2-го. Мощность 3,5 м.
 7. Флишoidное чередование тонкослоистых витрокластических туффитов с аргиллитами, мощность ритмов 10—45 см. Общая мощность 30 м.
 8. Аргиллиты с прослоями туффитов и яшмовидных кремнистых пород. Мощность 35—40 м.
 9. Туфы среднеобломочные кристалло-витрокластические темно-зеленого цвета, неяснослоистые. Мощность 4 м.
 10. Ритмичное чередование тонкослоистых туффитов с аргиллитами. Мощность 15 м.
 11. Туфы витрокластические мелкообломочные, тонкослоистые, с прослоями среднеобломочных кристалло-витрокластических туфов мощностью 0,3—0,5 м. Общая мощность 11 м.
- Суммарная мощность вулканогенного горизонта — около 165 м.

Описанный разрез вулканогенных образований типичен для иегошской толщи. Эффузивные породы отсутствуют, среди пирокластических преобладают средне- и мелкообломочные туфы и туффиты. Переслаивание туффитов и аргиллитов нередко обнаруживает правильную ритмичность.

Существенная составная часть туфов—витрокластический материал, который в мелкообломочных разностях встречается в виде остроугольных осколков, а в более грубых — также и в форме обломков пузыристого стекла размером до нескольких миллиметров, включающих иногда вкрапленники плагиоклаза и пироксена. Продукты девитрификации образуют почти изотропную криптокристаллическую массу темного буровато-зеленого цвета, поры заполнены радиально-лучистым агрегатом хлорита и цеолитами. Обломки плагиоклаза и моноклинного пироксена также содержатся в значительных количествах. Плагиоклаз полностью альбитизирован (0—4% Ap), включает новообразования хлорита и карбоната в виде многочисленных пятен неправильных очертаний; эти же минералы развиваются по пироксену — главным образом вдоль трещин и иногда образуют петельчатые структуры замещения. Литокластический материал имеет подчиненное значение: встречаются пироксен-плагиоклазовые порфириты с микролитовой основной массой. В некоторых образцах туфа хорошо различим цемент, представленный хлоритом и цеолитами. Данные о химическом составе туфов иегошской толщи приведены в табл. 13.

Четкая слоистость туфов и туффитов, сортировка пирокластического материала (широко развиты градационные текстуры), чередование с морскими осадочными отложениями не оставляют сомнения в том, что накопление вулканического материала происходило в подводных условиях. Местонахождение вулканических центров остается, однако, неясным, поскольку грубые пирокластические породы, а также эффузивные и субвулканические образования полностью отсутствуют.

Химический состав туфов игошской толщи (байос)*

№ п/п	Номера образцов	О к и с л ы в в е с о в ы х %														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	530/6	47,62	0,75	16,12	3,76	5,71	0,14	4,13	13,31	3,27	1,03	3,41	—	99,25	1,27	0,38
2	530/5	49,87	0,65	16,44	3,20	5,83	0,14	3,35	11,83	3,81	0,66	3,33	—	99,11	0,94	—
3	27	48,40	1,18	16,10	4,32	6,28	0,15	6,77	7,68	2,50	1,10	4,80	0,22	99,50	—	—
4	32	47,12	1,01	17,79	2,61	7,48	0,15	5,81	9,72	2,88	0,99	4,60	0,10	100,26	—	—

		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову											
		А	С	М	Q	Mt	cs'	fo'	fa'	к	п	с	q
1	530/6	22,4	16,6	30,5	30,5	4,1	47,2	34,0	18,8	10,4	47,4	42,2	-1,2
2	530/5	23,6	16,5	26,5	33,4	3,5	44,7	31,7	23,6	5,7	53,3	41,0	+1,6
3	27	18,5	18,8	28,1	34,6	4,8	11,8	64,2	24,0	11,3	38,2	50,5	+2,1
4	32	20,0	20,6	28,1	31,3	2,8	19,3	49,6	31,1	9,5	40,1	50,4	-4,2

1, 2, 3, 4—туфы базальтовых порфиритов, среднее течение р. Сочи.

* Анализы 1 и 2 выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских и А. Я. Кутяевой; анализы 3 и 4 — по Г. М. Ефремову (1940).

Порфирировая серия Закавказья, выделенная впервые А. И. Джанелидзе и Б. Ф. Мефертом, была в последующие годы подробно изучена, особенно в Грузии. На северо-западном Кавказе ее исследовали В. Н. Робинсон, Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкин, В. А. Мельников, В. П. Цетлин, Ю. Н. Пастушенко. Наиболее полное описание порфирировой серии содержится в монографии Г. С. Дзоценидзе (1948), где, в частности, приводятся сведения о петрографическом составе и химизме вулканических пород.

Учитывая сравнительно хорошую изученность байосской порфирировой серии, мы даем в настоящей работе лишь краткую характеристику ее — главным образом по литературным материалам. Вместе с тем, по наблюдениям автора, уточняются некоторые особенности петрографического и химического состава, а также распространения и структурной приуроченности вулканогенных образований байоса на рассматриваемой территории.

Порфирировая серия развита в южных тектонических зонах северо-западного Кавказа — Чвижепсинско-Аибгинской, Ахцу-Кацирха и Абхазской — и выступает на поверхность преимущественно в восточных районах: в бассейне р. Псоу и на хребте Аибга. В долине р. Мзымты выходы пород байоса известны в районе Красной Поляны, а также в ядре горст-антиклинали Ахцу. Западнее в связи с общим погружением складчатых структур по Пшехинско-Адлерской системе поперечных нарушенной порфирировая серия скрывается под чехлом отложений верхней юры и мела (см. рис. 4); лишь небольшие выходы, приуроченные к антиклинальным складкам Дагомысского поднятия, установлены здесь в последние годы Ч. Б. Борукаевым. К байосу следует отнести, по-видимому, и вулканогенно-осадочную ушхинскую толщу бассейнов рек Сочи и Шахе. В. Н. Робинсон (1932а) включал в порфирировую серию (в качестве ее «нижней свиты») также и вулканические образования районов горы Большая Чура и хребта Ачишхо — в том числе липарито-дацитовые порфиры и кислые туфы; в настоящее время может считаться доказанной их принадлежность к более древним — ааленским вулканогенно-осадочным свитам: чаталтапинской и свите горы Индюк (см. выше).

В пределах главного поля развития — к востоку от р. Мзымты — порфирировая серия отчетливо подразделяется на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя (мощностью около 1000 м) сложена грубыми пирокластическими и эффузивными породами, верхняя (мощностью около 350 м) — переслаиванием кремнистых пород, туффитов и туфогенных песчаников с аргиллитами. По В. П. Цетлину (1959 г.), «нижняя толща представлена чередованием туфобрекчий, туфов и лав авгитовых и плагиоклазовых порфиритов с пачками и маломощными горизонтами конгломератов, туфопесчаников и туфогенных сланцев. Закономерности в переслаивании установить не удастся. Толща часто имеет отчетливо выраженную слоистость, однако отдельные горизонты ее не выдержаны по мощности и быстро выклиниваются по простиранию или переходят друг в друга. В нижней части толщи (в обнажениях ущелья Ахцу, на левом берегу р. Мзымты) преобладают туфобрекчии с крупными (до 1,5—2 м в диаметре) глыбами авгитовых порфиритов и более мелкими — миндалекаменного сложения. Цементом служит туф красновато-бурого цвета. Среди туфобрекчий наблюдаются горизонты шаровых лав; наиболее мощные (до 75 м) прослежены на левом берегу р. Мзымты в обнажениях у водораспределительной башни Краснополянской ГЭС... Го-

ризонты и линзы вулканогенно-осадочных пород встречаются в разрезе толщи, слагающей водораздельную часть хребта Тепе-Баши и в обнажениях по шоссе Аибга-Михельрипш». Верхняя толща связана с нижней постепенным переходом. Переслаивание слагающих ее туффилов, кремнистых пород и туфогенных песчаников с аргиллитами нередко носит ритмичный характер, вверх по разрезу аргиллитов становится больше. Граница с вышележащими терригенными отложениями, относимыми к батскому ярусу, проводится по исчезновению прослоев туфа и кремнистых пород. По данным В. И. Курочкина и В. А. Мельникова, полная мощность порфиритовой серии местами возрастает до 2000—2500 м. Субвулканические образования представлены чаще всего пластовыми телами диабазовых порфиритов и диабазов, приуроченных к нижней толще. Как показывают наблюдения в более восточных районах и, в частности на р. Кодори, пластовые залежи диабазов встречаются и среди подстилающих вулканогенный байос флишеидных отложений аалена.

Обе толщи порфиритовой серии представлены с большой полнотой на северном склоне хребта Аибга, где, по наблюдениям автора в бассейне ручья Водопадного, количество шаровых лав в нижней толще заметно возрастает и, наряду с ними, встречаются сравнительно маломощные (до 2 м) горизонты порфиритов, лишенных шаровой отдельности. Самые верхи нижней толщи и слою, переходные к верхней толще, вскрываются и на правом склоне долины р. Мзымты — вдоль выемки шоссе (между 50-м километром и окраиной Красной Поляны). Залегая в опрокинутом положении с крутым наклоном на северо-восток, здесь обнажаются (стратиграфически снизу вверх):

1. Туфы крупнообломочные литокластические, неяснослоистые, темно-зеленого цвета; в верхней части слоя сменяются среднеобломочными разностями.

Видимая мощность 9 м.
2. Туфобрекчии массивные, состоят из туфовой основной массы и включений миндалекаменного порфирита размером до 30—40 см, имеющих округлую или угловатую форму. Мощность 12 м.

3. Туфы среднеобломочные, массивные; сходны с туфами слоя 1-го. Мощность 5 м.

4. Переслаивание мелкообломочных кристалло-литокластических туфов с тонкослоистыми аргиллитами. Последние содержат значительную примесь пирокластического материала, расположенного по слоистости. Мощность 3,5 м.

5. Туфы крупнообломочные, массивные; сходны с туфами слоя 1-го. Мощность 3 м.

6. Туффиты тонкослоистые зеленовато-серого цвета с многочисленными прослойками глинистого материала. Мощность 50 м.

7. Аргиллиты и кремнистые аргиллиты черного цвета с редкими прослоями туфогенных песчаников. Мощность 60 м.

Общая мощность описанных слоев — около 140 м.

В бассейне р. Мзымты в средней части порфиритовой серии Ю. Н. Пастушенко (1967) найдены *Parkinsonia depressa* Quenst., *Nanolitoceras tripartitum* Orb., а в верхах ее — *Parkinsonia djanelidzei* Kakh., *Synciclonema cingulatum* Goldf. Из бассейнов рек Мзымта и Псоу порфиритовая серия прослеживается на восток к р. Бзыби, где в ней был обнаружен *Stephanoceras humphriesianum* Sow., а в вышележащих слоях — аммониты батского яруса: *Lytoceras ilanense* Strem., *L. cf. adeloides* Kud., *Oppelia fusca* Quenst., *Pseudophylloceras cf. kudernatschi* Haueg. (Кахадзе, 1947)¹. Находки фауны в еще более восточных районах позволили И. Р. Кахадзе уточнить стратиграфический объем порфиритовой серии: фаунистически охарактеризованы все зоны байосского яру-

¹ По данным Л. В. Хмелевской и В. А. Мельникова, аммониты *Oppelia fusca* Quenst. и *Lytoceras cf. adeloides* Kud. встречены среди перекрывающих порфиритовую серию отложений и в бассейне р. Псоу.

са, за исключением нижней зоны нижнего байоса (зоны *Sonninia sowerbyi*).

В наиболее западных, небольших выходах: на правом притоке р. Зап. Дагомыс — Глубокой Щели, а также на левом склоне долины р. Шахе близ Солохаульского часовхоза, по данным Ч. Б. Борукаева, порфириновая серия представлена туфами, туфобрекчиями и шаровыми лавами основного состава, а также аргиллитами и туфогенными песчаниками — в верхней части разреза. Видимая мощность не превышает 200 м. В бассейне р. Зап. Дагомыс выше с несогласием залегают известковистые глины и алевролиты келловей — нижнего оксфорда, охарактеризованные фораминиферами: *Spiroptalmidium saggitum* Byk., *S. ex gr. areniformis* Byk., *Lenticulina bruckmanni* (Mjatl.), *L. russiensis* (Mjatl.), *L. rusti* (W.), *L. tumida* (Mjatl.), *L. pseudocrassa* (Mjatl.), *L. polymorpha* (Terq.) (определения Е. А. Гофман и С. Б. Прокопенко). Во втором из указанных местонахождений — в долине р. Шахе — вулканические породы перекрываются непосредственно известняками и мергелями титона — неокома, в которых здесь найдены *Punctaptychus* sp., *Lamellaptychus* cf. *angulicostatus* Lor., а на р. Зап. Дагомыс: *Perisphinctes colubrinus* Rein., *P. (Virgatosphinctes) aff. contiguus* Zitt., выше по разрезу — *Aptychus diday* Cogn., *A. aff. exculptus* Schmer. (по данным Ч. Б. Борукаева).

Находки фауны фиксируют верхний предел возраста нижележащих вулканогенных образований, считавшихся ранее сеноманскими, что позволило Ч. Б. Борукаеву отнести их к порфириновой серии. С такой переоценкой возраста согласуются результаты петрографического изучения вулканических пород, обнаруживающих большое сходство с байосскими порфиритами и туфами более восточных районов.

Особого внимания заслуживает изолированная полоса выходов вулканогенных образований основного состава, которая протягивается от урочища Чобанский мост (в среднем течении р. Сочи) в бассейн рек Ушко, Агва, Бзыч, пересекает долину р. Шахе в районе хутора Бзыч и следует далее на запад — до верховьев р. Кичмай. Геологи экспедиции Академии наук СССР (В. В. Меннер и другие), впервые описавшие некоторые из этих выходов вулканических пород, отнесли их к байосу, основываясь на своих наблюдениях в бассейне р. Агвы, где было установлено стратиграфическое перекрытие вулканогенной толщи массивными брекчиями рифогенных известняков с фауной титонского яруса.

Г. М. Ефремов (1940), считая залегание слоев опрокинутым, иначе истолковал те же стратиграфические соотношения и пришел к выводу о более молодом — сеноманском — возрасте вулканических пород, сопоставив их с фаунистически охарактеризованными отложениями сеномана более южных и более западных районов. Этим представлений придерживались впоследствии Ю. Н. Пастушенко (1956), а также автор настоящей работы, изучавший состав и строение вулканогенной толщи главным образом в 1958 г. на р. Ушко, ручье Мельничном, реках Сочи и Шахе; по р. Ушко, в бассейне которой вулканогенные образования обнажены наиболее полно, толща была названа ушхинской.

Однако результаты геологосъемочных работ, проводившихся в последние годы партией С. В. Савина и существенно уточнивших стратиграфический разрез и структуру района, по-видимому, подтверждают правильность более ранней точки зрения: ушхинская толща подстилает известняковые брекчии, которые образуют базальный горизонт верхней юры, залегающая в основании мощной толщи терригенно-карбонатного флиша. Брекчии содержат гальку и валуны вулканических пород и ранее включались Г. М. Ефремовым и автором в состав ушхинской толщи.

Низы ушхинской толщи нигде не обнажены. Доступная наблюдению часть разреза, которая ввиду сложной складчатости и наличия разрывных нарушений может быть восстановлена лишь приближенно, имеет в ущелье р. Ушко следующее строение (снизу вверх):

1. Аргиллиты с горизонтами крупно- и мелкообломочных туфов основного состава; в некоторых горизонтах туфы переслаиваются с кремнистыми туффитами и яшмовидными кремнистыми породами. Видимая мощность около 300 м.

2. Чередование шаровых лав (базальтовых порфиритов) с туфами и туфобрекчиями; преобладают шаровые лавы. Мощность 70—75 м.

3. Туфобрекчии и туфогенные конгломераты с включениями полуокатанных обломков туфа и серого микрозернистого известняка с реликтами органогенной структуры. Мощность 15 м.

4. Миндалекаменные базальтовые порфириты (в том числе pillow-лавы). Мощность 30 м.

5. Туфобрекчии массивные, сложены вулканическими бомбами и обломками порфиритов размером до 0,5 м (иногда до 1 м), включены в крупнообломочный кристаллолитокластический туф. Мощность 10 м.

Выше залегают глыбовые известняковые брекчии, состоящие из обломков и глыб рифового известняка, а также гальки порфиритов и обломочного туфового материала, который представляет собой, по-видимому, продукт разрушения и переотложения пород ушхинской толщи.

Общая видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи на р. Ушко — около 425 м.

К юго-востоку от р. Ушко — на ручье Мельничном, р. Сочи, ручье 1 Игошка — часть шаровых лав замещается туфами и туфобрекчиями. То же наблюдается и в северо-западном направлении — по рекам Агве и Бзычу. На левом склоне долины р. Шахе, где ушхинская толща обнажается к северу от хутора Бзыч, преобладают тонкослоистые туфы и кремнистые туффиты, чередующиеся с аргиллитами. В средней части разреза встречен горизонт миндалекаменных порфиритов мощностью 1,5—1,7 м, а в верхах — туфогенные конгломераты с включениями гальки и валунов (до 1 м) органогенного известняка, сходные с туфогенными конгломератами ущелья р. Ушко. На правом берегу р. Шахе вновь получают широкое распространение крупнообломочные туфы и туфобрекчии.

В порфиритах байоса, которые представлены как массивными, так и миндалекаменными разностями, хорошо различимы вкрапленники пироксена и плагиоклаза, погруженные в афанитовую основную массу. Под микроскопом основная масса обнаруживает микролитовое строение: беспорядочно ориентированные таблитчатые микролиты плагиоклаза и пироксена или же (на менее раскристаллизованных участках) тонкие удлиненные микролиты и игольчатые кристаллиты включены в стекловатый мезостазис. В образцах с интерсертальной структурой продукты девитрификации, среди которых преобладает хлорит, заполняют интерстиции. Рудный минерал, — по-видимому, ильменит (судя по наличию лейкоксеновых оторочек) — рассеян в виде мелких зерен или образует кристаллы дендритовидных скелетных форм.

Вкрапленники моноклинного пироксена имеют правильные призматические очертания, граней (110) развиты так же хорошо, как (010) и (100), что наиболее характерно для авгита. Вторичные изменения незначительны и выражены хлоритизацией и карбонатизацией, главным образом вдоль трещин. Крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза (размером до 2—3 мм, иногда — до 6 мм), как правило, отчетливо зональны. Центральные части их по составу отвечают основному андезиту — лабрадору (42—55% An), периферические — олигоклазу — альбиту (10—3% An). В альбитизированных порфиритах зональное строение фенокристов плагиоклаза отмечено концентрическим размещением вторичных минералов, между тем как содержание анортитовой молекулы даже в центральной части зерен не превышает 15—17%. В мелких

Химический состав вулканических пород «порфиритовой серии» байоса и ушхинской толщи*

Таблица 14

№ п/п	Номера образцов	О к и с л ы в в е с о в ы х %														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	918	45,02	0,88	17,81	5,41	5,67	0,20	4,41	9,26	3,02	2,24	5,85	0,26	100,03	1,24	—
2	551	45,11	0,78	14,51	3,23	7,06	0,24	11,51	9,05	2,18	1,70	4,75	0,31	100,43	1,06	—
3	—	51,00	1,06	17,66	3,05	4,85	0,20	3,47	7,05	3,41	3,94	3,43	—	99,12	0,40	—
4	518/3	47,14	0,63	15,36	3,60	4,66	0,16	10,21	6,39	2,70	3,90	6,09	—	100,84	0,08	1,54
5	518/2	47,10	0,45	14,39	4,65	3,02	0,09	6,71	8,99	4,11	2,04	7,22	0,24	99,01	0,92	2,49
6	527/2	50,00	0,65	16,29	2,47	5,72	0,13	6,55	10,10	1,28	4,80	2,59	0,20	100,78	0,33	0,82
7	558/29	48,46	0,69	16,52	1,60	4,93	0,12	4,33	10,82	5,56	0,16	7,58	0,21	100,98	0,29	7,10
8	558/19	44,75	0,80	14,17	3,75	3,78	0,13	9,17	12,41	3,64	1,20	5,83	0,22	99,85	0,55	0,84
9	561/11	53,10	1,00	17,78	2,76	8,04	0,19	3,08	5,28	4,94	2,38	1,94	0,46	100,95	0,43	0,70
10	561/7	55,44	1,02	16,87	2,00	6,40	0,12	5,08	4,23	5,92	1,28	2,12	0,44	100,92	0,93	1,19
11	506/9	50,37	0,57	17,13	3,06	2,68	0,14	7,43	9,65	3,53	1,52	2,82	0,19	99,09	0,49	0,43
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову														
		A	C	M	Q	Mt	cs'	fo'	fa'	k	n	c	q			
1	918	25,8	18,4	25,7	30,1	6,1	28,3	49,7	22,0	19,0	39,3	41,7	—5,5			
2	551	18,2	15,3	41,5	25,0	3,5	16,5	64,8	18,7	18,5	35,8	45,7	—9,7			
3	—	33,7	13,4	19,5	33,4	3,3	26,4	46,2	27,4	30,7	40,7	28,6	—3,3			
4	518/3	29,2	11,2	33,6	26,0	4,0	14,2	73,3	12,5	34,8	37,4	27,8	—10,4			
5	518/2	31,4	9,6	31,0	28,0	5,2	37,4	57,7	4,9	18,8	57,9	23,3	—7,7			
6	527/2	24,2	15,2	29,9	30,7	2,6	28,4	50,6	21,0	44,2	17,3	38,5	—4,4			
7	558/29	33,1	13,0	21,9	32,0	1,8	23,6	49,1	27,3	1,2	70,8	28,0	—5,1			
8	558/19	25,1	11,5	39,9	23,5	4,1	37,6	55,1	7,3	12,4	56,1	31,5	—12,8			
9	561/11	35,5	11,8	19,6	33,1	2,9	12,1	38,4	49,5	17,6	57,4	25,0	—3,7			
10	561/7	36,3	9,4	20,7	33,6	2,0	9,0	56,1	34,9	9,8	69,7	20,5	0,0			
11	506/9	24,8	16,3	27,1	31,8	3,2	27,6	65,6	6,8	13,3	47,2	39,5	—3,3			

«Порфиритовая серия»: 1—базальтовый порфирит из туфобрекчии, р. Пхиста; 2—базальтовый порфирит, хребет Аибга в районе Красной Поляны; 3—авгитовый порфирит, р. Мзымта; 4, 5—базальтовые порфириты из шаровых лав, хребет Аибга в районе Красной Поляны. Ушхинская толща: 6, 8—базальтовые порфириты, ручей Мельничный (левый приток р. Ушко); 7—андезитовый порфирит миндалекаменный, ручей Мельничный; 9, 10—андезитовые порфириты из шаровых лав, р. Ушко; 11—базальтовый порфирит, р. Шахе.

* Анализы 4—11 выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиками М. М. Чеховских, И. Д. Корякиной, А. Я. Кутяевой, М. А. Шишковой; анализы 1, 2—по данным В. П. Цетлина; 3—по Д. С. Белякину (1911).

лейстах, принадлежащих, по-видимому, более поздней генерации, зональность отсутствует, а плагиоклаз чаще всего представлен альбитом. По сравнению с пироксеном плагиоклазы изменены вторичными процессами значительно сильнее, наряду с хлоритизацией и карбонатизацией широко развита серицитизация. В этом отношении порфириты байоса

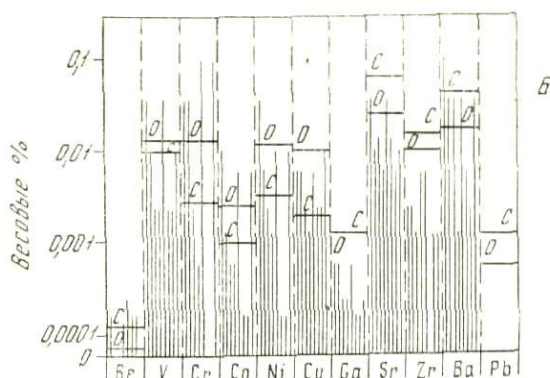
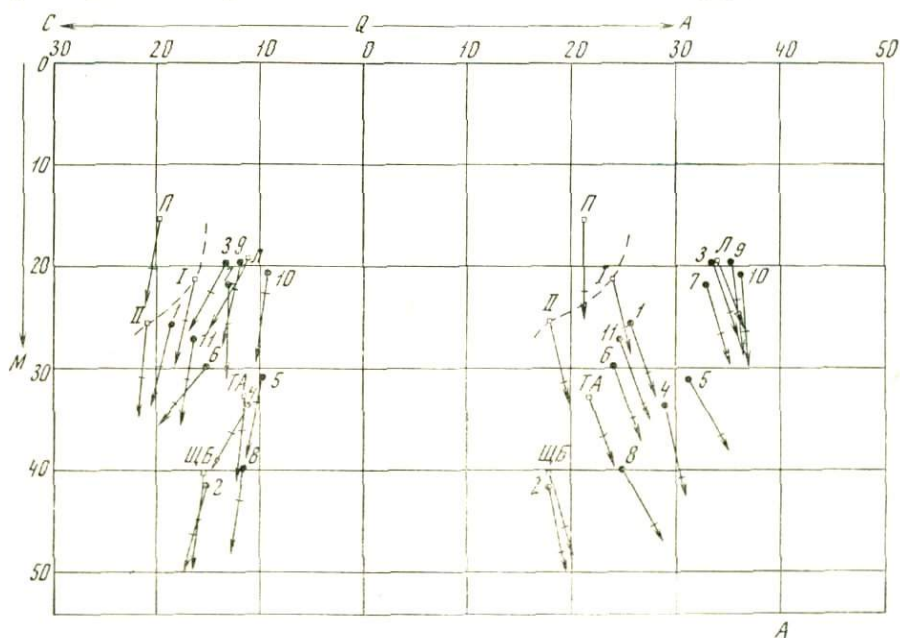


Рис. 29. Диаграммы химического состава вулканических пород «порфиритовой серии» байоса и ушхинской толщи

А — векторная диаграмма: 1—11 — порядковые номера образцов в табл. 14; I—II — вариационная линия пород нормального известково-щелочного ряда, где I и II — средние составы андезита и базальта по Нокколду (S. Nockolds, 1954); Л — средний лагит; Г, А — средний толентовый андезит; Ц, Б — средний щелочной базальт (по Нокколду); П — средний состав байосских порфиритов Грузии по 19 анализам из работы Г. С. Дзюценидзе (1948); Б — содержание микроэлементов по данным полуколичественного спектрального анализа. Образцы те же (без обр. 1—3-го), нанесены на диаграмму в порядке номеров; О — средние содержания для основных пород, С — для средних пород, по А. П. Виноградову (1962)

отличаются от более древних, ааленских порфиритов, в которых новообразования серицита по плагиоклазу редки.

Среди туфов преобладают кристалло-литокластические разности, сложенные преимущественно обломками порфиритов и их микролитово-

витрофировой основной массы, а также целыми кристаллами и обломками плагиоклаза и пироксена. Цементом служат хлорит и карбонат, а на отдельных участках пренит в сочетании с рудным минералом и лейкоксеном. В мелкообломочных туфах возрастает роль кристаллокластического материала и стекловатого пепла.

Химический состав вулканических пород байоса обнаруживает ряд специфических особенностей (табл. 14, рис. 29). Характерно несколько повышенное содержание щелочей при почти равной роли натрия и калия. Na_2O присутствует приблизительно в тех же количествах, что и в средних базальте и андезите (по С. Р. Нокколдсу), и лишь в альбитизированных породах составляет 4,1—5,9%. Напротив, содержание K_2O достигает 2,5%, а иногда 4% и более, т. е. приближается к величинам, которые, по С. Р. Нокколдсу, свойственны субщелочным породам — дореиту, латиту. Наиболее основные разности близки по составу к щелочным базальтам. По данным Г. С. Дзоценидзе (1948), те же особенности химизма присущи породам порфиритовой серии байоса и в более восточных районах Кавказа, хотя повышенное содержание калия (1,5—2,5%) устанавливается там не во всех образцах¹.

* *
*

Приведенные выше описания показывают, что, в отличие от вулканогенно-осадочных толщ аалена, для порфиритовой серии характерно преобладание вулканических образований над осадочными. Это особенно четко выражено в нижней толще, где осадочные породы (главным образом аргиллиты) составляют обычно не свыше 15—25% от общей мощности. На долю пирокластических пород падает 70—80% от общей массы вулканического материала, эффузивные порфириды (чаще всего pillow-лавы) имеют подчиненное значение и лишь на отдельных участках встречаются в равных с ними количествах. Особенно широко развиты туфобрекчии и крупнообломочные туфы.

Вулканическая деятельность в байосе носила, таким образом, преимущественно эксплозивный характер. Сильные взрывы, сопровождавшиеся выбросом грубого пирокластического материала (лапиллей, бомб, обломков, а иногда и глыб размером до 1,5—2 м), сменялись излияниями лав и кратковременными паузами, которые зафиксированы прослоями морских осадочных пород. Можно предполагать, что накопление продуктов вулканизма происходило в условиях небольших глубин: наряду с туфобрекчиями встречаются туфогенные конгломераты, включающие окатанный вулканический материал и гальку чуждых пород; широко распространены «окислительные» фиолетовые и красновато-фиолетовые окраски². Судя по беспорядочному размещению вулканического материала, многочисленные центры извержения были рассеяны по обширной площади распространения порфиритовой серии. Вулканические аппараты (реликты их не обнаружены) могли располагаться под водой, или, что более вероятно, выступали в виде вулканических островов, при разрушении которых формировались туфогенные конгломераты и песчаники.

¹ Средний состав байосских порфиритов Грузии (по 19 анализам из работы Г. С. Дзоценидзе) нанесем для сравнения на нашу диаграмму (см. рис. 29, А), однако 8 из этих 19 анализов сделаны для роговообманковых и кварцевых порфиритов, имеющих весьма ограниченное распространение; результатом явился сравнительно кислый состав вычисленного «среднего порфирита».

² Не исключено, что мелководными условиями определяется и низкая степень альбитизации пород.

В конце байоса — в период накопления верхней толщи — вулканическая деятельность на рассматриваемой территории прекратилась. Источником мелкого пирокластического материала и кремнезема в это время, по-видимому, служили удаленные центры извержения, располагавшиеся за ее пределами.

СЕНОМАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

В послебайосское время вулканизм на северо-западном Кавказе надолго затухает. Новая вспышка отмечается лишь в позднем мелу (в сеноманском веке), однако вулканическая деятельность проявилась в это время на весьма ограниченной площади, объем поступавших на поверхность вулканических продуктов был сравнительно невелик (см. табл. 29). Центры сеноманского вулканизма располагались во флишевом прогибе Южного склона.

Пирокластическая фация

Эффузивные образования сеномана достоверно неизвестны. Распространены лишь туффиты, туфогенные песчаники и кремнистые породы, а также туфы, присутствующие в подчиненных количествах.

В Амурско-Лазаревской структурно-фациальной зоне на глинах



Рис. 30. Флишеидное переслаивание туфогенных песчаников и туффитов с глинами (свита Паук, сеноман). Район сел. Солоники

альба залегает мощная (180—200 м) толща флишеидного переслаивания туфогенных песчаников и туффитов основного состава с глинами, названная О. С. Вяловым (1934) свитой Паук (рис. 30). Мощность прослоев туфогенных пород разнообразна — от 10—15 см до 3—3,5 м. В северо-западном направлении количество вулканического материала убывает, туфогенные песчаники замещаются полимиктовыми: осуществляется фациальный переход от свиты Паук к свите Кохотх, которая

развита к западу от г. Туапсе. Небольшая, все убывающая примесь пирокластического материала заметна, однако, и в отложениях свиты Кохох — вплоть до района Ново-Михайловки.

Свита Паук перекрывается пестрыми кремнистыми известняками, мергелями и песчаниками ананурского горизонта мощностью 35—40 м. Замечено, что кремнистость пород, подобно содержанию вулканического материала в нижележащей свите Паук, убывает в северо-западном направлении (Гроссгейм, 1961). Выше согласно залегают плитчатые известняки турона.

Состав отложений существенно меняется при переходе к более южной Чвижепсинско-Аибгинской зоне, где сеноманский ярус представлен аргиллитами и разнообразными кремнистыми породами с незначительной примесью пирокластического материала, мощность которых колеблется от 50 м до нескольких метров и до полного выклинивания. Как показал Б. М. Келлер (1947), обычно удается различать две пачки: нижнюю — зеленовато-серых и черных кремнистых аргиллитов, и верхнюю — ананурский горизонт, образованный чередованием пестроокрашенных кремнистых известняков, аргиллитов и плитчатых «силицитов». Типичным является разрез, описанный С. Л. Бызовой в долине р. Мзымты у 38-го километра Краснопопьянского шоссе. На аргиллитах медовеевской свиты здесь согласно залегают:

1. Пачка чередующихся тонкополосчатых черных алевролитов и кремнистых аргиллитов серовато-зеленого и светло-зеленого цвета. Мощность 14 м.
 2. Кремнистые известняки, чередующиеся с кремнистыми алевролитами. Мощность 6 м.
 3. Аргиллиты с прослоями алевролитов. Мощность 4,4 м.
 4. Чередование кремнистых известняков и алевролитов с кремнистыми аргиллитами. Мощность 6,7 м.
 5. Плитчатые силициты светло-зеленого цвета, переслаивающиеся с кремнистыми известняками и аргиллитами. Мощность 4,3 м.
- Общая мощность отложений — около 35 м. Слои 2—5-й отвечают ананурскому горизонту и согласно перекрываются известняками и мергелями турона.

Южнее, в Абхазской зоне, вулканического материала вновь становится больше. Именно там впервые на северо-западном Кавказе была обнаружена «туфогенная свита» сеномана: В. П. Ренгартен (1927) описал в районе р. Агуры залегающую на мергелях альба пачку туфогенных песчаников и глинисто-кремнистых известняков мощностью около 45 м, а также приуроченный к ней слой туфа основного состава. Выше следует пачка пестрых кремнистых известняков мощностью 6,5 м (аналог ананурского горизонта), которая перекрыта белыми известняками турона. В более восточных районах Абхазской зоны мощности сеномана убывают, однако двучленное строение разреза сохраняется. В долине р. Мзымты на южном крыле Ахштырской антиклинали Б. М. Келлером (1947) установлена следующая последовательность слоев (снизу вверх):

1. Темные песчаные плитчатые мергели.
2. Рыхлые зеленоватые и красновато-коричневые туфогенные песчаники с уплотненными известковистыми стяжениями. Мощность 6 м.
3. Известняки пестроцветные, зеленоватые и розовые, иногда с пластовыми конкрециями красновато-коричневых кремней и тонкими прослоями килватых глин. Мощность 10 м.
4. Известняки светло-серые, палевые, тонкослонистые, с розоватыми прослоями в нижней части.

Общая мощность туфогенных и кремнистых отложений сеномана (слои 2—3-й) не превышает 16 м.

В узкой шовной зоне Ахцу-Кацирха, которая, по-видимому, играла роль кордильеры, сеноманские отложения развиты лишь на небольших участках, разрез их редуцирован. По данным Б. М. Келлера (1947), в верховьях р. Восточная Хоста и на р. Мзымта (у сел. Монастырь) сено-

манскому ярусу отвечают пестрые песчаные мергели и кремнисто-глинистые известняки мощностью 0,5—1,8 м.

Сеноманский возраст перечисленных выше свит, пачек и слоев, содержащих вулканогенный и кремнистый материал, обосновывается их стратиграфическим положением между палеонтологически охарактеризованными отложениями альба и турона, а также следующими находками фауны и микрофауны.

В Амуко-Лазаревской зоне: а) в свите Паук: *Schloenbachia varians* Sow. var. *subplana* Scharpe, *Acanthoceras rhotomagensis* Defr. var. *nova*, *Hoplites falcatus* Mantel, *Puzosia octoplicata* Scharpe, *P.* cf. *subplanulata* Schluter, *Crioceras* sp., *Baculites* cf. *baculoides* Orb., *Hibolites stylioides* Renng. (Вялов и Вялова, 1934); б) в ананурском горизонте: *Gumbelina cenomanica* Agal., *Spiroplectamina cenomana* Lalicker, *Rotalipora cushmani* (Mogrou), *Anomalina globosa* (Brotzen), *Globigerina infracretacea* Glaessner, *G. portdownensis* W. Mitch. (по данным Н. И. Маслаковой). Верхние слои ананурского горизонта фаунистически не охарактеризованы и могут соответствовать низам турона.

В Абхазской зоне (в «туфогенной свите»): *Inoceramus etheridgei* Woods, *I. tenuis* Mantel, *Puzosia* cf. *planulata*, *Aucellina krasnopolskii* Pavl; в зоне Ахцу-Қацрха (в пестрых мергелях и кремнистых известняках) — комплекс фораминифер, в том числе *Globotruncana appeninica* Renz. (Келлер, 1947). В Чвижепсинско-Аибгинской зоне фауны найдено не было.

В составе сеноманских туфов различимы обломки порфиритов (главным образом вариолитовых), а также неправильной формы «обрывки» буровато-зеленого пузыристого вулканического стекла, в которое бывают включены вкрапленники плагиоклаза, реже — пироксена. Эти же минералы встречаются и в виде отдельных обломков. В цементе, наряду с хлоритом присутствует анальдим, заполняющий также некоторые миндалины в обломках порфирита.

В туффитах ананурского горизонта преобладает кристаллокластический материал — преимущественно лейсты плагиоклаза и их обломки. Последние входят также в состав туффитов и туфогенных песчаников свиты Паук наряду с обломками порфирита и вулканического стекла (рис. 31). Многие лейсты имеют зональное строение с резким изменением состава от лабрадора в центральной части до альбита в периферической кайме. Цемент глинистый или карбонатный составляет иногда до 40—50% породы. Изредка встречаются раковины фораминифер.

Субвулканическая фация

Базальтовые порфириты субвулканической фации, залегающие среди мергелей и глин баррема — альба, вскрыты в ущелье р. Агвы, в верховьях р. Лоо, а также в долине р. Шахе: близ Солох-аула и в районе хут. Взога (по данным Ч. Б. Борукаева). Весьма вероятно, что этому же комплексу принадлежат исследованные М. В. Муратовым (1940) и Ю. Н. Пастушенко (1956) диабазы и диабазовые порфириты рек Чвижепсе и Медовеевка, прорывающие «сланцевую толщу» верхов нижнего мела.

Вулканические породы, выступающие на р. Агве в районе пасеки Верхне-Ореховой, упоминались ранее Б. М. Келлером (1947) как толща туфогенных песчаников с прослоями и линзами авгитового порфирита. Однако в ходе наших исследований выяснилось, что здесь развиты лишь базальтовые порфириты, которые, обнажаясь на протяжении более чем

350 м, характеризуются интрузивными формами залегания. Вмещающие породы — пестрые мергели медовеевской свиты (серые, зеленовато-серые, красные), вскрытые ниже по течению реки, а также на обоих склонах долины, наклонены на север-северо-восток под углом 25—30°; эти же породы, но сложно смятые, образуют многочисленные неправильной формы включения среди порфиритов размером до 3—6 м (иногда до 10—15 м), захваченные, по-видимому, в процессе внедрения. Наблюда-



Рис. 31. Туффит основного состава из свиты Паук (сеноман). Видны лейсты зонального плагиоклаза и обломки порфирита, цемент карбонатно-глинистый. Увелич. 40X, без анализатора. Р. Аше, образец из коллекции Ч. Б. Борукаева

ются своеобразные «брекчии», состоящие из округлых, бугристых обособлений порфирита и прихотливо гофрированного осадочного материала, заполняющего промежутки между ними.

Порфириты массивны, лишь в одном из обнажений правого берега заметна шаровая отдельность: «шары» разделены прожилками красной карбонатно-кремнистой породы. Выше по течению р. Агвы, отделяясь резкой границей, на порфириты ложатся трехметровый горизонт конгломератов и флишoidная толща темно-серых фукоидных мергелей и мергелистых известняков верхнего кампана — маастрихта, в которой В. С. Буртманом найдены *Gumbelina elegans* (Rzehak), *G. striata* (Ehrens.), *Globotruncana conica* White, *G. cf. arca* (Cushman) и др.

Дополнительные сведения о субвулканической залежи порфиритов на р. Агве содержатся в работе А. М. Борсука и Ч. Б. Борукаева (1965). В этой же работе подробно охарактеризованы субвулканические тела рек Лоо и Шахе, во многом сходные с описанным.

Небольшие интрузии диабазов и диабазовых порфиритов в бассейне рек Медовеевка и Чвижепсе были обследованы М. В. Муратовым. Диабазы залегают среди известковистых листоватых глин и мергелей альба. Всего было известно «десять отдельных выходов, расположенных

приблизительно на одной линии вдоль основного простираения пород. Из них три расположены на правом склоне долины р. Чвижепсе, остальные — по обоим склонам р. Медовеевки. Все массивы имеют небольшие размеры и удлиненную согласно с простираением форму» (Муратов, 1940). Автором обнаружено еще два выхода диабазов — в промоннах левого склона долины р. Чвижепсе в 0,8—1 км выше устья р. Медовеевки.

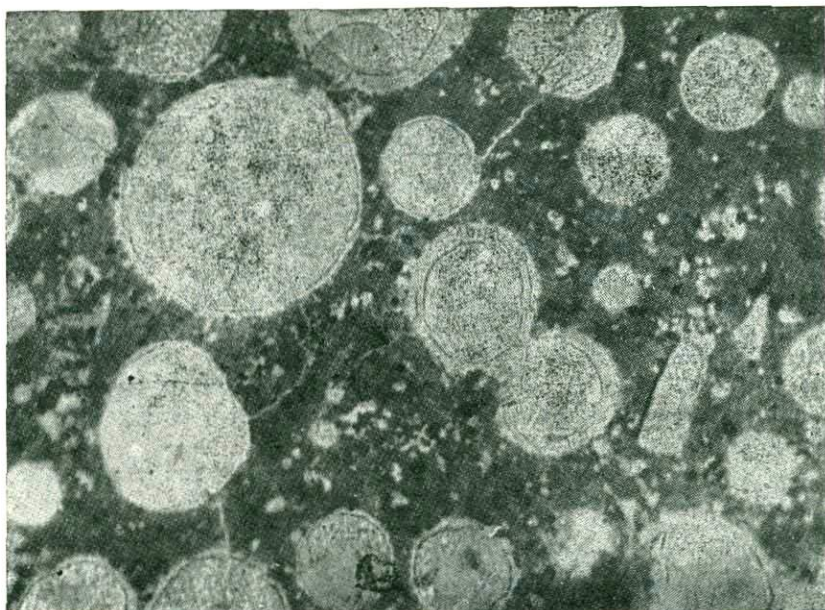


Рис. 32. Мандельштейновый порфирит сеномана из района Солох-аула (р. Шахе). Увелич. 25×. без анализатора. Образец из коллекции Ч. Б. Борукаева

Протяженность отдельных тел — как секущих, так и согласных — обычно не превышает нескольких десятков метров, однако наиболее крупное из них (в долине р. Медовеевки) достигает размеров 250—150 м. В русле и на левом берегу реки хорошо обнажена согласная северная граница этого тела: поверхность контакта приблизительно параллельна слоям вмещающих пород и наклонена на север-северо-восток под углом 40—45°. Контактное воздействие выражено ороговикованием и осветлением глинистых пород в пределах 1,5-метровой приконтактной зоны. Аналогичные изменения наблюдались нами и в экзоконтакте диабазовых тел долины Чвижепсе.

Базальтовые порфириты в центральных частях субвулканических тел характеризуются призматически-зернистой структурой: длиннопризматические кристаллы пироксена и удлиненные лейсты плагиоклаза ориентированы беспорядочно, промежутки заполнены хлоритом, карбонатом, лейкоксеном. Многочисленные игольчатые выделения рудного минерала включены в плагиоклаз и нередко образуют «метелки», вытянутые вдоль лейст. Ближе к контактам появляются микролитовые, кристаллитовые и витрофирные структуры, массивные порфириты переходят в мандельштейны (рис. 32). Широко распространены вариолиты, в которых основная масса распадается на радиально-лучистые вариоли

округлых или полигональных очертаний размером 0,4—0,6 мм. Последние сложены бурым малопрозрачным криптокристаллическим веществом с рассеянными в нем мельчайшими зернами рудного минерала и эпидота. Радиально-лучистое строение подчеркивается расположением этих включений, а иногда также наличием радиально-ориентированных длиннопризматических выделений пироксена и плагиоклаза. На некоторых участках вариоли разделяются тонкими трещинами, которые залечены карбонатом или агрегатом зерен хлорита и эпидота.

Вкрапленники немногочисленны и по размеру не превышают обычно 1 мм. Различаются порфиновые выделения таблитчатой формы (плагиоклазы?), полностью замещенные карбонатом, хлоритом и цеолитами, а также призматические фенокристы пироксена, нередко образующие гломеропорфиновые скопления и крестообразные сростки. В заполнении миндалин участвуют хлорит, карбонат и анализим. Небольшие апофизы и инъекции во вмещающих отложениях баррема — альба сложены пузыристым стеклом, продуктом девитрификации которого является криптокристаллический хлорит с распыленным в нем рудным минералом.

Диабазовым породам района Медовеевки и Чвижепсе свойственны офитовые структуры. В промежутках между лейстами плагиоклаза наряду с моноклинным пироксеном встречаются хлорит и рудный минерал. Плагиоклаз альбитизирован, однако в центральной части наиболее крупного массива на р. Медовеевке сохраняет свой первичный основной состав (около 55% Ap). В порфиридных выделениях (размеры до 3—4 мм) плагиоклаз зонален, наблюдается прямая зональность с переходом от андезина к альбиту.

По химизму базальтовые порфириты и диабазы субвулканической фации очень сходны между собой (табл. 15, рис. 33). Особенность химического состава этих пород — низкое по сравнению со средним базальтом (по С. Р. Нокколдсу) содержание кремнезема (около 45,2%)¹ и окиси алюминия, а также богатство железом и магнием, сближающее с платобазальтами и отчасти с толеитовыми андезитами (рис. 33, А). Соотношение щелочей и кальция близко к нормальному для пород известково-щелочного ряда, однако содержание окиси калия является несколько повышенным (около 1,41%). Таким образом, по химизму (так же как и по петрографическому составу) сеноманские базальтовые порфириты северо-западного Кавказа резко отличаются от приблизительно одновозрастных им субщелочных порфиритов свиты Мтавари, которая распространена в пределах южного обрамления флишевой зоны на территории Грузинской глыбы. В последних, по данным Г. С. Дзюценидзе (1948), среднее содержание K_2O достигает 4,1%; Na_2O —4,6%.

Интересные результаты дал полуколичественный спектральный анализ: во всех исследованных пробах базальтовых порфиритов и диабазов с рек Лоо, Агва и Медовеевка установлено резко повышенное содержание олова: 0,0006—0,001% (см. рис. 33, Б), что в 4—6 раз превосходит кларк этого элемента для магматических пород основного состава ($1,5 \cdot 10^{-4}\%$, по А. П. Виноградову, 1962).

По новым данным В. Г. Баева и Ю. П. Аземко (1968), некоторые песчаники и алевроитистые известняки вулканогенно-осадочных отложений сеномана обогащены фосфором: 0,1—5,0% P_2O_5 .

Судя по ограниченному распространению и сравнительно небольшой мощности вулканогенных образований сеномана, проявления эффузивной деятельности имели в это время локальный характер и на много уступали по своей силе более раннему, юрскому, вулканизму.

¹ Средние содержания вычислены с учетом поправок на карбонатизацию пород.

Химический состав вулканических пород сеномана*

№ п/п	Номера образцов	О к с л ы в в е с о в ы х %													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма	H ₂ O—	CO ₂
1	442	49,95	1,39	15,28	4,87	5,12	0,12	9,10	6,69	2,88	1,84	3,62	100,86	2,01	0,17
2	7/4	43,87	1,12	14,88	2,34	9,02	0,11	8,57	8,31	2,67	1,53	7,84	100,26	1,86	3,70
3	7/10	33,79	1,24	11,19	1,98	4,95	0,30	8,42	18,00	2,61	0,98	16,33	99,79	1,74	13,83
4	3/2	36,82	0,98	13,64	2,91	9,14	0,29	9,01	11,28	2,44	0,36	12,62	99,49	0,98	8,29
5	2/1	48,31	0,84	18,68	2,72	6,97	0,29	5,16	5,02	3,93	2,00	3,81	97,73	0,77	1,05
		Проекционные величины по Е. А. Кузнецову													
		A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	fa'	k	п	с	q	
1	442	22,5	14,2	31,1	32,2	5,1	—	12,1	74,1	13,8	18,2	43,0	38,8	—0,9	
2	7/4	21,4	15,5	37,1	26,0	2,6	—	16,1	55,0	28,9	16,0	42,0	42,0	—10,1	
3	7/10	24,1	13,2	38,4	24,3	2,9	—	13,1	67,3	19,6	13,0	51,9	35,1	—11,9	
4	3/2	17,7	18,7	39,4	24,2	3,8	—	3,9	64,2	31,9	4,1	44,6	51,3	—11,6	
5	2/1	29,8	15,7	22,8	31,7	3,0	8,5	—	55,2	36,3	16,3	49,2	34,5	—4,8	

1—базальтовый порфирит, р. Лоо (из коллекции Ч. Б. Борукаева); 2—базальтовый порфирит, р. Агва; 3— базальтовый порфирит, мандельштейновый, р. Агва; 4—диабаз среднезернистый, р. Медовевка; 5—диабаз крупнозернистый, р. Медовевка; в этом образце, по данным спектрального анализа, количество стронция достигает почти 1%, бария—несколько десятых процента.

* Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ аналитиком М. М. Чеховских.

Размещение субвулканических тел показывает, что наиболее про- ницаемыми для магматических расплавов были системы Агвайского и Чемитокваджинского разломов: вдоль границы флишевого прогиба с

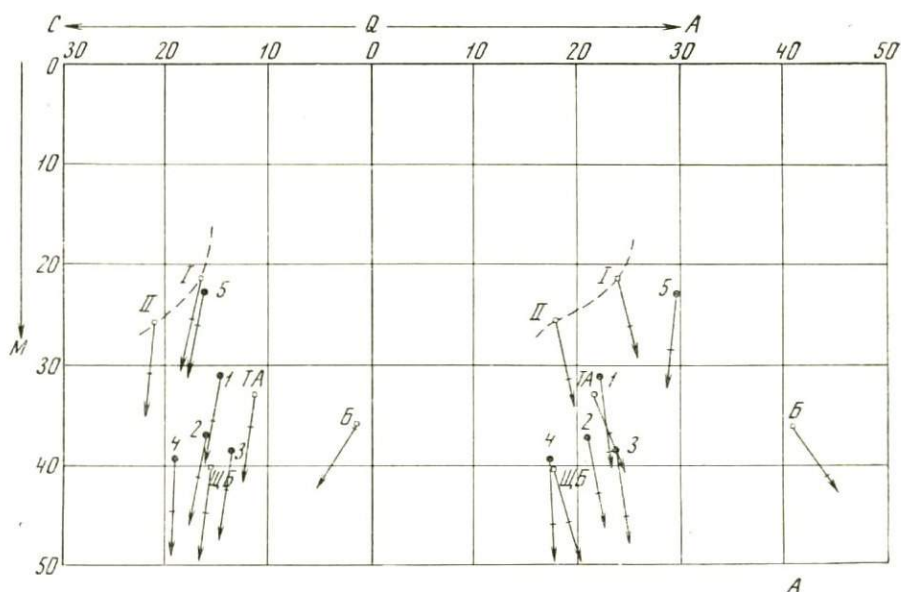


Рис. 33. Диаграммы химического состава вулканических пород сеномана

А — векторная диаграмма: 1—5 — порядковые номера образцов в табл. 15; I—II — вариационная линия пород нормального известково-щелочного ряда, где I и II — средние составы андезита и базальта по Нокколдсу (S. Nockolds, 1954); ЩБ — средний щелочной базальт; ТА — средний толеитовый андезит (по Нокколдсу); «Б» — средний состав базальтовых пород свиты Мтавари, развитой в пределах Грузинской глыбы (по трем анализам из работы Г. С. Дзодендзе, 1948);

Б — содержание микроэлементов по данным полуколичественного спектрального анализа. Образцы те же, нанесены на диаграмму в порядке номеров; О — средние содержания для основных пород, по А. П. Виноградову (1952)

кордильерой Ахцу, а также в области сопряжения Чвижепсинско-Либгинской и Амукско-Лазаревской зон. Глубина формирования массивов субвулканических пород была небольшой, поскольку нередко наблюдаются миндалекаменные текстуры.

О характере извержения вулканов имеется мало данных. Эксплозивный режим, по-видимому, преобладал, накопление вулканического

материала повсюду происходило в морских условиях. При формировании наиболее мощной свиты Паук источник этого материала должен был находиться в юго-восточной части Амуко-Лазаревской зоны: как уже отмечалось, с удалением на северо-запад (вдоль прогиба) туффигов и туфогенных песчаников становится все меньше, «туфогенный флиш» замещается обычным терригенным. В связи с этим интересны новые данные В. А. Гроссгейма (1963), который по ориентировке косых слоев в первых элементах флишевых ритмов свиты Паук делает вывод о преобладании в сеномане морских течений как раз обратного (СЗ—ЮВ) направления. Разнос вулканического материала «навстречу» течениям, запечатленным в ориентировке косых слоев, показывает, что в рассматриваемом случае течения этого типа определяли, по-видимому, лишь местное перестроение обломочного материала (особенно алевритового осадка верхней части I элемента ритма), в то время как привнос материала в начальный момент формирования каждого флишевого ритма, вероятно, осуществлялся течениями иного типа и противоположного направления.

О СЛЕДАХ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ПОСЛЕСЕНОМАНСКОЕ ВРЕМЯ

Детальное изучение верхнемеловых флишевых отложений северо-западного Кавказа, проведенное недавно С. Л. Афанасьевым, дало интересные сведения о наличии среди них прослоев кила и близких к нему пород, состоящих в основном из продуктов разложения тонкого пеплового материала. Прослой эти мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, приуроченные обычно к третьему элементу флишевых ритмов, встречаются в ряде свит туронского и кампанского ярусов и составляют иногда от 0,5 до 5% общей мощности свиты.

Присутствие тонкого пеплового материала в составе III э. р. флишевых толщ установлено и в других районах южного склона Большого Кавказа (Вассоевич, 1948). По-видимому, в отдельные отрезки поздне-мелового времени имел место широкий, скорее всего воздушный разнос этого материала, оседавшего на площади в многие сотни квадратных километров, подобно тому как это наблюдается при крупных современных извержениях. Наиболее вероятным источником пепла следует признать Малый Кавказ, отдельные районы которого в туронское—кампанское время были областью напряженной вулканической деятельности. Такое предположение хорошо согласуется с особенностями распределения прослоев кила на рассматриваемой территории; в направлении с юго-востока на северо-запад количество и мощность их убывают.

СВЕДЕНИЯ ОБ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ; ОБЩАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Нашими знаниями о мезозойских интрузивных образованиях северо-западного Кавказа мы обязаны работам Д. С. Белянкина (1911), Л. В. Хмелевской (1935), Л. А. Варданянца (1935 а), Г. М. Ефремова (1941), В. П. Еремеева (1947), В. А. Мельникова (1963), Ю. Н. Пастушенко (1956), В. В. Свиридова (1959), Г. Д. Афанасьева и А. М. Борсука (1959), А. В. Нетребы (1962). Эти исследователи собрали большой

материал о петрографическом составе и строении интрузивных тел, их распространении и условиях залегания, однако время внедрения во многих случаях остается неясным: чехол отложений, несогласно перекрывающих интрузивные тела, уничтожен эрозией, и верхний предел возраста устанавливается лишь предположительно; не исключено, что некоторые из них формировались уже в третичное время. Определения абсолютного возраста интрузивных образований почти полностью отсутствуют.

Таким образом, если вулканогенные толщи и связанные с ними субвулканические залежи удается датировать на северо-западном Кавказе с достаточной точностью, то время внедрения интрузивных комплексов определяется весьма приближенно, что позволяет наметить общую последовательность магматических проявлений альпийского тектоно-магматического цикла лишь условно (табл. 16).

Среди относимых к мезозою интрузивных образований на рассматриваемой территории большая часть принадлежит Санчаро-Кардывачскому комплексу гранитоидов и диабазовому дайковому комплексу Централных тектонических зон. Особое место занимают габбро-диабазы Анги и их аналоги.

Породы Санчаро-Кардывачского комплекса выступают в водораздельной части Главного хребта в районе оз. Кардывач, а также несколько восточнее и западнее, и представлены гранитами, кварцевыми диоритами, диоритами и габброидами, находящимися в сложных гибридных соотношениях (Еремеев, 1947; Мельников, 1963). Граниты являются наиболее молодым членом этого ряда и на некоторых участках секут габбро и габбро-диориты и цементируют их обломки. Как было замечено еще Л. В. Хмелевской (1935), а затем подтверждено В. П. Еремеевым (1947), калиево-натровый полевой шпат в гранитах представлен анортклазом (близким по величине $2V$ к микроклину, но лишенным двойниковой решетки), что в 30-х годах послужило основанием для отнесения Кардывачского массива к категории «неинтрузий».

Залегая в виде нескольких массивов, имеющих неправильные изометричные очертания, породы Санчаро-Кардывачского комплекса прорывают глинистые сланцы и песчаники нижнего-среднего лейаса. Контактное воздействие выражено ороговикованием и формированием «пятнистых сланцев», вдоль южных границ Аджарского массива и в верховьях р. Бавю ширина зоны контактово-измененных пород достигает 50—100 м. Для суждения о верхнем пределе возраста интрузивных образований этого комплекса геологических данных нет, и единственным указанием служат определения абсолютного возраста: по полевому шпату — приблизительно 140 млн. лет (Ажгирей, 1962); по биотиту — 175 млн. лет (по З. В. Студениковой). Большинство исследователей относит интрузивные образования Санчаро-Кардывачского комплекса к бату, сопоставляя их с гранитоидами Келасурско-Горабского комплекса в Абхазии (Зарядзе, 1961; Сомин, 1965).

Диабазовый дайковый комплекс Централных тектонических зон, который изучали Г. М. Ефремов (1941), В. А. Мельников, В. В. Свиридов (1959), является, по-видимому, «сборным», включающим существенно разновозрастные образования. Многочисленные мелкие интрузивные тела диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов (главным образом дайки мощностью от одного до нескольких метров, ориентированные субпараллельно в з.-с.-з. направлении) развиты преимущественно в Чугушско-Аджарской тектонической зоне. К северу и к югу от ограничивающих эту зону Атамажинского разлома и Главного надвига количество их резко убывает (см. рис. 4).

Часть диабазовых даек пронизывает не только породы палеозойского фундамента, но и перекрывающие их, смятые в складки отложения нижней—средней юры (до тоара—аалена включительно). Независимо от структуры вмещающих пород, дайки, как правило, ориентированы круто — почти вертикально, однако в районе гор Фишт и Оштен, где сохранился чехол полого залегающих известняков верхней юры, ни-

Таблица 16

Вероятная последовательность главных эффузивных и интрузивных комплексов альпийского тектоно-магматического цикла (северо-западный Кавказ)

Эффузивные комплексы	Тектонические условия формирования		Интрузивные комплексы
Порфириновый комплекс сеномана	Погружение поздних флишевых прогибов		
«Порфирировая» байоса	Опускание Закавказского срединного массива и смежных прогибов геосинклинали	Поднятие Центральных тектонических зон, складчатость	Диабазовый дайковый комплекс (байос—начало келловей?) Санчаро-Кардывачский комплекс гранитоидов (байос—бат?)
Спилито-кератофировый комплекс среднего лейаса—аалена	Погружение начальных терригенных («сланцевых») прогибов		

где в них не внедряются. Исходя из этих соотношений на северо-западном Кавказе, так же как и на Центральном (Варданянц, 1935 в; Стороженко, 1938; Андреев, 1945), возраст диабазов может быть определен приблизительно как байосский—предкелловейский. Диабазы секут интрузивные образования Санчаро-Кардывачского комплекса.

Интересен тот факт, что на западе — в истоках рек Пшеха и Пшихаша — диабазовых даек, прорывающих юрские отложения, становится мало, а еще западнее — в районе горы Сахарная Голова и по правобережью р. Пшехи (близ Тубинских хуторов) — в той же тектонической зоне они полностью отсутствуют. Создается впечатление, что область распространения даек юрского диабазового пояса ограничена на западе Пшехинско-Адлерской системой поперечных нарушений.

Другая, но тоже многочисленная группа даек, входит в состав палеозойского фундамента и не проникает в перекрывающие его юрские отложения, что с большой наглядностью выражено в верховьях р. Пшехи — в районе горы Сахарная Голова (по данным Г. П. Корнева и К. О. Ростовцева, базальные горизонты юры представлены здесь средним лейасом). Наиболее вероятным признается верхнепалеозойский возраст этих диабазов.

Замечено, что вторичные изменения в диабазах первой группы сравнительно невелики; в большинстве образцов встречается моноклинный пироксен — в офитовом сростании с плагиоклазом (чаще всего — лабрадором). В более древних диабазах второй группы нередко наблюдаются уралитизация пироксена, полная альбитизация плагиоклаза, микродиоритовые структуры. Как полагает В. В. Свиридов (1959), некоторые из этих пород могут быть отнесены к категории лампрофиров одицит-спессартитового ряда. По данным В. А. Мельникова, в области

развития гранитоидов Санчаро-Кардывачского комплекса наряду с диабазовыми дайками байосско-предкелловейского возраста могут присутствовать также жильные образования сходного состава, но связанные генетически и во времени с формированием этого комплекса.

К югу от Главного надвига — в краевой части Гойтхско-Ачишхинской тектонической зоны и на ее восточном продолжении — наблюдаются, кроме того, мелкие, чаще всего пластовые и штокообразные тела диабазовых и диоритовых порфиритов, залегающие среди нижне- и среднеюрских отложений. В верховьях р. Шахе такие интрузивные тела и их многочисленные апофизы секут уже рассланцованные породы тоара—аалена. Возраст этих интрузивных образований остается неясным.

На горе Чугуш (Ефремов, 1941) и в районе оз. Кардывач (Еремеев, 1947) среди пород палеозоя были встречены выходы андезитов кайнотипного облика, однако в более поздних работах В. А. Мельникова, С. Л. Бызовой, В. В. Свиридова образования этого типа не упоминаются.

Широко известны титаноносные габбро и габбро-диабазы Аибги, описанные В. И. Курочкиным, В. А. Мельниковым, Ю. Н. Пастушенко, а впоследствии подробно изученные А. В. Нетребой (1962). По данным этого исследователя, габброиды Аибги залегают в виде согласных пластовых тел мощностью от 50 до 600 м (иногда и более) в нижней части батской толщи переслаивающихся песчаников и аргиллитов. Вместе с вмещающими отложениями пластовые тела смяты в складки — по-видимому, в предкелловейское время, формирование их было связано, вероятно, с заключительными (батскими) фазами среднеюрского вулканизма: эффузивные образования этого возраста известны в Западной Грузии — в Кутаисско-Гелатском районе.

Габбро-диабазы, описанные Д. С. Белянкиным (1911) у Красной Поляны и Г. М. Ефремовым (1940) по р. Сочи, обычно относят к тому же магматическому комплексу, что и габброиды Аибги. Однако петрографическое сходство с последними выражено недостаточно отчетливо, и возраст этих интрузивных тел остается неясным. В районе Красной Поляны габбро-диабазы залегают среди пород «порфиритовой серии» байоса. На р. Сочи возраст вмещающих толщ неизвестен: Г. М. Ефремов условно относил их к нижнему мелу, но не исключено, что они являются более древними.

В 1958 г. в ст. Кривенковской (бассейн р. Туапсе, Гойтхско-Ачишхинская тектоническая зона) Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком (1959)¹ было обнаружено куполовидное тело площадью около 200 м², сложенное сильно измененными лейкократовыми породами эффузивного облика, которые были названы «натровыми порфирами». Тело залегает среди аргиллитов верхнего аалена, верхняя возрастная граница неизвестна. Судя по значительному вторичному изменению пород (натровый метасоматоз), а также по некоторому петрохимическому сходству с фельзитами субвулканических липарито-дацитовых тел аалена, которое было подмечено А. М. Борсуком (1963), принадлежность «натровых порфиров» к числу ааленских субвулканических образований представляется автору весьма вероятной, хотя возможность более молодого возраста также не исключена.

¹ По представлениям Г. Д. Афанасьева и А. М. Борсука, среди нижнеюрских аргиллитов Туапсинского района широко развиты также тела «экструзивных гранитоидов» и «эруптивных брекчий» верхнеюрского, мелового и третичного возраста. Новый фактический материал показал, что эти тела представляют собой горизонты своеобразных кристаллокластических туфов и глинистых туфогенных конгломератов ааленской свиты горы Индиок (Ломизе, 1966а, 1966б).

Приведенные выше краткие сведения об интрузивных образованиях позволяют приблизительно наметить общую последовательность магматических проявлений альпийского тектоно-магматического цикла (этапа) на северо-западном Кавказе (см. табл. 16).

Ранние стадии цикла были отмечены неоднократными вспышками вулканизма. В условиях интенсивного погружения начальных прогибов, заполнявшихся породами аспидной формации, формировались вулканогенные образования авадхарского горизонта, чаталтапинской, макаровской свит и свиты горы Индюк (а также связанные с ними субвулканические тела), которые могут рассматриваться как единый эффузивный комплекс среднего лейаса—аалена, близкий по своим петрохимическим особенностям спилито-кератофировой формации (см. гл. VI).

Внедрение главных интрузивных комплексов: Санчаро-Кардывачского комплекса гранитоидов и диабазового дайкового комплекса, произошло, по-видимому, в середине тектоно-магматического цикла (байос — начало келловей), когда северо-западный Кавказ, особенно Центральные тектонические зоны, были охвачены поднятием, складчатостью и дифференцированными глыбовыми движениями. Важно отметить, что в отличие от гранитоидов кардывачского типа диабазы в осевых зонах северо-западного и Центрального Кавказа распространены регионально; они могут быть, вероятно, отнесены к категории самостоятельных, не связанных с гранитоидами дайковых комплексов (Абдуллаев, 1957; Осипов, 1966), подобных, в частности, диабазовым поясам Туркестанского хребта (Торшин, 1961) и Восточной Калбы (Богданова, 1960). В области Закавказского срединного массива и смежных крайних прогибов геосинклинали (Абхазская и Чвижепсинско-Аибгинская тектонические зоны) в байосе произошло извержение больших масс андезитово-базальтового вулканического материала, слагающего «порфиритовую серию», а затем, в батское время, внедрились пластовые интрузии Аибги.

Во второй половине цикла (на средних и поздних стадиях развития геосинклинали) магматическая деятельность на северо-западном Кавказе замедляется. Достоверно доказаны лишь проявления сеноманского вулканизма во флишевом прогибе Южного склона. Послекелловейский возраст могут иметь также некоторые габбро-диабазы, диабазовые и диоритовые порфириды южных тектонических зон, кайнотипные андезиты горы Чугуш.

Как будет показано в главе VI, пространственное размещение мезозойского вулканизма определялось на северо-западном Кавказе развитием и миграцией геосинклинальных прогибов. Интрузивные комплексы приурочены к Центральным тектоническим зонам; внедрение их произошло в байосское—батское время, когда эти зоны вступили в стадию поднятия и вулканизм в них завершился.

По данным глубокого бурения, вулканизм проявился в мезозойское время и в пределах Западного Предкавказья. Вулканические образования, залегающие в низах чехла эпигерцинской платформы на глубинах 1—2,5 км, распространены в двух изолированных районах: в Ейско-Березанском — на северо-западе и в Армавирском — на юго-востоке. О составе и возрасте вулканогенных горизонтов можно судить по работам Н. В. Живаго и О. В. Снегиревой, К. О. Ростовцева и В. Л. Егояна, А. А. Шиманского, Г. П. Корнева. В Ейско-Березанском районе преобладают породы кислого и среднего состава, представленные главным

образом пирокластической фацией. Горизонты лав и пластовые интрузии встречены на юге, в северном направлении они замещаются туфами и туффитами. Накопление вулканических продуктов происходило в континентальных условиях. В Армавирском районе вулканические образования мощностью до 150 м и более залегают среди морских отложений. Это преимущественно лавы андезито-базальтового состава.

Вопрос о времени проявлений вулканизма остается дискуссионным. Согласно Г. П. Корневу (1965), эти проявления имели место неоднократно: в позднем триасе, средней юре и раннем мелу. Открытие вулканогенных толщ в Западном Предкавказье представляет большой интерес и показывает, что область вулканической активности не была ограничена геосинклинальными прогибами и Закавказским срединным массивом, она распространялась и севернее — в пределы эпигерцинской платформ.

При сравнении северо-западного Кавказа с Центральным обнаруживается сходство в развитии магматических явлений на ранних и средних стадиях геосинклинального цикла и существенное различие в последующее время. Как и на северо-западном Кавказе, погружение начальных геосинклинальных прогибов сопровождалось там эффузивной деятельностью и образованием пород спилито-кератофировой формации; при заполнении прогибов вулканический материал играл второстепенную роль: вулканогенные горизонты и субвулканические образования подчинены осадочным толщам аспидной формации. Максимум начального вулканизма падает на средний лейас, когда произошло излияние калиевых кератофировых лав Садоно-Дигорской вулканической области (Варданянц, 1935 в; Лебедев, 1950; Леонов, 1961), а также преимущественно базальтоидных лав и субвулканических образований в расположенных южнее центральных зонах геосинклинали, где были сформированы циклаурская вулканогенно-осадочная свита и ее вероятные аналоги. Выходы вулканических образований, принадлежащих скорее всего этому комплексу, протягиваются от районов Горной Осетии к Военно-Грузинской дороге (Андреев, 1945) и далее — к массиву Чингис-Клде (Лебедев, 1950), в Кахетию (Азизбеков, Алиев, 1940) и Азербайджан (Шихалибеги, 1956). По данным Е. А. Долгинова и Д. И. Панова, сходные образования развиты также в Архызо-Клычской и Баксано-Харезской депрессиях Главного хребта. Кератофировые (альбитофировые) горизонты бассейна р. Ингури (Кахадзе, 1947), Верхней Рачи (по М. А. Беридзе), ущелья Дид-хеви (Варданянц, 1932) и верховьев р. Алазани (по данным М. П. Прудзе) сформировались, по-видимому, еще в раннем лейасе. Вулканические извержения известны также в пределах Северо-Кавказского краевого массива (Карачаевско-Маринская вулканическая область), где в субаэральных и мелководных условиях формировались вулканогенные толщи карикса-домера, преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава (по данным Л. А. Варданянца и Д. И. Панова).

В отличие от северо-западного Кавказа в ааленском веке так же, как и тоарском, на Центральном Кавказе наблюдается перерыв вулканической деятельности. Вулканизм с новой силой возобновился в байоссе. Кроме Закавказского срединного массива и южных тектонических зон геосинклинали, где шло накопление «порфиритовой серии», байосский вулканизм проявился локально на одном из участков северного склона (Черекско-Чегемская вулканическая область — Белянкин, 1915; Лебедев, 1950; Безносков и Казакова, 1959). К байосско-батскому времени были приурочены интрузии гранитоидов (Цейский комплекс), а также, как полагают, явления гранитизации: в Кассарском ущелье,

Фаснале и ряде других районов (Афанасьев и др., 1960); были внедрены дайки Казбекского и Кахетинского диабазовых поясов (Варданянц, 1935в; Беридзе, 1963; Авдонин, 1964 и др.). Сходство в характере проявлений магматизма еще сохранялось и на средних стадиях развития геосинклинали: в сенманском веке произошли излияния основных лав, которые и на Центральном и на юго-восточном Кавказе так же, как на северо-западном, локализовались в зоне сочленения флишевых прогибов Южного склона с Закавказским срединным массивом: в Кахетинско-Лечхумской и Вандамской зонах (Шарданов и Хаин, 1956; Воскресенский, 1959).

Однако на поздних стадиях геосинклинали цикла — с началом роста складчатого сооружения Большого Кавказа — резко проявилось различие в магматизме между его центральной и северо-западной частями. Центральный Кавказ испытывал максимальное воздымание (особенно в полосе Ставропольского поперечного поднятия), и именно здесь произошло внедрение синорогенных гранитоидных интрузий Тепли, Сангутидона, Кароби, Цурунгала, Эльджурты (Петров, 1955; Ажгирей, 1962), а также активно проявился наземный вулканизм¹. Напротив, на северо-западном Кавказе, который заметно отставал в орогеническом поднятии, оставаясь относительно опущенным сегментом геосинклинали системы, обычный цикл магматических явлений оказался незавершенным; следов новейшего вулканизма здесь нет, интрузивные образования соответствующего возраста практически неизвестны. Столь резкое различие в характере кайнозойского магматизма между северо-западным и Центральным Кавказом может быть поставлено в связь с разным строением земной коры и разным состоянием ее изостатической компенсации на современном этапе (см. главу II). Привлекает внимание тот факт, что западнее — в Горном Крыму, — где установлен сходный (по сравнению с северо-западным Кавказом) тип земной коры, поздний магматизм также не наблюдается.

Оценивая интенсивность и полноту проявления магматизма в мезозойских геосинклиналиях прогибах северо-западного Кавказа, можно констатировать, что здесь, как и во всей Крымско-Кавказской геосинклинали, магматизм проявился в ослабленной форме: как по сравнению с более ранними прогибами палеозойского цикла на Кавказе, так и по сравнению со многими из числа синхронных ей других геосинклиналий альпийского пояса. Выше отмечалось, что раннегеосинклиналиальные вулканические образования здесь подчинены осадочным толщам аспидной формации; продукты внедрения ультраосновной магмы неизвестны. Подобное ослабление магматической активности, характеризующее некоторую неполноту регенерации геосинклиналиального режима, нередко связывают со значительным наращиванием и консолидацией сиалической коры в течение предшествовавшего геосинклиналиального цикла (Кузнецов, 1960; Хаин, Шейнманн, 1960). Судя по обилию гранитоидов позднего палеозоя, насыщающих кристаллический фундамент Центральных тектонических зон Большого Кавказа, такое толкование приложимо, по-видимому, и к рассматриваемому случаю.

¹ Это обстоятельство подчеркивает Е. Е. Милановский (1960), который показал приуроченность новейшего вулканизма на Кавказе к полосе поперечных поднятий: Ставропольское плато — Ахалкалакское нагорье.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ИСХОДНЫХ МАГМ, МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ



Вопрос о характере исходных магм, питавших геосинклинальный вулканизм северо-западного Кавказа, может быть решен лишь приблизительно, исходя из количественных, пространственных и возрастных соотношений между вулканическими породами разного состава. Выше было показано, что на ранних стадиях погружения (в лейасе и аалене) происходили извержения как базальтовых, так и кислых (липарито-дацитовых и липаритовых) лав, формировался неоднородный, контрастный по своему составу вулканический комплекс. Для более поздних стадий — для байоса и сеномана — известны лишь базальтоиды.

Из раннегеосинклинальных наиболее полно изучены вулканические образования серии Гойтх (аален), среди которых породы группы базальта составляют около 35%, породы липарито-дацитового состава — около 65%. Количество трахиандезитового и трахитового материала, образующего включения в горизонтах глинистого конгломерата, не превышает 0,7%. Сравнение липарито-дацитовых порфиров из разных пунктов Гойтхско-Ачишхинской зоны, удаленных на расстоянии до 100 км, показывает постоянство их химизма (см. рис. 16) и петрографических особенностей. Столь же выдержаны по составу и базальтоиды (см. рис. 12). Как будет показано ниже, они весьма близки породам юрских спилитово-диабазовых формаций Центрального и Восточного Кавказа. Обе группы пород четко разграничены, разности промежуточного состава не встречаются. В то время как в базальтоидах наблюдается нормальное для известково-щелочного ряда соотношение щелочей, феррических компонентов и кремнезема, в липарито-дацитовых породах оно нарушено главным образом за счет пониженного содержания щелочей и резко повышенной глиноземистости. Последняя отразилась на минералогическом составе — единственным темноцветным минералом в них является биотит и, как отмечалось, постоянно присутствует альмандин.

Распределение пород в стратиграфическом разрезе серии Гойтх закономерно: в низах встречаются лишь базальтоиды, выше, вплоть до верхов серии, перемежаются породы обеих групп, преобладают кислые (см. рис. 7). Таким образом, вулканические извержения основного и кислого состава чередовались во времени. В некоторых случаях они могли происходить одновременно. Центры базальтоидного вулканизма располагались вдоль ограничивавшего геосинклинальный трог с северо-

востока Тугупсинского разлома, а также у юго-западного края прогиба, близ Бекишейского разлома. Напротив, подъем кислой магмы на всем протяжении зоны — от горы Большая Чура на юго-востоке до горы Индюк на северо-западе, — происходил не у границ, а главным образом в осевой части прогиба (см. гл. III).

Четкая петрографическая и петрохимическая обособленность охарактеризованных выше групп вулканических пород, постоянство состава каждой из них на площади и в вертикальном разрезе, а также разобщенность центров извержения базальтовой и липарито-дацитовой магмы и чередование (или совмещение) этих извержений во времени, позволяют предполагать существование двух питающих магматических резервуаров (Ломизе, 1967).

Центры базальтоидного вулканизма, как отмечалось, тяготеют к крупным разломам, ограничивавшим геосинклинальный трог Гойтхско-Ачишхинской зоны. Для образования очагов базальтовой магмы оптимальными, как известно, признаны глубины 40—150 км, которые определяются, в частности, сопоставлением гипотетических геотермальных кривых с экспериментальными данными о температурах ликвидуса базальта при высоких давлениях (Uffen, 1952; Магницкий, 1965; Menella, 1958; Verhoogen, 1960; Йодер, Тилли, 1965). Допускают, что вещество мантии особенно близко к условиям плавления в пределах слоя пониженных скоростей сейсмических волн («слоя Гутенберга»), т. е. на глубинах 120—220 км под материковой корой, 60—160 км — под океанической (Любимова, 1959; Магницкий, 1965). Однако сейсмические толчки, связанные с перемещением базальтовой магмы (в период, предшествующий извержению), установлены на глубинах, не превышающих 40—65 км — для Гавайских вулканов (Powers, 1955). В области островных дуг местоположение глубинного резервуара андезито-базальтовой магмы определялось лишь для Ключевского вулкана: используя явление экранирования поперечных сейсмических волн, Г. С. Горшков (1956) вычислил глубину очага равной 50—60 км, диаметр — 30 км, мощность — 10—12 км. Уходящие далеко в мантию зоны высокой сейсмической активности показывают, что зарождение андезито-базальтовых магм островных дуг может происходить на глубинах до 300 км и более (Кипо, 1960; Шейнманн, 1964 и др.). Вещество мантии под Курильской вулканической грядой, как установили С. А. Федотов и И. П. Кузин (1963), разуплотнено; скорость сейсмических волн у поверхности Мохоровичича не превышает 7,6—7,7 км/сек.

Пытаясь определить гипотетическое положение ааленского очага базальтовой магмы на северо-западном Кавказе, мы исходим из данных по островным дугам, однако в рассматриваемом случае приходится учитывать существующие различия. Альпийский Большой Кавказ — внутриматериковая геосинклиналь, регенерированная на складчатом, интенсивно гранитизированном байкальско-герцинском основании. В юрское время уже существовала развитая материковая кора, и базальтовый слой ее мог подвергаться плавлению, участвуя в формировании базальтоидной магмы.

Наиболее вероятно все же образование базальтовых магм аалена в первую очередь за счет частичного плавления пород мантии (на глубинах до нескольких сотен километров). Ниже поверхности Мохоровичича или в пределах базальтовой оболочки (если только она действительно близка по составу к базальту) могли образоваться скопления магматического расплава, подобные очагу Ключевского вулкана. Используя ослабленные зоны Тугупсинского и Бекишейского разломов, базальтовая магма периодически подымалась через гранитно-метаморфи-

ческую оболочку к поверхности, застывала среди геосинклинальных осадков в виде субвулканических залежей или давала вулканические извержения, главным образом в подводных условиях.

Липарито-дацитовый вулканизм, как отмечалось выше, проявился в осевой части ааленского прогиба, вне связи с тектоническими разломами. Для суждения о вероятном источнике магматического материала имеются следующие предпосылки:

1. Аномальность химизма и минералогического состава липарито-дацитовых пород серии Гойтх (по сравнению с липарито-дацитовыми дифференциатами нормального известково-щелочного ряда) указывает на процессы ассимиляции магмой пород гранитно-метаморфической оболочки или на анатектическое происхождение всей массы магматического расплава. Об этом же говорит характер ксенолитов из липарито-дацитовых порфиров: в ряде пунктов (на горе Большая Чура, в бассейнах рек Ажу, Хахопсе, Кушико, Малый и Большой Пшиш, в районе горы Индюк) нами были найдены включения ксенокристаллов силлиманита и оплавленных обломков молочно-белого кварца размером до нескольких сантиметров. Силлиманит образует шестоватые агрегаты призматических кристаллов длиной до 3,5 см, которые иногда сохраняют прямоугольные очертания (см. приложение, рис. 24); в большинстве случаев контуры их сглажены, или наблюдаются лишь небольшие реликты, окруженные реакционной оторочкой. Судя по наличию ксенокристаллов силлиманита, ассимилированные (или подвергшиеся анатексису) породы могли обусловить повышенную глиноземистость, столь характерную для липарито-дацитовых порфиров рассматриваемой серии.

2. Однообразие химического состава и петрографических особенностей липарито-дацитовых пород на всем протяжении вулканической области свидетельствует о существовании единого магматического резервуара, в котором, еще до начала вулканических извержений, расплав успел гомогенизироваться. Магматический резервуар, учитывая признаки ассимиляции или анатексиса метаморфического сырья, должен был находиться в пределах «гранитного» слоя коры, подошва которого в настоящее время залегает в рассматриваемом районе на глубине 15—20 км (Авдулов, 1963). Верхний предел глубины предполагаемого магматического очага может быть намечен приблизительно, благодаря присутствию в липарито-дацитовых породах серии Гойтх пирогенного алмадина (Ломизе, 1966 а). Для кристаллизации этого минерала необходимы высокие давления: как показал Йодер (H. Yoder, 1955), осуществивший синтез алмадина, скорость реакции при давлениях ниже 7000 бар резко падает, при 1000 бар реакция прекращается. Согласно Ф. Тернеру и Д. Ферхугену (1961), алмадинсодержащие метаморфические сланцы могут формироваться при давлениях 3000—4000 бар и более, что соответствует глубинам свыше 10 км. Следовательно, очаг липарито-дацитовой магмы мог располагаться в нижней части гранитно-метаморфической оболочки на глубинах 10—15 км.

Таким образом, на северо-западном Кавказе раннегеосинклинальный (ааленский) вулканизм развивался, вероятно, в условиях одновременного существования двух магматических источников: глубинного очага базальтовой магмы и внутрикорового очага липарито-дацитовой магмы. В развитии геосинклинальных зон такое сосуществование очагов базальтоидной и кислой магмы, по-видимому, не являлось редкостью. Гипотеза о двух очагах была привлечена М. А. Петровой (1964) для объяснения условий девонского вулканизма в период формирования жаксыкгонской серии Центрального Казахстана. Предполагается,

что такое же истолкование может быть дано и целому ряду базальтово-липаритовых эффузивных комплексов Урала (Т. И. Фролова, устное сообщение), Рудного Алтая и Средней Азии (Коптев-Дворников и др., 1963). Разобщенность источников магмы установлена Т. Н. Ивановой (1963) для осевого прогиба кембрийской геосинклинали Тувы, где излияния основных лав тяготеют к краевым разломам, а в средней части прогиба накапливалась «андезито-порфиритовая формация».

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ МАГМА

Невысокая степень и неравномерное распределение альбитизации в раннегеосинклинальных базальтоидах северо-западного Кавказа делают возможным изучение состава исходной базальтовой магмы. Результаты химического анализа этих пород приведены в табл. 3, 4 и 10.

Для более полного решения вопроса нами привлечены также петрохимические данные по юрским базальтоидам Центрального и Восточного Кавказа, образующим так называемые «диабазовые пояса»: Кахетинский (33 анализа, таблицы 17 и 18) и Казбекский (46 анализов, таблицы 19 и 20). Первый представлен преимущественно диабазами и порфиритами (в том числе миндалекаменными), которые слагают силлы и залежи неправильной формы среди глинистых сланцев лейаса и аалена. За пределами Зааазанской Кахетии к этому поясу были условно отнесены выходы, которые прослеживаются в сходной геологической обстановке в Верхней Раче и верховьях р. Шахе. Второй, Казбекский пояс объединяет диабазы лейасового и предкелловейского (?) возраста, выходящие главным образом в форме даек среди юрских глинистых сланцев и кристаллических пород Главного хребта на протяжении более чем 700 км от р. Самур на юго-востоке до р. Пшехи — на северо-западе. Всего собрано 110 химических анализов¹; данные по 63 взяты из опубликованных и рукописных работ, 47 — выполнены в химической лаборатории МГУ по образцам из коллекции автора.

Как видно из петрохимической диаграммы, составленной по методу Ю. М. Шейнманна (рис. 34), базальтоиды серии Гойтх, Кахетинского и Казбекского диабазовых поясов близки по составу: соответствующие поля фигуративных точек накладываются одно на другое. Наиболее однородны породы Казбекского пояса, дающие на диаграмме небольшое поле (дисперсия, вычисленная для содержаний SiO_2 , равна 5,54). Менее однородны породы Кахетинского пояса (дисперсия 7,29) и особенно серии Гойтх (дисперсия 19,34). Во всех трех случаях для SiO_2 распределение частот близко к нормальному.

Средние составы базальтоидов серии Гойтх, Кахетинского и Казбекского поясов приведены в табл. 21 (№ 1, 4 и 7). Дальнейшее усреднение было проведено с приблизительным учетом количественного соотношения пород, принадлежащих разным комплексам: приняв объем базальтоидов серии Гойтх за условную единицу, мы оценили объем пород Кахетинского пояса в 5 единиц, Казбекского — в 10 единиц. Как среднее взвешенное арифметическое был получен средний состав всех раннегеосинклинальных базальтоидов Большого Кавказа (см. табл. 21, № 10).

Средний базальтоид Большого Кавказа мы сравнили с базальтоидами из спилито-диабазовых формаций и контрастных спилито-керато-

¹ Анализ 8-й из табл. 10 не был использован при расчетах как аномальный.

Химический состав базальтоидов

Вес. %	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,26	53,47	44,94	47,88	51,42	44,59	49,42
TiO ₂	0,68	0,88	1,54	0,68	1,40	0,68	0,96
Al ₂ O ₃	19,42	17,83	17,00	20,15	16,94	20,53	20,43
Fe ₂ O ₃	0,66	0,15	1,36	0,43	0,59	0,70	2,01
FeO	7,39	7,67	7,75	5,64	7,84	6,60	6,52
MnO	0,15	0,18	0,63	0,18	0,07	0,07	0,07
MgO	10,63	5,97	6,99	6,67	7,14	8,39	7,07
CaO	7,45	4,14	8,05	10,01	8,31	5,37	2,92
Na ₂ O	2,79	3,89	3,94	2,91	4,48	4,53	4,86
K ₂ O	1,02	0,24	0,24	0,20	0,06	0,11	0,68
п. п. п.	3,05	6,05	7,49	5,85	2,19	8,10	4,31
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,14	0,05	0,09	0,04	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,57	100,58	100,07	100,65	100,53	99,71	—
H ₂ O-	0,32	0,32	0,31	0,24	0,17	0,25	0,64
CO ₂	0,57	3,27	4,65	2,55	0,81	5,22	—
Сумма	—	—	—	—	—	—	99,89

Вес. %	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	45,06	49,70	42,99	50,04	48,80	50,11	48,49
TiO ₂	—	1,02	—	0,80	1,05	0,68	1,23
Al ₂ O ₃	23,37	14,97	20,04	17,42	15,11	14,60	12,61
Fe ₂ O ₃	3,05	2,12	0,17	1,44	2,34	1,50	3,12
FeO	3,65	7,09	5,31	7,34	7,79	7,85	10,21
MnO	—	0,17	—	—	—	—	—
MgO	3,11	5,97	7,47	6,78	5,94	8,07	6,41
CaO	13,33	11,83	8,95	11,84	13,16	11,69	11,68
Na ₂ O	2,27	3,31	4,96	3,08	2,83	2,58	2,22
K ₂ O	0,61	0,14	0,62	0,19	1,10	1,04	1,22
п. п. п.	—	—	7,78	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,10	0,24	0,17	0,48
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	5,18	3,48	—	1,38	1,68	1,34	1,95
Сумма	—	—	98,29	—	—	—	—
H ₂ O-	0,96	0,20	—	0,07	0,07	0,18	0,27
CO ₂	—	—	—	0,10	—	—	—
Сумма	100,59	100,00	—	100,58	100,12	99,82	99,89

1—габбро-диабаз (обр. 118/5), бассейн р. Шахе, ручей Кут; 2, 3, 4—диабазовые верховья р. Шахе; 7—габбро-диабаз, хребет Чутхаро; 8, 9—диабазы пироксеново-альбито 992), верховья р. Риони, Вацисверский перевал; 12—диабаз пироксеново-альбитовый (обр. верховья р. Риони, водораздел рек Татарсахли и Кваишурри; 14, 15—диабазы пироксеново (обр. 257), Мамисонский перевал; 17—диабаз, массив Чаухи; 18—лейкодиабаз (обр. 53), р. Чартлис-хеви; 21—диабаз крупнозернистый (обр. 190а), там же; 22—габбро-диабаз базы, р. Белокан-ор; 26—диабаз (обр. 83), район Белоканы; 27, 28—габбро-диабазы, 108), там же; 31—диабаз (обр. 45с), район Закаталы; 32—норит оливниновый (обр. 648),
Химические анализы: 1—6—по М. Г. Ломизе; 7—по Г. С. Дзоценидзе (1948); Ф. Ю. Левинсону-Лессингу; 18—по А. П. Лебедеву (1950); 20—23—по Ш. А. Азизбеко М. А. Кашкаю; 29, 30—по А. Н. Соловкину; 31—по Н. Тюшеву.

Кахетинского диабазового пояса

8	9	10	11	12	13	14	15	16
46,86	47,42	50,40	48,78	47,94	51,60	48,74	52,22	47,84
0,71	2,00	1,60	1,71	0,71	1,44	1,44	0,80	1,04
14,63	16,84	18,86	18,65	19,02	15,80	16,77	15,58	16,08
2,70	0,20	1,25	1,88	1,41	1,65	2,22	0,90	1,24
6,23	7,83	5,58	6,15	6,27	5,84	6,06	4,82	6,24
0,11	0,12	0,12	—	0,17	0,12	0,23	0,11	0,14
10,26	5,32	4,82	6,40	5,92	5,64	5,97	6,48	8,39
9,52	8,18	6,10	4,40	5,75	8,49	10,53	11,97	12,77
3,88	4,30	5,57	6,30	5,31	5,90	3,11	4,20	2,15
0,70	1,20	1,40	0,10	1,42	0,15	0,43	0,40	0,69
3,60	4,96	3,48	5,66	5,04	2,60	3,43	2,12	3,02
0,23	0,74	0,37	—	0,38	0,16	0,30	0,46	0,07
0,13	0,54	—	—	0,07	—	0,30	—	0,37
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,70	0,28	0,20	0,40	0,78	0,24	0,50	0,20	0,24
100,26	99,93	99,75	100,43	100,19	99,63	100,03	100,26	100,28

Продолжение табл. 17

24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
42,80	42,03	47,57	47,72	48,30	44,06	47,12	48,94	44,75	47,69
0,94	2,99	0,18	2,25	1,80	0,55	0,97	—	0,61	0,71
17,81	13,32	17,90	14,87	15,28	16,25	15,36	17,09	13,31	15,02
1,09	1,23	1,75	1,17	1,40	—	—	—	1,02	0,12
13,99	12,06	6,85	9,21	8,80	11,37	8,91	13,11	10,76	12,19
0,85	0,45	—	—	—	—	—	0,05	—	—
9,43	7,16	7,90	6,44	6,82	10,29	9,88	3,26	9,05	6,16
2,14	8,39	11,49	7,55	8,21	8,77	11,72	12,88	12,07	8,35
2,12	1,56	2,51	3,34	2,95	2,67	2,25	1,05	1,83	2,09
0,71	0,41	0,47	0,69	0,55	0,48	0,22	0,64	0,68	0,55
—	0,09	2,98	3,96	6,50	—	—	1,19	—	7,20
—	—	0,33	—	—	1,31	0,15	—	—	—
0,94	—	0,19	2,17	—	0,46	0,82	—	—	—
7,09	—	0,82	0,22	0,30	3,92	2,88	0,54	5,23	0,12
—	—	100,94	99,59	100,91	—	—	98,75	—	100,21
0,21	5,63	—	—	—	0,55	0,45	—	1,19	—
—	4,67	—	—	—	—	—	—	—	—
100,12	99,99	—	—	—	100,68	100,73	—	100,47	—

порфириды (обр. 118/7, 118/8, 118/15), там же; 5, 6—габбро-диабазы (обр. 132/6, 814/3), вые (обр. 552, 585), верховья р. Риони; 10, 11—диабазы пироксеново-альбитовые (обр. 988, 627), верховья р. Риони, ущелье Татарсахли; 13—диабаз пироксеново-альбитовый (обр. 665), альбитовые, верховья р. Риони, ущелье Кваишури; 16—диабаз пироксеново-альбитовый там же; 19—порфирит такситовый, г. Рошка; 20—диабаз мелкозернистый (обр. 161), (обр. 71в), там же; 23—диабаз среднезернистый (обр. 149а), р. Лагодехи-ор; 24, 25—диабаз там же; 29—габбро пироксеновое (обр. 107в), р. Катех-чай; 30—габбро оливиновое (обр. верховья р. Курмух-чай; 33—диабаз, гора Рокалдаг.

8—13, 15, 16—по М. А. Беридзе (1963); 14—по Н. Ф. Татришвили; 17, 19—по ву и М. М. Алиеву (1940); 24, 25, 27—по К. Н. Паффенгольцу; 26, 28, 32, 33—по

фирмовых формаций других складчатых областей: Урала, Западного Тарбагатая, Западного Саяна, каледонид Уэльса, а также со средним составом спилитов по Уэльсу (A. Wells, 1923) и Сундиусу (N. Sundius, 1930) (табл. 22). Относительное расположение векторов на петрохимической диаграмме (рис. 35, А) показало, что базальтоиды образуют ряд, направленный от наименее альбитизированных пород (от базальтоидов Большого Кавказа) к все более альбитизированным — вплоть до спилитов. Однако даже у истоков ряда имеем средний состав кавказских базальтоидов, существенно искаженный альбитизацией и сопутствующим метасоматозом.

О составе исходного базальта, от которого должен брать начало этот ряд, можно судить по реликтовым породам, затронутым альбитизацией лишь в незначительной степени. Мы попытались разделить «неальбитизированные» и альбитизированные разности на основе полигонов распределения частот, построенных для содержаний Na_2O (рис. 36). Для Казбекского пояса полигон оказался двугорбым, выявились две моды, одна из которых характеризует содержание Na_2O в «неальбитизированных», другая — в альбитизированных породах. Сходное распределение получено для серии Гойтх. В полигоне, построенном для Кахетинского пояса, граница проведена по резкому перегибу графика. Исходя из полигонов распределения были приняты следующие граничные содержания Na_2O , по отношению к которым определялась принадлежность образца к категории «неальбитизированных» или альбитизированных пород: серия Гойтх — 3,25 весовых процентов, Кахетинский диабазовый пояс — 3,75 весовых процентов; Казбекский диабазовый пояс — 2,75 весовых процентов.

Соответствующие средние составы, вычисленные отдельно для каждого комплекса и для всего Большого Кавказа, даны в табл. 21. Сравнение «неальбитизированных» и альбитизированных пород показывает закономерное различие в их составе: одновременно с увеличением содержаний Na убывают Ca и, в меньшей степени, Mg и Fe. Дальнейшее изменение химизма в том же направлении выявляется при сопоставлении альбитизированных базальтоидов Большого Кавказа с типичными спилитами, по Сундиусу. Как показал Г. Николс (1963), на примере спилито-кератофировой формации Уэльса, вынос магния и закисного железа сопутствует альбитизации. В некоторых случаях эти элементы концентрируются в хлоритовой межшаровой массе подушечных лав (Тернер и Ферхуген, 1961).

Средний состав «неальбитизированных» базальтоидов Большого Кавказа (11 в табл. 21), по-видимому, дает наиболее верное представление о силикатной части родоначальной базальтовой магмы. Заметно отличаясь от базальтов «центрального типа» (свойственных орогенным известково-щелочным сериям), он оказался весьма близок толеитовым базальтам (см. рис. 35, Б)¹. Сравнение со средним толеитом континентальных областей по Нокколду (S. Nockolds, 1959) и средним толеитом океанических областей, по Энгель и другим (A. Engel et al., 1965) дается в табл. 23, где составы приведены в пересчете на 100% без потерь при прокаливании. По содержанию Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Ca, K кавказские базальты занимают промежуточное положение между толеитами континентального и океанического типа, а по Si и Al — сходны с последними. Заслуживает внимания весьма низкое содержание рубидия:

¹ Показательно, что средний недифференцированный базальт из молодых вулканических образований Курило-Камчатской области, вычисленный по данным Э. Н. Эрлиха (1966), напротив, по составу отвечает базальтам «центрального типа» (см. табл. 22, рис. 35, Б).

Числовые характеристики базальтоидов Кахетинского диабазового пояса (вычислены по методу Е. А. Кузнецова)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
A	18,7	22,9	23,7	17,0	24,4	26,1	29,4	23,9	29,0	35,7	35,3	34,9	32,8	19,1	24,2	14,4
C	22,2	12,9	18,0	25,8	15,6	16,8	8,9	12,5	14,7	13,7	13,4	14,8	9,9	19,2	13,6	19,9
M	31,1	26,6	29,8	24,0	28,8	30,5	31,0	38,7	26,9	19,9	22,1	22,4	27,3	28,3	30,8	35,6
Q	28,0	37,6	28,5	33,2	31,2	26,6	30,7	24,9	29,4	30,7	29,2	27,9	30,0	33,4	31,4	30,1
Mt	0,7	0,2	1,5	0,5	0,6	0,8	2,2	2,9	0,2	1,3	2,0	1,5	1,7	2,4	0,9	1,3
ms'	0,7	15,8	—	—	—	12,4	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—
cs'	—	—	13,6	11,0	16,3	—	24,8	22,9	20,8	13,1	—	6,9	30,7	26,3	37,4	28,1
fo'	72,3	49,1	55,0	61,1	52,5	61,7	52,0	60,5	43,6	54,9	67,6	60,7	46,0	50,0	45,3	52,1
fa'	27,0	35,1	31,4	27,9	31,2	25,9	23,2	16,6	35,6	32,0	31,4	32,4	23,3	23,7	17,3	19,8
k	9,0	2,5	2,2	1,6	0,4	1,0	6,5	7,0	10,5	10,4	0,7	10,5	1,2	4,2	3,6	7,3
n	36,7	61,4	54,6	38,2	60,7	59,8	70,2	58,6	55,8	62,0	71,7	59,6	75,5	45,8	60,6	34,7
c	54,3	36,1	43,2	60,2	38,9	39,2	23,3	34,4	33,7	27,6	27,6	29,9	23,3	50,0	35,8	58,0
q	-9,6	+6,3	-8,7	-3,2	+0,6	-10,6	-2,1	-11,3	-8,2	-8,3	-9,8	-12,1	-6,6	-0,9	-3,5	-4,2

Продолжение табл. 18

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
A	15,2	19,1	30,5	17,4	19,6	17,8	17,1	15,3	11,3	15,6	21,9	19,0	16,8	13,2	8,4	12,9	14,4
C	32,9	16,0	19,4	20,0	15,5	15,3	13,1	7,0	19,4	22,2	15,2	17,1	19,3	19,2	25,5	16,8	19,6
M	17,5	32,8	27,3	31,1	35,4	37,1	39,6	51,4	38,4	32,2	30,9	31,1	39,8	39,8	31,0	44,6	33,1
Q	34,4	32,1	22,8	31,5	29,5	29,8	30,2	26,3	30,9	30,0	32,0	32,8	24,1	27,8	35,1	25,7	32,9
Mt	3,4	2,3	0,2	1,5	2,5	1,6	3,4	1,3	1,5	1,9	1,3	1,6	—	—	—	1,3	0,1
ms'	—	—	—	—	—	—	—	23,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
cs'	32,1	33,8	16,1	26,0	37,4	28,2	32,2	—	12,6	21,1	15,1	15,0	9,8	20,8	24,6	24,7	11,4
fo'	48,2	42,0	60,3	47,7	38,3	47,9	38,3	42,7	46,0	55,2	48,4	50,9	55,7	52,6	23,2	45,8	42,1
fa'	19,7	24,2	23,6	26,3	24,3	23,9	29,5	34,2	41,4	23,7	36,5	34,1	34,5	26,6	52,2	29,5	46,5
k	5,4	1,5	4,6	1,8	11,6	11,8	15,1	12,4	5,4	4,1	6,8	5,7	4,9	2,5	6,8	8,4	6,4
n	32,6	53,0	56,6	44,6	44,8	42,2	41,1	56,2	31,4	36,3	52,2	46,9	41,5	38,3	17,7	35,0	36,1
c	62,0	45,5	38,8	53,6	43,6	46,0	43,8	31,4	63,2	59,6	41,0	47,4	53,6	59,2	75,5	56,6	57,5
q	-1,3	-1,2	-19,5	-3,3	-4,5	-4,0	-1,6	-1,5	-1,8	-4,7	-2,2	-1,1	-13,3	-7,1	+2,7	-8,0	-0,8

Химический состав базальтоидов

Вес. %	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,18	48,68	49,71	52,63	51,70	49,46	48,54	48,08
TiO ₂	1,76	2,38	2,06	1,08	1,08	1,05	0,67	0,78
Al ₂ O ₃	17,44	15,16	15,85	19,28	18,51	19,24	18,53	18,59
Fe ₂ O ₃	5,25	4,53	3,31	2,01	0,64	0,63	5,26	1,01
FeO	4,64	8,21	8,17	6,27	7,61	8,59	12,38	8,27
MnO	0,08	0,18	0,23	0,09	0,11	0,11	0,01	0,10
MgO	3,62	4,85	4,74	5,00	5,28	7,32	1,12	9,36
CaO	5,85	7,43	7,11	6,16	7,68	10,06	9,49	11,09
Na ₂ O	4,21	3,92	3,92	4,02	4,36	1,63	0,99	2,30
K ₂ O	0,93	1,63	1,63	0,18	0,82	0,48	0,47	0,17
п. п. п.	4,81	3,45	2,68	3,35	2,50	1,33	1,42	0,97
P ₂ O ₅	0,08	0,55	0,48	0,48	0,19	0,12	0,20	0,06
SO ₃	0,51	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,36	100,97	99,89	100,55	100,48	100,02	99,08	100,78
H ₂ O—	0,31	0,34	0,32	0,28	0,57	0,10	0,34	0,15
CO ₂	2,93	0,54	0,46	1,07	1,74	0,34	0,44	0,49
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—
Вес. %	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	45,98	49,08	47,85	49,03	48,11	47,43	48,07	47,37
TiO ₂	1,30	0,68	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	16,56	13,60	19,47	17,01	17,00	18,00	17,64	18,73
Fe ₂ O ₃	1,88	1,95	0,80	2,61	1,12	1,80	1,28	1,90
FeO	7,56	5,78	10,01	7,00	10,42	7,50	9,80	9,33
MnO	0,16	0,13	—	0,22	0,12	0,32	0,16	0,22
MgO	6,50	11,00	4,85	8,41	7,20	7,40	6,64	7,96
CaO	11,84	13,95	10,81	12,05	12,21	9,80	10,64	11,51
Na ₂ O	2,68	1,81	3,60	1,64	1,80	2,03	2,85	2,19
K ₂ O	0,27	0,15	1,68	0,77	0,13	0,22	0,14	—
п. п. п.	—	—	—	1,66	2,00	5,04	2,72	1,46
P ₂ O ₅	—	0,06	—	0,11	0,18	0,15	0,24	0,16
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	5,44	1,82	2,21	—	—	—	—	—
Сумма	—	—	101,28	100,51	100,29	99,69	100,18	100,83
H ₂ O—	0,12	0,26	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,29	100,27	—	—	—	—	—	—
Вес. %	33	34	35	36	37	38	39	
SiO ₂	45,22	45,68	48,97	47,32	49,19	44,18	47,87	
TiO ₂	1,30	1,20	—	—	—	0,85	1,56	
Al ₂ O ₃	16,31	17,36	21,32	14,96	16,83	16,46	14,73	

Таблица 19

Казбекского диабазового пояса

9	10	11	12	13	14	15	16
47,38	46,31	49,91	47,95	49,33	46,13	48,44	48,94
1,00	0,70	0,36	2,70	1,19	2,35	2,09	2,29
20,01	16,87	16,50	15,20	17,30	17,82	22,25	18,68
4,00	1,58	1,74	2,78	3,94	9,33	0,68	0,20
6,52	8,36	7,97	8,66	6,46	1,74	6,75	7,90
0,11	0,09	0,20	0,10	0,46	0,61	0,13	0,13
6,27	6,73	6,63	5,75	5,84	6,06	6,47	6,10
12,21	6,10	5,06	8,78	10,64	4,74	7,82	10,79
1,52	3,24	4,89	3,86	2,38	4,68	1,62	1,71
0,24	0,96	0,14	1,32	0,92	1,56	1,30	1,45
0,26	7,81	4,96	2,41	—	—	1,64	1,20
0,16	0,26	0,08	0,54	0,05	—	0,37	0,18
0,30	—	—	—	—	—	0,04	0,08
—	—	—	—	0,66	4,81	—	—
99,98	99,01	98,44	100,05	—	—	99,60	99,65
—	0,38	0,16	—	0,18	1,21	—	—
—	4,07	1,54	—	—	—	—	—
—	—	—	—	99,35	101,04	—	—
<i>Продолжение</i>							
25	26	27	28	29	30	31	32
46,34	44,80	43,74	53,02	47,81	52,80	42,53	43,32
—	0,61	6,32	1,45	0,58	1,03	1,06	0,86
18,71	18,14	9,72	17,32	23,57	14,97	16,80	22,45
1,32	0,50	2,91	0,63	1,21	2,63	7,20	2,45
8,79	7,38	15,48	4,54	4,23	6,10	1,82	5,29
0,32	0,19	0,37	0,12	0,06	0,06	0,07	0,03
8,31	13,42	6,65	5,77	5,54	6,15	7,69	6,03
10,60	4,28	9,78	10,22	10,94	10,80	10,69	11,75
2,42	3,61	2,10	3,82	3,78	4,21	1,57	1,47
—	0,05	0,35	0,42	—	—	0,96	1,15
3,51	—	—	—	1,66	1,21	—	—
0,11	—	0,23	0,18	0,07	0,18	—	—
—	—	—	0,22	—	—	—	—
—	5,70	1,94	2,00	—	—	3,85	3,34
100,43	—	—	—	99,45	100,14	—	—
—	0,22	0,20	0,20	—	—	0,04	0,09
—	1,22	0,38	—	—	—	5,70	1,77
—	100,12	100,17	99,91	—	—	99,98	100,00
<i>Продолжение</i>							
40	41	42	43	44	45	46	
52,00	48,41	47,90	45,88	49,96	48,24	48,92	
1,40	0,92	2,37	1,40	4,75	1,75	0,80	
15,89	19,98	13,33	15,01	12,78	15,50	17,10	

Вес. %	33	34	35	36	37	38	39
Fe ₂ O ₃	1,00	1,13	0,58	5,09	1,96	9,39	2,42
FeO	8,28	8,28	7,20	9,88	8,15	—	11,12
MnO	0,18	0,20	—	—	—	0,20	0,17
MgO	8,97	10,64	10,55	6,44	7,50	9,71	3,98
CaO	6,43	6,39	4,94	9,50	22,38	8,00	10,98
Na ₂ O	3,76	3,06	2,04	3,15	3,24	3,15	1,92
K ₂ O	0,08	1,27	0,42	сл	сл	0,22	0,16
п. п. п.	—	—	3,90	2,80	1,41	—	2,68
P ₂ O ₅	0,20	0,25	—	—	—	0,16	0,07
SO ₃	0,15	0,40	—	—	—	—	1,92
H ₂ O†	5,79	4,32	—	—	—	7,42	—
Сумма	—	—	99,92	99,14	100,66	—	99,58
H ₂ O—	0,16	0,10	—	—	—	0,12	—
CO ₂	2,41	0,07	—	—	—	—	—
Сумма	100,24	100,35	—	—	—	99,86	—

1 — диабаз уралитовый (обр. 5015), р. Пшеха, з, з — диабазы (обр. 112/1, 112/2), диабазы (обр. 126/1, 816/1), верховья р. Шахе, г. Куд; 8 — диабазовый порфирит (обр. р. Пслух; 11 — диабаз (обр. 976/3), там же; 12 — диабаз (обр. 92), оз. Кардывач; 13 — Северная Осетия; 17 — диабаз авгито-хлоритовый (обр. 199), массив Адай-Хох; 18 — диа междуречья Лабагом — Бад — Архон; 22 — лейкодиабаз, там же; 23, 24 — диабазовые пор (обр. 65), массив Тепли; 27 — габбро ильменитовое (обр. 90), там же; 28 — диабазовый вый, бассейн р. Терек; 32 — диабаз, там же; 33 — диабаз авгито-хлоритовый (обр. 88), порфириты роговообманковые, р. Асса; 37 — диабаз, там же; 38 — спилит (обр. 943), Карит уралитовый (обр. 18), там же; 42 — габбро-диабаз (обр. 20), там же; 43 — габбро-диабаз; 45, 46 — диабазы (обр. 284, 288), верховья р. Самур.

Химические анализы: 1—8, 10 и 11 по М. Г. Ломизе; 9 — по Г. М. Ефребедеву (1950); 15, 16 — по В. В. Авдонину и В. Е. Чернопятову; 20—25 — по В. В. Авдо39—43, 45, 46 — по Н. Т. Романову и В. Н. Молотову; 44 — по И. Д. Филимонову.

Числовые характеристики базальтои (вычислены по методу

	1	2	3	4	5	6	7	8
A	27,8	28,1	28,0	22,9	26,7	10,7	7,6	12,9
C	16,7	11,9	13,0	18,9	17,3	26,7	29,1	23,8
M	17,7	28,5	26,4	20,6	23,2	27,8	21,8	33,7
Q	37,8	31,5	32,6	37,6	32,8	34,8	41,5	29,6
Mt	5,9	4,9	3,6	2,2	0,7	0,7	6,0	1,0
ms'	—	—	—	7,8	—	—	—	—
cs'	8,3	23,8	19,8	—	12,9	6,9	4,8	13,7
fo'	67,8	44,5	44,8	57,6	49,0	56,9	15,8	58,8
fa'	23,9	31,7	35,4	34,6	38,1	36,2	79,4	27,5
k	7,9	15,1	14,7	1,6	6,7	4,6	4,9	1,6
n	54,6	55,2	53,5	53,3	54,0	23,9	15,8	33,5
c	37,5	29,7	31,8	45,1	39,3	71,5	79,3	64,9
q	+4,3	-2,9	-2,4	+4,1	-4,1	+0,8	+11,7	-5,8

40	41	42	43	44	45	46
1,51	1,32	3,31	2,61	2,59	2,52	1,49
9,60	7,44	13,01	11,30	8,37	8,98	8,38
0,17	0,16	0,18	0,16	0,01	0,13	0,10
4,58	7,05	2,16	2,77	6,55	7,25	6,40
9,47	10,13	9,80	9,23	5,70	10,40	12,20
3,19	2,24	2,89	1,78	4,20	2,52	1,94
0,33	0,50	0,79	0,23	0,16	—	—
1,98	—	2,65	8,49	4,30	1,90	1,42
0,10	0,18	0,24	0,19	—	0,05	0,05
0,40	0,15	1,86	0,97	—	—	—
—	1,45	—	—	—	0,08	0,07
100,62	99,93	100,49	100,02	99,37	99,32	98,87
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3,98	—	—
—	—	—	—	—	—	—

Черкесский перевал; 4, 5 — диабазы (обр. 107/1, 109/1), Белореченский перевал; 6, 7 — 817/1), там же; 9 — габбро-диабаз, там же; 10 — диабазовый порфирит (обр. 975/12), диабаз, верховья р. Бол. Лабы; 14 — диабаз, Центральный Кавказ; 15, 16 — диабазы, базовый пегматит (обр. 1083), там же; 19 — диабаз актинолитовый, р. Цезя; 20, 21 — диабазы, фириты, там же; 25 — уралитовый порфирит, там же; 26 — диабаз авгито-хлоритовый пегматит (обр. 105), там же; 29, 30 — габбро-диабазы, р. Архон; 31 — диабаз актинолитово-Терекско-Ассинский район, 34 — диабаз авгито-хлоритовый (обр. 142), там же; 35, 36 — лоти-кау; 39, 40 — диабазы (обр. 22, 30), верховья р. Джурмут; 41 — диабазовый порфи-баз карбонатизированный (обр. 72), там же; 44 — диабаз (обр. 355), Северо-Западный Да-

мову; 12 — по В. П. Еремееву (1947); 13, 14, 17—19, 26—28, 31—34, 38 — по А. П. Ленину (1964); 29, 30 — по С. М. Рыпинскому; 35—37 — по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу;

Таблица 20

дов Казбекского диабазового пояса
Е. А. Кузнецова)

9	10	11	12	13	14	15	16
9,2	23,0	28,2	26,3	16,6	32,4	13,7	14,7
28,8	18,7	14,3	12,6	20,9	14,5	23,9	24,0
27,2	27,2	25,9	31,5	28,1	21,6	26,6	26,9
34,8	31,1	31,6	29,6	34,4	31,5	35,8	34,4
4,3	1,8	1,9	3,0	4,2	8,3	0,7	0,2
—	—	—	—	—	—	17,2	—
18,0	2,1	3,2	25,4	24,5	1,2	—	16,7
57,7	59,7	60,2	43,3	52,1	98,8	53,1	48,5
24,3	38,2	36,6	31,3	23,4	—	29,7	34,8
2,3	9,2	1,2	12,4	9,0	12,4	12,6	13,6
22,0	45,9	65,2	55,3	35,2	56,6	23,8	24,4
75,7	44,9	33,6	32,3	55,8	31,0	63,6	62,0
+1,8	-4,6	-4,8	-5,8	+1,5	-4,2	+3,7	-0,4

	17	18	19	20	21	22	23	24
A	16,3	10,4	25,4	11,7	10,4	12,4	16,3	11,9
C	20,5	17,3	19,3	22,4	23,4	25,0	21,6	25,0
M	32,9	43,1	28,6	34,3	35,3	29,4	32,0	33,3
Q	30,3	29,2	26,7	31,6	30,9	33,2	30,1	29,8
Mt	2,1	2,1	0,8	2,8	1,2	2,0	1,4	2,0
ms'	—	—	—	—	—	—	—	—
cs'	27,1	30,0	23,4	22,2	20,5	10,7	18,0	15,3
fo'	46,2	56,0	36,2	56,0	44,8	59,3	46,1	53,0
fa'	26,7	14,0	40,4	21,8	34,7	30,0	35,9	31,7
k	2,7	1,9	13,4	8,1	1,4	2,2	1,3	—
n	41,5	35,6	43,5	26,3	29,5	30,9	41,7	32,3
c	55,8	62,5	43,1	65,6	69,1	66,9	57,0	67,7
q	-4,5	-2,9	-12,3	-1,6	-3,0	-0,8	-5,3	-5,2

	33	34	35	36	37	38	39
A	22,0	21,6	12,7	17,8	17,4	19,0	11,9
C	17,6	18,4	15,0	16,8	18,8	19,3	20,3
M	32,2	33,7	40,5	35,2	35,1	32,7	32,0
Q	28,2	26,3	31,8	30,2	28,7	29,0	35,6
Mt	1,1	1,2	0,6	5,6	2,0	5,6	2,8
ms'	—	—	23,8	—	—	—	—
cs'	4,7	1,7	—	21,7	27,3	11,3	26,1
fo'	64,0	69,8	55,7	47,2	47,1	79,0	30,6
fa'	31,3	28,5	20,5	31,1	25,6	9,7	43,3
k	0,8	11,6	5,5	—	—	2,2	1,9
n	54,7	42,3	40,4	51,4	48,1	47,4	35,0
c	44,5	46,1	54,1	48,6	51,9	50,4	63,1
q	-8,6	-11,1	+3,2	-2,8	-6,4	-5,6	+4,5

Продолжение

25	26	27	28	29	30	31	32
13,4	20,2	13,6	22,4	20,4	22,8	13,5	12,6
24,8	13,1	10,4	17,6	28,5	13,3	24,5	32,4
32,6	42,6	46,4	24,5	19,1	30,9	27,6	23,2
29,2	24,1	29,6	35,5	32,0	33,0	34,4	31,8
1,4	0,5	3,3	0,7	1,3	2,8	7,3	2,7
—	11,7	—	—	—	—	—	—
12,2	—	24,4	27,9	11,6	34,0	11,1	10,8
56,5	68,0	34,5	51,0	64,4	45,6	88,9	64,2
31,3	29,3	41,1	21,1	24,0	20,4	—	25,0
—	0,5	5,6	3,8	—	—	10,2	9,5
35,1	60,1	51,0	52,2	41,7	63,2	25,3	18,5
64,9	39,4	43,4	44,0	58,3	36,8	64,5	72,0
-6,6	-10,5	-0,7	+0,9	-6,5	-0,4	+2,2	-5,0

Продолжение

40	41	42	43	44	45	46
19,0	14,1	20,0	12,0	24,6	14,1	10,8
17,4	26,2	13,8	22,3	9,9	19,3	23,6
28,0	26,5	32,2	27,9	30,2	34,1	31,6
35,6	33,2	34,0	37,8	35,3	32,5	34,0
1,6	1,4	3,8	3,1	2,9	2,7	1,6
—	—	—	—	—	—	—
22,2	8,8	31,7	18,8	14,8	20,4	23,4
37,2	59,1	17,1	26,6	52,7	49,6	45,7
40,6	32,1	51,2	54,6	32,5	30,0	30,9
3,3	4,5	9,0	2,7	1,7	—	—
48,8	30,4	50,2	32,2	69,6	42,2	31,4
47,9	65,1	40,8	65,1	28,7	57,8	68,6
+2,7	-2,1	+2,0	+6,7	+3,2	-0,3	+1,0

$3.2 \cdot 10^{-4}\%$ (среднее для 5 образцов, определения Н. Т. Воскресенской), в результате отношения K/Rb и Sr/Rb велики, что также сближает эти породы с океаническими толеитами.

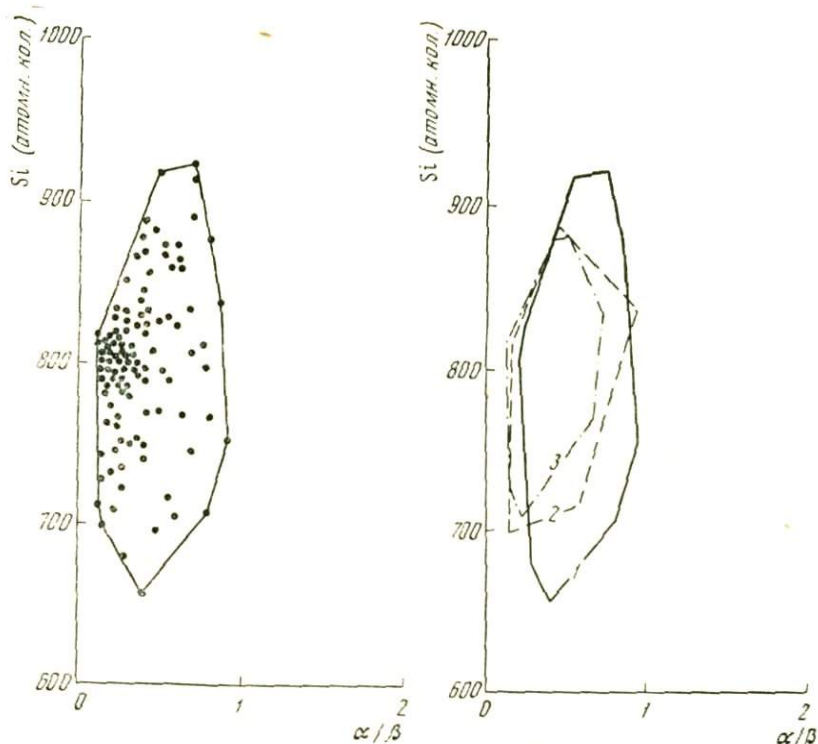


Рис. 34. Сводная петрохимическая диаграмма раннегесинклинальных базальтоидов Большого Кавказа

α/β —щелочно-фемический показатель по Ф. Р. Апельцину и Ю. М. Шейманну (1961), где α —сумма щелочей, β —сумма атомных количеств фемических компонентов (Mg, Fe и избыток Al или Ca после составления нормативных полевых шпатов). Справа—поля фигуративных точек раздельно для базальтоидов серии Гойтх (1), Кахетинского (2) и Казбекского (3) диабазовых поясов

Вывод о толеитовой природе родоначальных базальтовых магм геосинклинали Большого Кавказа согласуется с данными, полученными для других складчатых областей. Тесную связь спилитовых пород с толеитами отмечали Гиллюли (J. Gilluly) для Кордильер, Т. Барт (1956) для офиолитовых формаций альпийского пояса, Ф. Тернер и Д. Ферхуген (1961). Бетти (M. Battey, 1956), изучавший хорошо сохранившиеся, незатронутые региональным метаморфизмом спилиты Новой Зеландии, пришел к выводу о большом петрохимическом сходстве спилитовой и толеитовой серий (особенно по соотношению железа, магния и суммы щелочей) и происхождении их от единой магмы.

Энгель и другие (A. Engel et al., 1965) полагают, что различия между океаническими и континентальными толеитами обусловлены контаминацией последних кремнием, калием, а также некоторыми рассеянными элементами и радиогенными изотопами при прохождении через сиалическую кору. В этом случае промежуточный состав исходных базальтов Большого Кавказа может рассматриваться как признак невысокой контаминации в условиях более свободного подъема глубин-

Средний состав раннегеосинклинальных базальтоидов Большого Кавказа

Таблица 21

	Окислы в весовых %															
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	H ₂ O ⁻	CO ₂
1	48,72	0,95	17,06	2,40	6,18	0,19	5,00	7,87	4,09	0,34	6,40	0,20	0,54	99,94	0,52	3,83
2	47,39	1,36	16,15	2,15	7,54	0,18	5,40	8,82	2,58	0,36	6,64	0,28	0,47	99,32	0,58	4,02
3	49,25	0,79	17,43	2,51	5,62	0,19	4,84	7,49	4,71	0,33	6,30	0,18	0,55	100,19	0,50	3,76
4	47,79	1,14	16,94	1,36	7,91	0,21	7,04	9,03	3,39	0,59	4,09	0,29	0,60	100,38	0,58	2,73
5	47,25	1,09	16,34	1,52	8,83	0,28	7,22	10,29	2,48	0,60	3,58	0,30	0,75	100,53	0,74	1,97
6	48,62	1,20	17,86	1,15	6,49	0,18	6,68	7,09	4,78	0,56	4,88	0,28	0,25	100,02	0,37	3,49
7	48,05	1,55	17,27	2,41	7,92	0,16	6,63	9,31	2,85	0,61	3,05	0,19	0,58	100,58	0,22	1,71
8	47,88	1,51	17,69	2,25	8,27	0,17	6,84	10,61	1,93	0,54	2,49	0,14	0,58	100,90	0,16	1,52
9	48,22	1,58	16,85	2,57	7,57	0,16	6,42	8,01	3,77	0,68	3,61	0,24	0,58	100,26	0,26	1,82
10	48,01	1,38	17,15	2,08	7,81	0,19	6,66	9,13	3,10	0,59	3,58	0,22	0,58	100,48	0,35	2,16
11	47,65	1,37	17,17	2,02	8,40	0,20	6,87	10,40	2,14	0,55	3,09	0,20	0,63	100,68	0,37	1,82
12	48,41	1,41	17,83	2,12	7,11	0,17	6,44	7,69	4,14	0,62	4,18	0,25	0,48	100,85	0,31	2,46

	Проекционные величины по Е. А. Кузнецову													
	A	C	M	Q	Mt	ms'	cs'	fo'	fa'	k	n	c	q	
1	24,8	17,5	24,1	33,6	2,7	—	17,6	51,7	30,7	3,0	55,6	41,4	-1,4	
2	16,5	20,8	27,2	35,5	2,5	—	15,9	49,4	34,7	3,4	40,8	55,8	+2,6	
3	28,0	16,2	22,9	32,9	2,8	—	18,6	52,8	28,6	2,6	61,0	36,4	-2,9	
4	21,1	18,4	30,5	30,0	1,5	—	16,5	52,4	31,1	5,3	48,3	46,4	-5,4	
5	16,1	20,0	33,3	30,6	1,6	—	18,9	48,9	32,2	5,8	38,7	55,5	-3,7	
6	28,5	16,0	25,9	29,6	1,2	—	11,9	58,0	30,1	4,3	59,7	36,0	-7,8	
7	18,0	20,4	29,5	32,1	2,6	—	15,4	53,0	31,6	5,4	41,6	53,0	-2,1	
8	12,7	23,6	30,5	33,2	2,4	—	16,0	52,1	31,9	5,2	29,8	65,0	+0,6	
9	23,6	17,0	28,3	31,1	2,8	—	15,2	53,9	30,9	6,0	52,0	42,0	-4,2	
10	19,5	19,4	29,6	31,5	2,3	—	16,2	52,4	31,4	5,2	44,8	50,0	-3,0	
11	13,8	22,4	31,2	32,6	2,1	—	16,8	50,9	32,3	5,4	33,0	61,6	-0,9	
12	25,1	17,6	26,5	30,8	2,2	—	12,4	56,5	31,1	4,8	54,0	41,2	-5,3	

1—средний состав базальтоидных пород серии Гойтх (по 31 обр.); 2—«неальбитизированные» базальтоиды серии Гойтх (по 9 обр.); 3—альбитизированные базальтоиды серии Гойтх (по 22 обр.); 4—средний состав пород Кахетинского диабазового пояса (по 33 обр.); 5—«неальбитизированные» породы Кахетинского диабазового пояса (по 20 обр.); 6—альбитизированные породы Кахетинского диабазового пояса (по 13 обр.); 7—средний состав пород Казбекского диабазового пояса (по 46 обр.); 8—«неальбитизированные» породы Казбекского диабазового пояса (по 23 обр.); 9—альбитизированные породы Казбекского диабазового пояса (по 23 обр.); 10—средний состав всех раннегеосинклинальных базальтоидов Большого Кавказа (по 110 обр.); 11—«неальбитизированные» раннегеосинклинальные базальтоиды Большого Кавказа (по 52 обр.); 12—альбитизированные раннегеосинклинальные базальтоиды Большого Кавказа (по 58 обр.).

Средний состав раннегеосинклинальных базальтоидов, толентов и базальтов
«центрального типа»

	Окислы в весовых %									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	53,0	0,9	16,5	3,7	7,9	0,2	6,0	7,8	3,4	0,6
2	51,7	1,7	16,9	5,0	6,5	0,2	5,6	7,6	3,8	1,0
3	48,5	2,6	16,5	4,0	10,0	0,2	5,3	8,2	4,1	0,6
4	51,0	1,5	17,3	2,4	7,9	0,1	7,1	7,5	4,5	0,7
5	50,1	2,4	16,5	1,5	9,4	0,3	4,6	9,4	5,4	0,4
6	52,5	3,4	13,9	2,9	9,4	0,3	4,6	7,1	5,1	0,8
7	50,0	1,5	17,2	2,0	6,9	0,2	7,3	11,9	2,8	0,2
8	50,1	1,5	15,4	3,2	9,5	0,2	6,4	10,6	2,3	0,8
9	51,4	2,0	14,2	2,9	9,2	0,2	6,4	10,6	2,3	0,8
10	51,8	1,1	18,1	3,4	5,7	0,2	6,0	10,1	2,8	0,8
11	51,0	1,0	17,9	4,2	5,7	0,2	6,3	10,0	2,6	1,1

	Проекционные величины по Е. А. Кузнецову											
	A	C	M	Q	Mt	cs'	fo'	fa'	k	n	c	q
1	20,5	16,9	27,1	35,5	3,9	14,0	54,0	32,0	5,6	49,3	45,1	+3,2
2	24,6	15,7	26,1	33,6	5,2	17,6	56,8	25,6	9,7	51,3	39,0	+0,4
3	24,4	15,2	29,7	30,7	4,2	18,0	43,9	38,1	5,4	56,2	38,4	-3,8
4	26,2	15,1	28,3	30,4	2,5	13,5	55,5	31,0	5,1	58,3	36,6	-5,3
5	30,3	11,8	29,5	28,4	1,6	28,8	33,7	37,5	3,0	69,0	28,0	-3,5
6	30,3	7,9	29,3	32,5	3,0	25,3	37,3	37,4	7,2	72,0	20,8	-1,2
7	15,6	20,5	31,6	32,3	2,0	25,1	50,7	24,2	1,4	41,7	56,9	-1,2
8	15,0	18,3	33,4	33,3	3,4	23,4	44,4	32,2	8,3	36,9	54,8	+1,5
9	15,5	15,8	34,2	34,5	3,1	25,8	43,5	30,7	9,9	39,4	50,7	+3,3
10	18,0	20,9	25,7	35,4	3,5	20,9	56,4	22,7	7,8	38,5	53,7	+2,0
11	18,2	20,4	26,8	34,6	4,4	21,2	58,3	20,5	10,1	37,0	52,9	+1,8

1—средний базальтоид контрастных вулканических серий Магнитогорского синклиория на Урале (по 78 обр., по данным Т. И. Фроловой); 2—средний базальтоид спилито-диабазовой формации хребта Западный Тарбагатай (по 35 обр., по данным Е. Н. Савочкиной); 3—средний базальтоид спилито-диабазовой формации Западного Саяна (по данным Велинского, 1965); 4—средний спилитизированный базальтоид из контрастных вулканических серий А. Уэлса (по 9 обр., по данным Николса, 1963; Тернера и Ферхугена, 1961); 5—средний спилит, по А. Уэлсу (Wells, 1923); 6—средний спилит по Сундиусу (по 19 обр., Sundius, 1930); 7—средний океанический толент (по 10 обр., Engel et al., 1965); 8—средний толент древних платформ (по 258 обр., по В. А. Кутолину); 9—средний толентовый базальт (по 137 обр., Nockolds, 1954); 10—средний базальт «центрального типа» (по 56 обр., Nockolds, 1954); 11—средний состав недифференцированных базальтов Курило-Камчатской провинции (по 230 обр., по данным Эрлиха, 1966).

ной магмы по разломам геосинклинальной подвижной зоны. Однако не менее вероятно, что особенности состава раннегеосинклинальных базальтоидов первичны, и так же, как последующие спилитизация и региональный метаморфизм, определены спелитической подкорозых процессов в подвижной зоне.

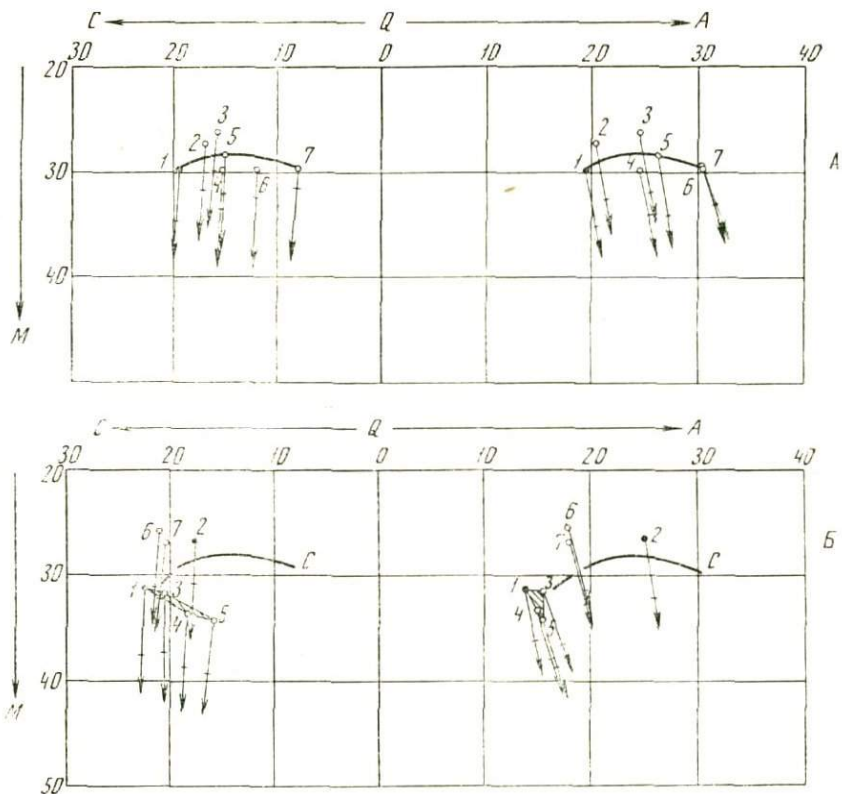


Рис. 35. Средние химические составы раннегеосинклиналиных базальтоидов (А) и сравнение их с толентовыми базальтами и базальтами «центрального типа» (Б)

На диаграмме А: 1 — Большой Кавказ (по 110 обр.); 2 — Магнитогорский синклиниорий Урала (по 78 обр.); 3 — спилито-диабазовая формация хребта Западный Тарбагатай (по 35 обр.); 4 — спилито-диабазовая формация Западного Саяна (по Веллинскому, 1965); 5 — каледониды Уэльса (по 9 обр.); 6 — средний спилит, по А. Уэлсу; 7 — средний спилит по Н. Сундиусу.

На диаграмме Б: 1 — «неальбитизированный» базальтоид Большого Кавказа (по 52 обр.); 2 — альбитизированный базальтоид Большого Кавказа (по 58 обр.); 3 — средний океанический толент по А. Энгель и др.; 4 — средний толент древних платформ по В. А. Кутолину; 5 — средний толент по С. Р. Нокколду; 6 — средний базальт «центрального типа» по С. Р. Нокколду; 7 — средний недифференцированный базальт Курило-Камчатской провинции (по 230 обр.); С — вариационная линия толентовый базальт — спилит

Таблица 23

Средний состав «неальбитизированных» базальтоидов Большого Кавказа в сравнении с континентальным и океаническим толентами

Окислы	1		2		3	
	весовые %	атомные колич.	весовые %	атомные колич.	весовые %	атомные колич.
SiO ₂	49,30	821	49,98	832	51,35	855
TiO ₂	1,41	18	1,51	19	2,05	25
Al ₂ O ₃	17,73	349	17,28	339	14,23	279
Fe ₂ O ₃	2,08	26	2,02	24	2,91	36
FeO	8,68	121	6,92	96	9,18	128
MnO	0,21	3	0,17	3	0,18	3
MgO	7,08	176	7,30	181	6,41	159
CaO	10,73	192	11,89	212	10,61	189
Na ₂ O	2,21	70	2,77	89	2,25	72
K ₂ O	0,57	11	0,16	3	0,83	19

- 1 — «неальбитизированный» базальтоид Бол. Кавказа (по 52 обр.);
 2 — океанический толент (по 10 обр., Engel et al., 1965);
 3 — континентальный толент (по 137 обр., Nockolds, 1954).

БАЗАЛЬТОИДНЫЕ МАГМЫ БАЙОСА И СЕНОМАНА

Вулканические извержения байоса вынесли на поверхность большое количество базальтового и андезито-базальтового материала; при мощности от нескольких сотен метров до 2,5—3 км порфирировая серия байоса покрывает значительную часть территории Закавказья. Вулка-

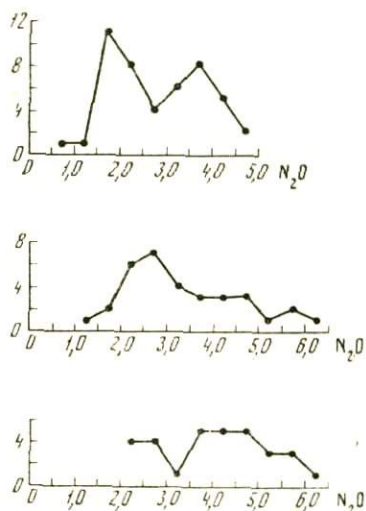


Рис. 36. Полигоны распределения частот для содержаний Na_2O . Сверху вниз: базальтоиды Казбекского диабазового пояса, Кахетинского диабазового пояса, серии Гойтх

низм проявился на Закавказском срединном массиве, в Сомхето-Карабахской геосинклинальной системе, а также в прилегающих к массиву южных тектонических зонах геосинклинали Большого Кавказа.

В пределы северо-западного Кавказа попадает лишь небольшой участок области распространения порфирировой серии. Коренным отличием ее пород от раннегеосинклинальных базальтов Центральных тектонических зон Большого Кавказа является повышенная щелочность при значительной роли калия (см. табл. 14, рис. 37). Судя по данным Г. С. Дзюенидзе (1948), Р. Н. Абдуллаева (1963) и других исследователей, эти особенности состава устанавливаются и за пределами северо-западного Кавказа. Более полное представление о базальтоидных магмах байоса можно будет составить лишь на основе обобщения петрохимического материала по всей области распространения порфирировой серии.

Сеноманские проявления вулканизма, наиболее поздние, были связаны с подъемом небольших количеств базальтовых магматических расплавов, для которых характерно низкое содержание кремнезема и сравнительно высокое фемических компонентов и калия (см. табл. 15). Среди рассеянных элементов олово встречается в количествах, в несколько

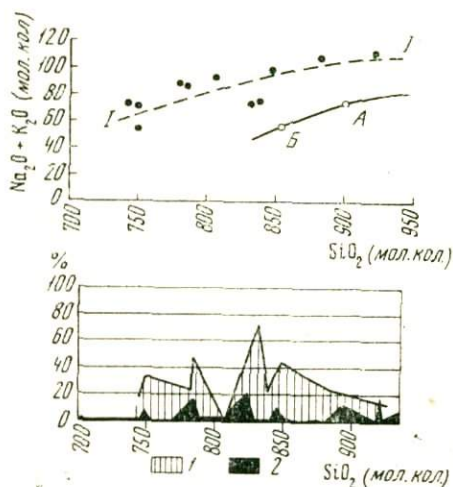


Рис. 37. Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие повышенную щелочность базальтоидов «порфирировой серии» байоса. На верхней — суммы щелочей (в молекулярных количествах), на нижней — процентные соотношения молекулярных количеств K_2O и Na_2O в этих породах и в базальтоидах аалена (чатаптапинской свиты, свиты горы Индюк)

1—1' — вариационная линия содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в породах байоса; Б — А — то же, для пород нормального известково-щелочного ряда (Б и А — средние содержания в базальтах и андезитах, по С. Р. Нокколдсу); 1 — процент K_2O от суммы щелочей в породах байоса; 2 — то же в породах аалена

раз превышающих кларк. Формирование магмы происходило, по-видимому, в локальных очагах, связанных с заложением флишевых трогов в южных тектонических зонах.

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЛИПАРИТО-ДАЦИТОВАЯ И ЛИПАРИТОВАЯ МАГМЫ

Продукты внедрения и извержения липарито-дацитовой магмы известны в серии Гойтх (аален), липаритовой магмы — в авадхарском комплексе (средний лейас).

Как было показано выше, липарито-дацитовые породы аалена, вероятно, связаны своим происхождением с обособленным внутрикоровым магматическим очагом. Поскольку базальтовая магма дала первые вулканические извержения (липарито-дацитовые породы появляются лишь в средних и верхних горизонтах серии Гойтх), возможные условия формирования липарито-дацитовой расплава мы попытаемся восстановить с учетом влияния глубинного очага базальтовой магмы. Его роль могла быть различной:

1. Очаг липарито-дацитовой расплава мог возникнуть за счет кислых дифференциатов базальтовой магмы, перемещенных вверх и несколько преобразованных ассимиляцией метаморфического материала.

2. Кислый магматический расплав мог образоваться путем синтексиса, в результате впавления в базальтовую магму пород «гранитного» слоя.

3. Воздействие глубинного очага, возможно, ограничивалось передачей тепла, необходимого для анатектического магмообразования в каком-либо наиболее благоприятном участке гранитно-метаморфической оболочки.

Первый случай представляется наименее вероятным. Базальтовые породы на всем протяжении аалена были однородны по составу и не давали дифференциационного ряда. Улавливаются лишь незначительные изменения химизма, однако они имеют противоположную направленность: появляются базальты более основного состава. Второй и третий из указанных случаев, по-видимому, одинаково возможны и даже могли осуществляться совместно — путем примешивания базальтовой магмы к продуктам анатексиса. Однако, как отмечалось выше, связь с глубинным очагом должна была затем прерваться: липарито-дацитовый расплав гомогенизировался в изолированном магматическом резервуаре.

О термодинамических условиях, наиболее благоприятных для анатектического выплавления липарито-дацитовой магмы, можно судить по экспериментальным данным. Согласно Таттлу (O. Tuttle, 1955), образование гранитного расплава при 4000 атм. требует 640°; Винклер (H. Winkler, 1958) получил анатектической расплав гранитного состава из осадочных пород при давлениях 2000 атм. и температурах около 700°. Е. Б. Лебедевым (1965) опубликованы результаты эксперимента, основанного на резком росте электропроводности в момент начала плавления гранита в связи с переходом силикатов в ионную форму. Полученная кривая показывает падение температур плавления с увеличением давления — вплоть до 635—640° при 4000 атм, что совпадает с данными Таттла. Дальнейшее возрастание давлений не снижает температуры ликвидуса. Таким образом, при притоке тепла снизу и равных прочих условиях анатексис должен начаться на глубинах не менее 10—13 км,

т. е. именно там, где мог размещаться очаг липарито-дацитовый магмы в рассматриваемом нами случае.

В настоящее время на северо-западном Кавказе, в условиях «геотермически раскрытого» горного сооружения, температурный градиент близок к 30°C на 1 км, однако повсюду севернее (в Предкавказье), где имеется теплоизолирующий чехол глинистых третичных отложений, он равен $40\text{—}50^{\circ}$ (Сухарев и др., 1962). Исходя из градиента 40°C на 1 км, обычного в геосинклинальных зонах, получим для глубин липарито-дацитового очага (10—15 км), при допущении линейного возрастания температур, $400\text{—}600^{\circ}$. Следовательно, был необходим значительный приток тепла для нагрева и дальнейшего расходования его на скрытую теплоту плавления.

Высокие температуры базальтовой магмы в очаговой зоне — около $1200\text{—}1500^{\circ}$ (Тернер и Ферхуген, 1961; Йодер и Тилли, 1965), показывают, что, перемещаясь вверх, она может способствовать необходимому прогреву коры. Применительно к палингеному гранитообразованию вопрос этот был вновь поднят Н. А. Беляевским и А. А. Борисовым (1964), которые обратили внимание на наличие положительных гравианомалий над целым рядом гранитоидных интрузий. В рассматриваемом нами случае, когда формирование липарито-дацитовый магмы происходило, по-видимому, непосредственно над базальтовым очагом, участие его в передаче тепла неизбежно. Перераспределение температур должно было ускоряться конвекционными токами в глубинном магматическом резервуаре.

Поскольку область извержения липарито-дацитовый магмы на поверхность четко ограничена, можно приблизительно оценить размеры магматического очага. Липарито-дацитовый породы аалена развиты лишь в Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоне и лишь на одном ее отрезке — между реками Туапсе и Мзымта¹. Так как при отложении туфов возможен разнос материала в поверхностных условиях, учтем только распространение липарито-дацитовый порфиров субвулканической фации. Протяженность очага вдоль зоны получаем равной приблизительно 100 км, предполагаемую ширину — 10 км; соизмеримая мощность, вероятно, не могла быть меньше 2 км. При эллиптическом поперечном сечении соответствующий минимальный объем магматического очага равен $\approx 1500 \text{ км}^3$. Сравнение этой величины с приблизительно объемом липарито-дацитовый порфиров и туфов серии Гойтх (по нашим расчетам — около 450 км^3) показывает, что на поверхность поступила лишь третья часть образовавшегося в очаге расплава, а возможно, и значительно меньше.

Положение липарито-дацитовый пород в стратиграфическом разрезе серии Гойтх определено, палеонтологически обосновано, что они формировались в конце раннего и в позднем аалене. Ни до этого, ни позже проявления кислой магмы в рассматриваемой части альпийской геосинклиналы Большого Кавказа неизвестны. Если принять длительность лейаса — байоса равной 30 млн. лет², на ааленский век (при четырехъярусном делении лейаса и при допущении одинакового стратиграфического объема ярусов) приходится 5 млн. лет, а продолжительность липарито-дацитовый вулканизма могла быть 2,5—3 млн. лет. Таково же и

¹ Еще один очаг липарито-дацитовый магмы мог существовать в аалене на крайнем северо-западе Большого Кавказа (Гладковский район), где в выбросах грязевых вулканов, в экзотических глыбах среди нижнего мела, а также в гальке верхнеюрских и меловых конгломератов встречаются кварцевые порфиры, сходные с ааленскими.

² Согласно «Геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 года, с учетом зарубежных данных».

предполагаемое время существования соответствующего магматического очага¹. Указанная цифра настолько неточна, что можно, вероятно, не вводить поправку на «предварительный» (предшествовавший извержениям) этап жизни очага и на время его охлаждения и отмирания.

Средний состав субвулканических кварцевых порфиров аалена (табл. 24) дает представление о химизме исходной липарито-дацитовый магмы аалена. Наиболее существенны низкое значение суммы щелочей, а также повышенная глиноземистость, определяющая, в частности, минералогию пород: как правило, в них встречается гранат (альмандин), единственный темноцветный минерал — биотит.

Как уже отмечалось, особенности химического состава липарито-дацитовых порфиров аалена, вероятно, обусловлены характером пород сиалической коры, подвергшихся анатексису. Так же могут быть истолкованы и различия, существующие между кислыми вулканическими породами аалена и среднего лейаса: последние содержат значительно больше кремнезема (до 73,9%) и сформировались за счет липаритовой магмы с пониженной глиноземистостью. Средний состав кварцевых кератофиров авадхарского комплекса (см. табл. 24) отражает и более высокую степень альбитизации, которая сопровождалась, по-видимому, выносом калия — среднее содержание K_2O не превышает 0,78%, в то время как в кислых породах аалена — около 2,61% (есть свободные выделения калий-натриевого полевого шпата). Наглядное представление об этих различиях дают диаграммы зависимости SiO_2-Na_2O и SiO_2-K_2O (рис. 38).

Таблица 24

Средний состав кислых вулканических пород северо-западного Кавказа

Весовые %	1	2
SiO_2	67,07	70,90
TiO_2	0,57	0,38
Al_2O_3	15,01	12,81
Fe_2O_3	1,03	0,97
FeO	2,95	2,38
MnO	0,10	0,06
MgO	1,89	1,76
CaO	1,97	2,66
Na_2O	3,31	4,81
K_2O	2,61	0,78
п. п. п.	3,06	2,86
P_2O_5	0,40	0,17
SO_3	0,41	—
Сумма	100,38	100,54
H_2O	0,62	0,11
CO_2	1,52	2,14

1 — липарито-дацитовые порфиры серии Гойтх, аален (по 10 анализам);
2 — кварцевые кератофиры среднего лейаса (по 5 анализам).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СУБЩЕЛОЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕРИИ ГОЙТХ

Условия нахождения трахиандезитовых и трахитовых пород в серии Гойтх весьма специфичны: они включены в виде вулканических бомб, лапиллей и глыб в глинистые туфогенные конгломераты подводно-оползневого происхождения — вместе с липарито-дацитовым и базальтовым материалом обычного состава (Ломизе, 1966а). Горизонты этих конгломератов приурочены к средней части серии Гойтх (к низам свиты горы Индюк), формирование их, как будет показано в следующей главе, связывается с подводным оползанием и перемещением грязекаменных потоков от северо-восточных границ в глубь геосинклинального трога. Общее количество субщелочного вулканического материала не превышает, по-видимому, 5 км³.

¹ Продолжительность существования глубинного очага базальтовой магмы, исходя из аналогичных предпосылок, можно определить в 4—5 млн. лет.

Привлекает внимание петрографическое разнообразие пород: представлены все градации от основных трахиандезитовых порфиритов до почти чисто полевошпатовых трахитов. Хотя преобладают натровые разновидности (от 4,32 до 6,19% Na_2O), встречаются и калиевые трахиты с фенокристами санидина и содержанием K_2O до 8,26%. Петрографиче-

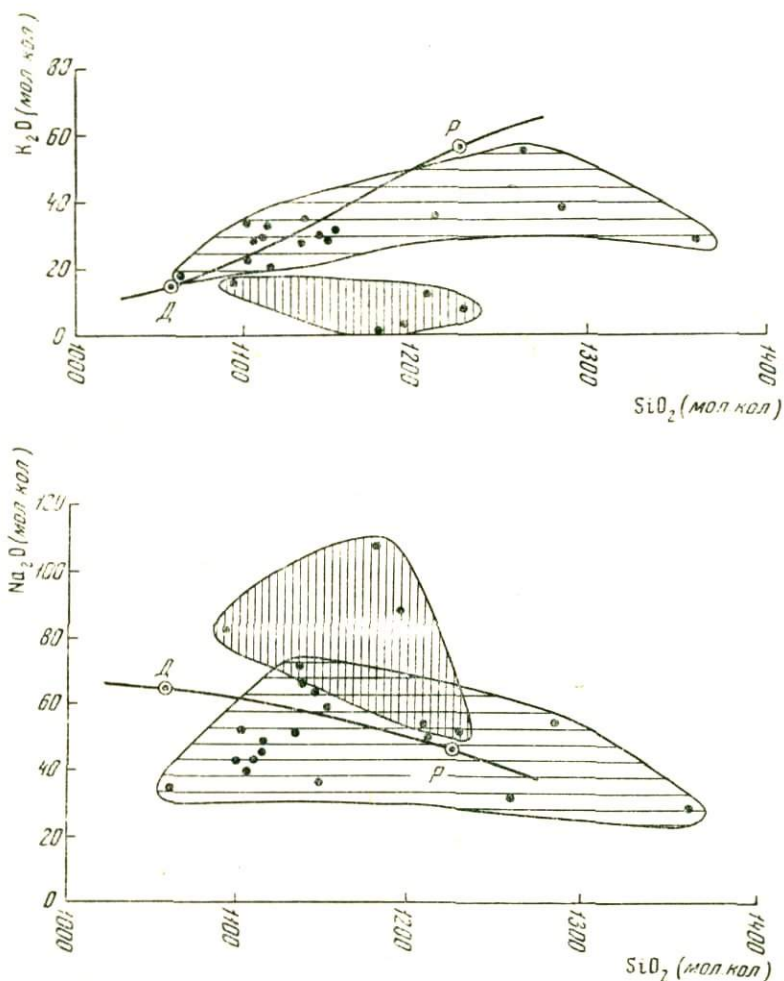


Рис. 38. Содержание K_2O (верхняя диаграмма) и Na_2O (нижняя диаграмма) в кислых продуктах юрского вулканизма:

Вертикальная штриховка — кварцевые кератофиры среднего лейаса; горизонтальная штриховка — липарито-дацитовые порфиры и туфы аалена. Д — Р — вариационные линии для пород нормального известково-щелочного ряда, где Д и Р — средние содержания в дацитах и риолитах по С. Р. Нокколдеу

ское родство и совместное нахождение субщелочных пород позволяют рассматривать их как единую по происхождению группу; действительно, на диаграмме (рис. 39) все они укладываются в один дифференциационный ряд. Вариационная линия ряда берет начало в точке, которая почти совпадает с проекцией состава базальтоидных пород свиты горы Индюк (точка «С» на рис. 39). Таким образом, субщелочные вулканические породы являются, по-видимому, производными первичной базальтовой магмы ааленского глубинного очага и образовались как продукт дифференциации ее в направлении трахиандезита—трахита.

Сравнение с диаграммами Ю. М. Шейнманна (1964) показывает, что в рассматриваемом случае дифференциация развивалась по типу оливин-базальтовых магм.

Количество субщелочного вулканического материала, как отмечалось выше, невелико — по отношению к суммарному объему ааленских пород базальтовой группы не превышает 1—2%. Центры извержения приурочены к полосе, вытянутой вдоль северо-восточного края прогиба на протяжении 25—30 км (к западу от р. Пшехи). Соответствующие древние вулканы, по-видимому, располагались в зоне мелководья или даже в пределах кордильеры. Представляется наиболее вероятной связь этих вулканических центров с локальными магматическими очагами периферического («апофизового») типа, в которых могло произойти отделение субщелочных дифференциатов. Существование под многими современными вулканами небольших магматических камер на глубинах 4—7 км доказано рядом методов (Macdonald, 1961; Ривош и Штейнберг, 1964 и др.). Вместе с тем выявлено, что они особенно благоприятны для фракционирования первичной магмы и проявлений гибридизма в связи с ассимиляцией вмещающих пород. Образцом в этом отношении может служить периферический очаг Соммы — Везувия, серии щелочных дифференциатов которого детально изучены А. Ритманом и убедительно интерпретированы А. Н. Заварицким (1939).

В рассматриваемом случае «апофизовые» очаги отпочковались от глубинного резервуара базальтовой магмы в начале позднего аалена и существовали недолго; состав вулканических выбросов за это время неоднократно и быстро менялся. Предполагать связь периферических камер с располагавшимся южнее внутрикоровым липарито-дацитовым очагом нет оснований: присутствующие в некоторых слоях глинистого конгломерата липарито-дацитовые вулканические бомбы и кристаллокластический материал обнаруживают все обычные для серии Гойтх особенности минералогии и химизма пород этого состава, и должны были образоваться в связи с независимыми извержениями липарито-дацитовой магмы.

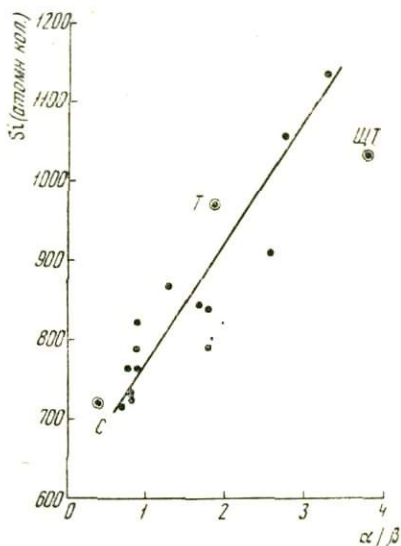


Рис. 39. Петрохимическая диаграмма субщелочных вулканических пород из глинистых конгломератов аалена (серия Гойтх)

Построена так же, как диаграмма на рис. 34. С — средний состав базальтовых порфиритов и диабазов верхнего аалена (по 7 обр.); Т и ЩТ — средние известково-щелочной трахит и щелочной трахит по С. Р. Ноккодеу

УСЛОВИЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Накопление вулканогенных толщ северо-западного Кавказа как в юрское, так и в сеноманское время происходило в подводной (морской) среде в условиях активного тектонического прогибания. Как было показано выше, вулканические породы основного состава формировались периодически на всем протяжении этого времени, а кислые магматические расплавы получали доступ к поверхности (и возникали?) лишь в среднем лейасе и аалене. Для них характерна взрывчатая форма извержения: ни в авадхарском горизонте, ни среди липарито-дацитовых пород свиты горы Индюк лавы не обнаружены, наблюдаются только образования пирокластической и субвулканической фаций. Напротив, с подъемом базальтовых и андезито-базальтовых расплавов были связаны неоднократные излияния лав, нередко обнаруживающих подушечное строение.

В отношении условий извержения и накопления вулканического материала наибольший интерес представляют толщи ааленских кристаллотуфов, весьма необычных по своему составу и строению. Ниже будут рассмотрены также вопросы происхождения туфогенного флиша и глинистых туфогенных конгломератов. Все эти образования несут на себе следы формирования в условиях повышенной подвижности среды, обусловленной сейсмичностью и вулканизмом. Перемещение и отложение вулканического материала осуществлялись, по-видимому, при участии подводных пирокластических потоков, суспензионных (турбидных) течений и грязекаменных потоков.

СУБАКВАЛЬНЫЕ АНАЛОГИ ИГНИМБРИТОВ?

Ряд специфических особенностей привлекает внимание исследователя при первом же знакомстве с липарито-дацитовыми туфами свиты горы Индюк. Эти массивные породы, сложенные почти исключительно кристаллокластическим материалом, образуют однообразные толщи мощностью иногда до 200 и более метров, лишенные вулканических бомб и лапиллей, с редкими включениями взрывчатых обломков. Слоистость в небольших обнажениях нередко бывает незаметна. В породе рассеяны правильные зерна розового граната. Разрушаясь, туфы образуют причудливые, изъеденные ячеистым выветриванием скалы-

останцы, которые возвышаются над поверхностью залесенных склонов и водоразделов, создавая ложное впечатление о существовании многочисленных разрозненных массивов вулканических пород (рис. 40).



Рис. 40. Один из выходов липарито-дацитовых туфов свиты горы Индюк на левом склоне долины р. Цыганки

Не удивительно, что в то время как одни исследователи (Вялов, 1934; Г. М. Ефремов; Варданыц, 1956) склонялись к мнению о туфовой природе этих своеобразных пород, другие относили их к интрузивным образованиям. Еще В. А. Гилев в своем кратком геологическом очерке упоминал о кристаллических породах, «прорывающих» сланцы и песчаники Главного хребта и слагающих, в частности, скалу Чилипси у Гойтхского перевала (т. е. гору Индюк. — *М. Л.*). О наличии неинтрузив-

зивных гранитоидов в этом районе писал в тридцатых годах Л. А. Варданянц¹. В последнее время представления об интрузивной природе пород горы Индюк развивались Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком (1959), которые предложили рассматривать их как особого типа гранитоиды верхнеюрского или нижнемелового возраста, образовавшиеся в результате «механической интрузии» уже существенно раскристаллизовавшегося на глубине расплава в аргиллиты средней юры.

Автором настоящей работы собран дополнительный фактический материал об этих интересных вулканических образованиях. Наряду с изучением вещественного состава, наблюдениями над слоистостью и контактами большое внимание было уделено уточнению стратиграфического положения и прослеживанию туфовых горизонтов. На наиболее интересных участках — в районе горы Индюк и в районе водораздела рек Малый Пшиш и Кушико — было проведено картирование. Результаты позволяют уверенно отнести эти породы к категории туфов, формировавшихся в поверхностных условиях, однако некоторые вопросы происхождения их по-прежнему остаются неясными, тем более что среды продуктов современного наземного вулканизма подобные образования неизвестны, а сведения о подводном вулканизме наших дней весьма ограничены.

ПРИЗНАКИ НАКОПЛЕНИЯ В ПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ

Ряд особенностей свидетельствует о формировании рассматриваемых пород (всех или подавляющего большинства) путем отложения пирокластического (главным образом кристаллокластического) материала в водной среде:

1. Туфы образуют горизонты, занимающие строго определенное положение в стратиграфическом разрезе морских осадков и выдержанные по простиранию. В частности, туфы нижней подсветы, достигающие наибольшей мощности, прослеживаются на всей площади Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоны: от горы Большая Чура на востоке до горы Индюк на западе, от верховьев рек Аше и Псезуапсе на юге до рек Сеже и Сосновка на севере; при геологическом картировании они используются как маркирующий горизонт, околнуривающий антиклинальные и синклинальные складки (см. рис. 4). Залегая среди песчано-глинистых отложений аалена, легко поддающихся размыву, горизонты туфов нередко отпрепарированы эрозией, бронируют склоны и в проекции на горизонтальную плоскость дают в этих случаях широкую полосу выходов с характерными фестончатыми очертаниями (рис. 41).

2. Туфы массивны, однако в больших обнажениях нередко наблюдается грубая слоистость, чаще всего первичнонаклонная или косая (см. приложение, рис. 28, 29)². Судя по характеру этой слоистости, перенос слагающего туфы пирокластического материала в этих случаях осуществлялся течениями изменчивой силы и направления. В верховьях р. Бзыч, где мощность туфов нижней подсветы заметно убывает, появ-

¹ Позже, познакомившись со шлифами из коллекции О. С. Вялова, Л. А. Варданянц пришел к выводу, что породы рассматриваемого типа представляют собой «типичные липаритовые туфы, характерной особенностью минералогического состава которых являются, во-первых, щелочные полевые шпаты аноклазового и сандинитового типа, а во-вторых, кислые плагиоклазы с аномальным отрицательным и очень низким углом оптических осей» (Варданянц, 1956).

² В качестве лучших можно указать обнажения близ вершины горы Индюк и к востоку от нее, по рекам Макаровой балке, Сосновке и Цыганке, на горе Собор-Скала, в верховьях р. Малый Пшиш.

ляется четкая горизонтальная слоистость, обусловленная сортировкой материала. Подобная же слоистость наблюдалась в туфах на водоразделе Главного хребта к востоку от Грачевского перевала, в бассейнах рек Пшияхо и Пшиш (см. Ломизе, 1966б, рис. 5).

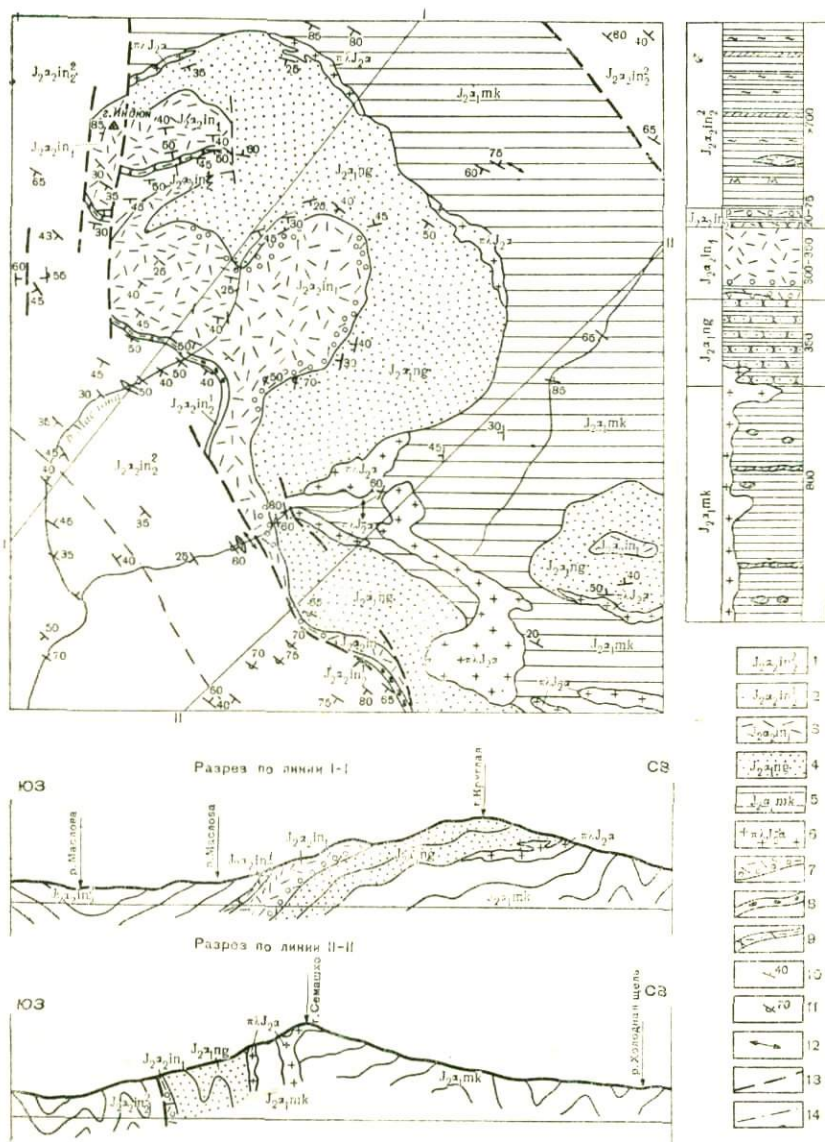


Рис. 41. Карта распространения вулканогенных образований аалена в районе гор Индюк и Семашхо

1—3 — свита горы Индюк: 1 — верхняя подсвита, аргиллиты с прослоями туфитов, линзами туфогенных конгломератов; 2 — верхняя подсвита, масляевский горизонт (туфиты, туфогенные конгломераты); 3 — нижняя подсвита, туфы липарито-дацитового состава; 4 — наужинская свита, терригенный флиш; 5 — макаровская свита, аргиллиты; 6 — субвулканические липарито-дацитовые порфиры аалена; 7 и 8 — глинистые туфогенные конгломераты соответственно сурского и масляевского горизонтов (показаны в местах непосредственного наблюдения); 9 — туфогенный флиш; 10 — направление и угол наклона слоев при нормальном залегании; 11 — то же при опрокинутом залегании; 12 — простирание слоев при вертикальном залегании; 13 — разрывные нарушения; 14 — ось Пшеняхской синклинали

3. Характер подошвы и кровли туфовых горизонтов исключает возможность трактовки их как пластовых интрузий. В этом отношении показателен контакт туфов нижней подсвиты с отложениями подстилающего их сурского горизонта, вскрытый по р. Макарова балка (в бассейне р. Гоголе). В основании грубослойной туфовой толщи здесь залегают крупногалечные и валунные конгломераты, состоящие из окатышей и валунов аргиллита, сцементированных туфовым заполнителем. Окатанность матерала, отсутствие признаков дробления или расщепления не оставляют сомнения в осадочном характере этих конгломератов и не позволяют рассматривать их как образования зоны эруптивного или тектонического контакта.

В кровле туфов нижней подсвиты обычно наблюдается согласное перекрытие их пачкой флишoidalного переслаивания туффитов и аргиллитов масловского горизонта. Однако, как удалось наблюдать в одном из обнажений в бассейне ручья Семашинского, аргиллиты этого горизонта местами ложатся на неровную, расчлененную размывом поверхность туфов. Амплитуда неровностей поверхности в пределах указанного обнажения достигает 80 см, ложбины ее заполнены аргиллитами с линзами глинистого туффита, состоящего из переотложенного матерала туфов. По-видимому, размыв, предшествовавший отложению масловского горизонта, не проявлялся повсеместно, а был приурочен лишь к возвышавшимся участкам дна, сложенного туфами. Вполне вероятно, что наличие первичных неровностей поверхности туфов явилось одной из причин изменчивости состава и мощностей залегающего на них масловского горизонта — базального горизонта верхней подсвиты.

4. Результаты микроскопического изучения пород рассматриваемого типа не противоречат представлению о них как о туфах, сформировавшихся в водной среде; во всех образцах порода имеет обломочное строение (см. рис. 15), нередко наряду с кристаллокластическим встречается пепловый (витрокластический) материал. Закалка полевых шпатов и гидратация биотита, вероятно, возникли при выбросе пирокластического материала и взаимодействии его с морской водой.

5. Наряду с туфами в свите горы Индюк широко распространены туффиты и туфогенные песчаники, образующие флишoidalное переслаивание с аргиллитами аалена, или отдельные маломощные прослои. По составу пирокластического матерала эти породы полностью отвечают туфам свиты горы Индюк, отличаясь, как уже указывалось выше, лишь некоторой его сортировкой, наличием осадочных примесей, а также присутствием градационных текстур и тонкой слоистости (рис. 42, 43). Тем самым еще раз подтверждается факт приноса и отложения в ааленском морском бассейне значительных масс кристаллокластического матерала¹.

ВЕРОЯТНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРИСТАЛЛОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Имеется меньше данных о происхождении и условиях извержения этого своеобразного пирокластического матерала. Значительная мощность туфов нижней подсвиты (нередко при почти полном отсутствии

¹ Важно подчеркнуть, что слагающий эти туффиты матерал не может рассматриваться как продукт размыва более древних «экструзивных» или иных липарито-дацитовых пород. Так же как и туфы, туффиты состоят из отдельных кристаллов и обломков плагиоклаза, кварца, К—Na полевого шпата, биотита и граната, но не из дресвы какой-либо сложной этими минералами породы. Вместе с тем вполне вероятно, что в ряде случаев (например, при формировании масловского горизонта) происходило взмучивание и переотложение донными потоками туфового матерала, отложившегося несколько ранее, но не успевшего еще уплотниться и сцементироваться.

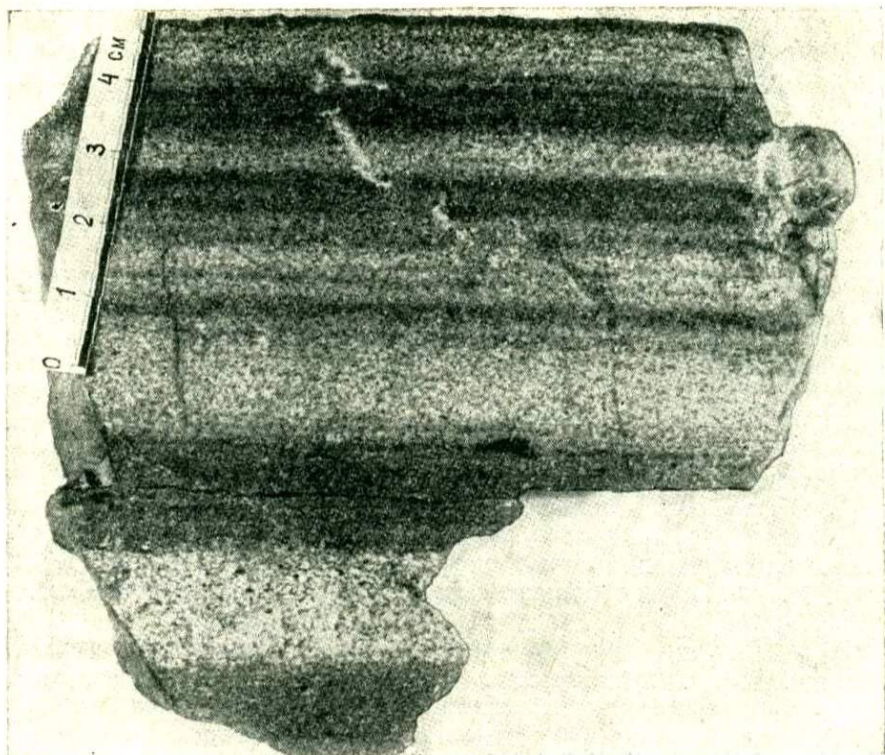


Рис. 42. Тонкая слоистость в кристаллокластическом туффите липарито-дацитового состава. Свита горы Индюк. Верховья р. Пезуансе

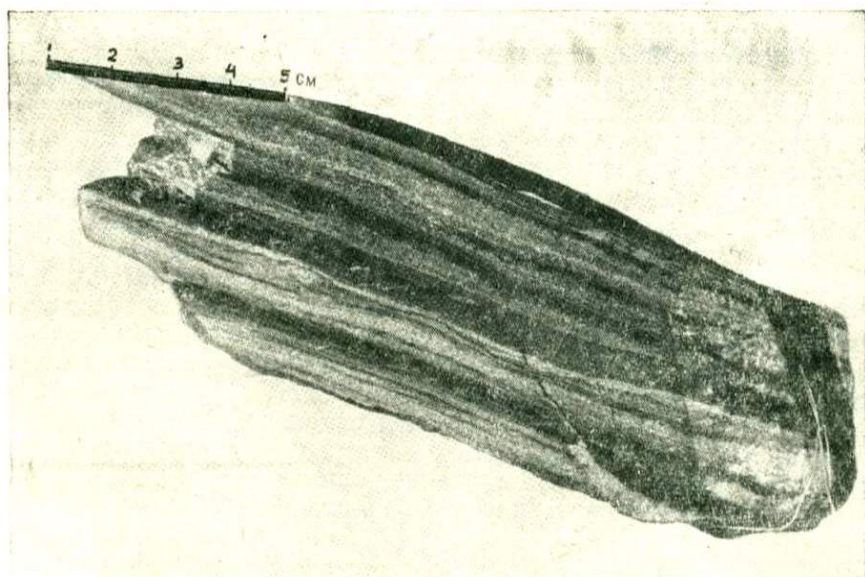


Рис. 43. Тонкие прослой кристаллокластического материала липарито-дацитового состава среди аргиллитов свиты горы Индюк. Верховья р. Хахонсе

прослоев осадочных пород), а также их выдержанность на всей площади Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоны свидетельствуют о выбросе большого (около 150—200 км³) количества однородного пирокластического материала¹, который был затем распределен по поверхности дна геосинклинального трога.

Трудно предположить обособление столь значительных масс кристаллов в вулканическом эруптивном аппарате. Вслед за Г. Д. Афанасьевым можно признать более вероятным, что процесс кристаллизации расплава начался и протекал в глубинных условиях, а затем «был прерван тектоническими движениями, которые поставили значительно раскристаллизованную массу в совершенно иные, приповерхностные условия» (Афанасьев, 1956, стр. 9). Г. Д. Афанасьев полагает, что эта кашеобразная масса кристаллов застывала в виде массивов «экструзивных гранитоидов», однако, выше было показано, что в большинстве случаев она достигала поверхности и оказывалась выброшенной при извержениях. Предварительная раскристаллизация на глубине должна была привести к обогащению расплава летучими компонентами, что, вероятно, сказалось в большой интенсивности вулканических эксплозий и препятствовало спокойному истечению липарито-дацитовых лав (излившиеся липарито-дацитовые порфиры в свите горы Индюк не встречаются, силлы и штокообразные залежи их известны лишь ниже по разрезу).

Среди доступной наблюдению части Гойтхско-Ачишхинской зоны единственным пунктом, где удалось обнаружить достоверные реликты эруптивного вулканического аппарата, является ручей Кокай в бассейне р. Пшиахо. В русле ручья в 0,5 км от его устья на протяжении 40 м вскрывается залегающее среди аргиллитов небольшое тело липарито-дацитовых порфиров, строение и состав которых обнаруживают ряд интересных особенностей. Многочисленные вкрапленники кварца, плагиоклаза, К- Na-полевого шпата, составляющие до 40—50% породы, включены в фельзитовую основную массу. Размер вкрапленников кварца 1—3 мм, полевого шпата — до 5 мм. В подчиненных количествах присутствуют листочки биотита и правильные зерна розового гранита размером до 3 мм. Наряду с обилием кристаллических вкрапленников привлекает внимание их форма: полевые шпаты, а особенно кварц встречаются как в виде целых зерен, так и в виде более мелких остроугольных обломков, что сближает липарито-дацитовые порфиры ручья Кокай с некоторыми «автомагматическими брекчиями» (Яковлева, 1963). Полевые шпаты сильно изменены, карбонатизированы, а местами замещены микрозернистым агрегатом кварца.

У южного края обнажения липарито-дацитовые порфиры переходят в брекцию, состоящую из обломков этих пород и зажатого между ними аргиллитового материала. Брекчия интенсивно карбонатизирована и ожелезнена. В северной части тела липарито-дацитовые порфиры включают многочисленные ксенолиты вмещающих аргиллитов. В виде ксенолитов встречены также конкреции сидерита, известковые конкреции-септарии и обломки криноидного известняка. Особенно интересно присутствие гнейсированных гранитов палеозоя, роговиков, а также разнообразных эффузивных пород². Размер ксенолитов — 5—25 см, реже — до 100 см.

¹ В других случаях — при формировании туфов шокушского горизонта и отдельных линз, залегающих среди аргиллитов верхней подсвиты, — количество поступавшего при извержениях пирокластического материала было во много раз меньше.

² Весьма вероятно, что эти породы захвачены из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, которые должны залегать здесь на незначительной глубине.

В верхней части склонов долины р. Кокай как к северу, так и к югу от описанного тела липарито-дацитовых порфиров (на горе Шокуш и в районе аула Малый Псеушхо) появляется горизонт слоистых туфов липарито-дацитового состава, залегающий среди аргиллитов верхнего аалена (шокушский горизонт). На вершине горы Шокуш вулканогенный горизонт имеет следующее строение:

На толще аргиллитов с редкими прослоями сидеритов, алевролитов и туфогенных песчаников согласно залегают:

1. Туфы липарито-дацитового состава мелкообломочные, слоистые. Мощность 15 м.
2. Туфы того же состава среднеобломочные, массивные или грубослоистые. Мощность 35 м.
3. Туфы того же состава мелкообломочные, слоистые. Мощность 10 м.
4. Туфы того же состава среднеобломочные массивные с включениями липарито-дацитовых бомб, а также многочисленных обломков аргиллитов, гнейсированных гранитов, порфиритов, фельзитов, реже — криноидных известняков и алевролитов. Преобладающий размер включений 3—20 см, иногда — до 0,6—1 м. Мощность 12 м.
5. Туфы липарито-дацитового состава среднеобломочные, слоистые. Мощность 7 м.

Общая мощность шокушского горизонта в этом обнажении — около 80 м.

Туфы шокушского горизонта так же, как и туфы нижней подсветы горы Индюк, представлены кристаллокластическими разностями, отличающаяся сравнительно большим содержанием стекловатого материала. Обломки кристаллов представлены плагиоклазом, кварцем, K—Na-полевым шпатом, биотитом и гранатом. Слоистость выражена четко и носит характер параллельной («горизонтальной») слоистости.

Как туфы шокушского горизонта, так и липарито-дацитовые порфиры включенных в них вулканических бомб петрографически весьма близки к липарито-дацитовым порфирам, выступающим на дне долины. В ксенолитах среди липарито-дацитовых порфиров и в эксплозионных обломках из туфов слоя 4-го присутствуют одни и те же породы. Судя по этим признакам, а также учитывая, что по мере удаления от ручья Кокай мощность туфов уменьшается, а слой с включениями вулканических бомб и эксплозионных обломков выклинивается, можно полагать, что липарито-дациловые порфиры ручья Кокай формировались непосредственно в подводящем вулканическом канале — под эксплозионным центром, вокруг которого шло накопление туфов шокушского горизонта.

Не случайным является, вероятно, сравнительно интенсивное вторичное изменение липарито-дацитовых порфиров ручья Кокай, выразившееся, в частности, в почти полной карбонатизации полевых шпатов и выносе щелочей (табл. 25); породы обеднены также рассеянными элементами: V, Cr, Co, Ni не встречаются. Выщелачивание вулканических пород и вынос рассеянных элементов под воздействием кислых гидротерм, протекающие в близповерхностных условиях, весьма обычны в областях современного вулканизма (Набоко, 1963). Как показали исследования Е. Б. Яковлевой на Алтае (Яковлева, 1957), значительные вторичные преобразования особенно характерны для пород жерловой фации.

При таком геологическом положении липарито-дацитовых порфи-

Таблица 25
Содержание щелочей, кальция и углекислоты в липарито-дацитовых порфирах жерловой фации (ручей Кокай)

Номера образцов	Окислы в весовых %			
	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	CO ₂
953/1	0,20	0,47	5,20	5,87
953/4	0,27	0,66	5,41	5,33
953/5	следы	0,45	16,91	16,18

ров ручья Кокай большой интерес приобретают их петрографические особенности. Обилие кристаллов — вкрапленников и их осколков хорошо согласуется с гипотезой о формировании туфов свиты горы Индюк при эксплозивном извержении расплавов, существенно обогащенных кристаллической фазой.

Вместе с тем есть все основания предполагать, что дальнейшая концентрация кристаллов происходила и после вулканических эксплозий — в процессе переноса и осаждения свежего пирокластического материала. Явление сортировки вулканических пеплов при современных суб-

Таблица 26

Процентное соотношение фенокристаллов и вулканического стекла

	1	2	3
Кристаллы и их осколки	78	34	37
Вулканическое стекло	22	66	63

1 — туфы шокушского горизонта; 2 — липарито-дацитовые порфиры включенных в эти туфы вулканических бомб; 3 — липарито-дацитовые порфиры некка на ручье Кокай.

аэральных извержениях широко известно. Представляют интерес подробно рассмотренные Хэем (R. Hay, 1959) условия накопления кристаллокластических туфов при извержении вулкана Санта Винсент (Малые Антильские острова). Наблюдалось расслоение образовавшегося после вулканического взрыва пеплового столба на сравнительно легкую, обогащенную газами и тонкими частицами стекловатого пепла верхнюю часть, и на опускавшиеся вниз плотные раскаленные вулканические тучи, в которых сосредоточились большая часть кристаллокластического материала и лапилли. Отложенные из этих раскаленных туч андезитовые туфы на 58%, а во фракциях менее 2 мм — на 73% сложены фенокристаллами плагиоклаза, пироксенов, оливина, магнетита и их осколками. Сравнивая количественное соотношение кристаллов и стекла в туфах с соотношением их в андезитах из вулканических бомб, Хэй подсчитал, что при расслоении пеплового столба было отсортировано и унесено около 60% всего образованного при взрыве тонкого витрокластического материала.

Бедность ааленских туфов северо-западного Кавказа стекловатым пеплом (10—20%, лишь изредка — до 40%) могла быть обусловлена подобной же сортировкой в толще морской воды или в субаэральных условиях (если пирокластические выбросы подымались до дневной поверхности и выносились в атмосферу). Тонкий пепел мог уноситься морскими или воздушными течениями и осадаться отдельно. Об этом свидетельствует наличие в верхней подсвите свиты горы Индюк пепловых туфов, широко развитых на крайнем северо-западе — в бассейне р. Псекупс, где они образуют горизонты мощностью до 3,5—4 м. Туфы сложены осколками кислого вулканического стекла, мелкими чешуйками биотита и, реже, — обломками кварца, плагиоклаза и K—Na полевого шпата, которые цементируются карбонатом. В верхах слоев пепел обычно становится особенно тонким, появляется примесь глинистого материала. По особенностям химизма (обр. 9 на табл. 7 и рис. 16) и составу минералов в обломках пепловые туфы весьма близки кристалло-туфам свиты горы Индюк и, вероятно, формировались одновременно с

некоторыми их горизонтами, но на значительном удалении от центров извержения.

Для приблизительных количественных оценок мы воспользовались тем же приемом, что Хэй. В табл. 26 дано процентное соотношение кристаллов и вулканического стекла в туфах описанного выше шокушского горизонта, в липарито-дацитовом порфире включенных в эти туфы вулканических бомб и в липарито-дацитовом порфире из некка на ручье Кокай. Если породы некка и вулканических бомб дают верное представление о содержании фенокристаллов в исходном расплаве, то, судя по приведенным в таблице цифрам, в рассматриваемом случае в состав туфов вошло лишь около $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{6}$ всего выброшенного при эксплозии стекловатого пепла.

О ПРИСУТСТВИИ В ТУФАХ ГРАНАТА (АЛЬМАНДИНА)

Одной из особенностей липарито-дацитовых туфов свиты горы Индюк является наличие в них граната. Еще В. А. Гилев заметил включения «красных кристалликов» в кварц-полевошпатовых вулканических породах Туапсинского района. Исследования последних лет показали, что гранат встречается на всей территории Гойтхско-Ачишхинской зоны, являясь характерным минералом липарито-дацитовых туфов и туфогенно-осадочных пород аалена (свиты горы Индюк и стагокинского горизонта), а также связанных с ними липарито-дацитовых порфиров субвулканической фации (см. приложение, рис. 27).

В липарито-дацитовых порфирах розовый гранат (наряду с кварцем и плагиоклазом образует вкрапленники размером 2—3 мм, иногда до 4—5 мм. Зерна сохраняют правильные кристаллографические очертания. Все выделенные нами из породы кристаллы имели форму тетрагон-триоктаэдра, чаще всего в комбинации с небольшими гранями ромбо-додекаэдра. В некоторых кристаллах грани тетрагон-триоктаэдра и ромбо-додекаэдра развиты почти одинаково. В туфах, а особенно в туф-фитах и туфогенно-осадочных породах, наряду с целыми кристаллами, появляются остроугольные и угловатые обломки. Минералогическое исследование гранатов, проведенное А. М. Борсуком (1963), показало принадлежность их к альмандиновому ряду — с резким преобладанием альмандиновой составляющей (кристаллохимическая формула граната из туфов свиты горы Индюк — $\text{Ca}_{0,20}\text{Mn}_{0,42}\text{Fe}_{2,16}\text{Mg}_{0,20}\text{Al}_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$).

Присутствие граната в эффузивных и пирокластических породах (особенно в породах липарито-дацитового и андезит-дацитового состава) к настоящему времени установлено в ряде районов. Сравнительно давно они известны в продуктах молодого вулканизма Карпат — как за рубежом, так и на территории Советского Закарпатья (Соболев и др., 1955; Костюк и Сасин, 1958; Спитковская, 1962). Согласно литературным данным (Малеев, 1962; Ляхович, 1963), гранат обнаружен также в риолитах Колорадо и Невады, некоторых основных лавах Китая, кварцевых порфирах и биотитовых андезитах Японии, фельзит-порфирах Саара, липаритах Тырныауза (Северный Кавказ). Кроме того, опубликованы материалы о наличии граната в дацитах, риодацитах, андезитах и связанных с ними туфах ордовика Англии (Oliver, 1956), в кварцевых порфирах Тюрингенского леса (Keil, Jacobi, 1961). Почти во всех этих районах гранаты встречены в вулканических породах с повышенным содержанием глинозема; они характеризуются существенно альмандиновым составом, роль спессартинового компонента значительно меньше, а гроссулярового — больше, чем в гранатах из интрузивных

пород. В большинстве случаев признается первичномагматическое происхождение граната, который рассматривается как продукт ранней кристаллизации расплава в глубинных условиях (Соболев и др., 1955; Iamasaki, 1958; Keil, Iacobi, 1961; Oliver, 1956). На северо-западном Кавказе гранаты липарито-дацитовых порфиров аалена равномерно рассеяны в породе, характеризуются постоянством размера зерен, совершенством кристаллографических форм и, вероятно, также могут быть отнесены к категории интрателлурических порфировых выделений. Отметим, однако, что в этих же породах нами найдены крупные (до 3,5 см), оплавленные включения ксенокристаллов силлиманита, что согласуется с предположением о палингенной или синтектической природе липарито-дацитовых магм Гойтхско-Ачишхинской зоны. Судя по наличию реликтов силлиманита, состав исходных (или ассимилированных) пород мог обусловить повышенную глиноземистость расплава, которая благоприятствовала новообразованию альмандина. В этом отношении усматривается аналогия с предполагаемым происхождением фенокристаллов кордиерита (осумилита) в некоторых обогащенных алюминием риодацитах Японии (Morimoto, 1947).

Северо-западный Кавказ, наряду с Карпатами и территорией Лейк-Дистрикт в Англии (Oliver, 1956) следует признать одной из областей наиболее широкого развития гранатосодержащих вулканитов: общий объем пирокластических, туффитовых и субвулканических пород липарито-дацитового состава, характерным минералом которых является гранат, достигает здесь приблизительно 450 км³, а протяженность их выходов — почти 100 км (от горы Большая Чура на юго-востоке до горы Индюк на северо-западе). Значительные количества граната выносятся реками к Черноморскому побережью, где он концентрируется местами в небольших россыпях (Блинов и др., 1961). Сравнение состава гранатов свиты горы Индюк с гранатами Закарпатья показывает большое сходство в содержании альмандиновой молекулы (табл. 27). Пересыщенность алюминием выражена в гранатосодержащих породах аалена весьма отчетливо: при пересчете по методу Е. А. Кузнецова (1947) проекционная величина ms^1 достигает в среднем 57 в туфах (по 9 анализам) и 46 в липарито-дацитовых порфирах (по 11 анализам).

Следует отметить высокое содержание (до 0,5%) граната в туфах по сравнению с липарито-дацитовыми порфирами субвулканической фации. Относительное обогащение гранатом может быть связано с кристаллокластическим характером туфов, при формировании которых, по-видимому, происходили отжим и обособление массы интрателлурических кристаллов в процессе подъема расплава к вулканическому жерлу. При таком допущении становится понятным обилие граната (и других кристаллов — вкрапленников) в липарито-дацитовых порфирах жерловой фации на ручье Кокай, где содержание альмандина достигает местами 1%. В туффитах количество граната крайне изменчиво. Наряду с прослоями, практически лишенными этого минерала (такие прослои обычно бывают обогащены биотитом), встречаются грубозернистые туффиты с содержанием граната около 5% (в пачках флишоидного переслаивания с аргиллитами — в среднем течении р. Малая Наужи и в верховьях р. Малый Пшиш). Такое разнообразие минералогического состава туффитов, вероятно, является результатом сортировки пирокластического материала в процессе многократного перебива и переотложения, а резко обогащенные гранатом грубозернистые разности могут рассматриваться как «природный шлик», извлеченный из этого материала.

Наличие альмандина в породах различных фаций: в туфах, туффитах, туфогенных песчаниках и глинистых туфогенных конгломератах свиты горы Индюк, а также в субвулканических липарито-дацитовых порфирах — наряду с прочими особенностями минералогического и химического состава подчеркивает родство этих пород. Свойства гра-

Таблица 27

Сравнительная минералогическая характеристика гранатов из вулканических пород северо-западного Кавказа и Закарпатья

	Минеральные составляющие в %				
	альмандин	пироп	спессартин	гроссуляр	андрадит
I	70,9—79,0	26,2—14,7	2,9—6,3	—	—
II	66,2—70,7	9,8—7,7	2,9—3,3	11,8	9,3—6,5

I — гранаты из туфов и туфогенно-осадочных пород свиты горы Индюк и из липарито-дацитовых порфиров субвулканической фации (по данным Борсука, 1963);

II — гранаты из неогеновых липарито-дацитов и туфов Закарпатья (по Соболеву и др., 1955 и Малееву, 1962).

гранатов из вулканических образований разных фаций сходны (Борсук, 1963).

Гранат принято считать минералом, формирующимся при высоких давлениях. Тот факт, что он является постоянной составной частью кристаллокластических туфов свиты горы Индюк, может рассматриваться как один из признаков большой глубинности магматической камеры, в которой на «подготовительном этапе», предшествовавшем вулканическим извержениям, происходила кристаллизация расплава.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТУФОВ

Местоположение некка Кокай и многочисленных более ранних пластовых и штокообразных внедрений липарито-дацитового порфира показывает, что подъем к поверхности кислых магматических расплавов осуществлялся главным образом в осевой части геосинклинального трога Гойтхско-Ачишхинской зоны. Условия извержения были, по-видимому, подводными. Почти полное отсутствие лапиллей и вулканических бомб свидетельствует о своеобразии эксплозий, в ходе которых происходило распыление расплава на стекловатый пепел и кристаллокластический материал. Высокая эруптивная энергия, стремительное извержение больших объемов пирокластики (кристаллов и стекла) наблюдаются, как известно, в наземных условиях при формировании игнимбригов и близких к ним образований. Можно предположить, что по характеру исходной липарито-дацитовой магмы (вероятно, анатектической) и по способу ее извержения рассматриваемые кристаллотуфы являются аналогом игнимбригов в условиях подводного вулканизма.

Пирокластические породы риолитового состава, во многом сходные с кристаллотуфами северо-западного Кавказа (хотя содержание стекловатого материала в них 50% и более), недавно были описаны Мутти (E. Mutti, 1965) среди морских олигоценовых отложений острова Родос (Греция). Как и в нашем случае, отложение горизонта этих массивных туфов связывается с кратковременным извержением насыщенной летучими компонентами магмы. В дальнейшем предполагается гравитацион-

ное перемещение вниз по морскому дну пеплового потока, представлявшего собой смесь раскаленного газа и пирокластического материала («газовую суспензию») с плотностью 1—1,5. Мутти, называя туфы острова Родос «подводноморскими игнимбритами», отмечает наличие в них признаков спекания, которые, впрочем, недостаточно распознаются в приводимых описаниях и фотографиях.

Более вероятно, что при формировании кристаллотуфов серии Гойтх продукты вулканических взрывов оказывались взвешенными в морской воде. Это способствовало их разносу и отложению на большой площади; кристаллы полевого шпата приобрели закалку, биотит гидратизировался. Не исключено, что верхняя часть возникавшего при взрывах пеплового столба подымалась выше поверхности воды. В процессе подъема, а затем при осаждении пирокластического материала через толщу морской воды (и, может быть, воздуха), происходило отделение кристаллов от более легкого и тонкого стекловатого пепла, который уносился на сравнительно большие расстояния.

Как показали Фиске и Мацуда (R. Fiske, 1963; R. Fiske, T. Matsuda, 1964), исследовавшие мощные залежи туфов и туфобрекчий среди морских третичных отложений штата Вашингтон и в Японии, массы насыщенного водой свежего пирокластического материала, нагромождающаяся на дне, по-видимому, способны перемещаться в форме гравитационных «субаэриальных пирокластических потоков». Такой механизм переноса применим к рассматриваемому случаю и может объяснить образование массивных, лишенных слоистости разновидностей кристаллотуфа. Условия были, вероятно, благоприятными для возникновения такого рода пязекаменных потоков, поскольку в свите горы Индюк с кристаллотуфами ассоциируют глинистые туфогенные конгломераты подводно-оползневой природы и пачки туффитов с градиционными текстурами (см. ниже). Последующий перенос значительной части пирокластического материала осуществлялся донными течениями обычного типа, которые запечатлены в слоистости кристаллотуфов. Конечным результатом явилось распределение материала практически по всей площади дна геосинклинального трога: водная среда препятствовала спеканию обломков, которое в субаэриальных условиях нередко ограничивает разнос и переотложение пирокластики.

ТУФОГЕННЫЙ ФЛИШ

В вулканогенно-осадочных толщах северо-западного Кавказа переслаивание туффитов и туфогенных песчаников с аргиллитами нередко носит правильный, ритмичный характер. Рассмотрим особенности такого переслаивания на примере отложений масловского горизонта свиты горы Индюк (верхний аален).

Одним из лучших является обнажение в среднем течении ручья Маслова, где вскрыты две туффитово-аргиллитовые пачки, разделенные слоем глинистых туфогенных конгломератов. Подробно описана верхняя из этих пачек, для которой составлены стратиграфическая колонка и ритмограмма (рис. 44, 45). Как показывает ритмограмма, чередование туффитов и аргиллитов носит регулярный характер, количественное соотношение этих пород близко к 1 (наблюдается лишь незначительное преобладание аргиллитов). Каждый слой туффита ложится на подстилающие аргиллиты по резкой неровной поверхности. Обычно вверх от этой поверхности пирокластический материал становится менее грубым, среднеобломочные туффиты переходят в глинистые мелкообломочные



Рис. 44. Флишoidное переслаивание туффитов липарито-дацитового состава с аргиллитами, Масловский горизонт свиты горы Индюк. Среднее течение руч. Маслова

(иногда — обогащенные биотитом), в которых заметна тонкая горизонтальная слоистость (рис. 46). Благодаря такой градационной текстуре кровля туффитового слоя бывает выражена не столь отчетливо, как его подошва: вместе с вышележащим слоем аргиллита он образует единый ритм, подобный терригенному флишевому ритму. Первым элементом

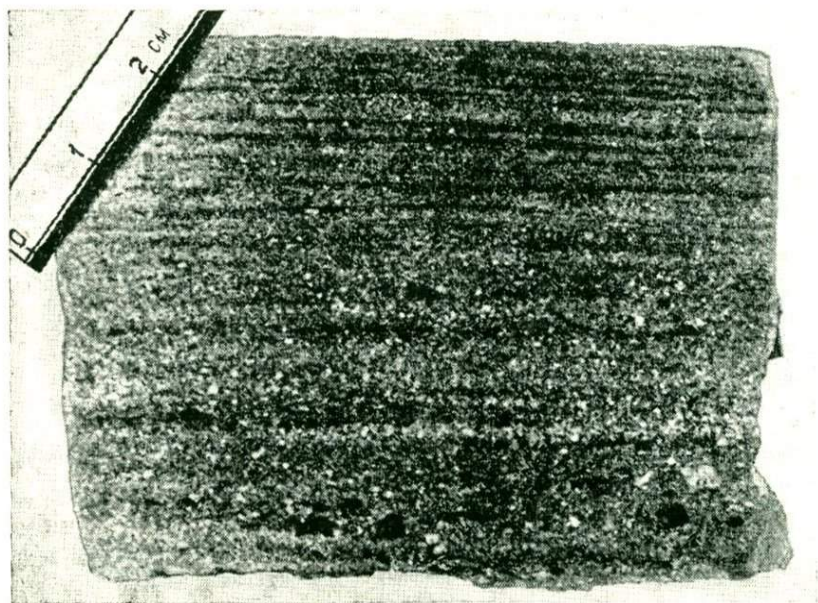


Рис. 46. Градационная текстура в кристаллокластическом туффите липарито-дацитового состава (I э. р.), Масловский горизонт свиты горы Индюк, среднее течение руч. Маслова

такого ритма (I э. р.) являются туффиты, вторым элементом (II э. р.) — аргиллиты. Мощность ритмов в разрезе по ручью Маслова равна 5—75 см.

I э. р. — туффиты, представлены обычными для свиты горы Индюк средне- и мелкообломочными кристаллокластическими разностями липарито-дацитового состава и сложены обломками кварца, плагиоклаза, K—Na-полевого шпата, граната, пластинками биотита (см. рис. 18). Окатанности нет. В наиболее грубых туффитах, залегающих в основании ритма, встречаются мелкие окатыши аргиллита, а также дресва гранито-гнейсов и микролитовой вулканической породы, обломки известкового скелета иглокожих и раковины фораминифер. На нижней поверхности некоторых слоев обнаружены выпуклые валикообразные гиероглифы высотой до 2 см, ориентированные параллельно и напоминающие по форме слепки борозд размыва.

II э. р. — черные битуминозные аргиллиты, примесь пирокластического материала заметна лишь в самых низах. В отдельных случаях (например, в ритмах № 12, 19 и 35 на рис. 45) второму элементу ритма соответствует чередование тонких (1—2 см) слоев глинистого туффита и аргиллита. Встречен один прослой сидерита мощностью 5 см.

В остальных описанных автором обнажениях масловского горизонта, в частности на р. Скакухе (в районе горы Индюк) и в истоках р. Большая Наужи, были установлены те же особенности слоистого строения (рис. 47).

Как показало изучение других вулканогенно-осадочных толщ северо-западного Кавказа, подобная флишиодная ритмичность не является редкостью. Сходный характер носит чередование аргиллитов и кремнистых аргиллитов с туффитами основного состава в верхах «порфиритовой серии» байоса на хребте Аибга, в стагокинском вулканоген-

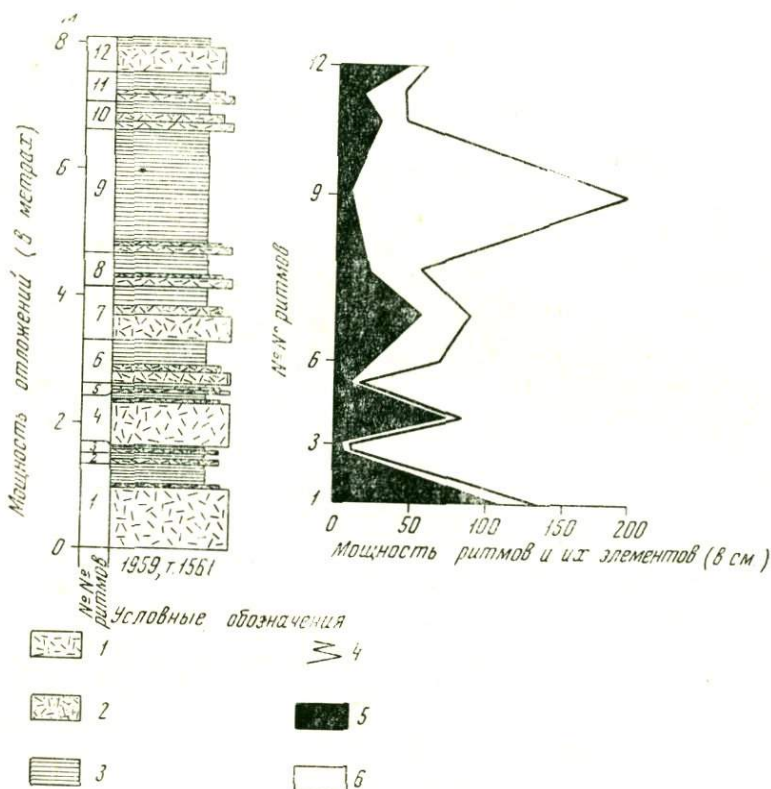


Рис. 47. Послойный стратиграфический разрез и ритмограмма флишиодного переслаивания туффитов с аргиллитами. Масловский горизонт, верховья р. Большая Наужи

1 — туффиты крупно- и среднеобломочные; 2 — глинистые туффиты средне- и мелкообломочные тонкослоистые; 3 — аргиллиты; 4 — линия мощностей ритмов; 5 — первые элементы ритмов (туффиты и глинистые туффиты); 6 — вторые элементы ритмов (аргиллиты)

ном горизонте аалена (в верховьях рек Аше и Псеуапсе) в иегошской вулканогенно-осадочной толще байоса (в верхнем течении р. Сочи), а также в сеноманской «свите Паук» (см. рис. 30).

Во всех перечисленных случаях, так же как и на ручье Маслова, в строении туффовито-аргиллитовых пачек проявляется ряд признаков, свойственных флишу:

1. Чередование зернистых пород (туффовитов) и пелитовых пород (аргиллитов) носит правильный, ритмичный характер, причем те и другие встречаются приблизительно в равном количестве.

2. В слоях зернистой породы (I элемент ритма) обычно наблюдается градационная текстура: в верхней их части, где преобладающий размер обломочного материала снижается до алевроитового, появляется тонкая слоистость — горизонтальная или косая (рис. 48).

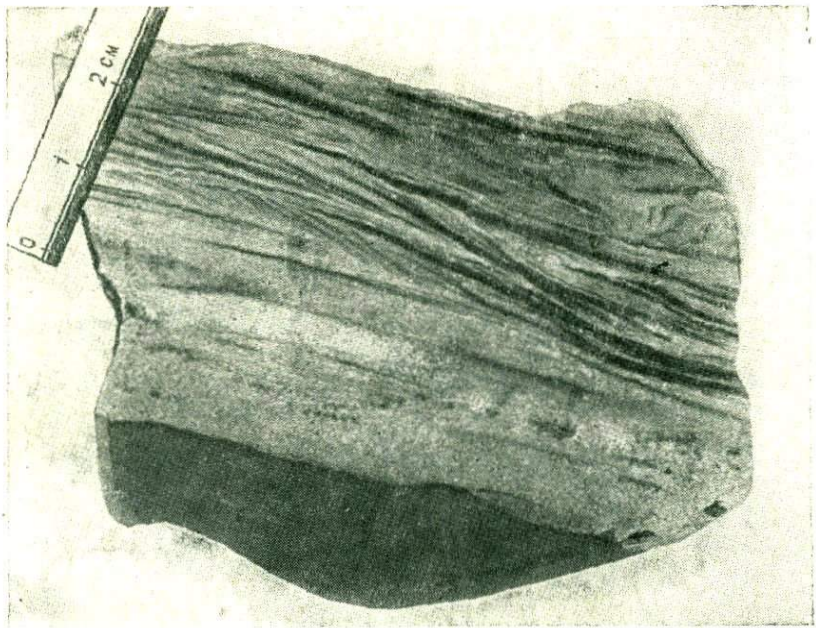


Рис. 48. Тонкая косая слоистость в верхах I э. р. Туффит основного состава из «порфиритовой серии» байоса. Район сел. Красная Поляна

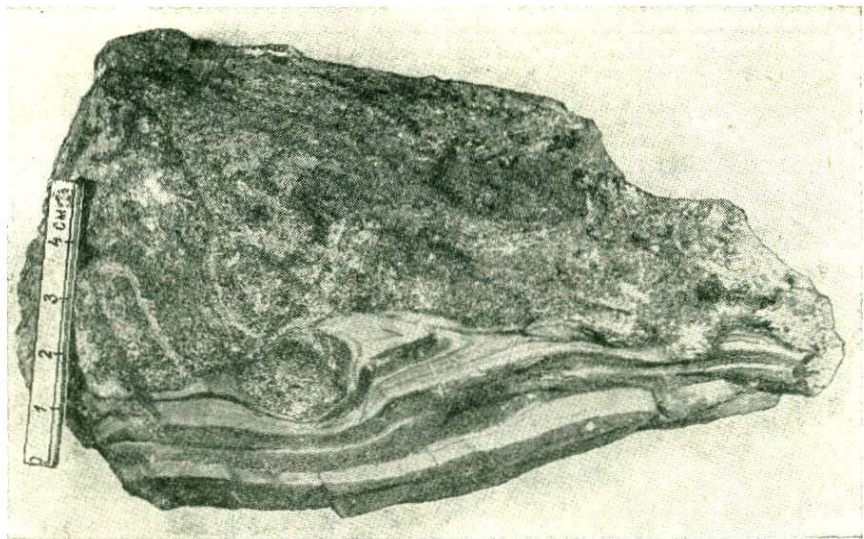


Рис. 49. Следы механического внедрения туффитового материала (I э. р.) в подстилающий пелитовый осадок в результате незначительного оползания по уклону дна. Средний лейас, район пер. Чемашха

3. Граница между ритмами выражена резко; в основании их на неровной нижней поверхности I элемента ритма иногда присутствуют выпуклые знаки, близкие к флишевым гиероглифам. Помимо упоминавшихся выше валикообразных знаков типа «язычковых гиероглифов» встречены бугристые знаки механического внедрения, образовавшиеся при оползании туффитового материала по подстилавшему его пластич-



Рис. 50. Гиероглифы на подошве слоя туфов основного состава из пачки флишеидного переслаивания. Игошская толща байоса, р. Сочи

ному пелитовому осадку, о чем свидетельствует, в частности, смятие и перетекание последнего (рис. 49). Особенно интересны знаки-слепки биогенного происхождения на подошве туффитивов иегошской толщи (рис. 50).

При сопоставлении с типичным (терригенным) флишем наряду с чертами сходства обнаруживается и различие:

1. Градационная текстура в некоторых слоях отсутствует, гиероглифы в основании I э. р. сравнительно редки и не столь разнообразны, как во флише.

2. Для флиша характерно постоянство литологического состава каждого элемента ритма в пределах всей флишевой пачки или свиты. Между тем туффитивы не всегда подчиняются этому правилу: при переходе от ритма к ритму нередко изменяется количественное соотношение кристалло-, лито- и витрокластического материала, или, как в случае туффитивов масловского горизонта, содержание обломков того или иного минерала, а также тонкого пелитового вещества и глинистых окатышей.

Второе из указанных отличий, вероятно, связано со спецификой I элемента ритма. В большинстве случаев это туффитивы или туфы, сложенные свежим пирокластическим материалом, состав которого должен был меняться в соответствии с характером вулканических выбросов.

Отложения, подобные описанным, иногда называют «вулканогенным флишем» или «туфогенным флишем»; последний рассматривается как субформация флишевой формации (Хайн, 1959). На Кавказе приме-

ром широкого развития «туфогенного флиша» являются эоценовые отложения Аджаро-Триалетской складчатой системы (Дзоценидзе, 1948; Гамкрелидзе, 1949). В последнее время опубликованы данные о гранулометрии отложений этого типа (для ирендыкской свиты Южного Урала — Хворова и Елисеева, 1963), характере их ритмичности (для миоцена Восточной Камчатки — Садреев и Хромов, 1963). По способу образования «туфогенный флиш», по-видимому, близок к обычному терригенному, и к нему применимы существующие гипотезы происхождения флиша, в частности гипотеза мутьевых (суспензионных, турбидных) потоков, успешно развиваемая в последние годы. Большой интерес представляют сообщения о признаках переотложения мутьевыми потоками современных пепловых осадков (Гизен и др., 1958; Петелин, 1960). Согласно Д. Эрикссону и др. (1957), в районе островов Зеленого Мыса и Азорских многие из обнаруженных в колонках туфовых прослоев не являются непосредственно выпавшим пеплом, а представляют собой отложения мутьевых потоков. К аналогичному выводу пришли Беррихил и др. (H. Berryhil, 1960) и В. К. Ротман (1961) при изучении вулканогенно-осадочных накоплений района Английских островов и Курило-Камчатской вулканической области. Страатен (L. Straaten, 1967), подробно исследовавший пепловые прослои среди четвертичных осадков Адриатического моря, также считает, что некоторые из них обнаруживают все текстурные и структурные признаки «турбидитов».

В ааленской вулканогенно-осадочной серии Гойтх наряду с пачками «туфогенного флиша» встречаются отдельные пачки нормального терригенного флиша, залегающие среди аргиллитов аспидной формации (Ломизе, 1963). I э. р. в терригенном флише «горизонта Кокай» и наужинской свиты представлен полимиктовыми песчаниками; в I э. р. из карбонатной флишевой пачки долины Пшияхо (рис. 51) преобладает органогенно-обломочный известковый материал. Таким образом, в ааленском геосинклинальном прогибе северо-западного Кавказа условия, благоприятные для флишеобразования, возникали неоднократно. Резкое различие состава I э. р. разных флишевых и флишеидных пачек указывает на существование нескольких источников обломочного материала: полимиктового, органогенно-обломочного и пирокластического.

Весьма вероятно, что возможность поступления материала из того или иного источника определялась направлением, силой и протяженностью суспензионных потоков: если в одних случаях происходило лишь перераспределение пирокластических продуктов на дне прогиба (как, например, при формировании туффитов масловского горизонта), в дру-

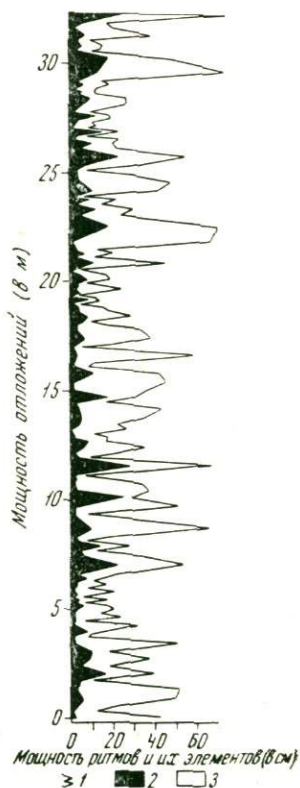


Рис. 51. Ритмограмма флишеидного переслаивания аргиллитов и песчаников, сложенных преимущественно органогенно-обломочным материалом. Свита горы Индюк, р. Пшияхо
1 — линия мощностей ритмов; 2 — первые элементы ритмов (песчаники); 3 — вторые элементы ритмов (аргиллиты)

гих имел место привнос органогенного детрита из мелководной прибрежной части бассейна (при формировании карбонатной флишевой пачки), или полимиктового материала — из отдаленной области размыва, где разрушались разнообразные метаморфические и изверженные породы. В последнем случае местное переотложение осадка практически не происходило: полимиктовые песчаники с градационной текстурой, даже залегая среди туфогенных пород, полностью лишены примеси вулканического материала.

Как следует из изложенного, нет оснований непосредственно связывать формирование ритмично построенных вулканогенно-осадочных пачек типа «туфогенного флиша» с периодичностью вулканических извержений. Для «туфогенного флиша», как и для всякого другого, такую связь можно предполагать лишь в самой общей форме, поскольку и проявления вулканизма, и флишеобразование зависят от режима тектонических движений. В некоторых случаях, как показало изучение современных осадков Японского моря (Чайников, 1967), суспензионные потоки, вероятно, возникают на склонах подводных вулканов и при собственно вулканических землетрясениях.

В вулканогенных отложениях северо-западного Кавказа наряду с флишевой наблюдается ритмичная слоистость более высокого порядка и скорее всего иного происхождения. В яшмовидных кремнистых породах аалена она выражена тон-

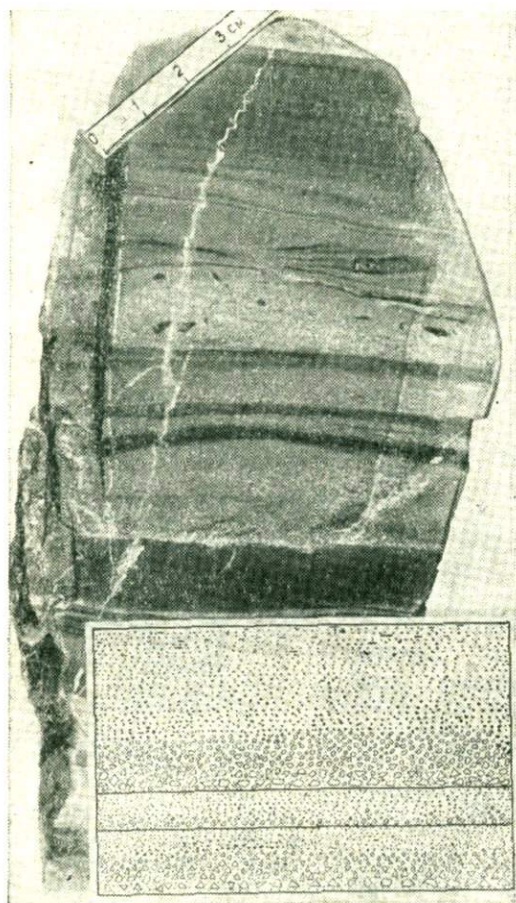


Рис. 52. Тонкое ритмичное переслаивание мелкообломочного туфа основного состава с кремнисто-глинистой породой; ушхинская толща, р. Сочи. Внизу — характер ритмичной слоистости свежесвалившегося вулканического пепла, по Р. Шроку (1950)

ким правильным чередованием мелкообломочного кремнистого туфа и чистой, лишенной примеси пирокластического материала, кремнистой породы. В каждом слое туфа наблюдается градационная текстура, благодаря которой совершается постепенный переход к вышележащему кремнистому слою. Границы между такими двухкомпонентными ритмами мощностью 1,5—6 см, реже — до 10 см, в разрезе имеют вид четких прямых линий. Аналогичная ритмичность обнаружена в строении одного из горизонтов ушхинской толщи байоса, где зеленовато-серые мелкообломочные туфы переслаиваются с черной кремнисто-глинистой породой (рис. 52). Слоистость, весьма сходная с описанной, отмечена

недавно В. Е. Поповым (1967) в девонских туффидах Горного Алтая.

Обращает внимание большое сходство подобной слоистости с тем, что наблюдается в напластованиях свежевывавшего вулканического пепла при современных извержениях. Слоистость таких пеплов описана Р. Шроком (1950) в окрестностях вулкана Парикутин. Она характеризуется отчетливой сортировкой пирокластического материала в каждом слое: более крупные обломки, оседавшие сравнительно быстро, залегают в его основании, выше преобладающий размер частиц убывает — вплоть до тонкого пепла в верхах слоя (градационная текстура). При последовательном многократном выпадении пепла формируется серия таких слоев (мощностью 1—5 см каждый), образующих ритмично построенную пачку (см. рис. 52).

По данным Страатена (L. Straaten, 1967), при осаждении вулканического пепла сквозь толщу морской воды происходит подобная же сортировка: во всех опробованных прослоях из четвертичных отложений Адриатического моря обнаружены градационные текстуры. Пелитовая фракция нередко отсутствует — самый тонкий материал, вероятно, не достигал дна и уносился течениями.

Наличие в туфах градационных текстур, а в случае «туфогенного флиша» и гиероглифов в основании I элемента ритма представляет практический интерес, особенно при картировании складчатых комплексов, так как указывает положение подошвы и кровли слоев.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ГРЯЗЕКАМЕННЫХ ПОТОКОВ

С деятельностью подводных грязекаменных потоков, перемещавших осадочный и вулканический материал, связаны, по-видимому, своим происхождением глинистые туфогенные конгломераты. Эти образования широко распространены в свите горы Индюк, однако до последнего времени оставались неизученными. На наличие валунов «зеленокаменной породы» в руслах ряда рек и ручьев еще в прошлом веке обратил внимание В. А. Гилёв, но лишь много лет спустя Г. М. Ефремов обнаружил коренные выходы конгломератов с галькой диабазовых порфиритов, гранитов и песчаников по р. Сосновке, в районе горы Собор-Скала и в верховьях правого притока р. Гогопс. Западнее — в Туапсинском районе — наличие конгломератов установлено Д. И. Выдриным и А. И. Дьяконовым, а Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком (1957) встречены включенные в них обломки трахитов, известных ранее лишь в некоренном залегании (Афанасьев, 1956). Эти первые находки трахитовых пород на северо-западном Кавказе представляли значительный интерес.

Автору в ходе исследований, проводившихся с 1956 г., удалось уточнить условия залегания, стратиграфическое положение и распространение глинистых туфогенных конгломератов, приуроченных, как выяснилось, к сурскому и масловскому горизонтам свиты горы Индюк, а также образующих несколько линзовидных залежей среди аргиллитов ее верхней подсвиты (Ломизе, 1958а; 1961б, 1966а). Были выявлены некоторые характерные особенности их строения и состава.

В 1959 г. геологи Краснодарской комплексной геологической экспедиции обнаружили гальку оруденелых пород, включенную в глинистые конгломераты свиты горы Индюк. Это послужило основанием к постановке специальных поисково-разведочных работ, а также привлекло внимание геологов Лаборатории рудных и нерудных полезных ископае-

мых (Краснодар), которые обследовали слои с рудной галькой в бассейне р. Пшенахо (Любофеев и др., 1959; Балицкий, 1961). Выходы глинистых туфогенных конгломератов сурского и масловского горизонтов в районе гор Семашхо и Два Брата, а также в верховьях р. Малый Пшиш в течение ряда лет изучались Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком, которыми дана подробная петрографическая и минералогическая характеристика включенных в них пород. Обилие вулканического материала и беспорядочная структура (слоистость, как правило, не наблюдается) послужили, по-видимому, причиной тому, что эти исследователи сочли глинистые туфогенные конгломераты своеобразными эруптивными брекчиями, возраст которых на основании нескольких радиологических определений (107—30 млн. лет — по валовым пробам пород)¹ был признан меловым — третичным (Афанасьев и Борсук, 1957, 1959; Борсук, 1963).

Присутствие в глинистых туфогенных конгломератах свиты горы Индюк специфического комплекса вулканических пород — разнообразного и в то же время петрографически чуждого вмещающей вулканогенно-осадочной толще (бомбы, лапилли, эксплозионные обломки трахитового и трахиандезитового состава и другие) — заставляет отнести к ним с большим вниманием. Ниже будет рассмотрен ряд вопросов, касающихся условий формирования глинистых туфогенных конгломератов, а также происхождения слагающего их материала.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ТУФОГЕННЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

Глинистые туфогенные конгломераты сурского горизонта залегают в основании свиты горы Индюк в центральной и северо-восточной частях Гейтхско-Ачишхинской зоны, постепенно выклиниваясь в юго-западном направлении (см. рис. 7). Наиболее полно развиты и хорошо обнажены они на р. Макарова балка, в бассейне ручья Лесозаводского (правого притока р. Малый Пшиш), а также в верховьях ручьев Маслова и Семашхинского (в бассейне р. Туалсе).

На р. Макарова балка «конгломераты» вскрываются в 3 км от ее устья (в районе вершины Сур); мощность их превышает 80 м. Сурский горизонт ложится здесь на терригенный флиш наужинской свиты без признаков несогласия и перекрывается туфами нижней подсвиты с залегающими в их подошве конгломератами из гальки аргиллита и туффитового заполнителя. Благодаря наличию нескольких линз и линзовидных прослоев кристаллокластического туфа и туффита горизонт имеет слоистое строение (см. описание разреза на стр. 42).

Глинистые туфогенные конгломераты сложены черной аргиллитовой основной массой, в которой рассеяны включения вулканических бомб, лапиллей и эксплозионных обломков трахитовых порфиров и трахиандезитовых порфиритов размером до 35 см, а также изредка встречающиеся более мелкие угловатые обломки гранито-гнейса с хлоритизированным биотитом. В верхах горизонта залегают несколько валунов липарито-дацитовых туфов обычного для свиты горы Индюк состава, в том числе крупный «валун» размером около 10 м. Вулканические бомбы, обломки разного размера и валуны включены беспорядочно, без

¹ Следует отметить, что при определении абсолютного возраста по биотиту — для образцов биотитовых трахитовых порфиров, из конгломератов сурского горизонта (сборы автора) — получены существенно иные результаты: 170 млн. лет (обр. 252/2) и 190 млн. лет (обр. 252/3). Анализы выполнены в ГЕОХИ АН СССР З. В. Студениковой.

какой-либо сортировки. Примесь кристаллокластического материала в аргиллитовой основной массе (кристаллы и обломки кристаллов кварца, плагиоклаза, К—Na-полевого шпата, биотита, граната) размещена неравномерно, местами насыщает ее или образует гнездообразные скопления, в то время как на других участках почти полностью отсутствует. В каждом отдельно взятом пласте глинистого туфогенного конгломерата



Рис. 53. Лапилли и небольшая вулканическая бомба, включенные в аргиллитовую основную массу глинистого туфогенного конгломерата. Сурский горизонт, бассейн ручья Лесозаводского

слоистости нет. Аргиллитовая масса смята и гофрирована, встречаются фрагменты прихотливо изогнутых сидеритовых прослоев.

В бассейне ручья Лесозаводского сурский горизонт выступает на крыльях синклинальной складки — из-под бронирующих склоны туфов нижней подсвиты. На многочисленных ручьях — левых и правых притоках ручья Лесозаводского — обнажаются глинистые туфогенные конгломераты, сходные по составу и строению с вышеописанными (рис. 53); мощность их 150—200 м. В качестве включений, помимо перечисленных выше пород, встречены вулканические бомбы базальтовых порфиритов и биотитовых трахит-порфиритов, обломки кварц-слюдяного сланца и перекристаллизованного известняка с реликтами органогенной структуры, галька фельзитовидной породы, многочисленные окатыши и валуны черных аргиллитов, конкреции сидерита, смятые в сложные складки прослои алевролита. Среди бесструктурной массы глинистого туфогенного конгломерата залегают отторженцы эффузивных покровов — в виде плит мощностью 2,5—3,5 м и протяженностью до 10—20 м и более; нижняя часть плиты обычно сложена хорошо раскристаллизованными диабазами и диабазовыми порфиритами, которые выше сменяются миндаляковыми порфиритами с гиалопилитовой структурой основной массы.

Подобные отторженцы известны и в масловском горизонте, но особенно характерны для сурского: за пределами бассейна ручья Лесозаводского они были встречены также на р. Кушико, в районе горы Шесси, на водоразделе Главного хребта к востоку от Бекишейского перевала, в верховьях ручьев Маслово и Семашхинского. Отмеченные выше структурные отличия нижней и верхней частей лавового потока, как

правило, выражены отчетливо. Интересные результаты дали наблюдения над распределением миндалин: в низах и в средней части лавового потока присутствуют лишь единичные трубчатые пустоты, в 0,5—1 м от поверхности появляются многочисленные миндалины шаровидной или слегка вытянутой в горизонтальном направлении формы — сначала мелкие (1—5 мм), затем более крупные (7—15 мм, реже — до 30 мм).



Рис. 54. Одно из обнажений глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта на левом притоке р. Кушико

От них протягиваются вверх короткие червеобразные ходы, которые ведут к полостям, располагающимся под стекловатой коркой потока. Его гладкая, волнистая поверхность нередко бывает отпрепарирована, отдельные трещины заполнены туфовым и аргиллитовым материалом вмещающего глинистого конгломерата.

Сурский горизонт в бассейне ручья Лесозаводского хорошо выдержан по простираению, оконтуривая крупную синклинальную складку согласно с подстилающими отложениями наужинской свиты и вышележащими туфами (см. рис. 58). Подобным же образом сурский горизонт прослеживается и в районе верховьев ручьев Маслова и Семашкинского (см. рис. 41).

Глинистые туфогенные конгломераты масловского горизонта (рис. 54) распространены в тех же районах Гойтхско-Ачишхинской зоны (см. рис. 7). В качестве опорного может быть принято обнажение в среднем течении ручья Маслова, где вскрыт 12-метровый горизонт конгломератов, залегающий между двумя пачками флишоидного переслаивания туфитов с аргиллитами (см. рис. 45). Слои образуют моноклираль, обращенную на юго-запад (аз. пад. 220° , угол $35-40^\circ$). Аргиллитовая основная масса «конгломерата» включает валуны липарито-

дацитовых туфов, кристаллокластический материал, а также многочисленные вулканические бомбы и лапилли трахитового и трахиандезитового состава, плитки криноидного известняка и переотложенные в виде гальки конкреции сидерита. В основании горизонта наблюдается подмятие крупными валунами подстилающих слоев флишондной пачки, «задирание», и захват некоторых из них бесструктурной массой глинистого конгломерата; несколько деформированных «обрывков» туфитовых слоев встречено выше в конгломерате (рис. 55). В верхах горизонта количество и размер включений убывают, появляется неясная горизонтальная слоистость. Верхняя пачка флишондного переотложения ложится на конгломераты согласно.

Значительного разнообразия и большой мощности достигают глинистые туфогенные конгломераты масловского горизонта в области правобережья р. Пшенахо, особенно по ручью Третьеротскому. Они образуют здесь несколько слоев, разделенных пластинами кристаллокластических туфов и туфитов липарито-дацитового состава; суммарная мощность достигает 120 м. Состав вулканических пород, включенных в виде бомб, лапиллей и эксплозионных обломков, снизу вверх по разрезу заметно меняется: липарито-дацитовые порфиры, которые преобладают в нижней и средней частях, сменяются породами трахитового и трахиандезитового состава, а затем спилитовыми порфиритами. Кроме пород, указанных для ручья Маслова, здесь встречены небольшие глыбы (до 1 м) прочно сцементированного мелкогалечного конгломерата с галькой кварца и песчаным заполнителем (по облику напоминает конгломераты верхнего палеозоя), обломки огнейсованных гранитов, порфиритоидов, кварцитовидного песчаника, алевролита, а также плитки глинисто-сидеритового гравелита, окатыши и «валуны» аргиллита, сходного с аргиллитом основной массы. Некоторые из этих аргиллитовых «валунов» достигают 3 м в поперечнике и по внутреннему строению, которое читается по сложно смятым и закрученным параллельно поверхности валуна сидеритовым прослоям, подобны гигантскому «снежному кому».



Рис. 55. Строение глинистого туфогенного конгломерата и характер налегания его на подстилающую пачку флишондного переотложения туфитов с аргиллитами. Масловский горизонт, руч. Маслова

В качестве включений найдены также ростры и обломки ростров белемнитов¹, куски фоссилизованной древесины и многочисленные угловатые и полуокатанные обломки брекчированных аргиллитов и алевролитов с полиметаллическим оруденением.

Глинистые туфогенные конгломераты масловского горизонта хорошо обнажены и подробно описаны также на ручье Двубратском и в верховьях р. Кушико (особенно на одном из ее левых притоков). В последнем из этих местонахождений и в бассейне ручья Лесозаводского конгломераты включают крупные глыбы диабазов, диабазовых порфиритов, а также блоки — отторженцы pillow-лав, по составу близких к

¹ Белемниты найдены были также в глинистых туфогенных конгломератах на ручье Тихом — правом притоке р. Пиччи

спилитовому порфиристу. Среди трахитовых пород, слагающих вулканические бомбы, здесь появляются щелочные калиевые трахиты; трахиандезитовые порфиристы образуют не только вулканические бомбы, но крупные глыбы и валуны. Интересны обнажения вдоль ручья Лесозаводского, который на протяжении почти 1,5 км протекает по простиранию масловского горизонта, что позволяет проследить изменения в его составе и строении. На одном из участков удалось наблюдать замещение глинистых туфогенных конгломератов обычного типа слоистыми разностями, в которых преобладают включения разнообразных гранито-гнейсов, гранитов и аплитовидных пород палеозоя. Встречены обломки мраморов и частично перекристаллизованных органогенных известняков.

Еще более четко выражена слоистость в туфогенных конгломератах алтубинальских слоев, которые развиты на ограниченной территории близ северо-восточных границ Гейтхско-Ачишхинской зоны. По ручью Алтубинальскому (правому притоку р. Пшиш) и некоторым правым притокам р. Малый Пшиш и ручья Лесозаводского вскрывается чередование аргиллитовых и туффитовых слоев мощностью 2—30 см (реже — до 50—60 см) при некотором преобладании аргиллитов. Туффиты среднеобломочные кристаллокластические, обычного для свиты горы Индюк состава, содержат тонкую глинистую примесь и окатыши аргиллита, а также дресву и обломки палеозойских гранитов. В случае высокого содержания глинистого материала наблюдаются постепенные переходы от туффитовых слоев к аргиллитовым, однако нередко границы выражены резкой поверхностью раздела — особенно в подошве прослоев с градиционной текстурой. Характерно наличие многочисленных вулканических бомб трахитового и липарито-дацитового состава. При размере 6—10 см, а иногда и более (до 1 м) вулканические бомбы ложатся на сравнительно тонкие прослой туффита со следами вмятия и нарушения или же размещаются между ними, будучи «впяаны» в аргиллит (рис. 56). Во многих случаях наблюдалось облекание вулканической бомбы перекрывающим ее слоистым туффитовым материалом.

Глинистые конгломераты, залегающие среди аргиллитов верхней подсвиты, по своему строению сходны с глинистыми туфогенными конгломератами сурского и масловского горизонтов, однако заметно отличаются по составу: аргиллитовая основная масса нередко бывает лишена примеси кристаллокластического материала, вулканические бомбы и обломки субщелочных пород не наблюдаются. Форма залегания этих конгломератов чаще всего линзовидная, мощность не превышает 10—15 м. Лишь в одном из слоев — в долине ручья Маслова (в 0,6 км ниже по течению от обнажений масловского горизонта) обнаружены включения «экзотических» пород: гранитов и гранито-гнейсов палеозоя, уплотненных черных аргиллитов с полиметаллическим оруденением, кварцитовидных песчаников. Встречаются также обломки порфиристов и переотложенные в виде гальки конкреции сидерита. Бесструктурная, лишенная слоистости основная масса сложена аргиллитом. Мощность горизонта — около 8 м, вмещающие его слои залегают моноклинально с наклоном на юго-запад (аз. пад. 230°, угол 30°), причем подстилающие глинистый конгломерат аргиллиты с прослоями сидеритов непосредственно у контакта смяты в сложные лежащие складки подводно-оползневой типа (рис. 57). В кровле горизонта наблюдается согласное перекрытие аргиллитами, среди которых встречено несколько прослоев гравелита с дресвой палеозойских гранитов.

В остальных обнажениях глинистые конгломераты верхней подсвиты образованы лишь продуктами внутрiformационного переотложе-

ния, а иногда также свежим вулканическим материалом, не претерпевшим значительного переноса. На р. Малая Наужи (в ядре Пшенахской синклинали) и в бассейне ручья Хокужук (правого притока р. Пшияхо) включения представлены вулканогенными породами более глубоких горизонтов свиты горы Индюк — главным образом туфами и туффитами липарито-дацитового и основного состава, а также туфогенными пес-

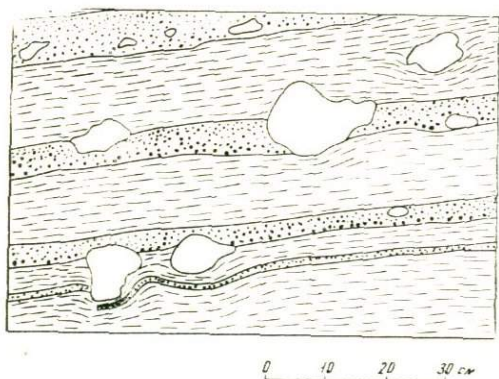


Рис. 56. Включения вулканических бомб в алтубинальских слоях. Зарисовка обнажения на правом притоке руч. Лесозаводского

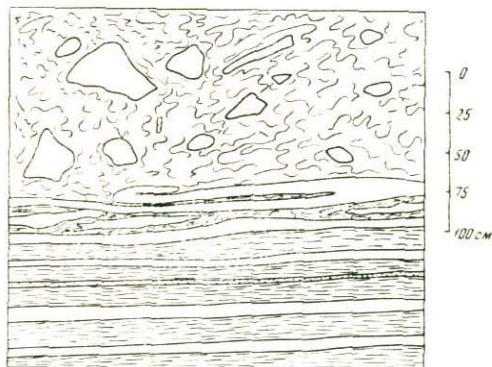


Рис. 57. Подводно-оползневые деформации аргиллитов (с прослоями сидерита) в основании горизонта глинистого конгломерата. Свита горы Индюк, руч. Маслова

чаниками, окатышами аргиллитов, конкрециями сидеритов. Мощности конгломератовых горизонтов равны соответственно 15 и 6 м. Сходный состав имеют глинистые конгломераты, вскрытые правыми притоками ручья Спорного под горой Невеб, где они залегают среди аргиллитов верхней подсвиты в виде линз и линзовидных прослоев мощностью 4—15 м. Наряду с прочим материалом в виде включений здесь присутствуют многочисленные известковые конкреции — септарии.

В качестве особого типа глинистых конгломератов могут быть описаны горизонты аргиллитов с включениями вулканических бомб и лапиллей базальтового порфирита, развитые на р. Гунайке (обнажаются на левом берегу в 250—300 м от ее устья) и в районе аула Малый Псеушхо. Размер вулканических бомб 5—10 см, реже — до 40 см. По округлой форме и характеру размещения миндалин под закаленной наружной коркой многие бомбы напоминают подушечные тела pillow-лав, и в этом отношении сходны с описанными Д. Томас и Т. Томасом (1963, стр. 21) вулканическими бомбами из ордовикской спилитовой формации Уэльса.

Глинистые конгломераты рассматриваемого типа встречены лишь в непосредственной близости от центров излияния основных лав, местоположение которых намечено по ареалу распространения pillow-лав и диабазовых порфиритов субвулканической фации. На р. Гунайке мощности горизонтов не превышают 1—2 м, в районе аула Малый Псеушхо они намного больше: включения вулканических бомб и крупных (до 5 м) «валунов» порфирита обнаружены здесь на значительной площади; в частности, они обнажаются вдоль выемки автомобильной дороги, проходящей по долине р. Напсиотам. Привлекает внимание бугристый характер поверхности «валунов» — с остатками сохранившегося в ее углублениях обожженного глинистого материала. Возможно, в этих случаях

происходило перекачивание по наклонному дну еще не застывших крупных комков лавы. В районе аула Малый Псеушхо, а также на левом берегу ручья Кокай, в его нижнем течении, встречены, кроме того, глыбы туфов основного состава. Порфиритовая скала — останец высотой 8 м, выступающая среди аргиллитов на левом берегу р. Пшияхо в 0,8 км ниже устья ручья Кокай (так называемый «Черный Камень»), — вероятно, тоже представляет собой такого рода глыбу-отторженец (олистолит), перемещенный к месту своего захоронения путем подводного оползания по глинистым осадкам.

* * *

Общими и наиболее существенными особенностями залегания, состава и строения глинистых туфогенных конгломератов для большинства охарактеризованных выше местонахождений можно признать следующие:

1. Глинистые туфогенные конгломераты образуют линзовидные залежи и горизонты изменчивой мощности и состава. Наиболее широко распространены конгломераты сурского и масловского горизонтов, которые выдерживаются по простиранию почти на всей территории Гойтхско-Ачишхинской зоны (см. рис. 7) и вместе с подстилающими и перекрывающими отложениями участвуют в складчатости (рис. 58).

2. В большинстве случаев конгломераты залегают среди флишоидных (см. рис. 45) или битуминозных глинистых осадков, формировавшихся, по-видимому, на значительной глубине.

3. Сортировка материала, слагающего глинистые туфогенные конгломераты, не отмечается: вулканические бомбы и разного размера обломки пород беспорядочно включены в глинистую основную массу. Характерно наличие крупных глыб и отторженцев. Лишь на отдельных участках появляется горизонтальная слоистость.

4. Среди материала, слагающего глинистые туфогенные конгломераты преобладают продукты внутрiformационного переотложения, однако остальная его часть представлена экзотическими породами, чуждыми вмещающей толще: обломками разнообразных осадочных, изверженных и метаморфических пород, вулканическими бомбами и лапиллями (табл. 28). Встречены ростры белемнитов, куски фоссилизированной древесины.

5. Аргиллиты, образующие основную массу породы, интенсивно смяты; местами в них присутствуют обрывки алевролитовых, сидеритовых и туффитовых прослоев, изогнутые в сложные складки подводно-оползневой типа.

6. В основании горизонтов глинистого туфогенного конгломерата нередко наблюдается смятие и задирание подстилающих слоев. Как и в предыдущем случае, форма складок, осложняющая их тонкая гофрировка слоистого осадка, характерные пережимы и раздувы мощности слоев (соответственно на крыльях и в замках складок) говорят о деформации его в пластичном состоянии. По своему нахождению у подошвы конгломератов складки эти могут быть отнесены к категории подводно-оползневых приконтактных складок волочения (Rigby, 1958).

В кровле горизонтов подобные нарушения слоев не встречены. Перекрывающие отложения, чаще всего флишоидные, ложатся на глинистые туфогенные конгломераты по резкой границе стратиграфического контакта.

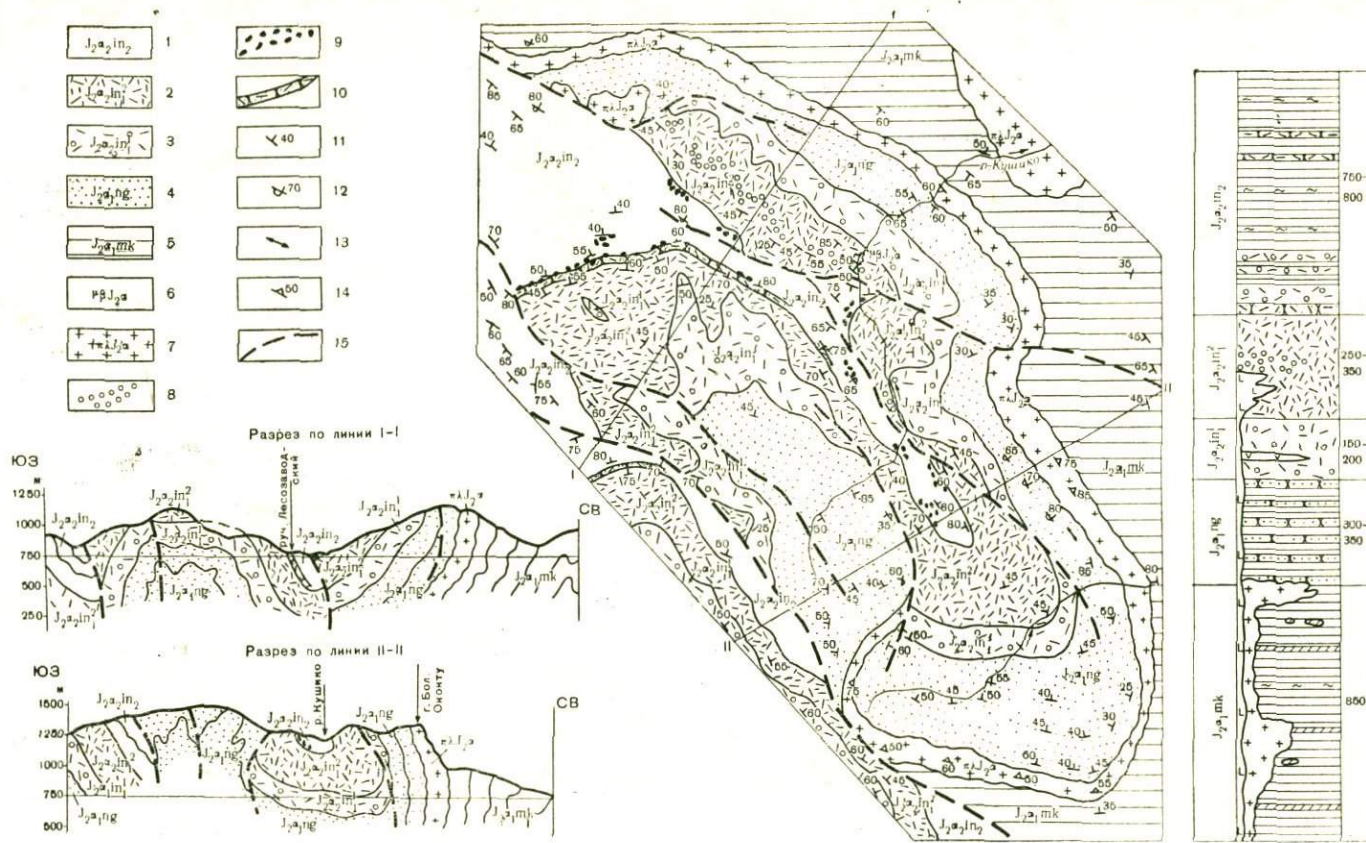


Рис. 58. Карта распространения вулканогенных образований аалена в верховьях рек Кушико и Малый Пшиин

1—3 — свита горы Индюк: 1 — верхняя подсвита, аргиллиты с прослоями алевролитов и туфитов; 2 — нижняя подсвита, туфы липарито-дацитового состава; 3 — нижняя подсвита, глинистые туфогенные конгломераты (сурский горизонт); 4 — наужинская свита, терригенный флиш; 5 — макаронская свита, аргиллиты; 6 — субвулканические диабазовые порфириты аалена; 7 — субвулканические липарито-дацитовые порфириты аалена; 8 — туфогенные конгломераты, залегающие среди туфов свиты горы Индюк; 9 — туфогенные конгломераты масляного горизонта, в том числе и алтубинальских слоев (показаны в местах непосредственного наблюдения); 10 — туфогенный флиш; 11 — направление и угол наклона слоев при нормальном залегании; 12 — то же, при опрокинутом залегании; 13 — простирание слоев при вертикальном залегании; 14 — элементы залегания пластового тела липарито-дацитовых порфиритов, определенные по ориентировке столбчатой отдельности и контактов; 15 — разрывные нарушения

Материал, слагающий глинистые туфогенные конгломераты свиты горы Индюк

Изверженные породы		Осадочный материал		Органические остатки		
Эффузивного облика		Интрузивного облика	Продукты внутриформационного переотложения	Галька и обломки осадочных и метаморфических пород более древнего возраста	Фауна	Флора
Вулканические бомбы, лапилли и эксплозионные обломки	Крупные глыбы и отторженцы лавовых покровов					
Трахитовые порфиры	Диабазы	Микроклиновые граниты, плагнограниты и гранито-гнейсы	Аргиллиты: слагающие основную массу и включенные в виде окатышей и «валунов»	Брекчированные и ороговикованные аргиллиты и алевролиты с полиметаллическим оруденением Органогенные известняки верхней перми	Ростры белемнитов (<i>Megateuthis</i> , <i>Bellemnopsis</i>) и их обломки	Обломки фоссилизированной древесины
Трахиандезитовые порфириты	Базальтовые и спилитовые порфириты	Аплитовидные породы	Кристаллокластический материал липарито-дацитового состава: в виде валунов туфа и примеси в аргиллитовой основной массе	Конгломераты с галькой кварца (пермь?)		
Базальтовые и спилитовые порфириты	Трахитовые порфиры		«Обрывки» слоев туффитов, туфогенных и полимиктовых песчаников, алевролитов, криноидных известняков, сидеритов	Кварцитовидные песчаники		
Липарито-дацитовые порфириты			Переотложенные конкреции сидерита и желваки марказита Валуны ранее сформировавшихся глинистых туфогенных конгломератов	Мраморы Кварц-сланцевые		

Перечисленные признаки позволяют отнести глинистые туфогенные конгломераты серии Гойтх к своеобразному, но широко распространенному в геосинклиналях типу осадочных образований, которые описывают обычно под названием «горизонтов с включениями», «глибовых конгломератов», «глинистых конгломератов и брекчий», «внутриформационных конгломератов и брекчий», «дикого флиша», «pebbly mudstones», «олистостром» и т. д. Родственную группу пород составляют, по-видимому, «валунно-галечные аргиллиты», «тиллитоподобные конгломераты» и «Gerolltone», распространение и генезис которых рассмотрены М. А. Семихатовым (1962).

Осадочные образования такого типа впервые были установлены в Альпах, где они известны как «дикий флиш». В основу современных взглядов на происхождение дикого флиша легли представления М. Люжона, который считает его «фацией кордильер», брекчией обрушения подводных скал. На вероятную связь специфических складок дикого флиша с подводным оползанием обратил внимание еще А. Гейм. Впоследствии сходные образования были установлены во многих складчатых областях — особенно на территории Советского Союза и в Северной Америке. Они подробно описаны среди меловых и третичных отложений Кавказа (Вассоевич и Коротков, 1935; Келлер и Меннер, 1945; Тихомиров и Хаин, 1947; Гроссгейм, 1948), среди палеозойских отложений Урала (Богданов, 1946; Келлер, 1949; Максимова и Осипова, 1950 и др.), в кембрии Центрального Казахстана (Боровиков, 1955; Книппер, 1962), в кембрии-силуре Квебека (формация Силлери — Bailey, Collet, Field, 1928), в пенсильвании Новой Англии («тиллиты Сквантум» — Dott, 1959), в кембрии штата Миссури (формация Боннетер — Snyder, Odell, 1958), в миссисипии — пенсильвании Уачиты и Маратона (формации Chaney shale и Great boulder bed — Eardley, White, 1947; Cline, 1959), среди пермских отложений Северной Мексики и Техаса (Newell, 1957; Rigby, 1958), среди верхнеюрских — неогеновых отложений Калифорнии (Crowell, 1957).

Внимательное изучение «глинистых конгломератов», «горизонтов с включениями», «pebbly mudstones» во всех случаях привело исследователей к выводу о формировании этих пород в связи с явлениями подводного обрушения и оползания, с перемещением подводных грязекаменных потоков, между тем как ранее им нередко приписывалось тектоническое или ледниковое происхождение. Намечается подобный же пересмотр взглядов на генезис многих «тиллитоподобных пород» и «валунно-галечных аргиллитов».

В основе существующих представлений лежат наблюдения над условиями осадконакопления в современных морских и океанических бассейнах. Установлено подводное оползание осадков, происходящее даже при незначительных уклонах дна — в $1-3^\circ$ (Архангельский, 1930; Эрикссон, 1957 и др.), что делает понятным широкое распространение подводно-оползневых структур и текстур в древних осадочных толщах. Установлено также перемещение вниз по подводному склону крупных глыб и обломков пород: соответствующая «фация скал и камней» описана, в частности, Д. В. Наливкиным у южных берегов Крыма, включения гальки и угловатых обломков пород известны среди илистых осадков Лионского залива (Наливкин, 1955).

В последние 10—15 лет выявлена роль подводных мутьевых (сuspensionных) потоков, способных перемещать большие массы обломочного материала, в том числе грубого, в глубокие части морских бассей-

нов. В этой связи внимание ряда исследователей привлекло совместное нахождение «глинистых конгломератов» с породами, имеющими градационную текстуру — с *graded beds*, образование которых объясняют деятельностью мутьевых потоков. Эта закономерность хорошо согласуется с предполагаемой взаимосвязью подводного оползания и мутьевых потоков. В частности, Кюнен и Кароцци рисуют следующую картину осадконакопления в позднеюрском прогибе Савойи:

«Обломочный материал накапливался вокруг источника сноса на протяжении значительных отрезков времени, достигавших в среднем миллиона лет. Затем происходило крупное оползание, и обломочный материал выносился в глубокий застойный бассейн, расположенный на юге. Часть материала могла откладываться непосредственно при оползании, однако большая часть превращалась в мутьевой поток, который расстилал по дну слои с градационной текстурой (*graded bed*) на расстоянии по крайней мере в 10 км — так далеко, как только может быть установлено в настоящее время. Один или более оползней могли следовать за первым через короткие интервалы или же отдельные оползны возникали в различных пунктах вдоль береговой линии одновременно» (Kuenen, Carozzi, 1953, стр. 369).

Кроуэлл связывает формирование большей части «галечных аргиллитов» Калифорнии с последующим оползанием грубого обломочного материала, принесенного суспензионными потоками, и приводит в подтверждение зарисовки и фотографии нескольких типов пород, образовавшихся, вероятно, в разные последовательные стадии процесса. «Слои конгломерата с градационной текстурой, — пишет он, — отложенные на мягкий насыщенный водой ил, оказывались неустойчивыми, оползали вниз по склону, причём галька смещивалась с глинистым материалом» (Crowell, 1957, стр. 993).

Совместное нахождение глинистых туфогенных конгломератов с пачками флишоидных пород, имеющих градационную текстуру, устанавливается и на северо-западном Кавказе. В частности, конгломераты масловского горизонта залегают непосредственно среди туфогенного флиша, описанного нами в предыдущем разделе; конгломераты сурского горизонта ложатся на терригенный флиш наужинской свиты и, как это наблюдается на р. Макарова балка, включают прослойки песчаников с градационной текстурой. В верхах свиты горы Индюк наряду с глинистыми конгломератами и включениями экзотических глыб и обломков присутствуют многочисленные прослойки песчаников и гравелитов с градационной текстурой, образующие, в частности, терригенный флиш долины Пшияхо.

Особенность глинистых туфогенных конгломератов свиты горы Индюк по сравнению с «диким флишем» и «глинистыми конгломератами» многих других районов — обилие вулканического материала как в основной массе породы, так и во включениях. Некоторые аналогии все же могут быть намечены.

Наиболее сходны они с пермскими «тилитоподобными галечниками», описанными Н. Ньюэллом в Северной Мексике. В них «основная масса обычно образована мелкозернистым граувакковым песчаником — существенно пирокластическим — и желтовато-серым или темно-серым массивным аргиллитом. Крупные обломки в этих галечниках состоят из разнообразных пород, но преобладают мелкокристаллические изверженные (вулканические. — М. Л.) породы среднего состава» (Newell, 1957, стр. 1570). Н. Ньюэлл приходит к заключению, что «эти мексиканские галечники и вулканические породы скорее всего являются отложениями морских подводных оползней, накопившимися в замкнутом водоеме рядом с активными вулканами, которые окаймлялись растущими рифами» (там же, стр. 1572). По-видимому, возможно сравнение и с так называемыми «конгломератами запутанного напластования» из эоценовых отложений Аджаро-Триалет, где они были установлены еще в

прошлом веке Г. Абигом, а к настоящему времени подробно изучены В. Пахомовым, И. Кочаравой и П. Д. Гамкрелидзе (Гамкрелидзе, 1949). В туфогенную основную массу их включены глыбы и валуны разнообразных пород верхнего мела и палеогена, а также отторженцы покровов андезито-базальта, обломки эффузивных и пирокластических пород. «Конгломераты» характеризуются изменчивой мощностью (от 100 до 5 м) и на отдельных участках полностью выклиниваются.

Подводно-оползневой вулканогенный горизонт с глинисто-песчаной основной массой описан Ж. Йовановичем (1965) среди туфогенного флиша в маастрихте области Метохия (Динариды). В Гималаях, в районе Джохар, с меловым флишем связана толща вулканических брекчий, включающих многочисленные экзотические утесы известняков пермского, триасового, юрского и мелового возраста (Кришнан, 1954). Продукты совместного оползания свежеизлившихся шаровых лав и илистого осадка известны в ордовике Ирландии (Bailey, Halliday, 1963).

Несмотря на то что осадочные образования типа «глинистых конгломератов» широко распространены и в прогибах, лишенных вулканической активности (например, во многих флишевых трогах), пространственная связь с проявлениями вулканизма, по-видимому, закономерна: и те и другие нередко локализуются близ ограничивающих геосинклинальные прогибы крупных разломов.

Накопленный к настоящему времени опыт изучения «глинистых конгломератов», «горизонтов с включениями» и других подобных им пород ряда геосинклинальных областей помогает восстановить условия формирования глинистых туфогенных конгломератов северо-западного Кавказа и в то же время выявить некоторые свойственные им особенности. Предварительно необходимо остановиться на вопросе о вероятном происхождении материала, слагающего глинистые туфогенные конгломераты.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МАТЕРИАЛА ГЛИНИСТЫХ ТУФОГЕННЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

В табл. 28 дано подразделение материала с учетом, главным образом, его состава и возраста, а также размера и формы включений. Если же отдать предпочтение генетическому признаку, можно различать:

1. Материал, сформировавшийся в пределах геосинклинального трога Гойтхско-Ачишхинской зоны и испытывший, следовательно, сравнительно небольшое перемещение к месту накопления глинистого туфогенного конгломерата:

а. Продукты перемещения пластичных или частично литифицированных осадков, аналогичных по составу слоям, подстилающим конгломерат: аргиллиты основной массы и различной величины включений — от мелких окатышей до крупных «валунов»; фрагменты мягких и разорванных слоев туффитов и туфогенных песчаников, кислый пирокластический материал, отвечающий по составу туфам свиты горы Индюк (главным образом кристаллокластический; входит в состав основной массы);

б. Крупные отторженцы эффузивных покровов и глыбы слагающих их порфиритов — в том числе pillow-лав. Судя по почти ненарушенному (первично) залеганию некоторых покровов и наличию субвулканических тел сходного состава, которые могут рассматриваться как подводящие каналы, излияние лав происходило непосредственно в пределах геосинклинального трога.

2. Чуждый материал, привнесенный, по-видимому, с кордильеры, ограничивавшей геосинклинальный трог на северо-востоке¹, и из прибрежных участков бассейна:

а. Органогенно-обломочные известняки, образующие плитки (нередко изогнутые) и неправильной формы комки, свидетельствующие о деформации осадка в пластичном состоянии. Вероятно, отлагались в прибрежной части бассейна.

б. Обломки ростров белемнитов и фоссилизированной древесины. Включения фаунистических остатков, отсутствующих или очень редких во вмещающих отложениях аспидной или флишевой формации, вообще характерны для «глинистых конгломератов» (Богданов, 1946; Келлер, 1949).

в. Обломки и галька осадочных, изверженных и метаморфических пород, главным образом палеозойского возраста — продукты разрушения кордильеры, а также, возможно, материал, выброшенный при вулканических эксплозиях.

г. Вулканические бомбы, лапилли, а также крупные обломки и глыбы пород «субщелочного комплекса». Петрохимическое отличие от развитых в геосинклинальном прогибе Гойтхско-Ачишхинской зоны вулканических образований (принадлежащих щелочноземельному ряду), отсутствие в ее пределах реликтов эруптивных аппаратов или субвулканических тел соответствующего состава заставляют считать этот материал аллохтонным, принесенным в глубокие части геосинклинального прогиба вместе с обломками осадочных, изверженных и метаморфических пород предыдущей группы.

Характеристика формы, состава и строения вулканических бомб и лапиллей была дана выше. Как уже указывалось, они во многом сходны с описанными ранее бомбами из девонских отложений Алтая и Урала, однако обнаруживают мало общего с наиболее типичными бомбами современных субаэральных извержений. Форма древних вулканических бомб в указанных случаях, как это допускает Е. Б. Яковлева (1957), может отражать подводные (мелководные) условия извержения, однако здесь мы находимся в области предположений, так как соответствующие продукты современного подводного вулканизма неизучены. Во всяком случае, вулканические бомбы нередко попадали в свежий морской осадок непосредственно при извержении, на что указывают сохранность рельефа бомб, а также прочно «припаянные» к многим из них каемки аргиллита (с примесью мелкого пирокластического материала), заполняющего неровности их поверхности. В связи с этим остановимся на одной интересной в генетическом отношении особенности некоторых бомб из свиты горы Индюк.

В вулканических бомбах, лапиллях и, реже, эксплозионных обломках, включенных в глинистые туфогенные конгломераты сурского, масловогского горизонтов и алтубинальских слоев, при раскалывании иногда обнаруживаются пирит-марказитовая каемка или ядро. Каемка своими изгибами, как правило, повторяет внешнюю форму бомбы, располагаясь у ее поверхности, или ближе к центру (см. приложение, рис. 11, 12, 13, 18); иногда пирит и марказит сосредоточены в центральной части бомбы, образуя как бы ядро (см. приложение, рис. 14, 15, 19, 20). Во

¹ О вероятном положении источника сноса обломочного материала можно судить, в частности, по распределению мощностей и изменению состава конгломератов сурского и масловогского горизонтов: наибольшие мощности наблюдаются в осевой части и у северо-восточного края прогиба. В юго-западной его части конгломераты уменьшаются в мощности и нередко выклиниваются (см. рис. 7), содержание в них экзотического материала резко снижается.

всех случаях в пределах каемок и ядер пирит и марказит распылены в основной массе породы, причем у четкого наружного края каемки или ядра рассеянная вкрапленность переходит в густое скопление мелких неправильной формы зерен пирита. Хорошо ограненные кристаллы пирита обрастают стенки миндалины или полностью заполняют их. Т. Я. Гончарова, просмотревшая полированные штуфы, отмечает также, что иногда наблюдается частичное замещение пиритом вкрапленников плагиоклаза.

Такой характер пирито-марказитовых каемок и ядер, зависимость их контура от наружных очертаний бомбы или лапилли позволяют рассматривать их как новообразования, связанные с воздействием внешней среды, по-видимому, с проникновением растворов из окружающей осадка. Такому предположению не противоречит состав вмещающих вулканические бомбы черных аргиллитов: они содержат значительное количество сингенетического пирита и марказита (0,18—0,89%, по данным Похвисневой, 1964), главным образом в виде мельчайших глобулей, нередко образующих скопления и гнезда. Важный показатель условий диагенеза этих аргиллитов — также высокое содержание органического углерода (0,65—1,56%, по данным Похвисневой) и, в частности, рассеянных битумов (в среднем 0,05—0,12%, по данным люминесцентно-битуминологического анализа; Хаин и др., 1962).

Основные черты раннего диагенеза глинистых осадков выявлены исследованиями в современных морских бассейнах (Страхов, 1960). Специально изучались поведение железа и серы, механизм образования пирита и марказита при диагенезе осадка в восстановительной среде — на втором этапе раннего диагенеза, по Н. М. Страхову (Ромм, 1950; Остроумов, 1957). Условия для образования пирита создаются редукцией SO_4^{2-} в H_2S и частичным окислением последнего с освобождением элементарной серы, что происходит главным образом биогенным путем. В дальнейшем реакция сероводорода с ионами Fe^{2+} приводит к образованию водного моносульфида железа — гидротроилита ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), который некоторое время сохраняется в осадке и обладает высокой миграционной способностью. Потеря воды и присоединение элементарной серы ведут к появлению криптокристаллического дисульфида — мельниковита (FeS_2), переходящего при последующей перекристаллизации в пирит или марказит. Особенно активно процессы протекают в тонких осадках при большом содержании органического вещества; благоприятные для них условия сохраняются, по Страхову, в течение сотен тысяч лет.

По Страхову, господство восстановительных условий начинается в илах на глубине от нескольких миллиметров до 10—15 см, в то время как выше протекают окислительные процессы первого этапа раннего диагенеза. Однако, как отмечает Г. И. Теодорович (1958), верхняя окислительная пленка нередко отсутствует: окислительно-восстановительный раздел совпадает с поверхностью осадка или даже проходит несколько выше. Как показали исследования Е. А. Похвисневой, при накоплении ниже-среднеюрских аргиллитов северо-западного Кавказа геохимическая обстановка была именно такой.

Бомбы и лапилли, которые непосредственно при падении или немногим позже опускались на дно и погружались в глинистый ил, должны были оказаться в поле перечисленных химических превращений и испытать их воздействие. Последнее тем более вероятно, что свежий вулканический материал, находящийся на стадии диагенеза (в узком понимании, согласно Ф. Ю. Левинсону-Лессингу), характеризуется сравнительно высокой проницаемостью и химической активностью, что при других условиях — в более крупных массивах изверженных пород — способствует протеканию процессов гидротермального автотоморфизма. Проникновению иловых растворов способствовала пористость вулканических бомб. В связи с привнесом вещества этими растворами и возникали, по-видимому, каемки и ядра, в пределах которых, как указывалось выше, пирит и марказит рассеяны в основной массе породы, а также заполняют миндалины. Строение последних показывает, что образование их происходило путем последовательного обрастания пиритом стенок пустующей поры.

Можно представить себе три возможных случая формирования пирито-марказитовых каемок и ядер:

1. Иловые растворы приносили лишь сероводород и элементарную серу, которые вступали в реакцию с железом вулканической породы.

2. Приносились все компоненты сульфида (в том числе и Fe^{2+}) в виде ионов илового раствора.

3. Происходила диффузия гидротроилита (водного моносульфида), который реагировал затем с элементарной серой порохового раствора.

Первый случай следует признать наименее вероятным, поскольку диагенетические новообразования пирита встречаются одинаково часто в бомбах как трахитового, так и андезито-базальтового состава, т. е. в породах, с резко различным содержанием ювенильного железа. Остальные два варианта представляются одинаково возможными. При любом из них сульфид железа формировался за счет привноса вещества и присутствовал сначала в форме гидротроилита, способного к дальнейшей диффузии, а затем, с переходом в дисульфид, фиксировался в породе в виде каемок и ядер. Образцы 1669/115, 510/5, 1635/12, 514/3 (см. приложение, рис. 11, 12, 13, 14) могут иллюстрировать последовательное перемещение «фронта пиритизации» от периферии к центру вулканической бомбы. Сходными процессами бывали затронуты также и некоторые эксплозионные обломки свежих вулканических пород (см. приложение, рис. 16, 17).

Описанные новообразования сульфидов железа особенно часто возникали, вероятно, в тех случаях, когда вулканические бомбы и лапилли попадали в глинистый морской осадок непосредственно после извержения. Сравнительно большое количество бомб с пирито-марказитовыми каемками или ядрами найдено вблизи кордильеры и предполагаемых центров вулканизма — в алтубинальских слоях, включающих вулканические бомбы, захороненные *in situ*, в месте их падения на дно (см. ниже).

Определенный практический интерес представляет вопрос о генетической природе и происхождении обломков и гальки пород с свинцово-цинково-медным оруденением, которые, как указывалось выше, входят в состав глинистых туфогенных конгломератов свиты горы Индюк (см. приложение, рис. 21, 22). Характер оруденения и условия нахождения обломков специально изучались сотрудниками Лаборатории рудных и нерудных полезных ископаемых Краснодарского филиала ВНИИнефти (Любофеев и др., 1959; Балицкий, 1961). Оруденение приурочено к прожилкам кварца в прочных, нередко брекчированных и окварцованных аргиллитах и алевролитах, которые включены в глинистые туфогенные конгломераты в виде угловатых или полуокатанных обломков размером до 10—25 см, а иногда — до метра и более. Встречаются также отдельные обломки кварца с богатым полиметаллическим оруденением. По заключению указанных геологов, состав и последовательность рудной минерализации сходны с тем, что наблюдается на Тубинском полиметаллическом рудопроявлении, расположенном среди отложений тоара—аалена в 60—70 км восточнее — в пределах смежной Чугушско-Аджарской тектонической зоны.

«Сравнение обломков оруденелых и метаморфических пород из пачек аргиллитовых брекчий с породами и рудами Тубинских рудопроявлений показало их полную аналогичность, — пишет В. С. Балицкий. — В обоих случаях наиболее характерными текстурами являются гребенчатая, брекчиевая, вкрапленная и пересечения. В рудных обломках удается выделить две стадии минералообразования, отвечающие ранней и кварцево-сульфидной на Тубинских рудопроявлениях. Минералогический состав, а также структурные взаимоотношения минералов первичных руд и рудных обломков одинаковы. Из рудных минералов в обоих случаях установлены (в порядке выделения): пирит, сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, галенит и халькопирит. Нерудные минералы представлены крупнокристаллическим гребенчатым кварцем и карбонатом. Кварц предшествует выпадению сульфидов и корродируется ими; карбонат корродирует сульфиды и выделяется после них» (Балицкий, 1961).

Близкий характер оруденения установлен и в образцах, собранных автором. Как отмечает Т. Я. Гончарова, которая любезно взяла на себя труд по просмотру аншлифов, встречается также марказит, образующий «очень крупные (до 2—3 мм) пластинчатые кристаллы, располага-

ющиеся в кварце совместно с халькопиритом и сфалеритом. Марказит гипогенный, по нему развивается пирит, который обычно наблюдается по периферии скоплений марказита. По спайности и трещинкам в марказите закономерно, в одном направлении, выделяется халькопирит, образующий неровные неправильной формы агрегаты». Наличие реликтов марказита свидетельствует о небольшой древности оруденения, что согласуется с точкой зрения о его послепалеозойском (по-видимому, нижнеюрском) возрасте.

Проведенное изучение свиты горы Индюк так же, как и шлиховое опробование, выполненное поисково-разведочными партиями Северо-Кавказского геологического управления, показали приуроченность обломков оруденелых пород к глинистым туфогенным конгломератам. По нашим наблюдениям, обломки сконцентрированы главным образом в верхних слоях конгломератов масловского горизонта, а также встречаются несколько выше по стратиграфическому разрезу в линзах среди аргиллитов верхней подсвиты свиты горы Индюк (в частности, в среднем течении ручья Маслова). В обоих случаях глинистые туфогенные конгломераты сравнительно бедны вулканическим материалом, который представлен, как правило, лишь бомбами и лапиллями порфиритов. В то же время они изобилуют обломками песчаников, ороговикованных аргиллитов, метаморфических пород и огнейсованных плагиогранитов; здесь же встречены многочисленные обломки фоссилизированной древесины. Как уже указывалось выше, этот грубый обломочный материал может рассматриваться как продукт разрушения расположенной на северо-востоке кордильеры, которая, по-видимому, поставляла и обломки оруденелых пород. Разрушение коренного месторождения и перемещение обломков в восстановительную среду донных слоев протекали достаточно быстро, так что сульфиды руд почти не окислились.

ВЕРОЯТНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

В каждом случае образованию глинистого туфогенного конгломерата предшествовало отложение в глубинной части геосинклинального трога глинистых осадков с прослоями туффитов и туфогенных песчаников, имеющих градиционную текстуру. Иногда происходило подводное излияние основных лав (в том числе pillow-лав); некоторые покровы, судя по обилию миндалин в их верхней части, наличие вертикальных трубчатых пустот, а также крупных «пузырей» под стекловатой коркой потока, застывали на небольшой глубине — скорее всего близ краев прогиба.

В это же время на северо-востоке в прибрежной полосе, за счет разрушения кордильеры, накапливался грубый обломочный материал, часть которого успевала приобрести сглаженную полуокатанную форму. По-видимому, здесь же, в зоне кордильеры, располагались вулканы, извергавшие пестрый по составу вулканический материал повышенной щелочности. Не исключено, что эксплозии происходили в субаэральных условиях, однако, как было показано выше, часть вулканических бомб и лапиллей вскоре (или непосредственно при падении) попадала в глинистый морской осадок.

Когда количество накопившегося в прибрежной полосе материала было уже достаточно велико, равновесие нарушалось, по-видимому, в связи с землетрясениями, которые здесь, вблизи активных вулканических центров и ограничивавших трог глубинных разломов, были, вероятно, обычным явлением. Огромные массы обломочного и вулканиче-

ского материала, в том числе крупные глыбы пород, обрушению которых также могли способствовать землетрясения, приходили в движение и устремлялись вниз по подводному склону в виде оползня или грязекаменного потока, увлекая и захватывая по пути еще пластичные, главным образом глинистые, осадки более глубоких участков дна, вызывая смятие и «задираание» придонных слоев. По мере перегрузки потока осадочным материалом и с замедлением его движения происходило отложение глинистого туфогенного конгломерата, выстилавшего значительные площади морского дна. Несколько потоков, по-видимому, могли следовать один за другим. После этих событий, носивших катастрофический характер, восстанавливались «спокойные» условия осадконакопления, которые лишь периодически нарушались мутьевыми потоками; глинистые туфогенные конгломераты перекрывались аргиллитами с прослоями туфитов и туфогенных песчаников градационной текстуры.

При движении грязекаменный поток разрушал и захватывал не только свежие осадки, но и образованные такими же, но более ранними потоками глинистые туфогенные конгломераты, обломки и глыбы которых, включенные в конгломерат новой генерации, весьма обычны как для сурского, так и для масловского горизонта. Подобный «каннибализм» не является, по-видимому, редкостью; А. Л. Книппер (1962) наблюдал его в «тиллитоподобных конгломератах» байконурской свиты Центрального Казахстана.

Как уже отмечалось, глинистые туфогенные конгломераты широко распространены от северо-восточных границ Гойтхско-Ачишхинской зоны вплоть до южных склонов Главного хребта в бассейнах р. Пшенахо и ручья Маслова, удаленных от предполагаемой кордильеры почти на 17 км. Исходя из минимальных уклонов, достаточных для развития подводно-оползневых процессов, получим глубины бассейна: 600 м — при уклоне 2° или 900 м — при уклоне 3°. Действительные глубины могли быть большими.

Несколько по-иному формировались туфогенные конгломераты алтубинальских слоев, для которых характерны отчетливая слоистость и включения вулканических бомб. Следы вмятия в подстилающих слоях туфита и облекание вышележащими осадками (см. рис. 56) свидетельствуют о захоронении бомб и обломков *in situ*, в месте их падения на дно. По-видимому, не случайно, что глинистые конгломераты алтубинальского типа встречены лишь близ северо-восточного края геосинклинального трога — в области правобережья р. Пишиш. Учитывая данные о дальности разброса грубого пирокластического материала при современных извержениях (см. краткую сводку данных у И. В. и Д. И. Мушкетовых, 1935), можно допустить, что вулканические бомбы и обломки попадали сюда непосредственно при извержениях на кордильере. Как уже отмечалось, именно в алтубинальских слоях сравнительно часто встречаются описанные выше вулканические бомбы с диагенетическими каемками и ядрами пирита. Наблюдающееся в подошве алтубинальских слоев местное угловое несогласие, описанное впервые Г. Д. Афанасьевым и А. М. Борсуком (1959), указывает, вероятно, на некоторое оползание и смятие подстилающих осадков, предшествовавшее накоплению конгломератов.

В соответствии с изложенными выше представлениями о вероятных условиях формирования глинистых туфогенных конгломератов и конгломератов алтубинальского типа в настоящей работе признается аллохтонность включенного в них в виде бомб, лапиллей и обломков вулканического материала преимущественно трахитового и трахиандезитового состава. Происхождение этого материала ставится в связь с прояв-

лениями ааленского вулканизма вне геосинклинального трога Гойтхско-Ачишхинской зоны — в области предполагаемой у его северо-восточных границ кордильеры.

* *
*

Сонахождение массивных кристаллотуфов, туфогенного флиша и глинистых туфогенных конгломератов в вулканогенно-осадочных отложениях северо-западного Кавказа, их тесная взаимосвязь в пространстве и во времени закономерны, сходные соотношения известны и для других складчатых областей. В частности, в олигоцене Греции, по данным Мутти (E. Mutti, 1965), пачка пирокластических «турбидитов» непосредственно перекрывает массивные туфы («подводно-морские игнимбриты») подобно тому, как в серии Гойтх туфогенный флиш масловского горизонта венчает разрез кристаллотуфов. В обоих случаях «турбидиты» сложены более тонким пирокластическим материалом того же состава, что и в подстилающих туфах. Как полагает Мутти, суспензионные потоки могли возникать одновременно с пепловыми и разрастаться за счет последних по мере их охлаждения. Применительно к серии Гойтх более вероятна последовательная смена одних форм подводного переноса другими: режим флишевого типа устанавливался после формирования туфовой толщи, когда происходило перераспределение сравнительно тонкого материала последних стадий извержения.

Тесная ассоциация вулканогенных образований типа глинистых туфогенных конгломератов (возникших в условиях подводного оползания и перемещения грязекаменных потоков) с туфогенным флишем установлена также для меловых отложений Динарид (Иванович, 1965), для слоев Иумото в Японии (Shibata, 1962). Это частное проявление известного парагенезиса «дикий флиш — флиш» может указывать на родство подводно-оползневых и грязекаменных потоков с мутьевыми потоками, на возможную общность причин и условий их возникновения.

Выявленная на северо-западном Кавказе обстановка накопления вулканогенно-осадочных толщ обычна для геосинклинальных прогибов. Сравнительно редкое явление представляют собой лишь подводные извержения игнимбритового типа (и сопутствующие им пирокластические потоки), обусловленные, по-видимому, спецификой глубинных процессов, благоприятствовавших анатектическому магмообразованию.

СВЯЗЬ ВУЛКАНИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

В геосинклинальных областях связь вулканизма с глубинными и близповерхностными тектоническими процессами выражена особенно отчетливо. Главнейшими формами проявления ее можно считать, по-видимому, следующие:

1. Пространственное размещение и время возникновения магматических очагов на глубине находятся в прямой зависимости от тектонического плана и особенностей развития геосинклинали; преобладающий состав магматических расплавов в течение геосинклинального цикла закономерно меняется.

2. Возможность проявления вулканизма на поверхности в большинстве случаев обусловлена заложением и длительным развитием крупных разломов.

3. Разгрузка вулканических очагов и накопление мощных вулканогенных толщ нередко сопровождаются опусканиями компенсационного или изостатического характера, при нагнетании расплава в чехол слоистых пород образуются поднятия.

Некоторые из этих форм взаимосвязи вулканизма и тектоники проявились на северо-западном Кавказе с большой полнотой.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ И ЦЕНТРОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Главная особенность пространственного размещения — приуроченность разновозрастных вулканических образований северо-западного Кавказа к разным продольным тектоническим зонам (табл. 29; рис. 59). Вулканизм лейаса известен лишь в Чугушско-Аджарской структурно-фациальной зоне; ааленский вулканизм — в Гойтхско-Ачишхинской, байосский вулканизм — в Чвижепсинско-Аибгинской и Абхазской зонах, а также на Закавказском срединном массиве (за пределами рассматриваемой территории); сеноманский вулканизм — в Амушко-Лазаревской и Чвижепсинско-Аибгинской зонах. Границы распространения вулканических комплексов совпадают с крупными разломами, разделяющими структурно-фациальные зоны: Атамажинским, Тугупсинским, Главным, Бекишейским, Краснополянским, Агвайским.

Вулканические проявления разных структурно-фациальных зон, будучи разновозрастными, резко различались по петрографическому сос-

таву вулканических продуктов (см. табл. 29). В то же время для каждой зоны можно констатировать выдержанность состава поступающего на поверхность магматического расплава — как в пространстве (на всем протяжении тектонической зоны), так и во времени (в течение определенной фазы вулканизма). Наиболее вероятно, что в прошлом сущест-

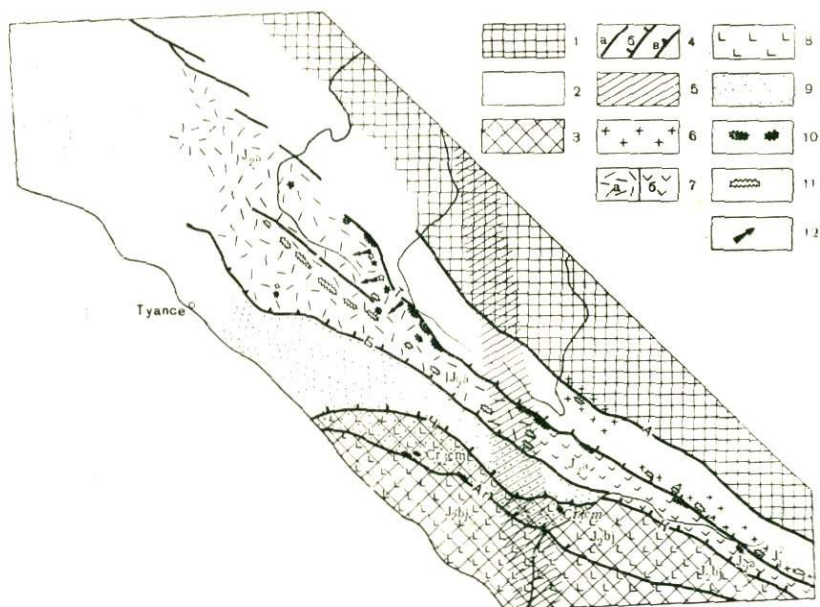


Рис. 59. Схема структурной приуроченности вулканических проявлений юры и мела на северо-западном Кавказе

1 — Северные тектонические зоны геосинклинали Большого Кавказа и Северо-Кавказский красный массив; 2 — Центральные тектонические зоны геосинклинали; 3 — Южные тектонические зоны геосинклинали и Закавказский срединный массив; 4 — разломы (а — выраженные сбросами и взбросами; б — выраженные надвигами и взбросо-надвигами; в — выраженные пологими надвигами); А — Атамажинский; Т — Тутупсинский; Б — Бекешейский; К — Краснопольский; Ч — Чемитокваджинский; Аг — Агвайский); 5 — Пещинско-Адлерская система поперечных нарушений; 6 — вулканогенные образования среднего лейаса; 7 — вулканогенные образования ааленского яруса (а — область распространения пород как кислого, так и основного состава; б — область распространения пород основного состава); 8 — вулканогенные образования байосского яруса; 9 — главная область распространения вулканогенных образований сеноманского яруса; 10 — предполагаемые центры извержения лав основного состава; 11 — то же, для лав кислого состава; 12 — направление переноса субщелочного вулканического материала, включенного в глинистые туфогенные конгломераты свиты горы Индюк

вовали изолированные магматические очаги (возникшие в разное время в той или иной тектонической зоне северо-западного Кавказа), каждый из которых генерировал магматический расплав определенного состава. Из такого очага, вытянутого вдоль тектонической зоны, расплав поступал к многочисленным и нередко удаленным один от другого центрам извержения. Как было показано выше (в главе IV), для ааленского вулканизма (Гойтхско-Ачишхинская структурно-фациальная зона) приходится допустить одновременное существование очагов кислой и основной магм, располагавшихся, вероятно, в одной тектонической зоне на разной глубине.

Продолжительность жизни очагов не превышала, по-видимому, 2,5—5 млн. лет. При таких сравнительно небольших сроках вопрос о возможном механизме возникновения очагов усложняется, тем более что результаты экспериментов Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965) свиде-

Последовательность и тектонические условия проявления мезозойского вулканизма на северо-западном Кавказе

Время проявления вулканизма	Состав вулканических образований	Условия извержения	Приблизительные объемы твердых продуктов вулканизма			Вмещающие осадочные формации
			главная площадь распространения	объем на 1 км ² площади	общий объем	
Сеноманский век (вулк. толщи, субвулк. образования)	Базальтовые порфириты и связанные с ними пирокластические породы; диабазы	Подводные	250 км ²	0,15—0,25 км ³	150 км ³	Флиш и субфлиш (карбонатные и терригенные)
Байосский век („порфиритовая серия“, ушхинская и негюшская толщи, субвулк. образования)	Андезитовые и базальтовые порфириты, пирокластические породы; диабазовые порфириты	Подводные	2000 км ² (в пределах рассматриваемой территории)	0,5—1,5 км ³	2000 км ³	Терригенный флиш и субфлиш
Ааленский век	Поздний аален (вулк.-осад. свита горы Индюк, субвулк. образования)	Подводные	1300 км ²	0,30—0,35 км ³	500 км ³ (кислого состава—450 км ³ , основного состава—50 км ³)	Ааленская формация
		Наземные?	500 км ²	0,01 км ³	5 км ³	
	Ранний аален (вулк.-осад. чаталтапнская свита; субвулк. образования)	Подводные	1600 км ²	0,10—0,15 км ³	200 км ³	
Средний лейас (авадхарский вулк. горизонт; субвулк. образования)	Кварцевые кератофирмы и связанные с ними пирокластические породы, спилитовые порфириты	Подводные	250 км ²	0,08—0,12 км ³	25 км ³ (преимущественно кислого состава)	

*) Распространены в виде включений в глинистых туфогенных конгломератах свиты горы Индюк.

Время проявления вулканизма	Область проявления вулканизма	Структурная приуроченность вулканических центров	Геологическая обстановка проявления вулканизма	Вулканические формации
Сеноманский век (вулк. толщи, субвулк. образования)	Амукско-Лазаревская и Чви- желсинско-Аибгинская структ.-фац. зоны	Главные центры контроли- ровались ограничивающи- ми эти зоны разломами	Разрастание флишевого про- гиба Южного склона, с перемещением области максимальных погруже- ний к его южному краю	Порфиритовая (геосин- клинальная) форма- ция
Байосский век („порфирировая серия“, ушхинская и негош- ская толщи, субвулк. обра- зования)	Чвижелсинско-Аибгинская и Абхазская структ.-фац. зо- ны	Рассеяны по площади рас- пространения „порфири- товой серии“	Раздробление и опускание обширных территорий Закавказского сред. мас- сива, особенно его север- ных периферических зон, вовлеченных в геосинкли- нальное погружение	Порфиритовая фор- мация срединных массивов
Ааленский век	Поздний аален (вулк.- осад. свита горы Индюк, субвулк. обра- зования)	Гойтхско-Ачишхинская структ.- фац. зона к западу от Пше- хинско-Адлерской сист. по- перечных нарушений	Центры основного вулка- низма—вдоль краевых Ту- гупсинского и Бекишей- ского разломов, кислого вулканизма—в осевой ча- сти зоны	Интенсивное погружение начальных прогибов геосинклинали, сопровож- давшееся дифференциро- ванными подвижками отдельных блоков (тектонических зон), разделен- ных разломами
	Ранний аален (вулк.- осад. чаталтапинская свита; субвулк. обра- зования)	Гойтхско-Ачишхинская структ.- фац. зона		
Средний лейас (авадхарский вулк. горизонт; субвулк. образования)	Чугушко-Аджарская структ.- фац. зона	Размещались близ юго-за- падных границ зоны		

тельствуют о маловероятности плавления только за счет снижения давлений: магмообразование и, в частности, отделение базальтовой (эклогитовой) эвтектики требуют значительного притока тепла. Между тем представления о небольшой продолжительности жизни очагов начального вулканизма хорошо увязываются с закономерностями его проявления: вулканические формации разного состава и возраста приурочены к разным структурно-фациальным зонам, начальный вулканизм перемещался из зоны в зону вместе с миграцией максимальных погружений. Последовательное возникновение и отмирание локальных, вытянутых вдоль тектонических зон магматических очагов было, по-видимому, тесно связано с индивидуальными блоковыми движениями этих зон.

Выявляется приуроченность центров извержения основной магмы к крупным продольным разломам геосинклинали, ограничивавшим отдельные ее прогибы: в ааленском веке вулканически активными были Тугупсинский, Главный и, в меньшей степени, Бекишейский разломы; в сеноманском веке — Агвайский и Чемитокваджинский разломы (см. табл. 29, рис. 59). Центры извержения кислого материала также группировались в цепочки, вытянутые с юго-востока на северо-запад: для среднего лейаса они прослеживаются близ юго-западных границ Чугушско-Аджарской зоны; для позднего аалена — преимущественно в осевой части Гойтхско-Ачишхинской зоны. Эти вулканические центры не приурочены к определенным тектоническим разломам, хотя, судя по линейному расположению, весьма вероятно их связь с продольными расколами фундамента на глубине.

Наряду с продольной тектонической зональностью северо-западного Кавказа на размещение очагов и центров вулканизма влияла Пшехинско-Адлерская система поперечных нарушений, которая служит восточной границей распространения кислых вулканогенных образований аалена. Не случаен и тот факт, что сеноманский вулканизм проявился лишь на ограниченном участке: в районе пересечения этой системой флишевого прогиба Южного склона.

Поскольку с особенностями пространственной приуроченности вулканизма нередко связаны своим происхождением структурно-металлогенические зоны (Билибин, 1955; Смирнов, 1961), выявленная зональность в размещении мезозойских вулканических образований северо-западного Кавказа может иметь практический интерес. Особого внимания заслуживает полоса развития кератофиров среднего лейаса, на одном из участков которой известны колчеданные рудопроявления (Балицкий, 1962).

СВЯЗЬ С РАЗВИТИЕМ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Максимальная вулканическая активность в северо-западной части альпийской геосинклинали Большого Кавказа была приурочена к начальным (и ранним) стадиям ее развития — нижней и средней юре, когда имели место наиболее значительные (по абсолютной величине) и интенсивные погружения (см. рис. 3). В связи с этим вполне закономерна ассоциация вулканических образований среднего лейаса — аалена, развитых в центральных тектонических зонах геосинклинали, с осадочными породами аспидной формации. Лишь в южных тектонических зонах, которые вплоть до аалена характеризовались многогеосинклинальным режимом, «порфиритовая серия» байоса залегает среди флишеидных терригенных отложений тоара — аалена и бата. Вулканические породы нижней и средней юры входят в состав раннеальпийского структурного этажа.

Весьма незначительными по продолжительности, объему вулканических продуктов и площади развития были более поздние проявления вулканизма в сеномане — в период накопления карбонатных и терригенных осадков флишевой формации, слагающих среднеальпийский структурный этаж.

По месту и времени вулканическая деятельность была тесно связана с геосинклинальным процессом:

1. Вулканизм проявлялся в наиболее прогнутых продольных тектонических зонах геосинклинали — в условиях значительной раздроблен-

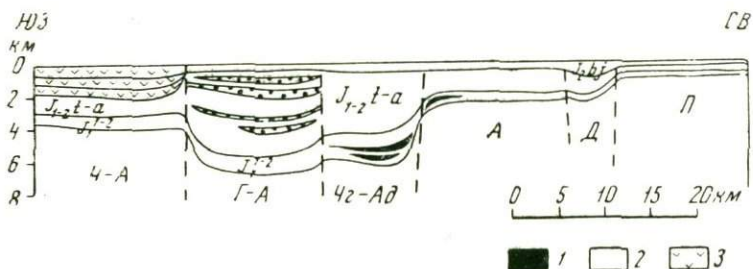


Рис. 60. Размещение разновозрастных вулканических образований на поперечном профиле ниже- и среднеюрских отложений северозападного Кавказа

1 — вулканические породы среднего лейаса (авадхарский горизонт); 2 — вулканические породы аалена (серия Гойтх); 3 — вулканические породы байоса («порфириновая серия»). Тектонические зоны: Ч-А — Чвижепсинско-Аибгинская; Г-А — Гойтхско-Ачишхинская; Чг-Ад — Чугушко-Аджарская; А — Абаго; Д — Дудугушская, П — Передового хребта

ности субстрата и дифференцированных движений отдельных его блоков.

2. С перемещением области максимальных прогибаний геосинклинали в латеральном направлении (с севера на юг) соответственно менялось и положение вулканически активных зон.

3. Наиболее интенсивным вулканизмом характеризуется относительно опущенный западный сегмент геосинклинали, отделенный Пшехинско-Адлерской системой поперечных нарушений.

Вулканическая деятельность началась в среднем лейасе (в период значительного развития юрской трансгрессии) подводными эксплозиями кислого пирокластического материала и внедрением субвулканических кварцевых кератофиров в центральной части геосинклинального прогиба (вдоль южного края Чугушко-Аджарской структурно-фациальной зоны). Вулканизм возобновился в ааленском веке подводными излияниями основных лав и внедрением субвулканических диабазов и габбро-диабазов в расположенной южнее Гойтхско-Ачишхинской структурно-фациальной зоне, которая обособилась в это время как область наиболее интенсивных погружений (рис. 60). К относительно прогнутой западной части зоны (расположенной к западу от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений) были приурочены в позднем аалене также и проявления кислого вулканизма, в частности своеобразные эксплозии больших масс кристаллокластического материала, слагающие туфы и туффиты свиты горы Индюк.

В байосском веке, когда Центральные и Северные тектонические зоны испытали общее воздымание и были охвачены складчатостью, область погружений и вулканизма сместилась на юг — в пределы Чвижепсинско-Аибгинской и Абхазской зон (см. рис. 60). Восточнее, на территории Грузии, такое смещение отмечено А. Л. Цагарели (1966).

В позднем мелу геосинклинальное осадконакопление в восточной части рассматриваемой территории было сосредоточено во флишевом трого Амухско-Лазаревской и Чвижепсинско-Аибгинской зон; здесь же проявился и вулканизм. Сеноманский век, когда произошли извержения основных лав, был временем дифференцированных движений дна флишевого прогиба, предшествовавших перемещению его оси в южном направлении (см. рис. 3).

В области, расположенной к западу от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений, где резко расширяются глубоко прогнутые Центральные зоны геосинклинали, возрастает связанная с этими зонами вулканическая активность. Это особенно заметно в западной части Гойтхско-Ачишхинской зоны: здесь увеличивается не только площадь проявлений вулканизма (соответственно ширине зоны), но также его продолжительность (до конца аалена) и интенсивность.

* * *

*

Установленные на северо-западном Кавказе соотношения между вулканизмом и развитием геосинклинальных прогибов, а также особенности пространственного размещения вулканических очагов и центров извержения во многом сходны с тем, что известно для ряда других складчатых областей. Остановимся на некоторых примерах.

На Малом Кавказе общее погружение Сомхето-Карабахской геосинклинали в байосском веке сопровождалось интенсивным вулканизмом на всей ее площади. Начиная с поздней юры, а особенно в позднем мелу, в связи с ростом центральных поднятий, погружения и вулканизм сосредоточились в разделяющих их геосинклинальных прогибах (особенно в Дашкесанском, Мартунинском, Курдистанском), а также в смежной краевой части Куринского прогиба (Абдуллаев, 1963; Белоусов, 1962; Милановский и Хаин, 1963).

В позднем мелу — эоцене вулканическая деятельность имела место также в новообразованных Севанском, Ереванско-Ордубадском прогибах и в Аджаро-Триалетской геосинклинали. К. А. Мкртчян обращает внимание на следующие особенности проявления эоценового вулканизма в Севанской геосинклинали:

«Среднеэоценовый цикл развития зоны характеризуется более или менее единым общим погружением геосинклинального прогиба с максимальной амплитудой вдоль осевой полосы. В соответствии с этим мы наблюдаем развитие продуктов вулканизма всюду — от пограничных с жесткими ограничениями Сомхето-Карабахской и Ахтинской зон до центральной полосы прогиба, причем в указанном направлении намечается определенное увеличение объема собственно эффузивных и интрузивных фаций.

Верхнеэоценовый цикл развития Севанской зоны характеризуется образованием Срединного хребта вдоль осевой полосы среднеэоценового прогиба с последующим перманентными геосинклинальными тенденциями развития... По обоим краям Срединного хребта в верхнеэоценовом цикле развития локализуются синклинальные структуры (боковые прогибы) с тенденциями погружения. Продукты верхнеэоценового вулканизма как в эффузивной (в преобладающем случае), так и в субинтрузивной и собственно интрузивной фациях (без исключения) пространственно приурочиваются к указанным «боковым прогибам».

Намечающаяся закономерность локальной связи вулканизма с областями погружения наводит на мысль о генетической связи между ними» (Мкртчян, 1962б, стр. 91—92).

Как отмечает А. А. Gabrielyan, «в пределах отдельных геосинклинальных зон в первую стадию их развития эффузивный вулканизм наиболее интенсивно проявляется в их наиболее глубоко прогнутых частях; на участках же поперечных поднятий, разделяющих отдельные прогибы, напротив, вулканизм проявляется слабо» (Gabrielyan, 1962, стр. 328).

На Урале, где геосинклинальный вулканизм известен от протерозоя до раннего карбона включительно так же, как и на Большом Кав-

казе, отчетливо выступает его связь с определенными линейно вытянутыми тектоническими зонами (Червяковский, 1960; Фролова и Рудник, 1961; Каретин, 1967). Установлено размещение вулканических центров вдоль разломов — особенно краевых, ограничивающих геосинклинальные прогибы (Пейве, 1947; Н. А. Штрейс). Во времени вулканические проявления нередко приурочены к моментам оживления прогибаний (Сергиевский, 1960). Как показала О. А. Нестоянова (1962, стр. 203) применительно к Южному Уралу, «активные вулканические процессы развивались здесь на ранних стадиях формирования геосинклинальных прогибов и закономерно перемещались с запада на восток, следуя за перемещением геосинклинальных трогов». Т. И. Фролова (1956), анализируя размещение вулканических образований среднего палеозоя в Зеленокаменном синклинии, обращает внимание также на зависимость вулканизма от поперечной тектонической зональности: вулканическая деятельность наиболее интенсивно протекала на глубоко погруженных участках зеленокаменного прогиба, в то время как на разделяющем их относительно приподнятом отрезке (на широте Уфимского плато) вулканизм проявился кратковременно и значительно слабее.

Исследователи Тянь-Шаня В. И. Попов (1938), М. М. Кухтиков (1958), Е. Д. Карлова (1958), Е. Н. Горецкая (1962) также указывают на связь ассоциаций вулканических пород этой области с определенными тектоническими зонами, что особенно четко проявилось в герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Фергано-Кокшаальская, Чаткало-Нарынская, Кураминская, Южно-Гиссарская зоны различаются временем, продолжительностью и интенсивностью вулканизма, а также петрохимическим составом вулканических продуктов. В. И. Попов, вслед за В. А. Николаевым (1930), отмечает смещение активной магматической зоны с севера на юг:

«Такое смещение волнообразно развивающихся тектонических и вулканических процессов в пространстве и во времени не может являться случайным совпадением и, по-видимому, характеризует вообще образование вулканических формаций, потому что развитие вулканизма связано с волновым развитием депрессий и поднятий, влияющих и на состав вулканических продуктов, и на характер вулканического процесса» (Попов, 1938, стр. 290).

Несколько иные закономерности проявления вулканизма характеризуют хорошо изученный к настоящему времени Рудный Алтай, который, впрочем, своеобразен и в тектоническом отношении — как область преимущественно раннегерцинской геосинклинали, наложенная на консолидированный каледонский фундамент. Как указывают Д. И. Горжевский (1957) и Е. Б. Яковлева (1957), вулканическая деятельность здесь была приурочена к геантисиналям, особенно к их крыльям — зонам сопряжения с геосинклинальными прогибами; в центральных частях последних вулканизм практически не проявлялся. Необычными для ранних стадий развития геосинклинали являются преимущественно кислый состав вулканических пород, мелководные, а иногда и наземные условия извержения.

В каледонской геосинклинали Тувы, по данным Г. В. Пинуса (1959) и Т. Н. Ивановой (1963), также наблюдается приуроченность вулканизма к зонам максимального погружения, а вулканических центров — к разломам, разделяющим структурно-фациальные зоны. Пинусом замечено, что «вулканическая активность во времени ее проявления совпадает с периодами положительных по знаку движений, имевших место на фоне общего опускания, геосинклинали» (Пинус, 1959, стр. 1069), когда оживлялись дифференцированные подвижки отдельных тектонических блоков. В течение нижнего кембрия зона вулканической активности смещалась вместе с волной погружений в направлении с востока на запад: от периферических частей геосинклинальной системы к ее внутренним районам.

В сходных тектонических условиях проявился вулканизм и в геосинклинальной области Восточного Забайкалья (Лучицкий, 1950). Как

установил Д. М. Шилин (1959), вслед за общими прогибаниями геосинклинали, которые сопровождалась мощными подводными излияниями спилитов, в позднем силуре здесь обособились внутренние поднятия, разделенные прогибами, где сосредоточилась в это время вулканическая деятельность. В девоне—раннем карбоне происходило смещение прогибов и связанных с ними очагов вулканизма к восточной окраине геосинклинальной области.

По данным Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова (1962, стр. 59), в средне-позднепалеозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня «распространение эффузивов свидетельствует о том, что они возникли лишь локально в районе вулканических очагов, приуроченных к линейно вытянутым зонам, которые по-видимому, контролировались трещинами, глубоко рассекающими сиалический слой земной коры. Обращает на себя внимание то, что в осевой части геосинклинального бассейна ... разрез насыщен эффузивами гораздо больше, нежели в других частях геосинклинали». Вместе с тем отмечается ослабление вулканической деятельности в пределах Южно-Приморского и Ольгинского поперечных поднятий, ограниченных разломами; вулканогенные образования основного состава замещаются там кислыми (Радкевич, 1960).

Таким образом, приуроченность поясов начального вулканизма к главным прогибам и их миграция, высокая вулканическая активность относительно опущенных отрезков тектонических зон (расположенных между поперечными поднятиями) могут быть признаны обычными для ранних и средних стадий развития целого ряда геосинклинальных областей. Эти соотношения, четко выраженные на северо-западном Кавказе, существенно отличаются от закономерностей проявления вулканизма в поздние стадии, когда вулканические центры тяготеют к сводовым частям или тыльным швам растущих горных сооружений, особенно к участкам пересечения их поперечными поднятиями.

СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА И СКЛАДЧАТОСТИ

В годы широкого признания «орогенного закона одновременности» предпринимались попытки определить связь во времени между вулканической деятельностью на Кавказе и орогеническими фазами; считалось, что вспышки вулканизма следовали за этими фазами (Паффенгольц, 1941; Варданыц, 1947). В настоящее время вопрос о соотношении с «орофазами» потерял свою остроту, поскольку допускается возможность длительного течения как вулканических процессов, так и складчатости. Вместе с тем установлена разновременность проявления фаз складчатости не только в географически удаленных районах, но даже в смежных тектонических зонах геосинклинали (Хаин, 1954; Белоусов, 1962 и др.).

В каждой из структурно-фациальных зон северо-западного Кавказа вулканическая деятельность предшествовала складчатости, вулканогенные горизонты и субвулканические пластовые тела дислоцированы согласно с вмещающими осадочными породами. Вулканизм завершался задолго до первого значительного проявления складчатости в данной зоне: вулканические образования среднего лейаса и аалена (Чугушско-Аджарская и Гойтхско-Ачишхинская зоны) были смяты в складки главным образом в предбайосское и предкелловейское время; «порфиритовая серия» байоса (Чвижепсинско-Аибгинская и Абхазская зоны) — преимущественно в предкелловейское и третичное время; вулканогенные толщи сеномана (Амукско-Лазаревская и Чвижепсинско-Аибгинская зоны) — в третичное, особенно поздне третичное время.

Перечисленные проявления вулканизма, как правило, приурочены к наиболее глубоким прогибам геосинклинали, между тем как складкообразование, напротив, бывало выражено наиболее резко в приподнятых зонах, где интенсивная седиментация и вулканизм уже завершились. В разных тектонических зонах вулканизм и складчатость, по-видимому, могли протекать одновременно. Эта связь с сопряженными поднятиями и прогибами, их формированием и миграцией, наиболее полно отражает соотношение между складчатостью и геосинклинальным вулканизмом на северо-западном Кавказе.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ БАЙОССКОГО ВУЛКАНИЗМА

Байосский вулканизм занимает на северо-западном Кавказе особое положение: в отличие от вулканических проявлений среднего лейаса, аалена и сеномана, которые были узко локализованы в отдельных зонах геосинклинали, в байосе вулканизм охватывал также большие пространства Закавказья. Байосский век является для этой территории временем наибольшей вулканической активности, когда на поверхность были вынесены огромные массы вулканического материала преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава. Бурная вспышка вулканизма увязывается с процессом раздробления и опускания обширного Закавказского срединного массива (Хаин, 1959 б). Максимум погружений и вулканизма наблюдался в Сомхето-Карабахской зоне, примыкавшей к осевой Севано-Зангезурской эвгеосинклинальной зоне Малого Кавказа (Милановский, 1963), а также вдоль северной периферии массива, вовлеченной в опускания геосинклинали Большого Кавказа, в том числе в Чвижепсинско-Аибгинской и Абхазской структурно-фациальных зонах¹. Последние могут рассматриваться в то же время как южные тектонические зоны геосинклинали, которые до байоса характеризовались сравнительно небольшой амплитудой погружения и миогеосинклинальным режимом.

Важно отметить петрографическое сходство вулканических образований байоса Чвижепсинско-Аибгинской и Абхазской зон с одновозрастными вулканическими породами более восточных участков срединного массива — бассейнов рек Кодори, Мокви, Ингури, Риони, Лиахви (Дзоценидзе, 1948 и др.). Можно предполагать существование единых крупных очагов магмы андезито-базальтового состава, которые были связаны пространственно и генетически с Закавказским срединным массивом и питали, в частности, вулканические центры периферических районов массива, захваченных геосинклинальными погружениями. В этом отношении усматривается аналогия с трапповой формацией Восточной Сибири, которая распространена не только на территории Сибирской платформы, но и в краевых, заложенных на платформенном основании прогибах смежных складчатых областей: Енисейско-Таймырской, Верхоянской, Байкальской (Вакар, Лебедев, 1962).

Таким образом, на северо-западном Кавказе байосский вулканизм Южных тектонических зон геосинклинали, по-видимому, может рассматриваться как явление наложенное, в отличие от лейасового и ааленского вулканизма Центральных тектонических зон, где возникновение

¹ В Чвижепсинско-Аибгинской структурно-фациальной зоне объем твердых продуктов байосского вулканизма на 1 км² площади достигает 1—1,5 км³. Вполне вероятно, что интенсивные прогибания байосского времени имели здесь изостатический характер или компенсировали разгрузку магматического очага на глубине.

глубинных очагов и эффузивная деятельность были непосредственно связаны с геосинклинальным процессом.

В отличие от линейного расположения вулканических центров при более раннем, собственно геосинклинальном вулканизме, в байосе они были рассеяны по площади развития «порфиритовой серии», обнаруживая связь с сеткой разнонаправленных разломов. Подобная же особенность размещения центров андезито-базальтового вулканизма установлена в Чулымо-Енисейской впадине И. В. Лучицким (1960), который объясняет ее наличием многочисленных «проницаемых зон», связанных с раздроблением древнего складчатого фундамента.

«Порфирировая серия» байоса развита на северо-западном Кавказе как к востоку, так и к западу от Пшехинско-Адлерской системы поперечных нарушений. Она прослеживается также и восточнее — до Вандамского антиклинория (Шарданов, Хаин, 1957), т. е. за пределы Центрального Кавказа и ограничивающей его с востока другой крупной системы поперечных нарушений, описанной Н. С. Шатским (1948). Создается впечатление, что поперечная тектоническая зональность сказалась на байосском вулканизме слабее, чем на проявлениях геосинклинального вулканизма в смежных Центральных зонах Большого Кавказа.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Для целей палеотектонического анализа важна формационная принадлежность вулканических образований северо-западного Кавказа.

Опыт выделения магматических формаций подытожен несколько лет назад в монографии Ю. А. Кузнецова (1964). Магматическая формация рассматривается как частное проявление геологической формации (в понимании Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и др.), разделение формационных типов основано на петрографических и петрохимических различиях, а также тектонической приуроченности. Формации вулканических пород Ю. А. Кузнецов рассматривает в ряду магматических формаций (наряду с интрузивными), отделяя их от вмещающих осадочных образований. Применительно к случаям тесной ассоциации вулканогенных и некоторых осадочных пород признано самостоятельное значение «смешанных» эффузивно-осадочных формационных типов.

При изучении геосинклинальных серий северо-западного Кавказа формационное расчленение их на вулканическую и осадочную составляющие оказалось во всех случаях возможным и целесообразным. Автор исходил из понимания вулканической формации как совокупности парагенетически связанных эффузивных, пирокластических и субвулканических образований, возникших на протяжении одного этапа вулканизма. Породы вулканических формаций находятся в сложных пространственных взаимоотношениях с вмещающими осадочными отложениями, переслаиваясь с ними, образуя линзы, чешки, секущие и согласные пластовые тела.

Повторяющаяся пространственная ассоциация тех или иных вулканических образований с определенными типами осадочных отложений замечена издавна. Вслед за В. Е. Хаиным (1959 а) и И. А. Воскресенским (1961) мы считаем возможным рассматривать ее как результат закономерного наложения вулканических формаций на осадочные: спилито-кератофировая формация чаще всего накладывается на аспидную (граувакковую), наземно-вулканогенная (порфировая) — на молассовую и т. д. При отсутствии поверхностных проявлений магматизма те же осадочные формации отлагаются в чистом виде.

Количественное соотношение вулканических и осадочных пород в геосинклинальных сериях, которое является важным показателем тектонического режима, колеблется в широких пределах. Так при наложении спилито-кератофировой формации на аспидную состав толщ меняется, в зависимости от интенсивности вулканизма, от почти чистой аспидной формации (залаирская серия Урала; Келлер, 1949) до почти лишенной примеси осадочного материала спилито-кератофировой формации (вулканогенная толща среднего палеозоя в районе Блявы на Урале; Заварицкий, 1946).

Жидкие и газообразные продукты вулканических извержений, так же как и вещества, возникающие при выветривании твердого вулканического материала, быстро вовлекаются в седиментационные процессы, что находит отражение в особенностях осадочных формаций. Нередко образуются специфические (главным образом кремнистые) и туфогенно-осадочные породы, которые можно рассматривать как характерные «спутники» вулканических формаций — по аналогии со «спутниками» осадочных формаций (Келлер, 1949).

На северо-западном Кавказе продукты вулканических извержений лейаса—аалена (породы авадхарского горизонта, чаталтапинской, макаровской свит, свиты горы Индюк и связанных с ними субвулканических тел) могут быть объединены в одну вулканическую формацию, которая ближе всего соответствует спилито-кератофировому типу. Свойственные ему петрохимические особенности, и в первую очередь натровый характер пород, выражены, однако, в ослабленной форме: кварцевые кератофиры и спилиты известны лишь в среднем лейасе и нижнем аалене и пользуются ограниченным распространением, господствующим типом пород являются спилитовые порфиры, альбитизированные липарито-дацитовые порфиры, туфобрекчии и туфы соответствующего состава; среди отложений аалена встречаются базальтовые порфиры, лишь частично затронутые альбитизацией, а также кристаллотуфы с большим количеством калий-натриевого полевого шпата. Как показывает сводная диаграмма химизма (рис. 61), рой векторов спилито-кератофировой формации северо-западного Кавказа размещается между вариационной линией пород нормального известково-щелочного ряда и фигуративными точками типичных спилитов и кератофиров. В количественном отношении вулканогенные образования этой спилито-кератофировой формации резко подчинены вмещающим осадочным породам аспидной формации и составляют не более 15—20% от общей массы материала, заполняющего начальные геосинклинальные прогибы. Яшмовидные кремнистые породы, обычные «спутники» спилито-кератофировой формации, редки, они залегают в виде прослоев среди отложений аалена.

В Гойтхско-Ачишхинской зоне с юрской спилито-кератофировой формацией ассоциирует небольшое количество пород повышенной щелочности — трахитовых порфиров и трахиандезитовых порфиритов, которые входят в состав ааленской серии Гойтх. Судя по сводке Ю. А. Билибина (1955), находки субщелочных пород, подчиненных спилито-кератофировым формациям, не являются редкостью. В дополнение к примерам, перечисленным Ю. А. Билибиным, можно указать на наличие щелочных трахитов, залегающих вместе с зеленокаменными породами среди глинистых сланцев нижнедевонской формации Литтлтон в геосинклинали Новой Англии (Billings, 1937). В пределах альпийского пояса ортофиры, ассоциирующие с офиолитами, встречены в составе мезозойской «сланцево-роговиковой серии» Восточной Греции (Maginos, 1956).

На северо-западном Кавказе относительное количество субщелочных пород среди раннегеосинклинальных вулканических образований очень невелико. Как было показано в гл. IV, в ааленское время вулканизм развивался в условиях, неблагоприятных для фракционирования

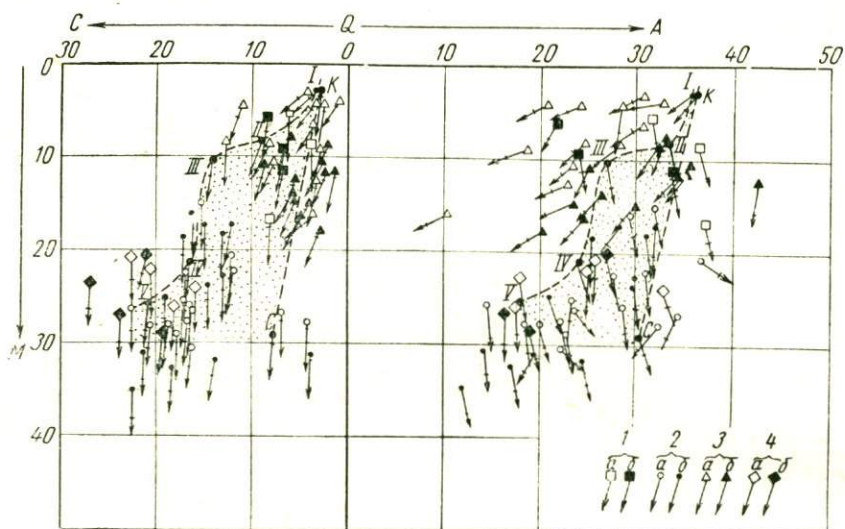


Рис. 61. Сводная диаграмма химизма пород юрской спилито-кератофировой формации северо-западного Кавказа:

1 — пирокластические породы (а) и субвулканические кварцевые кератофиры (б) авалхарского комплекса (средний аален); 2 — эффузивные порфириты, спилиты и туфы чаталпинской свиты (а) и приуроченные к ней диабазы и габбро-диабазы субвулканической фации (б), нижний аален; 3 — липарито-дацитовые туфы свиты горы Индук (а) и липарито-дацитовые порфиры субвулканической фации (б), верхний аален; 4 — эффузивные базальтовые порфиры субвулканической фации (б), верхний аален.

На диаграмме: I—II—III—IV—V — вариационная линия пород нормального известково-щелочного ряда, где I, II, III, IV, V — средние составы ридолита, риодацита, дацита, андезита и базальта по Нокколдсу (S. Nockolds, 1954); К — средний кварцевый кератофир по Р. Дэли; С — средний состав спилита по Сундиусу (N. Sundius, 1930)

первичной базальтовой магмы. Дифференциация проявилась ограниченно в отдельных близповерхностных магматических камерах и происходила в направлении трахиандезита—трахита. Вместе с тем обстановка способствовала образованию крупного внутрикорового очага липарито-дацитовой магмы, производные которой преобладают среди вулканических пород серии над базальтоидами. Строение ааленской серии Гойтх показывает, таким образом, что вулканическая формация может объединять в себе породы, не несущие признаков «кровного родства» и происходящие, по-видимому, из разных магматических очагов. Следовательно, соответствующий формационный тип нужно понимать достаточно широко.

Давно уже установленное для многих вулканических серий направленное изменение преобладающих продуктов вулканизма от основных к кислым может являться, вероятно, не только результатом извержения последовательных дифференциатов одного магматического резервуара, но и, как в рассмотренном случае, результатом более позднего зарождения дополнительного очага (или очагов) кислой магмы, результатом распространения температур магмообразования в более высокие горизонты коры (Кузнецов, 1964; Шейнманн, 1964). Можно предполагать, что в перераспределении температур немалую роль играла глубинная базальтовая магма.

Последующие проявления геосинклинального вулканизма на северо-западном Кавказе протекали в условиях мелового флишевого прогиба; формировались вулканогенные и субвулканические образования сеномана, сложенные преимущественно базальтовыми порфиритами. Процессы альбитизации были развиты несколько меньше, соотношение щелочей и кальция близко к нормальному для пород известково-щелочного ряда. Эти признаки, а также ассоциация с флишевой формацией позволяют отнести вулканогенные образования сеномана к геосинклинальной порфиритовой формации (Хаин, 1959 а). Однако следует отметить сравнительно основной — базальтовый — состав сеноманских порфиритов северо-западного Кавказа.

Продукты байосского вулканизма, тяготеющего к области Закавказского срединного массива, составляют четко обособленный как стратиграфически, так и пространственно, комплекс пород — базальтовых, андезитовых порфиритов и связанных с ними туфов и туфобрекчий. Как уже отмечалось, в петрохимическом отношении для них характерно повышенное содержание щелочей. В отличие от пород спилито-кератофировой формации натрий встречается лишь в количествах, обычных для среднего базальта и андезита (по С. Р. Нокколдсу), и только в случаях альбитизации порфириты обогащены им. Напротив, содержание калия достигает величин, которые, по Нокколдсу, характерны для субщелочных пород — дорейта и латита. Наиболее основные разности по составу близки к плато-базальтам («щелочным базальтам»).

«Порфиритовую серию» байоса можно сравнить с «вулканогенной (порфиритовой) формацией межгорных впадин» (Мазарович, 1961), образцом которой служит изученная И. В. Лучицким (1960) девонская вулканогенная толща Минусинского прогиба. Как и в Закавказье, вулканизм проявился там на значительной территории в условиях раздробления и погружения древнего складчатого основания. Среди продуктов извержения преобладают производные базальтовой магмы. Определенное сходство отмечается и между формационными рядами: в обоих случаях над вулканическими образованиями развиты морские известняковые, а также угленосные и красноцветные отложения.

Однако существенным отличием являются подводный характер байосского вулканизма Закавказья, широкое развитие pillow-лав, признаки спилитизации пород, проявившиеся преимущественно в северных тектонических зонах массива, вовлеченных в геосинклинальные опускания. В этих зонах, в частности в Чвижепсинско-Айбгинской зоне, «порфиритовая серия» байоса подстилается и перекрывается терригенным флишем. Подобные черты отличия — следствие разной тектонической (и палеогеографической) обстановки: девонский вулканизм Минусы проявился в межгорных впадинах, в то время как на Закавказском срединном массиве вулканическая деятельность протекала в условиях геосинклинального обрамления, северные краевые зоны массива были непосредственно вовлечены в погружение геосинклинали Большого Кавказа.

По аналогии с «порфиритовой формацией межгорных впадин» вулканогенный комплекс байоса может быть назван порфиритовой формацией срединных массивов. К этой же формации, вероятно, следует относить эффузивные образования Колымского срединного массива (Алазейского плоскогорья), где в триасе — средней юре (в период интенсивных погружений смежной Верхоянско-Колымской геосинклинали) сформировалась вулканогенно-осадочная толща мощностью свыше 4 км (Некрасов, 1962). Продукты вулканизма, который носил в это время подводный характер, имеют преимущественно андезитовый состав, при наличии и более основных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Авдонин В. В. Новые данные о строении Казбекского диабазового пояса. «Сов. геол.», 1964, № 1.
- Авдулов М. В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 9.
- Авдулов М. В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. «Сов. геол.», 1963, № 9.
- Ажгирей Г. Д. Некоторые вопросы металлогении Большого Кавказа. «Сов. геол.», 1962, № 9.
- Азизбеков Ш. А., Алиев Н. М. Лагодехи—Ахалсопели. Баку, 1940.
- Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 2.
- Ансберг Н. А. О тектоническом строении Западной части Северного Кавказа (бассейны рек Кубани и Белой). «Вести. Ленингр. ун-та», 1955, № 1.
- Апельцин Ф. Р., Шейнманн Ю. М. Числовое выражение щелочности магматических пород. Сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1930, т. 8, вып. 1—2.
- Афанасьев Г. Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 3.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1958, вып. 20.
- Афанасьев Г. Д. и др. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. «Докл. сов. геол.», пробл. 3. М., 1960.
- Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 1.
- Афанасьев Г. Д. и др. Случаи неравновесных отношений Ag и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 1.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М. Щелочные трахиты на Северо-Западном Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 3.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М. Новые данные о послееюрском магматизме Северо-Западного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 2.
- Баев В. Г., Аземко Ю. П. Фосфоритонасность альб-сеноманского флиша южного склома северо-западного Кавказа. III конференция по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Тезисы докладов. Ессентуки, 1968.

- Балицкий В. С. К вопросу о возрасте полиметаллического оруденения на Северо-Западном Кавказе. «Тр. Краснодарского филиала Всес. нефтегазового НИИ», 1961, вып. 6.
- Балицкий В. С. О переотложении сульфидов в рудах Лаурского медного месторождения. «Вестн. Ленингр. ун-та», сер. геол. и геогр., 1962, вып. 4.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Безменов Н. В., Казакова В. П. О возрасте вулканогенной толщи Центральной Балкарии. «Сов. геол.», 1959, № 6.
- Белов А. А., Кизевальтер Д. С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа. В сб.: «Геол. Центрального и Западного Кавказа». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В., Трошихин Б. М. Краткий геологический очерк района рр. Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. «Зап. Всерос. мин. о-ва», 1937, ч. 66, вып. 4.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. «Сов. геол.», 1962, № 7.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
- Белянкин Д. С. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контакте его со сланцами. «Изв. СПб. Политехн. ин-та», Отд. технич., естеств. и математ. наук, 1911, т. 15.
- Белянкин Д. С. Опыт петрографической характеристики Бизенгии и Балкарии в Центральном Кавказе. «Изв. Петрогр. политехн. ин-та», 1915, т. 23, вып. 2.
- Беридзе М. А. К петрографии диабазов реки Риони. «Сообщ. АН ГрузССР», 1963, 32, № 1.
- Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Блинов Ю. И., Орехов С. Я., Шамрай И. А. Гранатовая россыпь в Туапсе. «Природа», 1961, № 8.
- Богданов А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 6.
- Богданова К. Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы. «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1960, вып. 33.
- Богданович К. И. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1907 году. «Изв. Геол. ком.», 1908, т. 27, № 2.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1955, т. 6.
- Бородаевская М. Б. Некоторые особенности порфировых выделений различных генетических типов в жильных породах порфирового сложения. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 7.
- Борсук А. М. Об интрузивной природе гранодиорит-порфиров Туапсинского района. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 11.
- Борсук А. М. Геолого-петрографический очерк магматических пород междуречья Пшиш-Туапсинка на Северо-Западном Кавказе. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 27.
- Борсук А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1963, вып. 86.
- Борсук А. М., Борукаев Ч. Б. О меловых габброндах Западного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 8.
- Борукаев Ч. Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ). «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геол., 1964, № 1.
- Борукаев Ч. Б., Буртман В. С. Тектонические окна в Воронцовском покрове (Северо-Западный Кавказ). «Бюл. МОИП», отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5.
- Борукаев Ч. Б., Бызова С. Л. Стратиграфия и палеогеография верхней юры Чвежипсинской зоны (северо-западный Кавказ). «Изв. Высш. уч. завед.», геол. и разв., 1964, № 9.
- Борукаев Ч. Б., Дьяконов А. И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (северо-западный Кавказ). ДАН СССР, 1964, т. 155, № 3.
- Брюсов Б. А. Некоторые результаты геофизических исследований на территории западного Кавказа. «Прикладная геофизика», 1963, сб. 36.
- Букия С. Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии. ДАН СССР, 1955, т. 99, № 6.
- Бызова С. Л. Глубинный разлом на северо-западе Центрального Кавказа. В сб.: «Геол. Центрального и Западного Кавказа». М., Гостоптехиздат, 1962.

- Вакар В. А., Лебедев А. П. Вулканизм формации сибирских траппов и тектоника. Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варданянц Л. А. Очерки геологии ущелья р. Дидхеви в Кахетии. «Изв. Всес. геол.-разв. объедин.», 1932, т. 51, вып. 98.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа (бассейны рр. Белой, Сочи, Мзымты, Большой и Малой Лабь). Ростов-на-Дону, 1935а.
- Варданянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. «Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР», 1935б, № 64.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935в.
- Варданянц Л. А. О неинтрузиях Красной Поляны на Северо-Западном Кавказе. «Сов. геол.», 1938а, т. 8, № 5.
- Варданянц Л. А. О эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа. «Сов. геол.», 1938б, № 11.
- Варданянц Л. А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. ДАН СССР, 1943, т. 39, № 8.
- Варданянц Л. А. Общий обзор вулканических явлений Северного Кавказа. Геология СССР, т. IX. М., Госгеоллиздат, 1947.
- Варданянц Л. А. Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (Центральный Кавказ). «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 8.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М., Гостехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б., Коротков С. Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе). «Тр. НГРИ», сер. А, 1935, вып. 52.
- Белинский В. В. Вопросы петрогенезиса спилито-кератофировой формации Западного Саяна. ДАН СССР, 1965, т. 163, № 4.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород. «Геохимия», 1962, № 7.
- Боскресенский И. А. Тектоника и основные этапы развития Вандамского антиклинория (Юго-Восточный Кавказ). «Изв. Высших уч. завед.», геол. и развед., 1959, № 12.
- Боскресенский И. А. Некоторые вопросы взаимоотношения геологических формаций Южного склона Большого Кавказа. «Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефть», 1961, вып. 6.
- Вялов О. С. Краткий геологический очерк Туапсинского района (предварит. отчет по работам 1930 г.). «Изв. Всес. геол.-развед. объедин.», 1931, т. 50, вып. 97.
- Вялов О. С. Геологические исследования в 1931 г. в Западном Кавказе. «Зап. Всерос. мин. о-ва», 1934, ч. 63, № 1.
- Вялов О. С., Вялова Р. И. Возраст туфогенной свиты кавказского флиша. ДАН СССР, 1934, т. 1, № 3.
- Габриелян А. А. Связь эффузивного вулканизма с тектоникой (на примере Малого Кавказа). «Вопросы вулканизма», Тр. I Всес. вулканологич. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949.
- Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика. «Вопр. вулканизма», Тр. I Всес. вулканологич. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гизен Б. С., Юинг М., Мензис Р. Подводные мутьевые потоки. «Природа», 1958, № 2.
- Горещкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. «Вопр. вулканизма», Тр. I Всес. вулканологич. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Горжевский Д. И. Тектонические условия формирования эффузивов Рудного Алтая. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1957, т. 32, № 6.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Гофман Е. А. и др. Некоторые черты геологического развития Северо-Западного Кавказа в нижней и средней юре. «Изв. Высш. уч. завед.», геол. и разведка, 1960, № 4.
- Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. М., ИЛ, 1949.
- Гроссгейм В. А. Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 2.
- Гроссгейм В. А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. «Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефти», 1960, вып. 4.
- Гроссгейм В. А. К истории геологического развития территории Северо-Западного Кавказа в верхнемеловую эпоху. «Изв. Высш. уч. завед.», геол. и разведка, 1961, № 10.

- Гроссгейм В. А. О характере течений во флишевых бассейнах. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1963, т. 38, вып. 1.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
- Еремеев В. П. К изучению неинтрузий в районе оз. Кардывач (верховья р. Мзымты, Зап. Кавказ). «Тр. ИГН АН СССР», 1947, вып. 84.
- Ефремов Г. М. К вопросу о возрасте некоторых неинтрузий Северо-Западного Кавказа. «Мат-лы Азово-Черном. геол. упр. по геол. и пол. ископ.», 1938, сб. 3.
- Ефремов Г. М. Краткий геологический очерк района верховьев рек Шахе и Сочи. «Изв. Новочерк. индустр. ин-та», 1940, т. VII (21).
- Ефремов Г. М. Материалы к петрографии верховьев рек Шахе и Белой на Северо-Западном Кавказе (породы эффузивного облика). «Изв. Новочерк. индустр. ин-та», геол.-развед. часть, 1941, т. 11 (25).
- Ефремов Г. М. Тектоническая структура Северо-Западного Кавказа и история ее формирования. «Тр. Новочерк. политехн. ин-та», геол.-развед. часть, 1948, т. 17 (31).
- Заварицкий А. Н. Лавы и связанные с ними горные породы Соммы и Везувия и диаграмма, выражающая особенности их химического состава. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1939, т. 12, вып. 2.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. «Тр. ИГН АН СССР», 1946, вып. 71.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Иванкин П. Ф. О грубообломочных вулканических породах Золотушинского района Алтая. «Тр. Алтайск. горно-метал. н.-и. ин-та АН КазССР», 1955, № 2.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванович Ж. О вулканизме во флише. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгресс. Доклады, ч. 3. София, 1965.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Каретин Ю. С. Новая схема расчленения силурийского вулканизма северной части среднего Урала. ДАН СССР, 1967, т. 173, № 5.
- Карпова Е. Д. Средне- и верхнепалеозойский магматизм Среднего и Южного Тянь-Шаня. Геология СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», сер. геол., 1947, 3 (3).
- Кац А. З., Рустанович Д. Н. Сейсмичность района Сочи — Красная Поляна. В сб.: «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кваша Л. Г. О некоторых грубых пирокластических породах Левихи (Средний Урал). В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. «Тр. ИГН АН СССР», 1947, вып. 48.
- Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 6.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. «Тр. ИГН АН СССР», 1949, вып. 104.
- Келлер Б. М., Меннер В. В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1945, т. 20, вып. 1—2.
- Кизевальтер Д. С., Робинсон В. Н., Славин В. И. Развитие структуры Большого Кавказа в палеозое. «Межд. геол. конгресс», XXI сессия. «Докл. сов. геол.», Пробл. 18. М., 1960.
- Книппер А. Л. О происхождении тиллоподобных конгломератов Южного Улугау (Центральный Казахстан). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 4.
- Козлов А. Л. Маршрут Пиленково-Чвижепсе (Красная Поляна). Межд. геол. конгресс, XVII сессия. Экскурсия по Кавказу. М.—Л., 1937.
- Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы Западной части Сарысу-Тенизского водораздела. «Сов. геол.», 1963, № 7.
- Корнев Г. П. Фациально-петрографическая характеристика и стратиграфическое по-

- ложение юрских магматических пород Северо-Западного Кавказа. «Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефти», 1964, вып. 12.
- Корнев Г. П. Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое. Сб. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., «Наука», 1965.
- Костюк В. П., Сасин Г. Г. Новые данные о возрасте гранатовых липарито-дацитов Советского Закарпатья. ДАН СССР, 1958, т. 118, № 2.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
- Кузнецов Е. А. О способах пересчета и изображения химического состава магматических горных пород. «Вестн. Моск. ун-та», 1947, № 3.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). «Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР», 1958, т. 58, вып. 1.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. «Тр. ИГН АН СССР», 1950, вып. 113.
- Лебедев Е. Б. Физико-химические характеристики расплава гранита по данным электропроводности. Сб. «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». М., «Наука», 1965.
- Лебедев Н. И. Коллекция Кавказского музея, т. III, геология. Тифлис, 1901.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л., 1934.
- Леонов Ю. Г. Нижнеюрские отложения Северной Осетии. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1961, т. 36, вып. 3.
- Ломизе М. Г. О проявлениях ааленского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. «Изв. Высших уч. завед.», геол. и разведка, 1958а, № 5.
- Ломизе М. Г. Новые данные по юрскому вулканизму Северо-Западного Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1958б, т. 33, вып. 3.
- Ломизе М. Г. Фациальная изменчивость келловейских отложений бассейнов рек Белой и Пшехи (Северный Кавказ) в связи со структурно-фацальной зональностью этой территории. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1961а, т. 36, № 1.
- Ломизе М. Г. О стратиграфическом расчленении юрской вулканогенно-осадочной серии Гойтх (Северо-Западный Кавказ). «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV (геол.), 1961б, № 4.
- Ломизе М. Г. Терригенный флиш среди ааленских отложений Северо-Западного Кавказа. «Изв. Высш. уч. завед.», геол. и разведка, 1963, № 12.
- Ломизе М. Г. О продуктах подводного оползания и обрушения в вулканогенно-осадочной серии Гойтх (Северо-Западный Кавказ). «Изв. Высш. уч. завед.», геол. и разв., 1966а, № 1.
- Ломизе М. Г. О гранатосодержащих кристаллотуфах Северо-Западного Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1966б, т. 41, вып. 4.
- Ломизе М. Г. Дифференциация расплава или разные магматические очаги? «Сов. геол.», 1967, № 3.
- Ломизе М. Г., Сомин М. Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геол., 1962, № 6.
- Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. «Петрография СССР», сер. 1, региональная петрогр., 1950, вып. 12.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Любимова Е. А. О температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 12.
- Любофеев В. Н., Корнев Г. П., Балицкий В. С. Новые данные о свинцово-цинковом руденении в районе гор Индюк — Два Брата. «Промышл. Кубани» («Промышл. экономич. бюл.»), 1959, № 12.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 12.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Мазарович О. А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1961, т. 36, вып. 2.
- Максимова С. В., Осипова А. И. Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала. «Тр. Палеонтол. ин-та», 1950, т. 30.
- Малеев Е. Ф. Новые находки магматического граната в Закарпатье. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 7.

- Мельников В. А. Новые данные о мезозойском вулканизме Северо-Западного Кавказа. «Вопр. магматизма, метаморфизма и рудообразования». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР. «Сов. геол.», 1960, № 4.
- Милановский Е. Е. Новые представления о структуре и истории тектонического развития Малого Кавказа. ДАН СССР, 1963, т. 151, № 5.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1962а, т. 37, вып. 4.
- Мкртчян К. А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962б, № 2.
- Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе (южный склон Главного Кавказского хребта). «Бюл. МОИП», 1940, т. 18, вып. 2.
- Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И. Физическая геология. М., 1935.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. «Тр. Якутского филиала Сибирского отд. АН СССР» (сер. геол.), 1962, сб. 12.
- Нестоянова О. А. Палеовулканизм Южного Урала (силурийский и девонский вулканизм). «Вопросы вулканизма», тр. I Всес. вулканолог. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Нетреба А. В. Щелочные габброиды южного склона Северо-Западного Кавказа. «Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа», 1962, вып. 10.
- Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Тр. III Всесоюзного съезда геологов в 1928 г., вып. I. Ташкент, 1930.
- Николс Г. Д. Автометасоматоз в нижних спилитах билтской вулканической серии. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1957, т. 22.
- Осипов М. А. К вопросу о магматической ассимиляции в связи с проблемой происхождения самостоятельных малых интрузий основного состава. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 9.
- Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Центральных частей Большого Кавказа. «Изв. высших уч. завед.», геол. и разведка, 1964, № 4.
- Пастушенко Ю. Н. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи (юго-западный Кавказ). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 12.
- Пастушенко Ю. Н. К стратиграфии вулканогенно-порфировой формации байоса южного склона Западного Кавказа. «Сов. геол.», 1967, № 3.
- Паффенгольц К. Н. Связь тектоники с вулканизмом Закавказья. Геология СССР, т. X. М., 1941.
- Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. «Мат-лы к познанию геологического строения СССР», нов. сер., 1947, вып. 4(8).
- Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана. «Океанологические исследования», сб. статей, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петров Р. П. Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. «Тр. ИГН АН СССР», 1955, вып. 165.
- Петрова М. А. Пространственные и возрастные взаимоотношения кислых и основных лав девона в Центральном Казахстане. «Сов. геол.», 1964, № 10.
- Пинус Г. В. Некоторые закономерности нижнекембрийского вулканизма Тувы. ДАН СССР, 1959, т. 126, № 5.
- Попов В. Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л., «Недра», 1967.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Похвиснева Е. А. О литологии и особенностях диагенеза отложений нижней и

средней юры Северо-Западного Кавказа. «Изв. высш. уч. завед.», геол. и разведка, 1964, № 4.

- Радкевич Е. А. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. «Мат-лы к I Всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1960.
- Растворова В. А. Роль разрывной тектоники в формировании рельефа Краснодарского района Большого Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1961, т. 36, вып. 3.
- Резников В. И. Стратиграфия и история формирования ниже-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа. «Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа», 1967, вып. 12.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк окрестностей Мацестинских и Агурских минеральных источников. «Мат-лы по общ. и прикл. геол.», 1927, вып. 56.
- Ривош Л. А., Штейнберг Г. С. Геофизическое изучение камчатских вулканов. «Геол. и геофиз.», 1964, № 7.
- Робинсон В. Н. Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. «Изв. ВГРО», 1932а, т. 51, вып. 73.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. «Тр. ВГРО», 1932б, вып. 226.
- Робинсон В. Н. Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник. Межд. геол. конгресс, XVII сессия. Экскурсия по Кавказу. М.—Л., 1937.
- Ром И. И. Геохимическая характеристика современных отложений Таманского полуострова. Сб. «Современные аналоги нефтеносных фаций». М., Гостоптехиздат, 1950.
- Ростовцев К. О., Корнев Г. П. Ниже- и среднеюрские отложения Северо-Западного Кавказа. «Сов. геол.», 1963, № 8.
- Ростовцев К. О. Нижняя и средняя юра Краснодарского края. «Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефти», 1964, вып. 12.
- Ротман В. К. О некоторых особенностях геосинклиналиных вулканогенно-осадочных формаций в свете современных данных. ДАН СССР, 1961, т. 140, № 2.
- Садреев А. М., Хромов В. Т. Опыт послынного сопоставления разрезов ритмичных среднемиоценовых отложений Кронического перешейка (Восточная Камчатка). «Бюл. МОИП», отд. геол., 1963, т. 38, вып. 6.
- Свиридов В. В. Новые данные о диабазах Северо-Западного Кавказа. «Изв. Высш. уч. завед.», геол. и разведка, 1959, № 1.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1962, вып. 68.
- Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Ю. Урала», вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Славин В. И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. ДАН СССР, 1957, т. 117, № 3.
- Славин В. И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. «Изв. высш. уч. завед.», геол. и разведка, 1958, № 6.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геол., 1961, № 1.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области. Минералогич. сб. Львовского геол. о-ва, 1955, № 9.
- Сомин М. Л. О возрасте санчарской свиты и санчарских кварцевых диоритов (Северо-Западный Кавказ). «Изв. высш. уч. завед.», геол. и разв., 1965, № 9.
- Спитковская С. М. Особенности породообразующих минералов в магматических образованиях Закарпатья. Межд. геол. конгресс, Карпато-Балканская ассоц. «Мат-лы Комиссии минерал. и геол.», 1961, № 1.
- Стороженко И. Д. Новые данные по геологии диабазов центральной части Кавказа (Горная Дигория). «Мат-лы Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ.», сб. III. Ростов-на-Дону, 1938.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Новые данные о геотермических особенностях нефтяных и газовых месторождений Кавказа (к вопросу о геотермическом районировании Кавказа). ДАН СССР, 1962, т. 146, № 5.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

- Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана. ДАН СССР, 1947, т. 58, № 1.
- Томас Д. Е., Томас Т. М. Вулканические породы района, расположенного между Фишгардом и мысом Страмбл (Пембрукшир). «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963.
- Торшин Н. С. Дайковый пояс северного склона Туркестанского хребта. «Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1961, № 46.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1963, № 5.
- Фролова Т. И. Новые данные о стратиграфии и вулканизме зеленокаменной полосы южной части Среднего Урала. «Сов. геол.», сб. 51, 1956.
- Фролова Т. И., Рудник Г. В. Магматизм северной части Магнитогорского синклинария. «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.
- Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1959а, т. 34, вып. 2.
- Хаин В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР, посвященный А. И. Джанелидзе». Тбилиси, 1959б.
- Хаин В. Е. и др. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. Сб. «Геология Центрального и Западного Кавказа». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г. О молодых подвижках по древним разломам на Западном Кавказе и их влиянии на гидрографическую сеть. «Изв. высш. уч. завед., геол. и разведка, 1959, № 8.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 3.
- Хаин В. Е., Муратов В. М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. «Сб. материалов КЮГЭ АН СССР», 1962, вып. 7.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Сов. геол.», 1960, № 11.
- Хворова И. В. О происхождении флиша. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1958, т. 33, вып. 5.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3.
- Хмельевская Л. В. Геологическое исследование в окрестностях Красной Поляны. «Изв. Сев.-Кавк. ун-та», 1926, т. 11.
- Хмельевская Л. В. Гора Большая Чура в Сочинском районе. «Зап. Всерос. мин. ова», 1934, ч. 63, № 1.
- Хмельевская Л. В. Неоинтрузия в верховьях р. Мзымты в Сочинском районе. «Геол. на фронте индустриализации», 1935, № 9—10.
- Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. Сб. «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука», 1966.
- Чайников В. И. Действие суспензионных потоков на современные осадки в Японском море. ДАН СССР, 1967, т. 172, № 3.
- Червяковский Г. Ф. О некоторых вопросах эффузивного вулканизма Урала (тезисы доклада). «Бюл. МОИП», отд. геол., 1960, т. 35, вып. 4.
- Чернышов Н. М. К вопросу об условиях образования яшмовидных пород Ахталского рудного поля. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр. науки, 1961, т. 14, № 3.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Четвериков С. Д. Добавления к методу пересчета состава магматических горных пород Е. А. Кузнецова. «Вестн. Моск. ун-та», сер. IV, геол., 1962, № 1.
- Шарданов А. Н., Хаин В. Е. Новые данные о мезозойских вулканогенных толщах юго-восточной части Большого Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1957, т. 32, вып. 1.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 4. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.
- Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы. Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука», 1964.

- Шилин Д. М. Основные черты палеозойского эффузивного вулканизма Ачинского поля Восточного Забайкалья. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 17.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слонистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Штейнберг Г. С., Зубин М. И. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом. ДАН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Эрикссон Д. Б. и др. Отложение осадков в глубоководной части Атлантики. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Эрлих Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966.
- Яковлев С. А. Почвы и грунты по линии Армавир-Туапсинской железной дороги. Сообщ. XVI из бюро по земледелию и почвоведению. Уч. ком. ГУЗ и ЗУ, 1914.
- Яковлева Е. Б. Основные этапы палеозойского вулканизма центральной части Рудного Алтая. «Тр. Всес. аэрогеологич. треста», 1957, вып. 3.
- Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана. «Сов. геол.», 1963, № 8.
- Abich H. Ueber die Lage der Schneegrenze und die Gletscher der Gegenwart um Kaukasus 1877. «Bull. de l'Academie Imperiale des sciences de St.-Petersbourg», 1878.
- Bailey E. B., Collet L. W., Field R. M. Paleozoic submarine landslips near Quebec City. «Journ. Geol.», 1928, v. 36, No. 7.
- Bailey D. K., Halliday A. L. Pillow-lava breccias and submarine sliding of pillow-lavas. «Geol. Soc. Amer., Spec. Paper», 1963, No. 73.
- Batley M. N. The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. «Geol. Mag.», 1956, v. 93, No. 2.
- Berryhill H. L. et al. Stratigraphy, sedimentation and structure of late cretaceous rocks in eastern Puerto Rico. «Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.», 1960, v. 44, No. 2.
- Billings M. P. Regional metamorphism of the Littleton-Moosilauke area, New-Hampshire. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1937, v. 48.
- Cline L. M. Black-shale fliish facies of the Ouachita mountains, Southeastern Oklahoma. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, v. 70, No. 12, part 2.
- Crowell J. C. Origin of pebbly mudstones. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1957, v. 68, No. 8.
- Dott R. H. Tillite or subaqueous slide? «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, v. 70, No. 12, part 2.
- Eardley A. J., White M. G. Flysch and molasse. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1947, v. 58, No. 11.
- Engel A., Engel C., Havens R. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1965, v. 76, No. 7.
- Fiske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1963, v. 74, No. 4.
- Fiske R. S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. «Amer. Journ. Sci.», 1964, v. 262, No. 1.
- Gallagher E. W. Glauconite genesis. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 46, No. 9, 1935.
- Hay R. L. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I. «Journ. Geol.», 1959, v. 67, No. 5.
- Henderson J. F. On the formation of pillow-lavas and breccias. «Trans. Roy. Soc. Canada», 1953, ser. III, No. 47.
- Iamasaki M. Notes on rock-forming minerals (2). Garnets from volcanic rocks. «Journ. Geol. Soc. Japan». 1958, 64, No. 758.
- Keil K., Jacobi B. Über einen granatführenden Quarzporphyr aus dem Fhüringer Wald. Vorläuf Mitt. «Chem. Erde», 1961, 21, No. 1.
- Kuenen P. H., Carozzi A. Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. «Journ. Geol.», 1953, v. 61, No. 4.
- Kuenen P. H., Migliorini C. Y. Turbidity currents as a cause of graded bedding. «Journ. Geol.», 1950, v. 58, No. 2.
- Kuno H. High-alumina basalt. «Journ. Petrol.», 1960, No. 1.

- Macdonald G. A. Volcanology. «Science», 1961, v. 133, No. 3454.
- Marinos G. Über Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolitkomplexes in Ostgriechenland. «Berg. und Hüttenmann. Monatshefte», 1956, v. 101, No. 2.
- Mennella C. La limitata profundita dei focolai vulcanici. «Sapere», 1958, v. 47, No. 555—556.
- Morimoto R. On the occurrence of cordierite from Sakkabira, Japan. «Earthquake Res. Inst. Bull.», 1947, v. 25, No. 33.
- Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). «Sedimentology», 1965, v. 5, No. 4.
- Newell N. D. Supposed Permian tillites in Northern Mexico are submarine slide deposits. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1957, v. 68, No. 11.
- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1954, v. 65, No. 10.
- Oliver R. L. The origin of garnets in the Borrowdale volcanic series and associated rocks, English Lake District. «Geol. Mag.», 1956, v. 93, No. 2.
- Powers H. A. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, v. 7, No. 1—2.
- Rigby J. K. Mass movements in Permian rocks of Trans-Pecos Texas. «Journ. Sed. Petr.», 1958, v. 28, No. 3.
- Rittman A. Geosynclinal volcanism, ophiolites and Barramiya Rocks. «Egyptian Journ. Geol.», 1958, v. 2, No. 1.
- Shibata T. Pyroclastic rubble flow in the Yumoto tuff member, Miyagi Prefecture. «Sci. Rep. Tohoku Univ.», Ser. 2, Spec. vol. 1962, No. 5.
- Snyder F. G., Odell J. W. Sedimentary breccias in the southeast Missouri lead district. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1958, v. 69, No. 7.
- Straaten L. M. J. U. Turbidites, ash layers and shell beds in the bathyal zone of the southeastern Adriatic sea. «Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.», 1967, v. 9, No. 3.
- Sundius N. On the spilitic rocks. «Geol. Mag.», 1930, v. 67, No. 9.
- Tuttle O. F. Degré géothermique et magmas granitiques. «Sci. Terre», Nancy, 1955.
- Tweto O. Form and structure of sills near Pando, Colorado. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1951, v. 62, No. 5.
- Uffen R. A method of estimating the melting-point gradient in the Earth's mantle. «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1952, v. 33, No. 6.
- Verhoogen J. Temperatures within the Earth. «Amer. Sci.», 1960, v. 48, No. 134.
- Winkler H. Experimentell gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. «Fortschr. Miner.», 1958, Bd. 36, No. 55.
- Wells A. K. The problem of the spilites. «Geol. Mag.», 1923, v. 60, No. 2.
- Yoder H. S. Almandite garnet stability range (abstract). «Amer. Min.», 1955, v. 40, No. 3—4.



Рис. 1. Крупная вулканическая бомба трахитового состава. Из глинистых туфогенных конгломератов сурского горизонта, ручей Семашинский



Рис. 2. Вулканические бомбы трахитового состава, имеющие гладкую бугристую поверхность (обр. 143/1). Из глинистых туфогенных конгломератов сурского горизонта, р. Кушико. Уменьш. в 1,5X

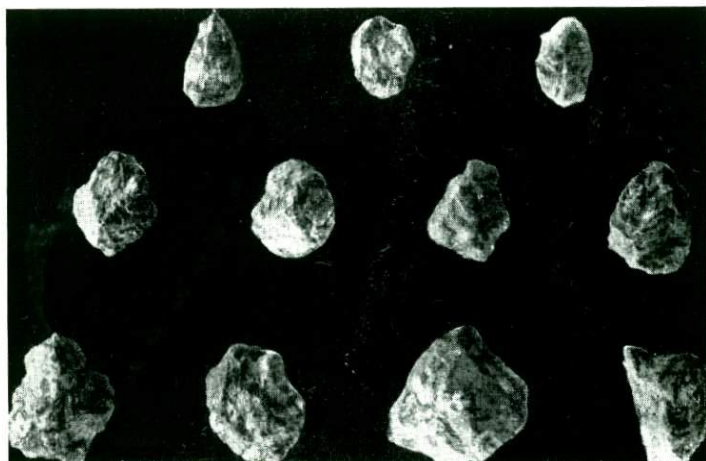


Рис. 3 Форма лапиллей трахитового состава (обр. 101/59). Из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, левый приток р. Кушико. Уменьш. в 1,5×

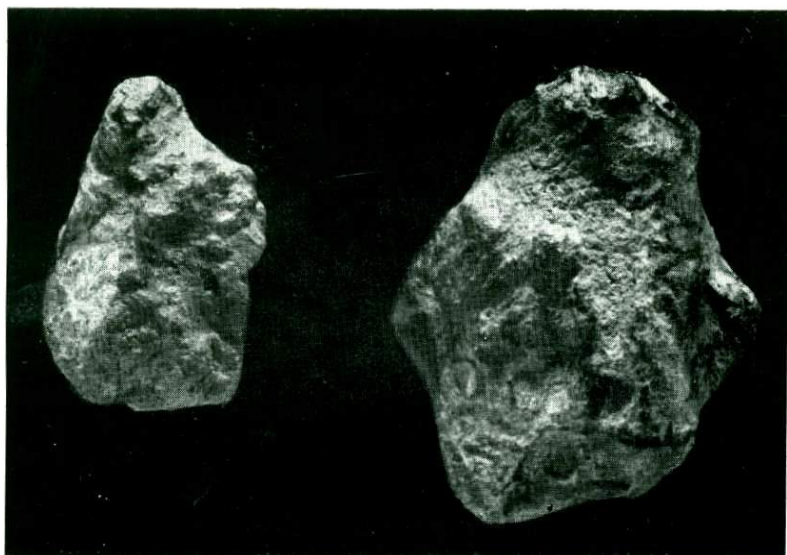


Рис. 4. Вулканические бомбы трахиандезитового состава; видна неровная поверхность с бугорчатыми выступами и вмятинами (обр. 95/55). Из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, левый приток р. Кушико. Уменьш. в 1,5×

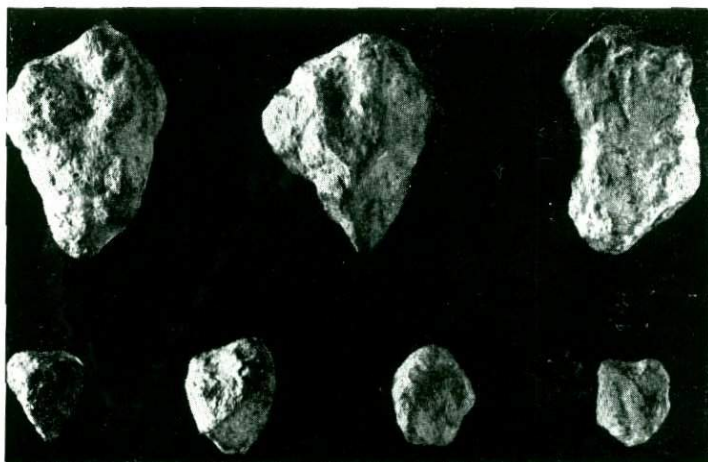


Рис. 5. Небольшие вулканические бомбы и лапилли трахиадезитового и трахитового состава, некоторые имеют грушевидную форму (обр. 45/61). Из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, ручей Лысогорский. Уменьш. в 2×

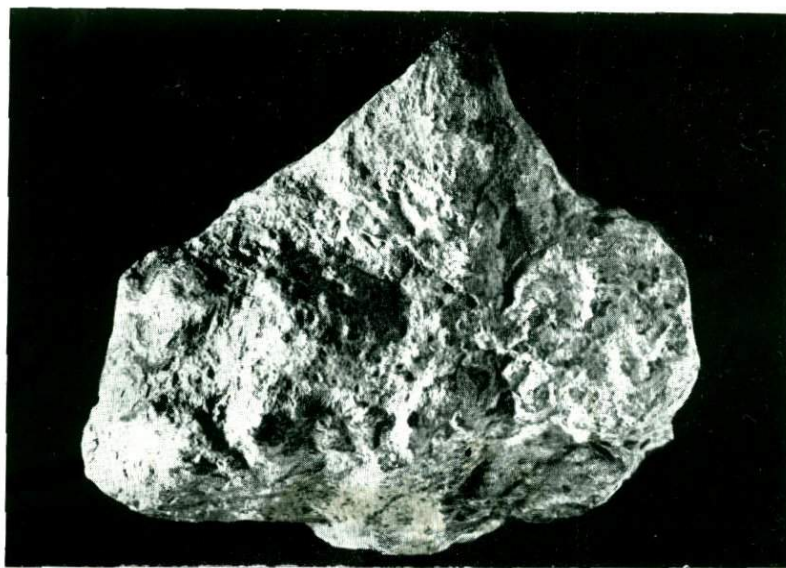


Рис. 6. Вулканическая бомба с острым оттянутым концом; состав липарито-дацитовый (обр. 67/2). Из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, ручей Третьерольский. Natur. велич.

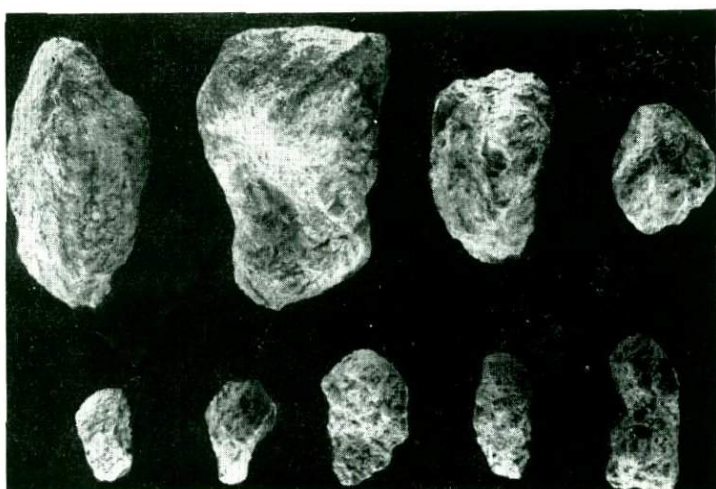


Рис. 7. Вулканические бомбы и лапилли трахитового и липарито-дацитового состава, самая крупная из них — со следами винтообразного скручивания (обр. 1669/42). Из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, ручей Третьеротский. Уменьш. в 2X

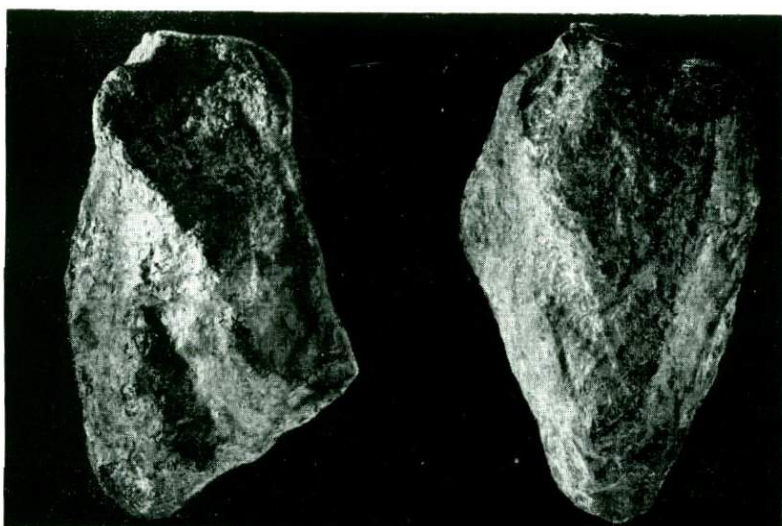


Рис. 8. Вулканические бомбы липарито-дацитового состава; слева — закрученная, справа — конической формы с продольными бороздами на поверхности (обр. 1669/81). Из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, ручей Третьеротский. Уменьш. в 1,5X



Рис. 9. Небольшие вулканические бомбы и лапилли липарито-дацитового состава (обр. 1718/66). Характерны угловатая форма и неровная, шероховатая поверхность с острыми выступами; наверху слева — бомба, имеющая заостренный «рваный» край. Из глинистых туфогенных конгломератов мёсловского горизонта, ручей Третьеротский. Уменьш. в 1,5×



Рис. 10. Расколотая вулканическая бомба трахиандезитового состава (обр. 140/1). Видны расположение миндалей и небольшая центральная полость, заполненная кальцитом. Из глинистых туфогенных конгломератов мёсловского горизонта, ручей Лесозаводский. Уменьш. в 1,5×



Рис. 11. Пирит-марказитовая каемка в вулканической бомбе трахиандезитового состава из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта (обр. 1669/115). Ручей Третьеротский. Увелич. в 1,5 \times

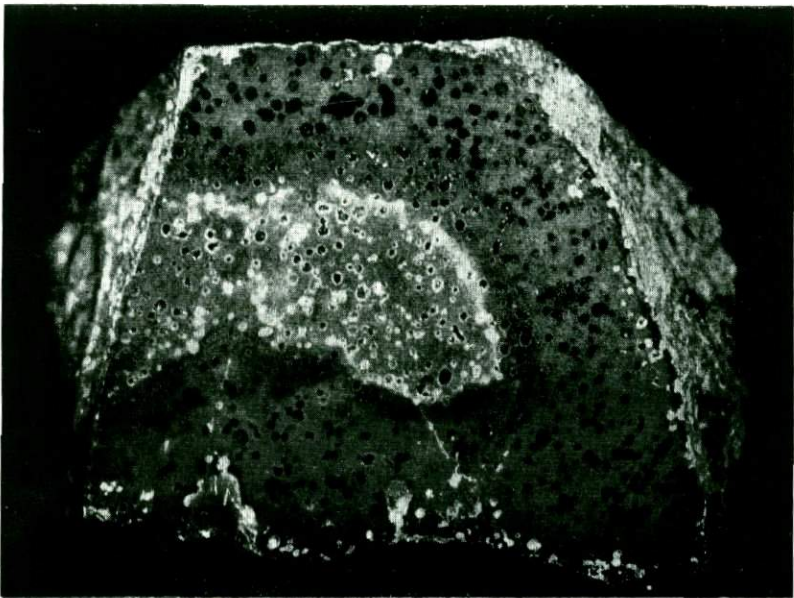


Рис. 12. Смещенная к центру пирит-марказитовая каемка в вулканической бомбе из глинистых туфогенных конгломератов сурского горизонта (обр. 510/5). Верховья ручья Лесозаводского. Увелич. в 2 \times

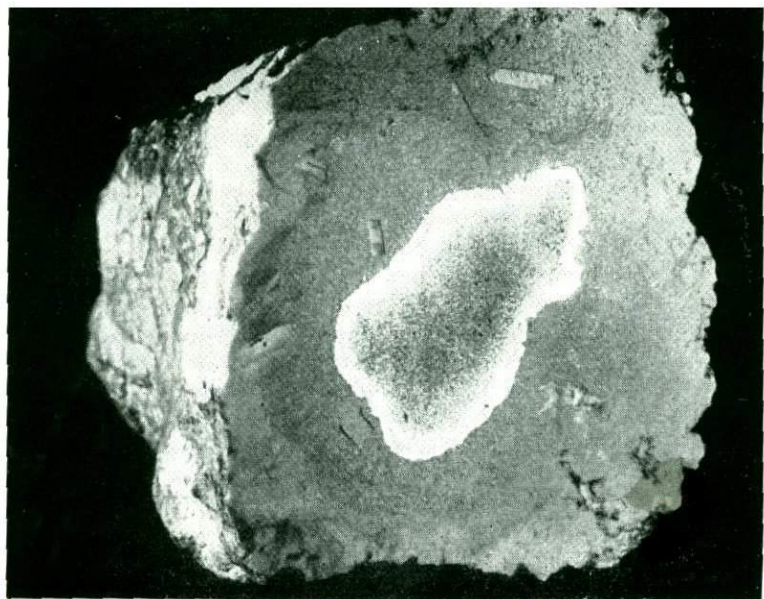


Рис. 13. Смещенная к центру пирит-марказитовая каемка в вулканической бомбе трахитового состава из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта (обр. 1635/12). Ручей Маслово. Увелич. в 2×

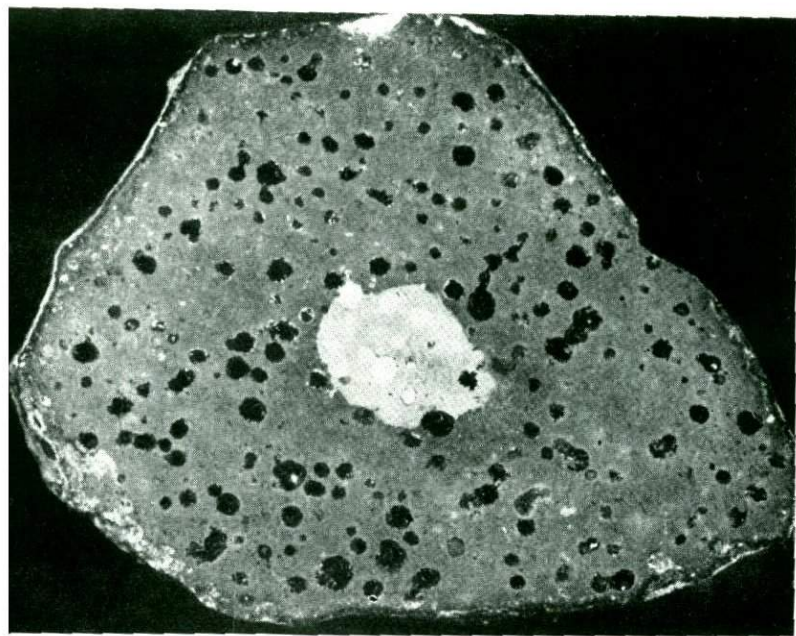


Рис. 14. Пирит-марказитовое ядро в вулканической бомбе из глинистых туфогенных конгломератов сурского горизонта (обр. 514/3). Верховья ручья Лесозаводского. Увелич. в 2×

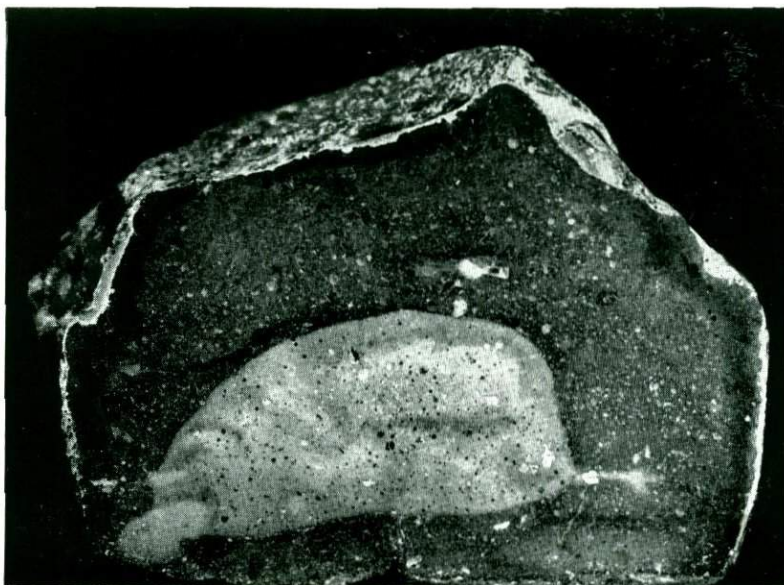


Рис. 15. Пирит-марказитовое ядро в вулканической бомбе трахиандезитового состава из алтубинальских слоев (обр. 147/7). Правый приток ручья Лесозаводского. Увелич. в $1,5\times$

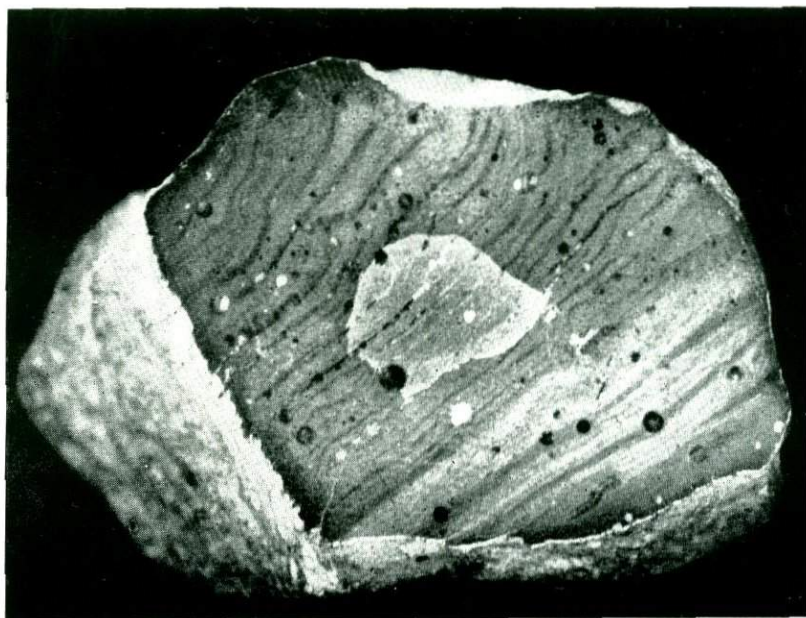


Рис. 16. Пирит-марказитовое ядро в эксплозионном обломке из алтубинальских слоев (обр. 568/14). Ручей Алтубинальский. Увелич. в $2\times$

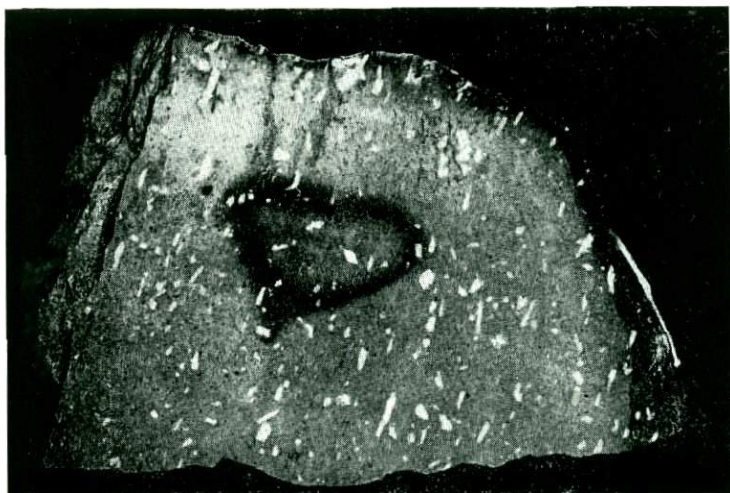


Рис. 17. Пирит-марказитовое ядро в эксплозионном обломке трахитового порфира из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта (обр. 45/47). Ручей Лысогорский. Уменьш. в $1,5\times$



Рис. 18. Участок пирит-марказитовой каемки в вулканической бомбе трахиандезитового состава. Пиритизация развивается избирательно — в первую очередь по стекловатому мезостазису. Увелич. $25\times$, без анализатора. Масловский горизонт, ручей Третьеротский



Рис. 19. Резкий внешний край пирит-марказитового ядра в вулканической бомбе трахитового состава. Вкрапленники К—Na-полевого шпата пиритизацией не затронуты. Увелич. 25 \times , без анализатора. Масловский горизонт, ручей Третьеротский

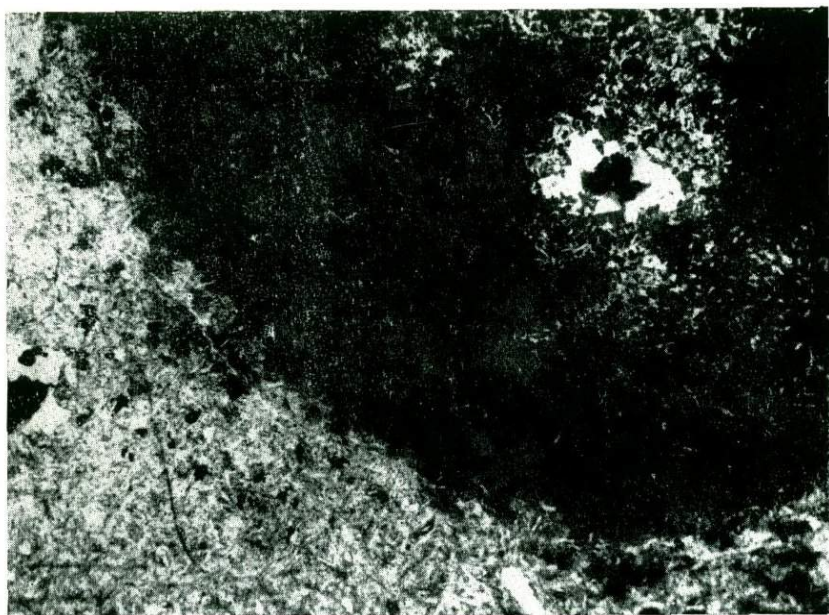


Рис. 20. Пирит-марказитовое ядро в вулканической бомбе трахандезитового состава. Увелич. 25 \times , без анализатора. Масловский горизонт, ручей Третьеротский

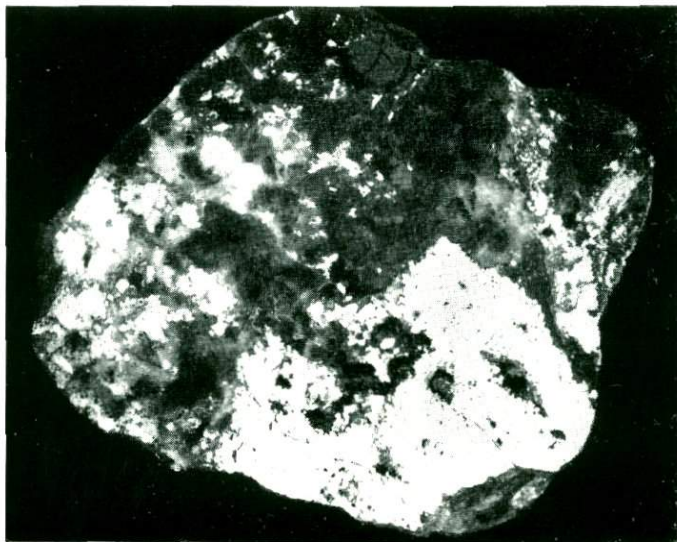


Рис. 21. Обломок окварцованного аргиллита с сульфидным оруденением, из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта (обр. 65/52). Ручей Третьеротский. Натур. велич.



Рис. 22. Брекчированный аргиллит, сцементированный кальцитом и кварцем, с сульфидным оруденением (обр. 65/49). Обломок из глинистых туфогенных конгломератов масловского горизонта, ручей Третьеротский. Натур. велич.

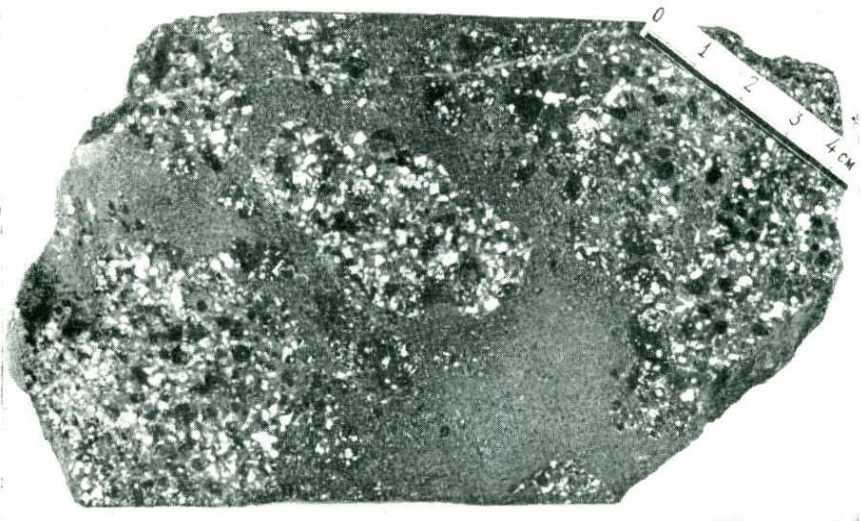


Рис. 23. Брекчиевидно-такситовая текстура в субвулканических липарито-дацитовых порфирах аалена (обр. 629/4). Обломки порфировой породы цементируются более мелкозернистыми (вплоть до фальзитов) разностями сходного состава. Верховья р. Хахонсе

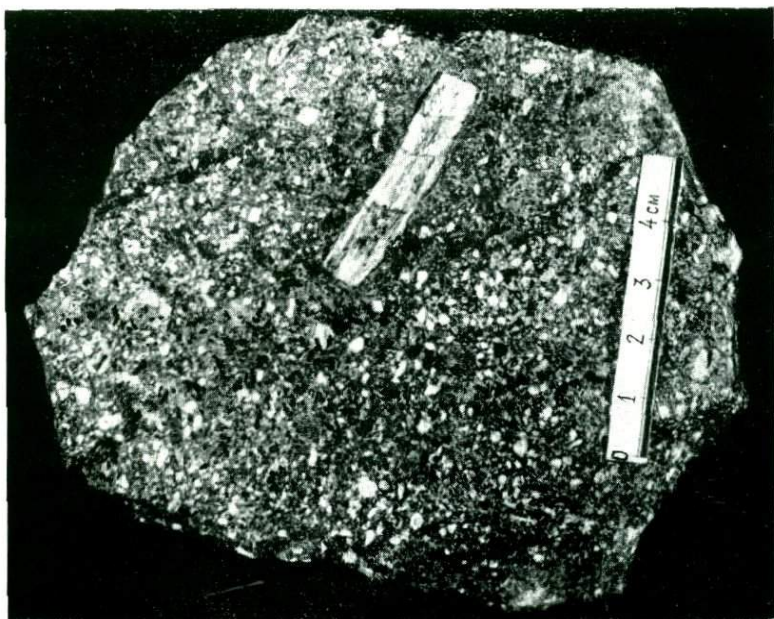


Рис. 24. Кеенокристалл силлиманита в субвулканических липарито-дацитовых порфирах аалена (обр. 253/2). Верховья р. Кушико

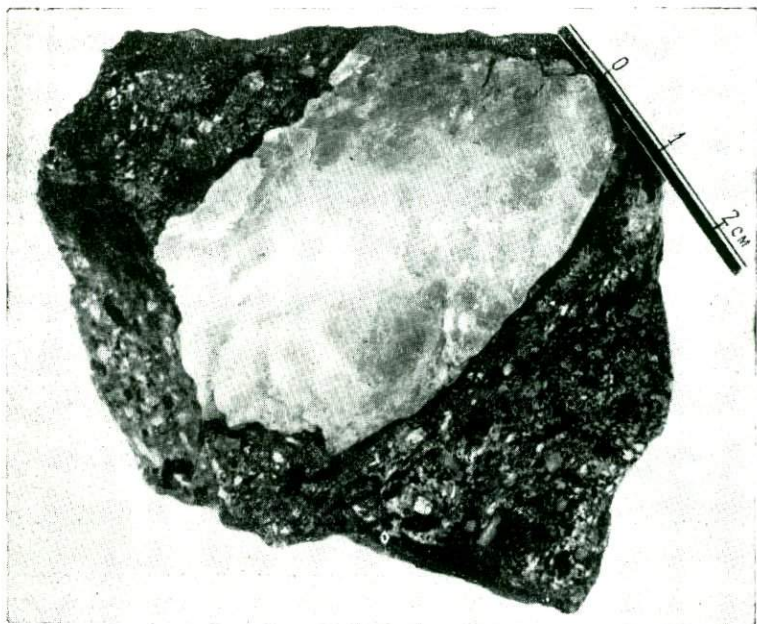


Рис. 25. Крупное включение кварца в субвулканических липарито-дацитовых порфирах аалена (обр. 1622/1). Верховья р. Большой Пшиш

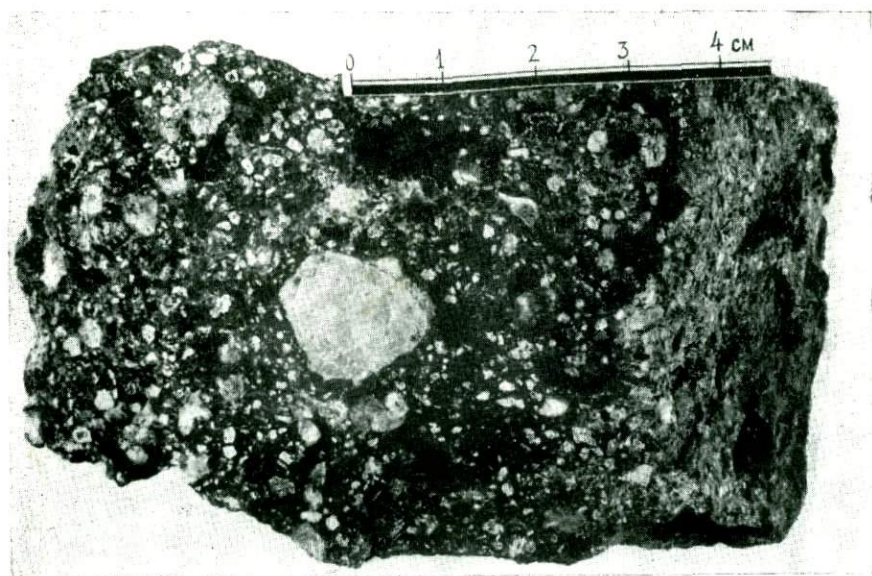


Рис. 26. Включение кварца в субвулканических липарито-дацитовых порфирах аалена (обр. 1622/2). Верховья р. Большой Пшиш

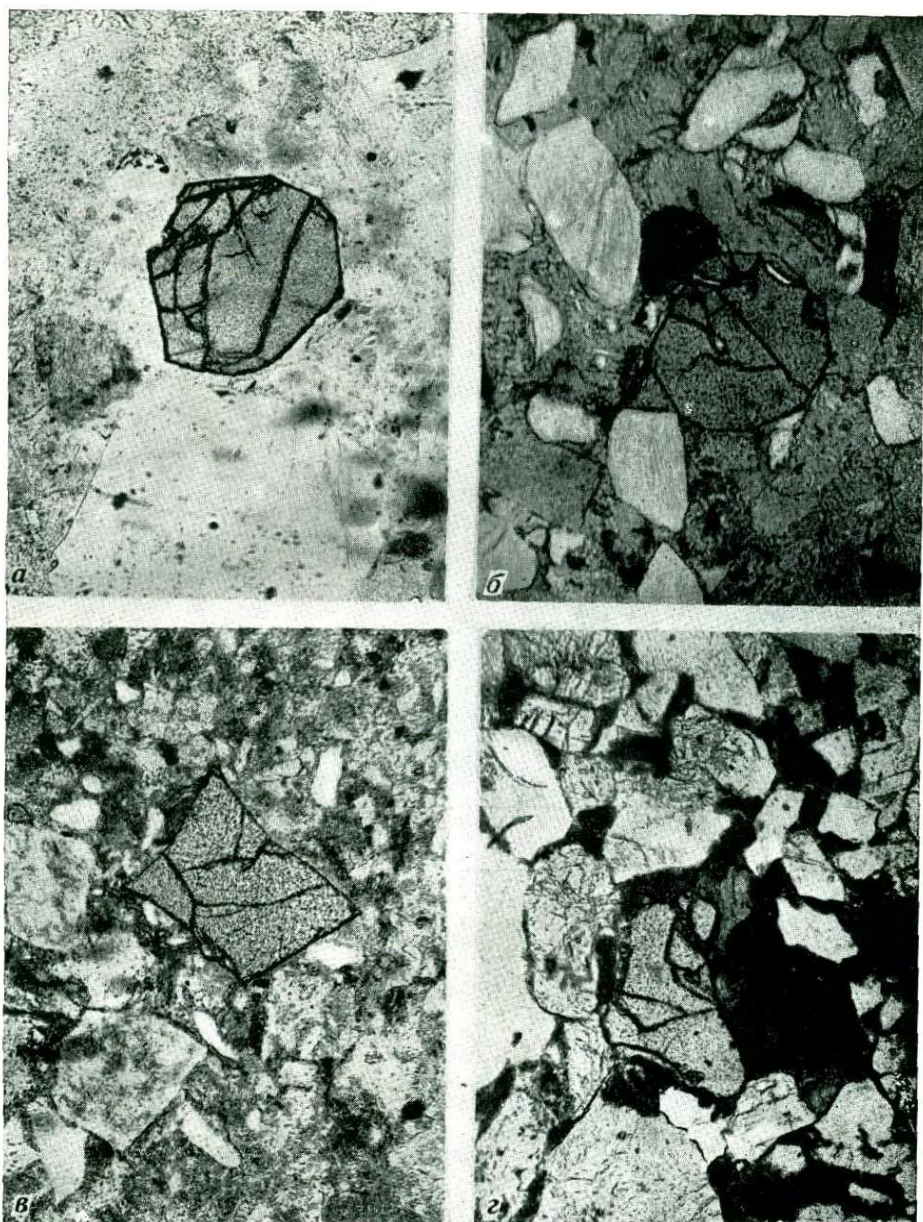


Рис. 27. Зерна граната (альмандина) в породах свиты горы Индюк (верхний аален): а — в кристаллокластическом туфе липарито-дацитового состава, увелич. 30×, без анализатора (обр. 635/5, р. Хахосе); б — в туффите из пачки флишoidного переслаивания с аргиллитами, увелич. 20×, без анализатора (обр. 1607/8, р. Скакуха); в — в основной массе глинистых туфогенных конгломератов, увелич. 30×, без анализатора (обр. 636/7, левый приток р. Хахосе); г — в туфогенном песчанике, увелич. 30×, без анализатора (обр. 94/2, левый приток р. Кушико)



Рис. 28. Грубая косая слоистость в
липарито-дацитовых кристаллотуфах
аалена. Свита горы Индюк, бассейн
р. Малый Пшиш, ручей Лесоза-
водский



Рис. 29. Грубая косая слоистость в
липарито-дацитовых кристаллотуфах
аалена. Обнажение близ вершины
горы Индюк



Цена 1 р. 38 к.

18754

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА