

Академия на
СССР



А. М. Борсук

МЕЗОЗОЙСКИЕ
И КАЙНОЗОЙСКИЕ
МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

А. М. Борсук

МЕЗОЗОЙСКИЕ
И КАЙНОЗОЙСКИЕ
МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА

2573



Издательство
"Наука"
Москва
1979

анализа могут служить благоприятной предпосылкой для решения ряда проблем в рамках геодинамического проекта.

Изучение магматических горных пород в их естественных ассоциациях преследует и другую цель. Дело в том, что в ряде случаев мы встречаемся с совокупностью магматических, метасоматических и гидротермальных пород, представляющих собой результат эволюции магматического расплава в различных термодинамических условиях, обособления от него на каком-то этапе флюида и взаимодействия этого флюида с вмещающими породами. С отдельными членами, входящими в такую естественную ассоциацию магматических горных пород (конкретную магматическую формацию), нередко пространственно и во времени ассоциируют эндогенные месторождения и рудопроявления. В связи с проблемой выяснения источников рудного вещества эндогенных месторождений интересно изучение содержания ряда элементов в последовательных интрузивных фазах, а также субвулканических телах и эффузивах, входящих в состав генетически единых формаций. Результаты таких исследований позволяют высказать суждение о потенциальной рудоносности магматических расплавов, из которых возникли изученные магматические формации, о времени отделения из этих расплавов рудоносных флюидов и месте метасоматической и гидротермальной деятельности в процессе образования всей формации.

В своей работе автор использовал обширный фактический материал, систематизированный целой плеядой геологов—исследователей Кавказа, начиная от основоположников магматической геологии Кавказа Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Д.С. Белянкина, Г.Д. Афанасьева, П.П. Герасимова, Г.С. Дзоценидзе, В.П. Петрова, Л.А. Варданянца, Г.М. Заридзе, Н.И. Схиртладзе, М.М. Рубинштейна, М. Кашкая, Ш.А. Азизбекова, Р.Н. Абдуллаева, Г.П. Багдасаряна и многих других, а также результаты собственного многолетнего изучения магматических пород Большого Кавказа, благодаря которому стало возможным выявление новых, неизвестных до этого на Северном Кавказе магматических формаций и уточнение возрастного положения, объема и особенностей вещественного состава уже известных.

Описание исследованных магматических формаций приводится с различной степенью детальности. Во избежание повторений автор считал целесообразным сосредоточить внимание на тех ассоциациях магматических пород, которые выделяются впервые или материал по которым, содержащийся в геологической литературе, крайне недостаточен для решения задач, сформулированных выше. В тех же случаях, когда магматические породы были исследованы предшественниками достаточно детально и результаты этих исследований были отражены в геологических публикациях, автор считал уместным, не повторяя этих описаний, ссылаться на соответствующие работы, используя содержащиеся в них фактические данные и дополнив их своими по тем же объектам. В предлагаемой работе по существу речь идет о главнейших — индикаторных магматических—формациях, исследование которых позволяет выявить общие закономерности эволюции магматизма на фоне геотектонического развития отдельных крупных структурных элементов Кавказа.

О НЕКОТОРЫХ ПОНЯТИЯХ И ТЕРМИНАХ

Трудно сейчас найти в геологической литературе работу, в которой освещались бы те или иные проблемы магматической геологии и не использовались такие понятия, как "магматическая формация" и "магматический комплекс".

Еще в 1950 г. Г.Д. Афанасьев на основе первого обобщения данных о древних гранитоидах Северного Кавказа и изучения конкретных ассоциаций пород произвел расчленение магматических образований Северного Кавказа на магматические комплексы и фазы [14] и дал определения этим понятиям. В 1960 г. Г.Д. Афанасьев, исходя из ранее данных формулировок, предлагает определение понятия "магматическая формация". Разработка основ формационного анализа применительно к магматическим породам содержится в работах Г. Штилле [333] и Ю.А. Билибина [71, 72], в которых также приводятся соответствующие определения.

В 1964 г. выходит капитальный труд Ю.А. Кузнецова, обобщающий опыт по типизации магматических формаций. Первые разделы этой основополагающей работы посвящены анализу содержания и объема понятий "магматическая формация", "магматический комплекс", "формационный тип" и т.п.

В 1968 г. на совещании по геологическим формациям в Ленинграде (ВСЕГЕИ) много внимания было уделено обсуждению содержания и объема понятия "магматическая формация". Принципы выделения магматических формаций были сформулированы коллективом геологов ВСЕГЕИ, составившим первую карту магматических формаций территории СССР в масштабе 1:2 500 000 (гл. редактор Д.С. Харкевич, отв. редактор В.Н. Москалева). Проблемы формационного анализа магматических пород обсуждались на IV Всесоюзном петрографическом совещании в г. Баку, где с обстоятельным докладом о некоторых основных понятиях и терминах в учении о магматических формациях от имени формационной комиссии Петрографического комитета выступил Е.К. Устиев [317].

До настоящего времени среди геологов нет единого мнения относительно того, что же понимать под магматической формацией и магматическим комплексом и каковы критерии их выделения.

Под формационным типом (или абстрактной магматической формацией) автор понимает устойчивую, повторяющуюся в процессе геологической эволюции естественную ассоциацию магматических горных пород, обладающих общностью состава, образовавшихся в относительно узком временном интервале и характеризующих определенный этап эволюции крупной геоструктуры.

Конкретным выражением формационного типа служит конкретная магматическая формация, образовавшаяся в определенное время в пределах отдельного региона и отражающая специфику одного из этапов развития отдельной структурно-формационной зоны, из совокупности которых состоит этот регион.

Поясним это на примерах. Спилит-диабазовая формация, выделяемая Ю.А. Кузнецовым [212], характеризует раннегеосинклинальный этап

развития подвижной области вообще и является формационным типом (или абстрактной магматической формацией). Спилит-диабазовая формация нижнесилурийского возраста Восточно-Уральского прогиба [320], характеризующая раннегеосинклинальный этап развития конкретной структуры Уральского подвижного пояса, представляет собой конкретную магматическую формацию.

По содержанию к понятию "конкретная магматическая формация" ближе "магматический комплекс" в той редакции, которую придал ему коллектив авторов ВСЕГЕИ — составителей карты магматических формаций СССР. В этой же редакции термин "магматический комплекс" дан и в Геологическом словаре 1973 г. Практически же часто в пределах одной конкретной магматической формации, характеризующей определенный этап развития единой структурно-формационной зоны, выделяется несколько магматических комплексов, развитых на отдельных локальных участках этой структуры. Обычно такие комплексы получают географические названия по той местности, где они обнаруживаются.

Таким образом, термин "магматический комплекс", как правило, используется для обозначения группы магматических пород, обязательно пространственно сопряженных. Между тем члены одной конкретной магматической формации могут быть в настоящее время и пространственно разобщены, но контролироваться при этом единой крупной структурой. Так, отдельные центры вулканизма среднеюрского времени на Кавказе разобщены выходами вмещающих осадочных пород юры или кристаллических пород палеозоя. Однако в пределах единой структурно-формационной зоны эти продукты вулканической деятельности, обладающие общей спецификой состава, должны объединяться в единую конкретную магматическую формацию. Пространственно разобщены, как правило, разнофациальные представители единой формации. Во многих случаях породы субвулканической и гипабиссальной фаций разобщены с лавовыми покровами — продуктами поверхностных излияний. Однако изучение состава, геологического положения и возраста всех этих пород может установить их геологическое и петрогенетическое единство. В этом случае мы вправе объединить их в конкретную магматическую формацию, все представители которой образовались вследствие процесса эволюции единого магматического расплава, протекавшей в различной термодинамической обстановке (гипабиссальные интрузивы — корни вулканов, субвулканические фации — подводные аппараты, лавовые покровы и туфы — продукты поверхностных извержений).

Для сравнительного анализа естественных ассоциаций магматических горных пород, синхронно развивающихся в различных геоструктурах подвижного пояса, представляется целесообразным пользоваться такой категорией, как конкретная магматическая формация (а не комплекс!), ибо она объединяет всю совокупность магматических пород, связанных общностью состава, образующихся в узком временном интервале (обычно это часть периода), и характеризует определенный этап развития всей этой структуры (структурно-формационной зоны). Следует различать понятие "магматический комплекс" в терминологии Геологического словаря от понятия "магматический комплекс", которое сформулировал

Г.Д. Афанасьев еще в 1950 г. Под магматическим комплексом Г.Д. Афанасьев понимает "...совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющую общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза" [14].

Магматический комплекс в понимании Г.Д. Афанасьева — более крупная таксономическая единица, чем конкретная магматическая формация. Она объединяет ряд конкретных магматических формаций, следующих одна за другой во времени в процессе эволюции одной геоструктуры, т.е. это совокупность конкретных магматических формаций, отражающих специфику развития протяженного отрезка истории одной структурно-формационной зоны.

В основу выделения конкретных магматических формаций, описываемых в данной работе, положены следующие критерии.

1. Сходство петрографических, петрохимических и геохимических признаков.

2. Единство структурно-геологического положения, т.е. развитие в пределах единой крупной геоструктуры (структурно-формационной зоны применительно к Кавказской подвижной области).

3. Связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции этой структуры.

В дискуссии о принципах выделения конкретных формаций одно из центральных мест занимает вопрос о характере соотношений между породами—членами единой формации. Носит ли эта связь генетический характер, парагенетический, или же это совокупность по сонахождению? Несомненно, сильны доводы тех исследователей, которые указывают на то, что генетическое единство пород в выделяемых формациях во многих случаях достаточно гипотетично и труднодоказуемо. Между тем устойчивость такой ассоциации пород и повторяемость ее в истории геологического развития — надежно установленные факты. Это обстоятельство дает основание для выделения ее в отдельную магматическую формацию, а вопрос о соотношениях между породами внутри этой формации может оставаться спорным.

Ю.А. Кузнецов [212], исходя из этого положения, настаивал на том, что в определение таких кардинальных для геологии понятий, как "магматическая формация" и "магматический комплекс", не должно включаться ничего такого, что мы не можем непосредственно наблюдать и изучать (например, представления о глубинных магматических очагах, родоначальных магмах и т.д.). Такой же принцип еще раньше при определении понятия "геологическая формация" сформулировал и Н.П. Херасков, рассматривая геологические формации как парагенезы пород. Так, в известной статье "Геологические формации" [Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, Т. 27, № 5] Н.П. Херасков писал: "Таким образом, приходится считать, что наблюдающаяся иногда генетическая близость пород внутри формации — признак часто лишь гипотетический и, во всяком случае, не универсальный". Однако в работе Н.С. Шатского, вошедшей в Избранные

труды, т. III [331], можно найти следующее указание: "Мы изучаем парагенезы для того, чтобы выяснить условия образования данной формации, ее генетическое целое".

Таким образом, исследуя объективные признаки пород и используя их для выделения формаций, мы получаем данные для суждения о генетической общности пород внутри формации. В самом деле, геолог, занимающийся изучением магматических пород, может располагать лишь фактами, относящимися к свойствам этих пород (минералогический и химический составы, свойства минералов, геохимические особенности, структуры) и их геологическому положению (положение относительно тектонических структур, взаимоотношения с вмещающими осадочными породами и т.п.). Даже геологический возраст магматической породы — уже не факт, а представляет собой результат интерпретации ряда фактов, полученных при изучении взаимоотношений этой породы с вмещающими образованиями, изотопных отношений некоторых элементов в ряде минералов, из которых она состоит, и т.д. Но именно на этих фактах, касающихся состава и свойства пород, их геологическом положении и времени образования, мы строим свои суждения о генетическом единстве или разобщенности той или иной группы магматических пород. Естественно, что в каждом таком суждении есть доля субъективизма, отражающая уровень наших сегодняшних знаний. Выделение магматических формаций (конкретных или абстрактных) тоже есть суждение, основанное на фактах того же порядка (состав и свойства магматических пород, их геологическое положение и возраст), и также допускает известный субъективизм. Раньше были сформулированы критерии, которыми автор пользовался при выделении конкретных магматических формаций: 1) сходство петрографических и геохимических признаков пород, 2) единство структурно-геологического положения, 3) связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции одной геоструктуры. Но ведь общность петрографических и геохимических особенностей, близость по времени образования и единство структурно-геологического положения относятся к числу признаков, которые обязательны для генетически единого ряда пород. Для доказательства генетического единства магматических пород мы, помимо этих признаков, используем ещё закономерности в изменении состава пород (наличие переходных разновидностей), основанные на изучении физико-химических систем представления о механизме петрологического процесса, который мог бы привести к наблюдаемым в природе фактам и т.п. Однако и после использования всего арсенала методов и средств для доказательства генетического родства пород во многих случаях все еще остаются сомнения, побуждающие к дискуссии.

По-видимому, различия между критериями, на основе которых выделяются магматические формации, и критериями для суждения о генетическом единстве ряда магматических пород сводятся к соотношению между необходимыми и достаточными условиями. Условия, необходимые и достаточные для выделения какой-то ассоциации магматических пород в качестве магматической формации, являются необходимыми, но в ряде случаев — недостаточными для доказательства генетического единства пород внутри формации. Убедительным примером тому служат контраст-

ные базальт-липаритовые формации, хорошо изученные на Урале, в Исландии и многих других регионах мира. В настоящее время, пожалуй, ни у кого не вызывает сомнения правомочность выделения такой ассоциации в качестве магматической формации. Однако вопрос о генетическом единстве контрастных членов этой формации — базальтов и липаритов — при отсутствии переходных по составу разновидностей пород до сих пор относится к числу остродискуссионных.

Правда и то, что суждения о генетическом единстве пород, равно как и о генезисе вообще, заключают в себе больше гипотетических элементов, чем суждения, на основе которых выделяются магматические формации.

Однако, нелишне указать на то, что в первоначальном варианте термин "формация" имел генетический смысл и объединял горные породы единого происхождения. Это обстоятельство было особо подчеркнуто на II Международном геологическом конгрессе в 1881 г. в г. Болонья, рекомендовавшем пользоваться этим термином для обозначения совокупности пород, "рассматриваемых с точки зрения их происхождения или способа формирования" [317].

Конкретная магматическая формация, как было указано выше, отвечает определенному этапу развития крупной геоструктуры — структурно-формационной зоны. Под структурно-формационной зоной автор понимает отдельный сегмент подвижной области, длительно сохраняющий свои особенности, проявляющиеся в характере и распределении осадочных и магматических пород (или лучше формаций), изменении их мощностей, типе и характере дислокаций. Эти длительно сохраняющиеся особенности структурно-формационных зон отражают различия геологической истории, глубинного строения и типа развития. Структурно-формационные зоны, как правило, ограничены глубинными долго живущими разломами. По масштабу структурно-формационные зоны Большого Кавказа относятся к величинам первого порядка.

В последние годы в формационном анализе магматических горных пород обозначилось два направления исследований. Одно направление ставит своей задачей выявление петролого-геохимических особенностей формационных типов магматических пород, исследование парагенезов пород как таковых. Это важное направление успешно развивает школа сибирских геологов, возглавляемая Ю.А. Кузнецовым. Работы в этом направлении помогут понять механизмы петрологических и геохимических процессов, в результате которых возникают устойчивые естественные ассоциации горных пород.

Другое направление, которое многие годы развивал Г.Д. Афанасьев, связано со сравнительным анализом конкретных магматических формаций, образующихся в процессе эволюции отдельных регионов. Такие исследования позволяют устанавливать вариации в составе и условиях формирования магматических формаций, возникающих синхронно или близко по времени в пределах различных структурно-формационных зон единого подвижного пояса, а также сменяющих друг друга во времени в процессе эволюции этих зон.

Сравнительный анализ конкретных магматических формаций дает возможность выявить специфику тектоно-магматического развития отдельных регионов и установить различия в характере эволюции однотипных геоструктур.

Таким образом, если для первого направления наиболее важно установить типоморфные особенности породной ассоциации как таковой, то для второго — на первый план выступает необходимость выявить специфические особенности этой породной ассоциации, характерные для конкретной геоструктуры и конкретного этапа ее эволюции. Вряд ли есть необходимость доказывать, что оба направления не могут развиваться в отрыве друг от друга.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И КАРТА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Традиционно принято всю территорию Кавказа в тектоническом и геоморфологическом отношении подразделять на четыре крупные единицы: Предкавказье (платформы и передовые прогибы), складчатое сооружение Большого Кавказа, Закавказская межгорная депрессия и складчатое сооружение Малого Кавказа. Из этих четырех единиц нас будет интересовать лишь одна — складчатое сооружение Большого Кавказа.

Первая тектоническая схема Большого Кавказа была составлена в 1926 г. В.П. Ренгартенем. Эта схема, положившая начало структурно-формационному районированию Кавказа, в дальнейшем неоднократно уточнялась и совершенствовалась самим же предложившим ее автором. В основе схемы В.П. Ренгартена было подразделение на интенсивно-складчатые и пологоскладчатые зоны, которые различались также по фациальному составу отложений и характеру рельефа. В период с 1935 по 1955 гг. несколько схем структурно-формационного районирования предложил один из виднейших исследователей мезо-кайнозоя Кавказа Л.А. Вердянец, придававший первостепенное значение характеру и степени дислокаций и их возрасту [115, 121].

Тектонические карты всего Кавказа и отдельных его территорий составлялись Ш.А. Азизбековым и Г.П. Корневым [7], Г.Д. Ажгиреем [5], А.Т. Асланяном [13], П.Д. Гамкрелидзе [132, 133], А.И. Джanelидзе, М.М. Рубинштейном [150], Д.С. Кизевальтером [195], И.Г. Кузнецовым, [211], Л.Н. Леонтьевым [224], Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиным [245], М.В. Муратовым [253], В.Н. Робинсоном [281], М.М. Рубинштейном [283], А.Н. Шардановым [330], Э.Ш. Шихалибейли [332], коллективами геологов Северо-Кавказского геологического управления, Кольцовской экспедиции и ВИМСа и рядом других исследователей.

В 1971 г. была опубликована работа коллектива авторов [33], в которой рассматривались конкретные магматические формации Северного Кавказа в связи с развитием основных структурно-формационных зон. При этом была использована схема деления Северного Кавказа на четыре основные структурно-формационные зоны, обобщающая опыт предшествующих исследователей, а также материалы, накопленные по изучению ассоциаций магматических горных пород.

Используемая в предлагаемой работе схема тектонического районирования опирается на установленную многими исследователями Кавказа закономерность, заключающуюся в том, что крупные тектонические элементы (структурно-формационные зоны), как это очень четко сформу-

лировали Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин, "несмотря на неоднократные изменения направления движений и перестройки их структуры, сохраняли на протяжении геологической истории свойственные им индивидуальные черты тектонического развития и свою конфигурацию.

Причину этих явлений следует искать в глыбовой природе земной коры в области Кавказа. Изучение закономерностей тектонического развития этой области приводит к представлению о расчленении земной коры в пределах Кавказа на ряд относительно монолитных блоков нескольких порядков, разделенных значительно более узкими, весьма подвижными зонами тектонических швов или глубинных разломов. Последние характеризуются сильной раздробленностью в верхних частях земной коры и, по-видимому, высокой пластичностью в нижних ее частях... На протяжении всего доступного изучению периода развития Кавказа, начиная с палеозоя, эти швы являлись важными структурными и фаціальными (формационными) рубежами и контролировали ход магматических процессов, но относительная роль отдельных швов (разных направлений) во времени менялась в связи с общими неоднократными перестройками тектонического типа всей Кавказской области.

Таким образом, выделяемые при палеотектоническом анализе Кавказской области структурно-формационные зоны и при анализе современной структуры тектонические элементы представляют разные выражения глыбового строения земной коры на Кавказе" [245].

По схеме тектонического районирования, которой придерживается автор настоящей работы, мегантиклинорий Большого Кавказа, представляющий собой в настоящее время громадное высокогорное сводово-глыбовое сооружение, протянувшееся в субширотном направлении (ЗСЗ на ВЮВ) на 1300 км при ширине 100–200 км, разделяется на пять крупных структурно-формационных зон.

Самую северную часть мегантиклинория составляет Бечасынская зона. [246, 245]. Характерная особенность этой зоны – четко выраженное двухъярусное строение, типичное для молодых платформ. Нижний ярус ее сложен складчатыми образованиями докембрия и нижнего палеозоя. Перекрывающие его полого залегающие осадочные породы мезо-кайнозойского чехла образуют верхний ярус.

Фундамент Бечасынской зоны вскрывается в долинах большинства рек – от Большой Лабы на западе до Черка Балкарского на востоке. Наиболее полный разрез докембрийского кристаллического фундамента, а также разрезы палеозойских и мезозойских толщ, слагающих мульдообразные прогибы в докембрийском фундаменте, можно наблюдать в долине р. Кубани. Разрезы докембрия дают возможность выделить две мощные толщи [33].

Докембрий I – толща слюдистых, слюдисто-гранатовых, эпидот-ционитовых кристаллических сланцев и гнейсов.

Докембрий II – толща амфиболитов, зеленокаменных (хлорит-эпидотовых) порфиритов и порфиридов. В пределах развития докембрийских толщ Г.Д. Афанасьевым выделены и исследованы конкретные магматические формации палеозойского возраста. В верхнем палеозое фундамент Бечасынской зоны подвергался интенсивным дислокациям, с кото-

рыми связано проникновение отдельных даек микроклиновых гранитов или сложных ассоциаций глубинных пород типа значительно эродированного Малкинского гранитного массива или менее эродированной ассоциации гранитоидов р. Индыш. На докембрийском и палеозойском фундаменте несогласно залегают относительно маломощный (1—2,5 км) альпийский чехол из осадков юры, мела и низов палеогена субплатформенного типа. Терригенные породы лейаса и доггера, слагающие низы разреза, местами, особенно в западной части зоны, нарушены небольшими сбросами и пологими брахискладками. Весь мезо-кайнозойский чехол образует пологую моноклинал с падением к северу (углы падения обычно не превышают 15°). На протяжении большей части альпийского тектоно-магматического цикла Бечасынская зона представляет собой южную часть эпигерцинской платформы Предкавказья. Лишь в конце этого цикла, в неогене, она была вовлечена в общие воздымания Большого Кавказа. Таким образом, Бечасынская зона в мезо-кайнозойе — область активизированной платформы.

Со всех сторон Бечасынская зона ограничена крупными разломами или флексурами. С юга Бечасынская зона сочленяется с зоной Передового хребта по субширотному (СЗ—ЮВ) разлому глубокого заложения. Наиболее молодые образования филлитов, вулканогенов среднего—верхнего девона, залегающие на северном крыле антиклинальной структуры Передового хребта и несогласно перекрытые верхним карбоном, тектонически сопряжены с породами фундамента Бечасынской зоны. При этом часто вдоль разломов выведены на поверхность перемятые породы субстрата с включенными серпентинитами и древними (около 500 млн. лет, по данным К-Аг метода, полученным Г.Д. Афанасьевым) плагиогранитами. Такой контакт хорошо наблюдается в бассейне р. Теберды у сел. Нижне-Тебердинского; аналогичные контакты известны в урочище Котел, в бассейнах рек Малой Лабы и Кубани.

Зона Передового хребта представляет собой область заложения и развития нижнепалеозойского геосинклинального прогиба.

В междуречье Большой Лабы и Уруштена (Лабинский блок) вскрывается ядровая часть структуры, сложенная метаморфическими толщами, гнейсами, гнейсо-гранитами, кристаллическими слюдястыми гранатовыми сланцами с мощными пачками амфиболитов и серпентинитов. Северная периферия кристаллического ядра зоны Передового хребта вскрыта в разрезах по р. Малой Лабе и сложена метаморфическими породами фации зеленых сланцев ордовикского возраста, по данным Г.Д. Афанасьева. Выше их по разрезу залегают конгломераты, перекрытые толщей верхнедевонских филлитов с подчиненными ей вулканитами. Возраст пород кристаллического ядра Лабинского блока структурно-формационной зоны Передового хребта, по данным Г.Д. Афанасьева, вероятно, древнее ордовика. Об этом свидетельствует постепенность переходов зеленокаменных пород ордовика к кристаллическим сланцам и метаморфическим гнейсам по р. Уруштен близ ее устья. Девонские (или ордовикские?) зеленокаменные породы, слагающие крылья структуры, смяты в изоклиналиные складки. В девоне происходило формирование ассоциации магматических пород (описанной Г.Д. Афанасьевым под названием "уруштенско-

го комплекса" [14]), сопровождавшееся процессами гранитизации с образованием межпластовых тел плагиогранитов. Начиная с верхнего карбона, в Лабинском блоке зоны Передового хребта устанавливаются субплатформенные условия. Верхний палеозой отмечен кислым наземным вулканизмом субплатформенного типа (липариты Кутана, р. Большая Лаба и др.).

Значительно меньшие по площади выходы кристаллического фундамента, чем в Лабинском блоке, известны в верховьях горы Кяфар и в бассейне р. Теберды близ сел. Верхне-Тебердинского. В бассейнах рек Даута и Кубани кристаллический фундамент зоны Передового хребта вовсе не вскрывается. Существенное развитие здесь приобретают вулканы верхнего девона, осадочные и эффузивные формации среднего-верхнего карбона и перми. В отдельных узких грабенах зоны Передового хребта сохранились отложения триаса и юры (лейас и доггер).

Стратиграфии метаморфических толщ зоны Передового хребта, ее структурным особенностям и развитому в ее пределах палеозойскому магматизму посвящена обширная литература [14, 21, 139, 190, 195, 209, 208, 268, 273, 282, 281, 339, 323].

Сколько-нибудь значительных проявлений магматизма мезозойского возраста в пределах зоны Передового хребта неизвестно. Есть основания полагать, что с верхнего палеозоя (верхний карбон—пермь) в зоне Передового хребта устанавливаются субплатформенные условия. В связи с этим в дальнейшем при сравнительном анализе мезо-кайнозойских магматических формаций Бечасынская зона и зона Передового хребта будут рассматриваться совместно.

Зона Главного хребта представляет собой горст-антиклинорий и играет роль осевого поднятия в современной структуре Центрального Кавказа. В плане горст-антиклинорий имеет форму, близкую к параллелограмму, ограниченному расколами двух направлений — широтного и западно-северо-западного. Фундамент зоны Главного хребта, вскрывающийся в ее центральном сегменте, сложен кристаллическими сланцами и гнейсами докембрийско-нижнепалеозойского возраста, прорванными и мигматизированными верхнепалеозойскими (послеинжекарбонными) гранитоидами Главного хребта, формировавшимися в глубинных условиях. К разломам западно-северо-западного простираения приурочены узкие (от нескольких сот метров до нескольких километров) приразломные грабены и грабен-синклинали, выполненные несогласно залегающими на фундаменте метаморфизованными филлитовидными сланцами. Толщи, сложенные этими сланцами, широко развиты на Центральном Кавказе, как правило, интенсивно дислоцированы и поставлены "на голову". Еще в 1858 г. основоположник кавказской геологии Г.В. Абих [2] опубликовал первое обобщение по геологии Кавказа, в котором отнес эти сланцы по возрасту к юре. Позже, уже в конце XIX в., швейцарский геолог Э. Фавр высказал мнение о палеозойском возрасте этих сланцев [356]. Точка зрения Э. Фавра разделяется многими геологами, работавшими на Кавказе в довоенный период. В 50—60-х годах в результате съемочных и тематических работ, проводившихся на Кавказе крупными коллективами геологов, возраст сланцев Главного хребта снова пересматривается в пользу юры.

Однако ряд фактов, касающихся характера метаморфизма сланцев центрального сегмента зоны Главного хребта (верховья рек Ардон, Фиагдон, Гизельдон, р-н Военно-Грузинской дороги южнее сел Ларс и т.д.), соотношений с ними палеозойских гранитоидов и др., оставлял сомнения в правильности такой датировки. На геолого-петрографические факты, находящиеся в противоречии с представлением о нижнеюрском возрасте филлитовидных сланцев Центрального Кавказа, в ряде работ указывал Г.Д. Афанасьев [21, 32, 33]. В последние годы Г.Д. Афанасьевым и М.К. Сухановым было обнаружено двухъярусное строение осадочно-метаморфической толщи Центрального Кавказа в верхнем течении рек Ардон и Фиагдон. Этими исследователями были приведены данные, свидетельствующие о том, что южнее крупного, по-видимому глубинного, субширотного Бурон-Ларского разлома в бассейнах рек Ардон (ниже сел Бурон) и Фиагдон (южнее устья его левого притока — р. Цазиудон), на кристаллических породах докембрия—нижнего палеозоя залегает мощная, сильно дислоцированная, в ряде мест поставленная "на голову" толща филлитовидных сланцев. В верхней части крутых скалистых бортов ущелья р. Фиагдон обнаружена толща аргиллитов, песчаников и подстилающих их конгломератов, несогласно перекрывающая сильно дислоцированную толщу филлитов. Верхняя осадочная толща имеет очень пологое залегание (углы падения здесь не превышают $20-25^\circ$), а слагающая ее осадочные породы (аргиллиты и песчаники) значительно менее метаморфизованы, чем подстилающие филлиты. В основании верхней песчано-аргиллитовой толщи М.К. Сухановым в ряде мест обнаружена фауна верхнего триаса—нижней юры [36]. Эти, а также ранее приводившиеся Г.Д. Афанасьевым факты дают основания предполагать, что мощная, сильно дислоцированная нижняя толща филлитов, возможно, древнее нижней юры. Сведения о палеозойском возрасте сланцевой серии Северной Осетии приводятся в работе коллектива геологов КИМСа — В.Я. Эдилашвили, Р.Д. Леквинадзе, В.В. Гогоберидзе, Р.Л. Шубладзе [337]. Перекрывающая филлиты слабо дислоцированная, относительно полого залегающая терригенная толща—определенно мезозойская (верхний триас—нижняя юра). Севернее Бурон-Ларского разлома эта мезозойская толща развита в пределах Центрального сегмента зоны Главного хребта очень широко (р-н Садонского и Архонского рудников, сел. Унал в бассейне р. Ардон оба борта р. Фиагдон вниз по течению от устья р. Цазиудон и т.д.).

Большую роль в структуре Центрального Кавказа играют крупные глубокие поперечные разломы и флексуры, пересекающие зону Главного хребта на отдельные блоки, ступенчато погружающиеся в сторону Черноморской и Каспийской акваторий. К западу от р. Белой благодаря проявлению Пшехско-Адлерской системы субмеридиональных глубинных разломов породы кристаллического фундамента зоны Главного хребта быстро погружаются под мощные терригенные осадочные породы нижней юры. Крайнее западное звено антиклинория Главного хребта представлено Чугушским поднятием, проявленным в верховьях рек Белой и Пшехи. Роль осевого поднятия западнее р. Пшехи выполняет Гойтхский антиклинорий. Он возникает в пределах западного продолжения полосы нижней юры и кулисообразно подставляет с юга антиклинорий Главного хребта

та [245]. К западу от Туапсинской системы поперечных разломов поле юрских отложений Гойтхского антиклинория резко сужается, особенно за счет его южной части, погружающейся под меловые образования. К западу от Туапсинской ступени юра выступает лишь в сводах отдельных брахиантиклиналей и вскоре вообще исчезает с поверхности.

Аналогичную картину погружения доальпийского фундамента зоны Главного хребта под мощные терригенные отложения нижней и отчасти средней юры мы наблюдаем к востоку от Казбекского субмеридионального глубинного разлома. Непосредственным продолжением антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа к востоку от Казбекского разлома служит антиклинорий Бокового хребта (или Дарьяло-Богосский, по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину), сложенный аспидными сланцами и песчаниками среднего лейаса и низов тоэра. Антиклинорий Главного хребта Восточного Кавказа (Сперозо-Тфанский, по В.Е. Хаину) зарождается к востоку от Военно-Грузинской дороги в пределах расширившегося южного крыла антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин [245] отмечают, что оба осевых антиклинория Восточного Кавказа обладают весьма напряженным складчатым строением. "Они состоят из мелких линейных острых, сильно сжатых, почти изоклиальных стоячих складок, в целом образующих горстовые поднятия, с обеих сторон образованные крутыми надвигами, падающими внутрь этих поднятий. В краевых частях антиклинориев складки обнаруживают тенденцию некоторого наклона в направлении к периферии, что придает антиклинориям черты веерообразной структуры".

С севера антиклинорий Бокового хребта окаймляется песчано-аргиллитовыми отложениями верхнего лейаса и доггера, образующими широкие и простые складки. Еще севернее, в Чечено-Ингушетии и северном Дагестане, развиты осадочные породы верхней юры и мела.

Таким образом, в строении зоны Главного хребта резко различаются Центральная часть и Западный и Восточный блоки. Центральная часть зоны Главного хребта представляла собой в мезозое относительно устойчивую геоантиклинальную структуру, промежуточную между расположенной южнее эвгеосинклиналью (зона Южного склона) и северной областью активизированной платформы (Бечасынская зона).

Зона Южного склона представляет собой наиболее глубоко погружающуюся в нижней и особенно средней юре область альпийской геосинклинали. Эта зона сужена до нескольких километров и приподнята на среднем своем участке. Она постепенно расширяется и углубляется к западу и востоку от него. В целом эта зона так же, как и ранее описанная, имеет субширотное простирание (СЗ—ЮВ). Центральное положение в ней занимает Сванетский антиклинорий, сложенный интенсивно смятыми аспидными сланцами лейаса, между которыми в ядрах двух горстообразных структур выступают метаморфизованные породы среднего и верхнего палеозоя и триаса. С востока к Сванетскому антиклинорию примыкает Рачино-Тианетский, по П.Д. Гамкрелидзе, синклинорий, выполненный верхнеюрским и нижнемеловым флишем. Западным окончанием зоны Южного склона служит Новороссийский флишевый синклинорий. Южный сегмент зоны Южного склона представлен Абхазо-Рачинским участком,

играющим на Центральном Кавказе роль южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа. Абхазо-Рачинский блок имеет двухъярусное строение альпийского этажа. Нижний ярус сложен терригенным лейасом и аяленом, мощной порфиритовой толщей байоса и регрессивными угленосными осадками бата. В бассейнах рек Гумиста, Келасури и Кодори этот ярус смят в сильно сжатые крупные линейные складки и прорван гранитоидными интрузиями [245]. Несогласно залегающий верхний ярус представлен преимущественно карбонатными толщами верхней юры (мальма), мела и палеогена. Отложения верхнего яруса развиты в менее приподнятой западной части Абхазо-Рачинского сегмента, а в восточной сохранились лишь в отдельных небольших синклиналиях. На юге Абхазо-Рачинский сегмент (а вместе с ним и все складчатое сооружение мегантиклинория Большого Кавказа) сочленяется со структурами, относящимися уже к Закавказской межгорной зоне и Грузинской глыбе. Это сочленение осуществляется посредством крутой, местами вертикальной флексуры с амплитудой в несколько километров, осложненной на отдельных участках сбросами и контролируемой системой глубоких нарушений в фундаменте.

Все описанные выше структурно-формационные зоны Большого Кавказа имеют в целом общекавказское (СЗ—ЮВ) простираие и отражают полициклическое развитие геосинклинальных режимов на Большом Кавказе от докембрия до неогена. При этом отчетливо устанавливается закономерная миграция геосинклинальных прогибов с севера на юг в ходе развития Кавказской подвижной области от байкальского к альпийскому тектоно-магматическому циклу. Действительно, если в Бечасынской структурно-формационной зоне геосинклинальные условия были характерны в докембрии (до ордовика!), а со среднего палеозоя в пределах этой структуры устанавливается субплатформенный режим, то в расположенной южнее зоне Передового хребта заложение и развитие геосинклинального прогиба происходит в нижнем и среднем палеозое, а орогенный этап наступает здесь только в верхнем палеозое (перми). Альпийский же геосинклинальный прогиб закладывается лишь в зоне Южного склона, а расположенные к северу от нее в разной степени консолидированные структуры так или иначе реагируют на процессы, происходящие в собственно эвгеосинклинальной зоне. Пятая структурно-формационная зона по своему простираию — антикавказская, близмеридиональная, и выделение ее необходимо для понимания специфики развития неоген-антропогенного магматизма Большого Кавказа. Речь идет о Главной Транскавказской поперечной зоне. Эта структура зарождается в пределах Скифской плиты, включает Ставропольский свод и Минераловодский выступ, сечет вкрест простираия все структурно-формационные зоны Большого и Малого Кавказа и через Эльбрус, Дзирульский выступ, Арагац и Арарат уходит на юг в Иран и Турцию. В пределах этой структуры расположены долготные глубокие расколы фундамента, контролировавшие магмопроявления в неогене и антропогене. Длительная устойчивость Транскавказской поперечной зоны в процессе эволюции Кавказской подвижной области, связь ее границ с крупными поперечными разрывами, а также продолжение некоторых поперечных элементов структуры в глубь платформы, на что в свое время указывал еще Н.С. Шатский,

позволяют предполагать, что границы этой зоны контролируются линейными элементами очень большой глубины, протяжения и древности заложения. На важность этой структуры и ее роль в пространственном размещении магматических пород в разное время указывали Г.Д. Афанасьев, М.А. Кашкай, Е.Е. Милановский, Ю.П. Масуренков, В.Е. Хаин и многие другие исследователи.

На карте магматических формаций (рис. 1, вкл.), составленной коллективом научных сотрудников отдела петрографии ИГЕМ при участии автора предлагаемой работы, нашло отражение то структурно-формационное районирование, о котором говорилось выше.

Все магматические формации, показанные на карте, разделяются на три типа. В первый тип объединены раннегеосинклинальные магматические формации, образующиеся в период заложения и развития геосинклинального прогиба. Для этого периода характерны следующие признаки [48]:

1) контрастность глыбово-волновых колебательных движений земной коры;

2) преобладание опусканий над поднятиями, накопление глинисто-сланцевых (аспидных) или граувакковых осадочных толщ;

3) большая рассеянная проницаемость земной коры (обширные подводные излияния базальтовой магмы, образование близповерхностных пластовых интрузий и сложной сети даек, служащих подводными каналами для излияний.)

Формации раннегеосинклинального периода объединяют магматические породы симатического ряда.

Ко второму типу отнесены магматические формации, образующиеся в инверсионную стадию геосинклинального режима. Для этой стадии характерны:

1) умеренные контрасты глыбово-волновых колебательных движений земной коры;

2) выравнивание объемов поднятий и опусканий, образование "центральных поднятий", представляющее собой явление "частной инверсии геотектонического режима";

3) региональный метаморфизм и образование гранитных массивов;

4) образование глубинной складчатости и складчатости общего смятия.

В результате инверсионной стадии развития звгеосинклиналь становится складчатой зоной.

Формации инверсионной стадии развития геосинклинального режима объединяют магматические породы преимущественно сиалического ряда.

Наконец, третий тип формаций образуется при орогенном режиме, который может развиваться как в пределах зон, завершивших перед его наступлением геосинклинальное развитие (эпигеосинклинальный орогенез), так и в пределах зон сопряженной тектоно-магматической активизации (эпиplatformенный орогенез). Для орогенного режима характерна большая контрастность глыбово-волновых колебательных движений при резком преобладании поднятий над опусканием. Размыв поднятий и накопление осадков в прогибах приводит к формированию так называемой

нижней морской и верхней континентальной молассы — типичной осадочной формации орогенного режима [48, 249, 250] .

Особенность магматических формаций орогенного режима заключается в том, что они объединяют породы как сиалического, так и симатического рядов.

Каждый из выделенных трех типов магматических формаций показан на карте особой штриховкой. Состав пород отражен крапом, а возраст — буквами в общепринятых обозначениях. На карте показаны главнейшие магматические формации, образующиеся на Большом Кавказе от докембрия до антропогена. В предлагаемой же работе будут охарактеризованы лишь мезозойско-кайнозойские магматические формации. Автор преднамеренно не снял с карты домезозойские формации, чтобы ясны были предыстория развития мезозойско-кайнозойского магматизма и особенность каждой из выделяемой структурно-формационной зоны.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ЭТАПА
АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО
ЦИКЛА (J_{1-2})

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ СКЛОН)

СПИЛИТ-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В триасе (?) —нижней юре в зоне Южного склона образуется относительно узкий и глубокий геосинклинальный трог. Период его наибольшего прогибания приходится на верхи лейаса—байос. Именно этому периоду развития эвгеосинклинали отвечает формирование спилит-диабазовой формации зоны Южного склона. Породы спилит-диабазовой формации распространены в виде широкой полосы северо-западного простирания, прорезанной ущельями рек Бзыби, Кодори, Моквы, Гализги, Ингури, Цхенис-Цкали, Риони и Лиахвы. Юрской вулканогенной толще в разное время были посвящены исследования Г.В. Аби́ха, Д.С. Белянкина, А.М. Борсука, Л.А. Варданянца, П.Д. Гамкрелидзе, А.И. Джанелидзе, Г.С. Дзоценидзе, Г.М. Заридзе, Б.В. Залесского и С.С. Кузнецова, М.Г. Ломизе, Б.Ф. Мефферта, Н.Ф. Татришвили, К.И. Чичинадзе и ряда других исследователей [2, 52, 60, 76, 115, 116, 132, 133, 147, 153, 175, 177, 174, 228, 242, 310, 328].

Впервые установил возрастное положение "толщи порфиритов" А.И. Джанелидзе [146]. Особенно полно геологическое положение и петрографические особенности пород спилит-диабазовой формации освещены в работах Г.С. Дзоценидзе [152]. Вмещающими породами спилит-диабазовой формации служат мощные отложения аргиллитов, глинистых сланцев и реже—граувакковых песчаников. В бассейне р. Бзыби вулканогенная толща байоса состоит из чередующихся слоев туфов диабазовых порфиритов и таких же по составу лавовых покровов мандельштейнового строения, а также полосчатых туффов и туфобрекчий, залегающих среди граувакковых песчаников и песчанистых глин. Нередки среди этой толщи дайки и межпластовые тела диабазовых порфиритов.

В бассейне р. Кодори и ее притоков—Чхалты, Амтхели, Секени — вулканогенная толща байоса налегает на фаунистически охарактеризованную песчано-сланцевую свиту лейаса и перекрывается отложениями нижнего бата. Представлена она чередующимися туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и порфиритовыми лавовыми покровами. Нередки дайки и субвулканические тела, сложенные диабазовыми порфиритами. Среди лавовых покровов значительно распространены спилиты и авгит-плагиокла-

зовые порфириды. Преимущественно плагиоклазовые порфириды занимают второе место по распространению, они часто альбитизированы и трудноотличимы от альбитофиридов.

В бассейне р. Ингури порфириновая толща согласно налегает на верхне-лейасовую песчано-сланцевую свиту. Фациальный переход от песчаников и сланцев к вулканитам—резкий, без промежуточных пачек. В некоторых местах наблюдаются даже признаки размыва. Вулканогенная толща и здесь представлена пирокластолитами, лавобрекчиями и подчиненными им в количественном отношении лавами, субвулканическими телами и дайками, сложенными диабазовыми порфиридами. Нижние горизонты толщи сложены преимущественно спилитами, выше залегают авгит-плагиоклазовые порфириды. Эти же авгит-плагиоклазовые порфириды слагают дайки, межпластовые и субвулканические тела. Такое строение вулканогенных горизонтов, когда в основании залегают спилиты, а выше — авгит-плагиоклазовые порфириды, образующие лавовые покровы, межпластовые интрузивные залежи и дайки, характерно для всей юрской порфиритовой толщи Южного склона.

Аналогичные черты строения и состава вулканических продуктов имеет порфириновая толща байоса в бассейнах рек Цхенис-Цкали, Риони и Лиахвы.

Мощность юрской вулканогенной толщи Южного склона достигает 3—3,5 км.

К западу от р. Бзыби полоса развития юрских порфиритов резко сужается и в пределах Северо-Западного блока Главного Кавказского хребта, т.е. за Пшехско-Адлерской системой субмеридиональных разломов, наблюдаются лишь незначительные по площади выходы спилит-диабазовой формации в виде диабазовых порфиритов р. Пшехи и сел. Псеушхо и шаровых лав р. Гунайки. Здесь, в пределах Северо-Западного блока, возраст этих порфиритов датируется лейасом.

Главные типы пород спилит-диабазовой формации были выделены и описаны Г.С. Дзоценидзе [152], который различал среди них спилиты, авгит-лабрадоровые порфириды и преимущественно плагиоклазовые (без цветных минералов) порфириды.

Спилиты обычно залегают в основании вулканогенных толщ и распространены значительно меньше, чем авгит-лабрадоровые и плагиоклазовые диабазовые порфириды. Состоят они из хлоритового мезостазиса, в котором, подобно войлоку, расположены тонкие лейсты альбита и сыпь рудных минералов, представленных магнетитом. Лавовые покровы, сложенные спилитами, часто характеризуются хорошо выраженной шаровой текстурой. Промежутки между шарами выполнены эпидот-циозитовым и эпидот-карбонатным материалом. Спилиты, слагающие верхние части покровов, нередко имеют мандельштейновое сложение. Редко встречающиеся вкрапленники образованы нацело альбитизированным плагиоклазом (№ 5—15) и моноклинным пироксеном типа авгита. Многочисленные миндалины в мандельштейновых разновидностях спилитов выполнены кальцитом, хлоритом и пренитом. Центральная часть миндалин, как правило, заполнена кальцитом, реже — пренитом, а хлорит образует узкую краевую оторочку.

Таблица 1

Состав и свойства неальбитизированных плагиоклазов-вкрапленников в порфиритах зоны Южного склона (по данным 153 замеров)

Порода, место взятия	№ плагиоклаза	$-2V, ^\circ$	Символ двойниковой оси	Литературный источник
Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Цхенис-Цкали	80	-82	1 (001)	Данные автора
Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Кодори	80	-84	1 (001)	"
То же	82	-80	1 (001)	"
Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Бзыби	90	-84	1 (001)	"
Дайка плагиоклазового порфирита, бассейн рек Пшехи, Верхней Тубы	80	+84	1 (001)	"
Дайка плагиоклазового порфирита, бассейн р. Пшияхо (сел. Малое Псеушко)	68	+88	1 (001)	"
Лавовый покров из авгит-плагиоклазового порфирита, Джавский район	72	В сечении 1 (100)		"
Покров из авгит-плагиоклазовых порфиритов, бассейн р. Джоджоры	70			"
Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Бзыби	80	+85	001	"
Дайка плагиоклазового порфирита, бассейн рек Пшехи, Верхней Тубы	80	+85—86	001	"
Дайка плагиоклазового порфирита, бассейн р. Пшияхо (сел. Малое Псеушко)	80	+84, -83	(010)	"
Лавовый покров из авгит-плагиоклазового порфирита, Джавский район	54	-80, -78	1 (010)	"
Покров из авгит-плагиоклазовых порфиритов, бассейн р. Джоджоры	45	-88	1 (010)	"
Лавовый покров из авгит-плагиоклазового порфирита, Джавский район	55		(001)	"
Покров из авгит-плагиоклазовых порфиритов, бассейн р. Джоджоры	50		(001)	"
Лавовый покров из авгит-плагиоклазового порфирита, Джавский район	55	+79		[152]
Покров из авгит-плагиоклазовых порфиритов, бассейн р. Джоджоры	78	+86		"
Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Цхенис-Цкали	90			"
Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Кодори	96			"

Авгит-плагиоклазовые порфириды преобладают в составе вулканогенной толщи лейаса—байоса. Эти породы, развитые в различных частях зоны Южного склона, практически не отличаются друг от друга. Такое жеобразие характерно для спилитов и плагиоклазовых (без цветных минералов) порфиритов. Август-плагиоклазовые порфириды состоят из хлоритизированной основной массы с микролитами плагиоклаза состава лабрадора (№ 55—70) и значительно реже — пироксена тип августа. Порфировидные вкрапленники представлены идиоморфным плагиоклазом, состав которого колеблется от лабрадора до битовнита (табл. 1, рис. 2) и августом. Часты резко зональные кристаллы плагиоклаза. Замеры зональных полисинтетически сдвойникованных плагиоклазов на федоровском столике показали, что ядра зерен могут отличаться по составу от периферических частей на 15—25 замеров в сторону большего содержания анортитовой составляющей. Зональность плагиоклаза, как правило, прямая. На гистограмме частот встречаемости неальбитизированных плагиоклазов — вкрап-

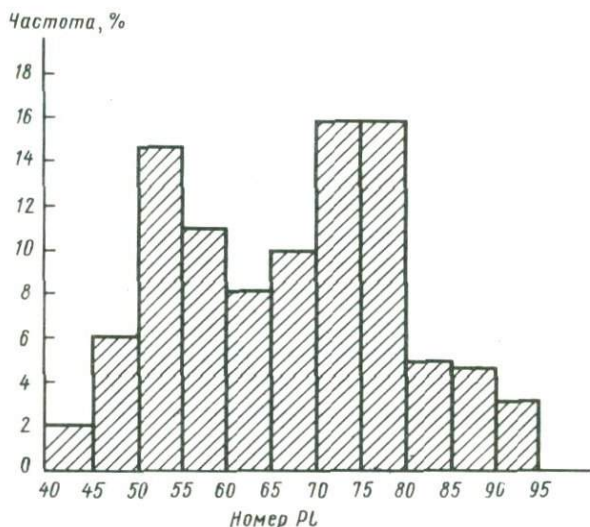


Рис. 2. Гистограмма частот встречаемости неальбитизированных вкрапленников плагиоклаза разного состава в диабазовых порфиритах J_{1-2} зоны Южного склона (по данным 153 замеров на федоровском столике)

ленников разного состава в диабазовых порфиритах (см. рис. 2) четко выделяются два максимума. Один из них отвечает составу плагиоклаза An_{30-35} , другой — An_{70-80} . Между ними есть все промежуточные разновидности. Один из таких максимумов отражает преобладающий состав ядерных частей крупных зональных кристаллов (An_{70-80}) и порфиридных выделений разных этапов кристаллизации расплава. Второй максимум (An_{50-55}) отвечает составам плагиоклазовых вкрапленников заключительных этапов кристаллизации и периферическим частям крупных зональных кристаллов. Состав микролитов плагиоклаза в основной массе колеблется от An_{55} до An_{70} , т.е. кристаллизация основной массы (выполнение микролитов) начинается вскоре после первого выделения порфиридных вкрапленников плагиоклаза и продолжается все время вплоть до окончательного застывания расплава. Однородное (оптически незональное) зерно плагиоклаза, присутствующее в виде порфиридного вкрапленника в пироксен-плагиоклазовом порфирите из лавового покрова в бассейне р. Кодори, анализировалось с помощью рентгеновского микроанализатора системы "Самса" (ИГЕМ АН СССР). Результаты анализа, приведенные ниже, практически совпадают с определением состава этого же плагиоклаза оптическим методом.

Состав плагиоклаза из обр. 12/63 по данным анализа на микрозонде:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
46,78	33,24	0,92	18,02	2,55	0,11	101,62

Соотношение миналов *An* (анортита), *Ab* (альбита) и *Or* (ортоклаза) соответственно составляет 79,3; 20,2; 0,5, а номер плагиоклаза соответствует 80.

Таблица 2

Оптические свойства порфиroidных вкрапленников авгита из авгит-плагноклазовых порфиритов и спилитов

Порода, место взятия	+2V, °	cNg	Литературный источник
Лавовый покров из авгит-плагноклазовых порфиритов, бассейн р. Бзыби	60	43	Данные автора
	54	39	"
Лавовый покров из авгит-плагноклазовых порфиритов, бассейн р. Лашипсе	62	38	"
	60	30	"
То же, бассейн р. Кодори	58	43	"
	60	44	"
То же, бассейн р. Ингури	60	44	"
	54	43	"
Межпластовое тело из тех же пород, бассейн р. Ингури	58	44	
Лавовый покров из тех же пород, бассейн р. Риони	50	36	[152]
	56	43	
Лавовый покров из спилитов, бассейн р. Ингури	50	38	"
	54	42	"

Вторичные изменения плагноклаза выражаются в серицитизации, хлоритизации и часто карбонатизации. Авгит порфиroidных вкрапленников, как правило, образует бесцветные ксеноморфные зерна, нередко замещенные хлоритом.

В табл. 2 приведены оптические свойства порфиroidных вкрапленников авгита.

С помощью рентгеновского микроанализатора системы "Самеса" были исследованы составы фенокристов авгита, приведенные в табл. 3 (аналитик Н.В. Тронева). Интересно сравнить данные табл. 3 с результатами силикатного анализа вкрапленника пироксена из межпластового тела авгит-плагноклазового порфирита бассейна р. Келасури, приведенными в работе Г.С. Дзоценидзе [152]:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
47,8	0,47	1,83	6,03	0,25	4,08	0,09	15,12
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	П.п.п	H ₂ O—110°	Сумма	
20,35	1,16	0,30	0,2	1,10	1,28	100,06	

Существенно плагноклазовые (без цветных минералов) порфириты образуют дайки, межпластовые залежи, а в ряде случаев и лавовые покровы. Макроскопически это плотные, зеленовато-серые породы с редкими выделениями плагноклаза, погруженного в скрытокристаллическую основную массу. Плагноклаз представлен идиоморфными кристаллами двух размеров (средние значения) — 1,6 x 1,3 мм и мелкими призмочка-

ми 0,6 x 0,3 мм. Крупные вкрапленники почти нацело замещены альбитом и агрегатом, состоящим из хлопьевидных образований хлорита и карбоната. Лишь незначительные по размерам реликты, оставшиеся незатронутыми в процессе вторичных изменений, дают возможность судить о составе и структуре первичного плагиоклаза.

Мелкие призмочки плагиоклаза в значительно меньшей степени затронуты процессом хлоритизации и карбонатизации.

Изучение реликтов первичного плагиоклаза показывает, что состав его колеблется от андезина до битовнита (см. рис. 2). Хорошо наблюдается двойниковая полисинтетическая структура. Замеры зональных полисинтетически сдвойникованных кристаллов на столике Федорова показали заметные различия в составе ядровых частей зерен и их периферии. Как правило, разница достигает 20—25 номеров в сторону увеличения альбитовой составляющей от центра к периферии. В ряде случаев зерна плагиоклаза окаймлены узкой альбитовой оторочкой.

Следует отметить, что в замещении плагиоклаза минералами-новообразованиями наблюдается определенная закономерность. В центральной, удаленной от контактов части даек и межпластовых залежей плагиоклаз замещается главным образом хлоритом и в несколько меньшей степени — карбонатом. Альбитизация здесь почти совершенно отсутствует. В приконтактных участках параллельно с резким изменением структуры породы изменяется и состав новообразований, "съедающих" плагиоклаз. Хлоритизация здесь развита несколько меньше. Плагиоклаз замещается альбитом, образующим по нему прихотливую, очень разветвленную паутину, в "окнах" которой находится мелкокристаллическое, недиагностируемое вещество (возможно, каолинит). В большинстве случаев альбит нацело замещает плагиоклаз. Часто образуются карбонатные псевдоморфозы по плагиоклазу, которые либо сохраняют форму замещаемого зерна, либо приобретают сглаженные, округлые очертания.

Структура породы в центральных, удаленных от контактов участках даек и межпластовых залежей типично офитовая. Плагиоклазы (вернее, то, что осталось после их замещения хлоритом и карбонатом) четко идиоморфны. Промежутки между призматическими образованиями плагиоклазов незначительны и заполнены агрегатами хлорита и карбоната (по-видимому, по ранее существовавшему цветному минералу). В зонах эндоконтакта структура породы резко меняется. Преобладающей в процентном отношении становится основная масса, представленная крупными микролитами плагиоклаза, замещенного альбитом. Плагиоклазовые микролиты погружены в карбонат-хлоритовый мезостазис. Структура, таким образом, становится гиалопилитовой. Такой же структурой, как правило, отличаются и плагиоклазовые порфириды из лавовых покровов. В диабазовых порфиритах, слагающих дайки и межпластовые залежи, часты прожилки кальцита, пренита и низкотемпературного гидротермального кварца, который образует стебельчатые формы, заполняющие трещинки в породе.

Интересен выход плагиоклазовых порфиритов, которыми сложены два останца когда-то единого лавового покрова, обнаруженного на западном

Таблица 3

Химический состав порфиридных вкрапленников авгита в авгит-плаггиокла

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO
Лавовый покров, верховья р. Лашипсе	48,08	1,00	4,16	11,32
То же	50,04	0,76	3,86	11,44
"	51,76	0,69	2,84	10,51
"	49,29	0,69	3,27	10,25
"	48,38	1,11	4,98	11,42
"	47,24	1,12	5,10	11,78
Дайка, верховья р. Лашипсе	51,86	0,80	2,81	10,31
То же	51,38	0,88	3,12	11,77
"	52,94	0,74	2,27	11,04
Межпластовая залежь, верховья р. Лашипсе	48,77	0,61	5,50	7,50
То же	48,60	0,70	5,44	8,02
"	49,18	0,68	5,17	7,79
"	49,76	0,77	3,32	10,73
Лавовый покров, бассейн р. Бзыби	50,31	0,83	3,56	10,15
То же	50,27	0,84	3,26	10,08
"	48,77	0,82	3,99	10,27
"	52,20	0,83	3,28	10,15
"	50,73	0,82	4,40	9,80
Дайка, бассейн р. Бзыби	51,29	0,98	3,62	9,78
То же	51,54	1,12	4,24	9,84
Лавовый покров, бассейн р. Кодори	50,23	0,75	4,88	9,27
"	50,18	0,75	4,77	9,21
Лавовый покров, бассейн р. Цхенис-Цкали	53,57	0,43	1,49	11,03
"	50,83	0,48	1,59	11,29
"	51,26	0,62	2,34	11,12
То же	50,71	0,53	2,00	11,69
"	51,13	0,47	1,53	11,47
"	50,58	0,80	2,42	14,14
"	51,63	0,48	1,53	11,64
Лавовый покров, бассейн р. Риони	51,25	0,28	2,19	9,04
"	51,85	0,22	1,76	8,96

* В тех случаях, где нет ссылки на литературный источник, исследования

окончании полосы выходов юрских порфиритов в бассейне р. Гунайки (ст. Пшиш) [77]. Эти останцы отпрепарированы от вмещающей их толщи ааленских аргиллитов. При исследовании гунайских порфиритов наблюдается их морфологическая особенность: в верхней части выходов это типичная шаровая лава, переходящая книзу в монолитный лавовый поток. Особенно отчетливо шаровая структура лавы обнаруживается на участке, расположенном в русле р. Гунайки в 300–350 м вверх по течению от

зовых порфиритах по данным рентгеновского микроанализатора*, вес. %

	MnO	HgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
	0,23	12,54	22,89	0,22	0,004	100,4
	0,23	11,81	22,46	0,35	He обн.	100,95
	0,21	11,78	22,85	0,24	0,006	100,88
	0,21	12,58	22,71	0,22	He обн.	99,22
	0,20	11,63	22,41	0,30	0,004	100,43
	0,20	11,37	22,68	0,25	0,01	99,74
	0,24	12,37	20,63	0,25	0,01	99,88
	0,23	11,76	20,59	0,33	0,01	100,07
	0,24	12,20	20,52	0,32	0,01	100,28
	0,08	12,81	23,32	0,05	He обн.	100,37
	0,09	12,71	24,32	0,17	0,004	100,06
	0,10	12,06	24,10	0,10	He обн.	99,18
	0,22	11,86	22,83	0,22	0,003	99,71
	0,19	12,62	22,53	0,26	0,004	100,45
	0,18	12,34	22,64	0,26	0,004	99,87
	0,20	12,61	22,53	0,24	0,008	99,43
	0,22	12,37	21,42	0,23	He обн.	100,70
	0,15	11,94	22,83	0,20	0,008	100,87
	0,22	12,13	21,27	0,34	0,003	99,63
	0,22	12,14	21,52	0,25	0,01	100,88
	0,17	12,51	22,81	0,32	He обн.	100,54
	0,16	12,09	22,55	0,35	"	100,09
	0,70	12,49	20,47	0,23	"	100,54
	0,75	12,75	20,40	0,34	"	98,43
	0,70	12,18	21,80	0,40	"	100,42
	0,76	13,49	21,17	0,31	"	100,66
	0,68	13,53	20,59	0,23	"	99,63
	0,85	13,55	18,96	0,31	"	101,61
	0,70	14,46	19,62	0,25	"	100,31
	0,19	14,91	22,12	He обн.	"	99,98
	He обн.	14,94	22,16	"	"	99,89

проводились автором работы.

устья. Шары образованы плотной темной породой и достигают в диаметре 0,5 м. На этом участке довольно значительное расстояние между шарами заполнено грязно-зеленоватой рыхлой цементирующей массой. Связь между шарами и цементом слабая. На втором участке выходов порфиритов, расположенном ниже по течению р. Гунайки, расстояние между шарами либо незначительно, либо вовсе отсутствует. В последнем случае шары соприкасаются друг с другом, при этом вогнутость одного шара соответ-

Таблица 4

Количественный минеральный состав типичных пород спилит-диабазовой формации, объемн. %

Порода, место взятия	Основная микроролитовая масса	Плагиоклаз	Пироксен (авгит)	Рудные	Хлорит	Пренит	Сумма
Авгит-плагиоклазовый порфирит, бассейн р. Ингури	54,4	36,0	1,6	2,4	5,6	—	100,0
То же	43,7	41,2	9,2	2,1	3,8	—	100,0
Авгит-плагиоклазовый порфирит, бассейн р. Кодори	74,3	20,8	4,9	—	—	—	100,0
То же	—	56,1	18,5	—	—	25,4	100,0
"	—	50,0	16,7	—	—	33,3	100,0
Авгит-плагиоклазовый порфирит, бассейн р. Цхенис-Цкали	89,1	9,4	1,5	В осн. массе	В осн. массе	—	100,0
То же, бассейн р. Ингури	43,7	41,2	9,2	2,1	3,8	—	100,0
То же, бассейн р. Кодори	80,4	14,2	5,4	—	—	—	100,0

Таблица 5

Химический состав типичных пород спилит-диабазовой формации J_{1-2} зоны

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Спилит, бассейн р. Джоджоры	49,47	0,02	20,50	3,44	6,42
Спилит, бассейн р. Ажу	46,20	0,55	17,33	0,61	6,04
То же	49,50	0,42	17,76	1,55	3,63
Спилит, бассейн р. Нижний Тугупс	55,17	0,63	19,95	4,02	4,45
То же	42,42	0,65	15,44	2,36	2,59
" бассейн р. Верхний Тугупс	45,69	0,37	15,34	1,51	5,12
" бассейн р. Шахе	49,92	1,02	17,78	0,85	8,58
" бассейн р. Верхний Тугупс	45,23	0,68	15,50	1,74	5,59
" бассейн р. Хахонсе	47,38	0,85	16,97	1,18	10,05
Авгит-плагиоклазовый порфирит, бассейн р. Джоджоры	51,36	0,03	18,46	4,97	4,80
То же, бассейн р. Кодори	49,67	1,10	18,58	5,81	3,74
" "	50,58	0,95	20,49	2,54	5,53
Плагиоклазовый порфирит, бассейн р. Пшенахо (Западный Кавказ)	41,50	0,79	14,90	2,64	6,15
То же, бассейн р. Гогопс	51,88	0,87	16,74	3,80	6,26
" бассейн р. Шахе	49,81	1,56	19,96	—	9,75
" "	48,44	1,24	17,20	0,57	8,50
Плагиоклазовый порфирит, бассейн р. Хахонсе	48,54	1,07	15,25	4,88	5,25
Базальтовый порфирит, гора Малая Чүра	51,13	0,64*	17,51	1,84	4,62
Альбитовый диабаз, междуречье Нижнего и Верхнего Тугупса	52,79	0,98	19,10	4,86	3,02
Лабрадоритовый диабаз, там же	48,66	0,85	15,95	3,13	8,94
Альбитовый диабаз, верховья р. Нижний Тугупс	50,45	0,77	17,58	4,15	2,54
То же, истоки р. Гогопс	51,82	0,87	16,74	3,80	6,26

ствуется выпуклости другого, располагающегося рядом. В нижней части обнажения шаровая лава уступает место монолитному лавовому потоку.

Состоят шары из количественно преобладающей основной массы и фенокристов нацело альбитизированного плагиоклаза.

Вкрапленники плагиоклаза редки, но достигают довольно крупных размеров (3,2 x 2,0 мм). В большинстве случаев они нацело замещены альбитом и только иногда вместо альбита по плагиоклазу развивается карбонат.

Основная масса состоит из микролитов альбитизированного плагиоклаза, погруженных в слабо развитый карбонат-хлоритовый мезостазис. Чрезвычайно развит рудный минерал, распыленный по всей породе в виде мелких зерен, и особенно часто — в виде удлинённых, шестоватых форм, а также в виде скелетных образований.

Вторичные изменения выражаются в интенсивной альбитизации и карбонатизации. Альбитом замещен плагиоклаз фенокристов и микролитов, реже плагиоклазовые вкрапленники замещаются карбонатом. Карбонат развивается главным образом по основной массе совместно с хлоритом, присутствующим в подчиненном количестве. Структура пород преимущественно гиалопилитовая.

Южного склона, по данным А.М. Борсука и [152, 228, 168], вес. %

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Сумма
	0,41	4,82	3,89	2,98	0,55		7,36	0,07	100,12
	0,77	6,30	8,69	4,85	0,12		9,41	2,69	100,69
	0,12	6,19	7,75	4,69	0,20	0,75	3,35	4,12	100,23
	0,06	7,24	1,45	5,95	0,16	0,73	3,45	0,61	100,66
	0,13	1,99	16,19	5,49	0,16	0,20	11,97	9,55	99,70
	0,09	2,23	11,43	4,40	0,04	0,31	11,55	8,54	99,01
	0,11	6,73	9,02	4,15	0,17	0,37	2,08	2,69	100,56
	0,08	1,72	1,01	4,75	0,11	0,26	11,63	8,67	98,97
	0,10	4,50	6,54	3,77	0,27	0,44	7,67	5,12	99,74
	0,24	4,53	8,28	2,17	1,07	0,41	3,76	He опр.	100,24
	0,10	3,81	9,91	3,42	0,34	He опр.	3,90	"	100,38
	0,13	3,09	9,14	2,77	1,80	0,40	2,50	"	99,92
	0,27	6,89	10,93	2,57	0,23	0,97	4,63	7,44	99,91
	0,27	5,78	4,86	5,35	0,10	0,69	3,72	He опр.	99,88
	0,08	7,59	9,07	2,53	0,06	0,27	3,03	0,27	100,56
	0,07	9,12	11,23	2,17	0,09	0,49	1,75	0,44	100,50
	0,51	2,83	7,53	4,91	0,29	0,44	8,21	6,31	99,83
	0,21	7,83	8,82	2,57	0,12	0,30	5,56	1,13	100,93
	0,10	5,11	4,99	5,82	0,10	0,58	2,29	1,05	99,67
	0,11	7,29	8,91	2,85	0,42	0,32	2,09	1,65	99,46
	0,07	6,96	9,50	3,73	0,12	0,41	3,22	0,41	99,66
	0,27	5,78	4,86	5,35	0,10	0,69	3,72	He обн.	99,88

Цемент, заполняющий промежутки между шарами, представляет собой материал тех же порфиритов, в котором преобладает основная масса, сложенная микролитами альбитизированного плагиоклаза. Размеры микролитов основной массы цемента заметно меньше размеров микролитов основной массы шаров. Кроме этого, в основной массе цемента распространены радиально-лучистые агрегаты хлорита типа делессита и плохо диагностируемые продукты девитрификации стекла.

Как уже отмечалось, в удаленных от контакта участках даек и межпластовых тел очень сильно развит процесс хлоритизации и несколько в меньшей степени — карбонатизации. Фенокристы плагиоклаза замещены хлоритом и карбонатом, альбитизация почти совершенно отсутствует. В зонах же эндоконтакта плагиоклазы замещаются главным образом альбит-олигоклазом, а хлоритизация проявлена в меньшей степени. В плагиоклазовых порфиритах, образующих лавовые покровы, мы обнаруживаем такую же картину развития вторичных процессов, как и в зонах эндоконтакта даек и межпластовых залежей. Фенокристы плагиоклаза в плагиоклазовых порфиритах лавовых покровов замещаются главным образом альбит-олигоклазом и уже в значительно меньшей степени — хлорит-карбонатными агрегатами.

В табл. 4 приведен количественный минеральный состав типичных пород спилит-диабазовой формации, а в табл. 5 — химический состав.

Приведенные данные геологического положения пород спилит-диабазовой формации свидетельствуют о том, что эти породы образовались в подводных условиях синхронно с отложением мощной толщи аргиллитов и глинистых сланцев, выполняющих глубокий геосинклинальный прогиб зоны Южного склона нижней—средней юры. Базальтовый магматический расплав, формировавший лавовые покровы, изливался либо на дне глубокого морского водоема, либо проникал в виде даек, субвулканических тел и межпластовых залежей в слабо литифицированные пелитовые осадки. По составу расплав отвечал толеитовому базальту с характерным резким преобладанием Na_2O над K_2O . Процессы дифференциации расплава были проявлены крайне слабо.

Описанная спилит-диабазовая формация J_{1-2} зоны Южного склона представляет собой конкретное выражение спилит-диабазового формационного типа, выделенного Ю.А. Кузнецовым [212] и характерного для офиолитовой стадии геосинклинального развития подвижных областей [48]. Подобные формации рассматривались в работах А.Н. Заварицкого [172], В.А. Заварицкого [173], Ю.А. Билибина [71], Г. Штилле [333], Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [312] и ряда других исследователей. Широко распространены они в девоне зоны Передового хребта Большого Кавказа [21], нижнем палеозое Тагило-Магнитогорского прогиба Урала [172, 224, 337, 320, 321], рифее и кембрии Горного Алтая и других районах классического развития "инициального", по Г. Штилле, вулканизма, характерного для раннего этапа развития собственно геосинклинальных структур.

ФОРМАЦИЯ КВАРЦЕВЫХ АЛЬБИТОФИРОВ

В северном борту эвгеосинклинальной зоны Южного склона, на стыке ее с геоантиклинальной зоной Главного хребта, развита формация, существенно отличающаяся по составу от описанной выше. Это кварцевые альбитофиры, образующие субвулканические тела, дайки, отдельные межпластовые залежи и целый вулканогенный горизонт. Кварцевые альбитофиры (натровые кератофиры) на Западном Кавказе описывались под теми или иными названиями в работах В.П. Еремеева [167], В.А. Мельникова [239], М.Г. Ломизе и М.Л. Сомина [229], В.И. Славина [297]; на территории Абхазии, Сванетии и Грузии аналогичные породы исследовались Г.С. Дзоценидзе [153], Д.С. Белянкиным и В.П. Петровым [68], Г.М. Заридзе [177] и другими исследователями.

В верховьях рек Лашипсе, Авадхары и Мзымты среди глинистых сланцев лейаса залегают туфы, туфобрекчии и туффиты, выделяемые в авадхарский вулканогенный горизонт, общая мощность которого оценивается в 150 м. Среди туфов авадхарского горизонта преобладают крупнообломочные литокластические разновидности, состоящие из угловатых обломков кварцевых альбитофиров, микролитов и более крупных зерен пелитизированного альбита и кварца, сцементированных катаклазированным веществом того же состава, к которому нередко примешиваются хлорит и карбонат. Обломки кварцевых альбитофиров, присутствующие в туфогенном материале, состоят из основной массы, представленной очень мелкими микролитами альбита, погруженными в криптокристаллическую кварц-полевошпатовую массу, редких порфирированных выделений идиоморфного пелитизированного альбита (№ 5—8) и свежего водянопрозрачного кварца. Структурные особенности обломков альбитофиров весьма разнообразны: наблюдаются витрофировые, фельзитовые и микропойкилитовые разновидности структур основной массы. Характерно присутствие в основной массе мельчайших зернышек и скоплений эпидота, хлорита и карбоната. Хлорит нередко заполняет трещины и миндалины в породе, образуя радиально-лучистые агрегаты. Иногда встречаются разновидности кварцевых альбитофиров, отличающиеся флюидалной структурой основной массы, представленной микролитами альбита и большим количеством мельчайших включений рудного минерала.

Туфобрекчии авадхарского горизонта содержат большое количество различных по величине (от 1 см до 0,5 м и более) обломков, бѳмб и лапиллей кварцевых альбитофиров, сцементированных веществом литокластических туфов того же состава. М.Г. Ломизе и М.А. Сомин указывают на то, что в верхах авадхарского горизонта наблюдались прослои глинистых туффитов и туфогенных песчаников, сходных по составу пирокластического материала с туфами и кварцевых альбитофиров. Слоистость туфов и туфогенных пород, присутствие в них скелетных остатков иглокожих, а также переслаивание вулканогенных пород с морскими осадочными свидетельствуют о том, что накопление пирокластического материала происходило в морских условиях.

Таблица 6

Химический состав типичных пород кварц-альбитофировой формации [229]

Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Кварцевый альбитофир субвулканического тела, верховья р. Авадхары	65,55	0,57	14,32	0,78	4,31	0,09
То же, верховья р. Лашипсе	73,90	0,24	12,36	0,86	1,74	0,08
То же, верховья р. Бзерпии	72,65	0,31	10,77	1,12	2,94	0,06
Кварцевый альбитофир из обломков в туфобрекчии, верховья р. Авадхары	70,89	0,24	13,54	1,05	1,19	0,02
То же, верховья р. Лашипсе	71,75	0,55	13,19	1,05	1,74	0,03

В области развития авадхарского вулканогенного горизонта в верховьях рек Лашипсе, Авадхара и Мзымта, на западном его продолжении — в бассейнах рек Пслух и Бзерпии, а также на отдельных участках в верховьях рек Кодори, Ингури и Риони широко развиты субвулканическая и интрузивная фации кварцевых альбитофиров. Вмещающими породами для них служат аргиллиты, глинистые сланцы и песчаники лейаса и нижнего доггера, слагающие северный борт эвгеосинклинальной зоны Южного склона на контакте ее с зоной Главного хребта. Форма субвулканических тел часто штокообразная, нередко линзы, пластовые интрузивные залежи и дайки. Кварцевые альбитофиры, которыми сложены субвулканические тела и гипабиссальные интрузии, в петрографическом отношении очень похожи на кварцевые альбитофиры, присутствующие в качестве обломков в авадхарском вулканогенном горизонте. Представлены они зеленовато-серыми тонкозернистыми до криптокристаллических породами, основная микропиклитовая масса которых состоит из тончайших лейт альбита и криптозернистого альбит-кварцевого базиса. Порфиroidные выделения плагиоклаза нацело альбитизированы. Состав альбита отвечает номерам от 0 до 8. Как правило, альбит мутный, значительно пелитизированный. Вкрапленники кварца распространены несколько реже. Контуры их — обычно сглаженные, со следами резорбции. Цветные минералы в породе отсутствуют. Однако в некоторых случаях удается наблюдать следы их замещения. Так, в дайках и межпластовых залежах альбитофиров, развитых в районе Каробского молибденового месторождения, а также на Заданеурском и Кодыдзирском участках (бассейн рек Риони и Чвешури в районе сел. Гона) в альбитофирах встречены нацело серицитизированные чешуи биотита. Полные псевдоморфозы хлорита по первичному биотиту отмечались также Г.С. Дзоценидзе [152] в кварцевых альбитофирах, слагающих дайки в Джавском районе и на горе Сырх-Леберта. Кроме того, Г.С. Дзоценидзе указывает на наличие зерен анатита и циркона в составе этих по-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	Сумма
2,47	2,75	5,15	1,55	3,07	0,31	0,09	2,79	100,92
1,00	2,77	3,23	0,80	3,90	0,08	0,18	2,00	100,96
1,74	2,96	3,38	1,20	3,77	0,05	0,15	2,94	100,93
2,46	2,40	6,74	0,04	1,58	0,15	0,08	1,59	100,30
1,12	2,42	5,57	0,30	1,97	0,24	0,04	1,43	99,93

род. Часто в породе обнаруживаются листочки или хлопьевидные агрегаты хлорита, скопления мелких зерен эпидота и гидроокислы железа, образовавшиеся за счет разложения кристалликов пирита, включенных в основную массу.

Выходы альбитофиров контролируются субширотными разломами, система которых объединяется в так называемый Главный надвиг Большого Кавказа. Интересно отметить, что интрузивные тела альбитофиров трассируют в ряде случаев те разломы, которые отличаются рудопроявлениями киновари, а сами альбитофиры и окружающие их аргиллиты и песчаники юры представляют собой рудовмещающие породы.

В табл. 6 приведены химические составы типичных пород кварц-альбитофировой формации.

Близкие по химическому составу и петрографическим особенностям кварцевые альбитофиры ассоциируют с породами порфиритовой формации нижней и средней юры, развитой в пределах Грузинской глыбы и описанной Г.С. Дзоценидзе [152], Г.М. Заридзе [176, 177] и другими исследователями.

Альбитизация плагиоклазов и замещение первично-магматических цветных минералов (биотита) хлоритом и серицитом несомненно представляют собой наложенные процессы, изменившие состав первичных пород. Состав и структуры основной массы кварцевых альбитофиров, а также очень редко встречающиеся реликты не полностью альбитизированных плагиоклазов-вкрапленников состава олигоклаза и андезина, наличие псевдоморфоз по биотиту свидетельствуют о том, что изменению подвергались породы типа дацитов или андезито-дацитов. Как мы увидим в дальнейшем, описанные кварцевые альбитофиры имеют много общего с альбитизированными породами андезито-дацитовой формации нижней юры, широко развитыми в геоантиклинальной зоне Главного Кавказского хребта. Здесь важно подчеркнуть, что кварцевые аль-

битофиры почти не встречаются среди мощной вулканогенной спилит-диабазовой толщи нижней—средней юры, развитой в пределах центральной части геосинклинального прогиба зоны Южного склона. Формация кварцевых альбитофиров характерна для окраинной, бортовой части эвгеосинклинальной зоны там, где эта зона примыкает к существенно иной, геодомоантиклинальной структуре — зоне Главного хребта. Появление кварцевых альбитофиров характерно и для байосской порфиритовой толщи, образовавшейся на окраине Грузинской глыбы, представляющей собой срединный массив в Кавказской ветви Средиземноморского геосинклинального пояса.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ (ГЛАВНЫЙ КАВКАЗСКИЙ ХРЕБЕТ)

ГАББРО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Диабазы, габбро-диабазы и порфириды зоны Главного Кавказского хребта изучали Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и другие исследователи [221, 222, 220, 52, 115, 116, 120, 151, 15, 21, 220, 177, 310, 311, 329, 328, 151, 306, 6, 129, 151].

Так же как и в зоне Южного склона, здесь развиты породы, образовавшиеся в результате вулканической деятельности нижней юры—байоса и в процессе синхронного внедрения базальтоидного расплава, давшего серию даек и межпластовых залежей. Отличия заключаются в том, что в зоне Главного хребта существенно развита интрузивная фация. В результате работ Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Д.С. Белянкина и Л.А. Варданянца возникло представление о едином сложнопостроенном юрском "диабазовом поясе" Главного Кавказского хребта. Однако в пределах этого пояса по геологическим и петрографическим признакам Д.С. Белянкин [52] выделял Ассинскую и Колотанскую "формации" диабазов. Позднее Л.А. Варданянц [115, 116, 119] различает две полосы в составе диабазового пояса: Казбекскую и Кахетинскую, причем в каждой полосе выделялись еще северная и южная зоны. На неоднородность пород, объединяемых в единый диабазовый пояс, одним из первых указал Г.Д. Афанасьев [15, 21], высказавший мнение о том, что в составе диабазового пояса есть как интрузивные тела более древнего, чем юра, возраста, являющиеся, возможно, жильной серией палеозойских гранитных интрузивов, так и более молодые габброидные породы, образовавшиеся в меловое или, возможно, в третичное время. О возрастной и генетической неоднородности пород диабазового пояса говорил и А.П. Лебедев [219], а еще раньше И.Д. Стороженко [306].

Нами рассматриваются вулканогенные и интрузивные породы основного состава зоны Главного хребта, объединяемые в габбро-диабазовую формацию, юрский возраст которых доказывается их соотношением с осадочной толщей, в основании которой, как уже указывалось М.К. Сухановым, была обнаружена фауна верхнего триаса — нижней юры.

В пределах центральной части зоны Главного Кавказского хребта фиксируется два наиболее крупных центра развития пород, относимых нами к габбро-диабазовой формации. Это массивы гор Чаухи и Архон. На южной окраине зоны в пределах водораздельного хребта между бассейнами рек Цхенис-Цкали и Риони расположен третий крупный центр развития пород рассматриваемой формации — массив хребта Чутхаро. Г.С. Дзоценидзе, давший первое полное геолого-петрографическое описание пород, слагающих хребет Чутхаро, указывает: "Вулканогенная свита хребта Чутхаро представляет особый интерес, так как она слагается из диабазов, диабазовых порфиритов, порфиритов и туфов и к востоку непосредственно увязывается с порфирито-туфовой серией бассейна р. Риони. Таким образом, чутхарская свита по своему составу служит соединяющим звеном между диабазами Главного хребта и порфиритово-туфовой серией байоса, что помогает выяснению вопроса взаимоотношений между ними" [152]. В основании байосской вулканогенной толщи хребта Чутхаро залегают туфы спилитового состава, спилитовые туфо- и лавобрекчии. Широко развиты пластовые тела мандельштейновых альбитизированных авгит-плагиоклазовых порфиритов, миндалины которых заполнены пренитом, кальцитом и хлоритом. Характерны кварц-эпидотовые жилки, выполняющие трещины в дайках и межпластовых залежах. Помимо альбитизированных авгит-плагиоклазовых порфиритов и спилитов, в строении хребта Чутхаро участвуют значительно реже встречающиеся дайки и пластовые гипабиссальные интрузивы габбро и габбро-диабазов. Строение массивов хребта Чаухи и Архон и петрографические особенности слагающих их пород весьма близки. Массивы состоят из вулканогенных образований, представленных туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, лавовыми покровами, и интрузивных тел в виде межпластовых залежей (силлов), субвулканических тел (штоков и некков) и широко развитых даек. Так, на хребте Чаухи горизонты литокластических туфов перемежаются с силлами, сложенными либо спилитами (в нижней части разреза), либо авгит-плагиоклазовыми порфиритами. Широко развиты мандельштейновые диабазовые порфириты, слагающие лавовые покровы мощностью в несколько десятков метров. Такие признаки мандельштейновых порфиритов, как шаровая текстура, хорошо развитая в прикровельных частях лавовых покровов, отсутствие следов термального метаморфизма в перекрывающих аргиллитах, наличие измененного глинистого вещества между шарами, свидетельствуют об излиянии лавы на дно морского водоема. В районе массива Чаухи мандельштейновые порфириты занимают верхнюю часть разреза вулканогенной толщи, образуя пачку мощностью 400 м, состоящую из отдельных потоков, разделенных прослоями глинистых сланцев.

В районе массива горы Архон потоки мандельштейновых порфиритов с хорошо выраженной шаровой отдельностью залегают на горизонте из черных глинистых сланцев, перемежающихся с песчаниками. Такие же сланцы и песчаники чередуются с лавовыми покровами, литокластическими туфами и туфоконгломератами вверх по разрезу. Авгит-плагиоклазовые порфириты, которыми сложены мандельштейновые лавовые покровы, имеют серовато-зеленый, иногда фиолетовый цвет и представ-

Таблица 7

Химический состав плагиоклазов в габбро-диабаззах зоны Главного хребта

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO
Дайка габбро-диабазы, бассейн р. Фиэгдон	49,74	Нет	31,68	0,49
То же	47,69	"	32,47	0,61
"	48,48	"	32,60	0,45
"	44,79	"	35,71	0,39

ляют собой плотные, плохо раскристаллизованные породы. Редкие порфиroidные выделения представлены нацело альбитизированным плагиоклазом (№ 5—8) и реже — присутствующим бесцветным авгитом, погруженным в основную массу гиалопилитовой структуры. Основная масса состоит из тонких лейст альбита и бурого или зеленого стекловатого мезостазиеса, часто переполненного рудной сыпью магнетита. Широко развиты карбонат, хлорит, пренит и эпидот, выполняющие пустоты в породе и нередко замещающие вкрапленники и основную массу. Промежутки между шарами лавовых покровов выполнены эпидот-цоизитовым и эпидот-кварц-карбонатным материалом.

Силлы и дайки диабазовых порфиритов распространены наиболее широко. Мощность и тех и других колеблется от нескольких метров до первых десятков метров, а протяженность достигает сотен метров. Сложены они, как правило, хорошо раскристаллизованными порфиroidными породами, состоящими из крупных идиоморфных таблиц плагиоклаза, ксеноморфных (тоже достаточно крупных) зерен пироксена и магнетита. Плагиоклаз чаще всего свеж и слабо зонален. Резкие границы между зонами отсутствуют. Состав ядровой части отличается большим содержанием анортитовой составляющей. Замеры состава плагиоклазов на столике Федорова в силлах горы Архон показали, что он отвечает лабрадору-битовниту:

- | | |
|--------------------------------------|-------------------------------|
| 1) $2V = +76$, номер плагиоклаза 65 | Двойниковая ось \perp (010) |
| 2) $2V = +84$ " 62 | " \perp [001] |
| 3) $2V = +80$ " 72 | " \perp 001 |

- 4) Угол погасания в сечении \perp [100] = 35°, № плагиоклаза — 65 (010)

Об этом же свидетельствуют результаты определения состава плагиоклаза на микрозонде типа "Самеса" (табл. 7).

Пироксен габбро-диабазов и диабазов, слагающих силлы и дайки, свеж и представлен моноклинной разновидностью авгита (табл. 8).

Структура пород офитовая (типично диабазовая) или габбро-диабазовая.

по данным рентгеновского микроанализа, вес.%

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Номер плагио- клаза (рассчи- танный)
Нет	0,19	14,75	3,78	0,09	99,82	65
"	0,19	15,13	3,72	0,07	99,82	69
"	0,23	15,95	3,34	0,10	101,15	72
"	0,19	18,22	1,87	Нет	101,17	84

Межпластовые тела и дайки, сопровождающие лавовые покровы и слагающие подводные вулканические аппараты, представлены авгит-плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами, в которых плагиоклаз часто нацело альбитизирован. Такой тип диабазов и был в свое время выделен Д.С. Белянкиным как "Колотанская формация" [52]. Характерной петрографической особенностью диабазов колотанского типа Д.С. Белянкин считал альбитизированный почти нацело плагиоклаз и свежий, неуралитизированный пироксен. Отмечалось также, что диабазы колотанского типа слагают субвулканические тела, дайки и силлы, пространственно ассоциирующие с лавовыми покровами и пирокластическими образованиями того же состава. В отличие от колотанских диабазов выделялся тип "ассинских" диабазов, слагающих исключительно интрузивные тела типа даек и силлов, в которых присутствовал свежий неальбитизированный плагиоклаз состава лабрадора и почти нацело уралитизированный пироксен. Такого же разделения диабазов по составу придерживался и Г.С. Дзоценидзе [152]. В последние годы изучением массива горы Чаухи и строением диабазового пояса Большого Кавказа занимался М.А. Гавашели, отметивший различный характер экзоконтактовых изменений, связанных с диабазами колотанского и ассинского типов. Так, М.А. Гавашели указывает на то, что в контактовых роговиках, связанных с диабазами ассинского типа, характерными минеральными новообразованиями служит уралит-эпидот-цоизитовая группа минералов, а с диабазами колотанского типа связано наличие альбита, серицита, хлорита и карбоната.

Исследования, проведенные нами в Северной Осетии и в верховьях р. Хевсурская Арагви (отроги хребта Чаухи), показывают, что лавовые покровы и туфогенные горизонты, переслаивающиеся с аргиллитами и песчаниками юры, сопровождаются силлами и дайками как альбит-пироксеновых диабазов, так и лабрадор-пироксеновых габбро-диабазов. Но во всех случаях пироксен в них остается, как правило, свежим, без заметных следов уралитизации. Новые данные о строении толщи сланцев Главного хребта, полученные Г.Д. Афанасьевым, А.Г. Гурбановым и М.К. Сухановым, позволяют по-новому произвести разделение диабазов по условиям залегания и петрографическим особенностям,

Таблица 8

Химический состав пироксенов в породах габбро-диабазовой формации J_{1-2}

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO
Габбро-диабаз из силла, гора Архон	50,49	1,48	3,68	9,29
Миндалекаменный порфирит лавового покрова, гора Архон	48,20	1,78	4,26	12,24
То же	50,34	0,92	3,60	9,21
"	50,10	0,92	3,86	8,38
Лабрадор-пироксеновый диабаз из дайки в сланцах юры, бассейн р. Фиагдон	51,65	0,69	2,48	9,08
То же	50,28	0,72	2,72	9,68
"	50,52	0,73	1,73	12,66
Лабрадор-пироксеновый габбро-диабаз из дайки, бассейн р. Цазиудон	50,62	0,76	3,44	8,76
То же	50,00	0,87	3,45	9,80
Альбит-пироксеновый диабаз из дайки, р. Фиагдон	52,26	0,86	2,31	8,29
То же	50,67	1,15	2,29	10,71
"	50,41	1,17	2,33	11,89
Альбит-пироксеновый диабаз из силла, гора Чаухи	47,80	0,47	1,83	11,01
Альбит-пироксеновый диабаз из дайки, Вашанхаро	48,21	0,75	3,17	10,42

* Результаты определения на микрозонде типа "Самеса" получены в ИГЕМ АН СССР по материалам А.М. Борсука и М.К. Суханова. Силикатные анализы приведены по А.М. Гавашели и Д.С. Белянкину.

которое было предложено Д.С. Белянкиным [52] и подтверждено работами Г.С. Дзоценидзе [152]. Дело в том, что дайки диабазов ассинского типа размещены в сильно дислоцированной толще филлитов, перекрываемой моноклиально залегающей толщей аргиллитов и песчаников с лавами и туфогенными горизонтами. Нижняя толща филлитов, по-видимому, имеет доюрский возраст, а верхняя моноклиаль, но залегающая толща — определенно нижнеюрский. Тот факт, что диабазы с уралитизированным пироксеном не пересекают юрскую толщу, дает основание предполагать, что по возрасту их следует относить к доюрскому, вероятнее всего триасовому, времени. Диабазы, слагающие юрские и доюрские дайки, различаются по ряду петрографических и петрохимических признаков. Этому вопросу посвящены работы Г.Д. Афанасьева [36] и М.К. Суханова [307].

Помимо диабазов и габбро-диабазов, в состав описываемой формации входят также гипербазиты, обнажающиеся в бассейне рек Фиагдон, Ардон и Архон (Северная Осетия). Изучением гипербазитов Северной Осетии в разное время занимались Л.А. Варданянц [115], Л.Н. Пламеневский [266], А.П. Лебедев [219] и другие исследователи. В послед-

зоны Главного хребта, вес.%

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Тип анализа*
	0,16	13,27	21,83	0,33	Нет	100,47	Микрозонд
	0,20	10,83	21,67	0,51	"	99,69	То же
	0,19	15,15	21,36	0,33	"	100,99	"
	0,17	15,07	21,74	0,31	"	100,55	"
	0,11	14,99	20,27	0,38	"	99,65	"
	0,09	14,92	20,42	0,36	"	99,19	"
	0,15	13,54	19,07	0,32	"	99,72	"
	0,13	14,39	21,66	0,33	"	100,00	"
	0,17	14,13	21,16	0,33	"	100,91	"
	Нет	15,57	21,21	0,10	"	100,60	"
	"	14,68	20,76	0,12	"	100,58	"
	"	13,69	20,97	0,11	"	100,57	"
	0,09	15,25	20,35	1,16	0,30	99,03	Силикатный анализ
	0,15	15,48	19,24	1,32	0,30	99,89	"

ние годы детальным исследованием гипербазитов зоны Главного хребта занимался В.В. Плошко совместно с В.П. Грицкевичем [270]. Гипербазиты обнажаются на водораздельном хребте между реками Фиагдон и Дзамарашдон (бортовая часть ледника Мидагравин), в верхнем течении рек Гизельдон и Архондон, а также в верховьях Трусовского ущелья и по р. Клиатдон (бассейн р. Ардон).

Вмещающими гипербазиты породами служат аспидные сланцы и аргиллиты лейаса. Гипербазиты во всех указанных выходах ассоциируют с диабазами, образуя вместе с ними сложные, обычно крутопадающие дайки. По данным В.В. Плошко и В.П. Грицкевича [270], линзообразное тело гипербазитов р. Клиатдон (бассейн р. Ардон) сложено темно-зелеными пятнистыми, чаще всего рассланцованными породами, имеющими облик типичного серпентинита. В участках, где порода наименее подвергнута процессам серпентинизации, соотношения между минералами, слагающими гипербазит, следующие: серпентин за счет оливина — 46,0—48,0 (объемн. %); серпентин-хлоритовый мезостазис — 20,0—25,0; пироксен — 12,0; амфибол — 3,5; сфен — 2,0; хлорит — 3,5—9,5 и титаномагнетит — 2,5 с примесью магнетита, каолинита, пла-

Таблица 9

Химический состав типичных пород габбро-диабазовой формации J_{1-2} зоны

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Альбит-пироксеновый диабазовый порфирит из силла, гора Чаухи Восточная	52,55	1,17	14,55	2,28	9,00	0,32
Микролитовый мандельштейновый порфирит, Северный склон горы Чаухи	48,07	1,67	16,68	1,39	6,97	0,18
Авгит-плагиоклазовый диабаз из штока, Восточный склон горы Чаухи	45,22	1,30	16,31	1,00	8,58	0,18
Микролитовый мандельштейновый порфирит из лавового покрова, гора Чаухи Восточная	45,40	1,22	16,88	2,36	8,78	1,56
Плагиоклазовый диабаз из дайки, гора Чаухи	49,70	1,02	14,97	2,12	7,09	0,17
Авгит-плагиоклазовый диабаз из силла, гора Чаухи	45,06	2,00	16,68	1,33	7,46	0,18
Альбит-пироксеновый порфирит из дайки, ледник Абцуделаура	45,83	0,56	16,10	2,77	6,69	0,14
Абцуделаура	41,10	0,71	14,00	2,72	4,03	0,21
То же	48,20	0,93	15,82	2,38	2,26	0,10
Авгит-плагиоклазовый порфирит из дайки, гора Адайхох	45,98	1,30	16,56	1,88	7,56	0,16
Альбит-пироксеновый порфирит из дайки, сел. Джута	45,25	0,71	18,16	7,16	6,12	0,08
Авгит-лабрадорский диабаз из дайки, близ сел. Джута	49,22	0,89	16,07	6,99	5,85	0,20
Лабрадорский диабаз из дайки, близ сел. Джута	48,25	0,85	17,17	8,10	5,57	0,14

гиоклаза, пренита, биотита, брусита и кальцита. Порода имеет порфировидную структуру, обусловленную наличием идиоморфных зерен оливина, нацело замещенных серпентином.

По структуре и оптическим свойствам серпентин принадлежит к разновидности, обогащенной железом (боулингиту), что может свидетельствовать о повышенной железистости оливина, за счет которого он образовался. Моноклинный пироксен представлен диопсид-авгитом, обычно выполняющим интерстиции между зернами серпентинизированного оливина. Сам клинопироксен часто замещается обыкновенной роговой обманкой. Помимо обыкновенной роговой обманки, в породе присутствует актинолит-тремолит, представляющий собой более позднюю генерацию амфибола, замещающую пироксен и обыкновенную роговую обманку.

Главного хребта, вес. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	Литературный источник
5,41	7,19	4,10	0,40	0,27	1,66	Не опр.	0,30	[131]
7,94	7,44	3,55	2,03	0,10	3,58	0,26	0,11	[308]
8,97	6,43	3,76	0,08	0,16	5,79	2,41	0,15	[219]
2,81	8,62	3,40	0,70	0,3	1,69	Не опр.	0,92	[131]
5,97	11,83	3,31	0,14	0,20	3,48	"	Не опр.	[219]
8,67	10,47	2,30	1,52	0,15	4,24	0,12	"	А.М. Борсук
10,90	8,68	1,70	1,00	0,60	1,80	Не опр.	0,60	[131]
5,20	17,59	3,20	0,30	0,09	0,73	"	Сл.	"
8,49	7,87	3,20	1,50	Нет	1,38	"	"	"
6,50	11,84	2,68	0,27	0,12	5,44	"	Не опр.	[219]
7,11	8,81	2,38	1,36	0,15	1,50	"	0,11	[131]
7,35	7,38	2,84	1,37	0,02	1,65	"	0,03	Авалишвили, 1968 г.
6,37	7,87	2,01	1,11	0,11	1,25	"	0,21	"

Помимо гипербазитов, сложные дайки р. Клиатдон выполнены также крупнокристаллическими лейкодиабазами, состоящими на 60–80% из плагиоклаза (№ 16–22), клинопироксена типа авгита, частично замещенного либо обыкновенной роговой обманкой, либо актинолитом, хлорита (пеннина) совместно с антигоритом и хризотилом, выполняющим трещины и гнезда в породе. В виде отдельных зерен в лейкодиабазе присутствуют титаномагнетит и сфен.

Данные, полученные В.В. Плоско и В.П. Грицкевичем, указывают на большое сходство минерального состава гипербазитов и диабазов, слагающих сложные дайки, а также на полную аналогию их вторичных преобразований. Названные исследователи отмечают, что минералогические и структурные особенности клиатских гипербазитов, характер-

Таблица 9 (окончание)

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Авгитовый диабаз из дайки, р. Джута	45,90	1,60	17,17	7,45	6,65	0,20
Авгит-плагиоклазовый диабаз из дайки, р. Дзамарашдон	44,80	0,61	18,14	0,50	7,38	0,19
Диабазовый пегматит из дайки, гора Тепли	53,02	1,45	17,32	0,63	4,54	0,12
Авгит-плагиоклазовый диабазовый порфирит из дайки, р. Бад	48,07	Сл.	17,64	1,28	9,80	0,16
Спилит из лавового покрова, бассейн р. Циклаури	48,85	1,56	18,72	0,47	8,37	Сл.
Спилит из силла, р. Накра	45,02	0,58	14,71	0,76	7,26	"
То же, р. Бугультадон	50,42	1,59	14,91	1,39	7,08	"
" перевал Садзели	47,10	0,45	14,39	3,02	4,65	0,09
Альбит-пироксеновый диабаз из дайки, гора Сакарна	47,56	0,35	15,83	1,17	6,84	0,18
Альбит-пироксеновый диабаз из дайки, бассейн р. Фиагдон	50,19	1,01	17,18	1,04	8,48	0,22
Авгит-лабрадоровый диабаз из дайки, перевал Гудамакари	49,11	1,10	15,05	6,89	6,32	0,04
Апопикритовый серпентинит, р. Клиатдон	39,64	0,40	7,19	3,07	7,56	0,21
Лейкодиабаз, р. Клиатдон	51,97	0,53	16,15	1,30	6,11	0,12

ное для них относительно высокое значение титан-железистого отношения, а также близость содержаний микроэлементов в гипербазитах и диабазах позволяют рассматривать их как апопикритовые серпентиниты, генетически связанные с базальтоидной магмой. Иными словами, пикриты Северной Осетии представляют собой ультраосновные дифференциаты базальтоидной магмы, формировавшей всю гамму пород габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта в нижней—средней юре. На генетическое единство гипербазитов Северной Осетии с диабазами и габбро-диабазами указывали в свое время Л.А. Варданянц [115], Л.Н. Пламеневский [266] и А.П. Лебедев [219].

В табл. 9 приведены химические составы типичных пород юрской габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта. Отмеченные геологические и петрологические особенности лавовых покровов и туфогенных образований, развитых в пределах вулканических центров (горы Чаухи, Чутхаро и Архон), субвулканических некков и гипабиссальных интрузивных тел в виде силлов и даек свидетельствуют о том, что вся эта ассоциация пород образована в узком временном интервале (аален—байос), имеет общие минералого-петрографические особенности (минеральный и химический составы) и размещена в пределах

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	Литературный источник
4,45	6,50	3,65	1,51	Нет	1,21	Нет	Сл.	"
13,42	4,28	3,61	0,05	0,22	5,70	1,22	"	[219]
5,77	10,22	3,82	0,42	0,20	2,00	Нет	0,22	"
6,64	10,64	2,85	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сл.	Авдонин, 1964 г.
7,62	7,27	2,61	1,86	0,29	3,39	"	Не опр.	[6]
7,41	9,71	3,44	0,96	0,14	9,25	"	"	"
7,45	6,68	3,96	0,10	0,20	4,32	"	"	"
6,71	6,99	4,11	2,04	0,92	7,22	"	"	[131]
12,38	8,29	2,40	Сл.	3,40	1,64	"	"	"
5,79	6,30	5,65	0,03	Не обн.	3,22	Не обн.	0,39	[308]
7,38	8,01	3,04	0,35	2,18	1,26	"	0,03	Авалишвили, 1968 г.
29,33	1,85	0,36	0,03	0,48	10,06	Не опр.	Не опр.	[219]
8,99	6,06	3,38	0,81	0,11	3,94	0,37	"	[271]

единой структурно-формационной зоны Главного хребта. Особенности состава и времени образования пород габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта указывают на родство их с породами, объединяемыми нами в спилит-диабазовую формацию зоны Южного склона. Сравнительный анализ этих двух формаций будет проведен в отдельном разделе. Здесь же укажем на то, что в составе габбро-диабазовой формации преобладают интрузивные породы (силлы и дайки), интенсивно проявлены процессы дифференциации формировавшего их расплава, что привело к появлению как более основных разновидностей (пикриты, габбро и габбро-диабазы), так и более кислых (до андезитов).

АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (J_{1-2})

Синхронно с габбро-диабазовой формацией в зоне Главного хребта формируется резко отличная от нее по составу ассоциация пород, представленная лавами и туфами андезитов, дацитов, в меньшей степени — липаритов, своеобразными автомагматическими брекчиями, а также гипабиссальными и субвулканическими телами гранодиорит- и гранит-порфиров. Горные породы, объединяемые нами в андезито-дацитовую фор-

мацию, описывались в геологической литературе Л.А. Вardanянцем [113, 115], Е.А. Кузнецовым [215], И.Г. Кузнецовым [210], С.С. Кузнецовым [213], А.Г. Кузнецовым [216], А.П. Лебедевым [219], Г.Д. Афанасьевым [21] и другими исследователями под названием альбитофиров, кератофиров, порфириров, вулканогенных пород среднего состава и т.п. В последние годы изучением пород андезито-дацитово-вой формации в пределах Центрального Кавказа (Северная Осетия) занимались сотрудники ИГЕМ АН СССР Г.Д. Афанасьев, Л.А. Кондаков [34], А.А. Цветков [326], А.Г. Гурбанов [36], М.К. Суханов [307] и автор настоящей работы.

Вулканогенные образования и гипабиссальные интрузивные тела в пределах Западного Кавказа в разные годы изучались К.И. Богдановичем [74], О.С. Вяловым [128], Г.Д. Афанасьевым [18], А.М. Борсуком [75, 77], М.Г. Ломизе [227, 228], Г.П. Корневым [205, 206] и другими исследователями.

АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (J_{1-2}) ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА В ЦЕНТРАЛЬНОМ БЛОКЕ

Андезито-дацитовая формация J_{1-2} в центральном блоке зоны Главного хребта (Северная Осетия) представлена пирокластическими образованиями (туфы, туфоберкчи); лавами, субвулканическими телами типа некков и подводящих вулканических аппаратов, а также дайками. В Северной Осетии вулканы образуют две полосы выходов субширотного направления (от верховьев р. Урух на западе до правобережья р. Фиагдон на востоке). Разделены эти полосы Шулу-Харесской депрессией, выполненной аргиллитами и песчаниками тоара-аалена. Северная полоса выходов почти непрерывна и расположена вдоль юго-восточного окончания Балкаро-Дигорского горста и северных крыльев Садоно-Унальской и Фиагдонской антиклиналей. Южная полоса представлена отдельными изолированными выходами вдоль южного борта Шулу-Харесской депрессии. Западнее р. Урух и восточнее р. Фиагдон обе полосы соединяются, а затем постепенно выклиниваются.

От верховьев р. Урух на западе до истоков р. Садон на востоке в составе формации преобладают хорошо стратифицированные пирокластические образования. Восточнее р. Садон вплоть до правобережья р. Фиагдон преимущественно развиты лавовые покровы. Вмещающие формацию породы представлены полого залегающими аргиллитами и песчаниками нижней юры (главным образом, плинсбах). Строение вулканогенных толщ, обнажающихся в бассейне р. Урух (гора Мацута, реки Танадон, Бартуйдон, гора Казатхох, долина р. Сардидон, гора Лахуранхох, бассейны рек Садон, Ход, Ардон, Архон, Унал и т.д.), детально описано в работе А.А. Цветкова, поэтому нам нет необходимости здесь его повторять. Дайки и субвулканические тела андезитов и дацитов широко распространены в долинах рек Ардон, Садон, Архон и Унал. Частично они размещены в гранитоидах верхнего палеозоя, прорывая их, а пространственно сопряжены с выходами андезитовых и дацитовых лавовых покровов и пирокластических образований. Так, в обоих

бортах р. Ардон близ пос. Нузал сильно катаклазированные гранитоиды верхнего палеозоя прорваны серией дацитовых даек, простирающихся в северо-западном направлении. В выработках месторождения Садон на 7, 9 и 11 горизонтах и в штольне 5-бис хорошо обнажены дацитовые и андезитовые дайки субширотного простираения. Большое число андезитовых и дацитовых даек прорывает палеозойские садонские граниты на участке между поселками Нижний Згид и Мизур.

Макроскопически андезиты и дациты, слагающие лавовые покровы и субвулканические тела, представляют собой массивные породы темно-зеленого, фиолетового или серого цвета, с хорошо выраженной порфиновой структурой. Порфиroidные выделения — как правило, почти нацело альбитизированный плагиоклаз, опациитизированные пироксен и роговая обманка, полностью замещенные агрегатом хлорита и карбоната. В дацитах в них встречается сильно гидратизированный зеленый слабоплеохроирующий биотит и небольшое количество иногда резорбированного кварца. Среди акцессорных минералов наиболее часто встречаются сфен, циркон и апатит. Структура основной массы в зависимости от фациального положения пород варьирует от витрофировой, через гиалопилитовую до микролитовой и микрофельзитовой. Микролиты основной массы состоят из альбита. Замеры порфиroidных вкрапленников плагиоклаза из тех весьма редких образцов андезитов и дацитов, в которых удается наблюдать реликты первичного, неальбитизированного плагиоклаза, свидетельствуют о том, что в андезитах он колеблется от № 27 до 44, а в дацитах от № 27 до 32.

Такие первичные плагиоклазы обладают хорошо выраженной прямой зональностью с резкими границами между зонами и примерной разницей в составе на 10 номеров в сторону преобладания анортитовой составляющей в ядровой части. О составе темноцветных минералов судить невозможно, ибо от них ничего не остается, кроме псевдоморфоз хлорита и карбоната, окаймленных резкой опациитовой каймой из магнетита. Часто в породах присутствуют магнетит, рутил, образующий тончайшие игольчатые кристаллы, и ильменит в форме пластинок и дендритовых образований. Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, карбонатом, серицитом и пренитом. Субвулканические тела и некки, как правило, сложены дацитами, в которых порфиroidные выделения нацело альбитизированного плагиоклаза преобладают, а хлорит-карбонатные псевдоморфозы по цветным минералам, окаймленные опациитовой оторочкой, встречаются реже. Структура основной массы таких пород микрофельзитовая, в ее составе заметно большое количество мельчайших зернышек кварца, сростшихся с полевым шпатом. В табл. 10 приведен количественный минеральный состав пород андезито-дацитовой формации по данным А.А. Цветкова, а в табл. 11 — химический состав типичных пород.

Интрузивная фация андезито-дацитовой формации представлена гипабиссальными силлами, штоками и дайками, сложенными гранодиоритом и реже — гранит-порфирами. Одно из наиболее крупных интрузивных тел обнажается в нижнем течении р. Архон и на обоих берегах р. Ардон близ пос. Мизур. Интрузивное тело имеет форму крупного силла, обла-

Таблица 10

Количественный минеральный состав типичных пород андезито-дацитово-й фор

Порода, место взятия	Вкрапленники		
	Плагиоклаз	Псевдоморфозы хлорита и карбоната по роговой обманке и пироксену	Биотит
Андезит			
бассен р. Урух	24,64	2,10	—
гора Мацута	15,16	1,20	—
гора Казатхох	2,78	6,22	—
р. Сардидон	4,18	7,38	—
р. Танадон	3,54	3,43	—
р. Бартуйдон	31,50	0,51	—
р. Лахуранхох	23,63	7,46	—
пос. Верхний Згид	22,79	7,28	—
р. Хох	10,23	8,10	—
р. Ардон близ пос. Мизур	2,72	3,34	—
там же	18,75	6,93	—
"	26,78	6,97	—
р. Архон близ устья	14,90	10,47	—
р. Фиагдон	32,60	0,75	—
гора Сурххох	22,17	6,54	—
гора Садон-Вцек	20,18	9,16	—
Д а ц и т			
р. Хулпара	7,12	1,02	—
р. Лахуранхох	6,15	3,10	0,72
близ пос. Верхний Згид	12,34	1,18	—
р. Ход	18,10	1,03	0,60
р. Ардон, близ пос. Мизур	9,18	1,74	0,63
р. Ардон, близ пос. Унал	21,80	0,80	—
р. Пазмужен	20,50	0,23	—
гора Кайджин-Базоня	12,39	1,14	—
там же	7,15	0,30	—
гора Сурххох	30,10	0,25	—
гора Садон-Вцек	6,18	2,15	—
р. Ардон, близ пос. Бурон	20,14	0,93	0,20
бассейн р. Бад	13,11	1,10	—

дающего в центральной части столбчатой отдельностью. Силл отчетливо прорывает андезитовые лавы, лавобрекчии и туфы, представляющие собой эффузивную фацию андезито-дацитовой формации. Контакт интрузива с туфопесчаниками — отчетливо эруптивный, со следами горячего припоя, туфопесчаники на контакте ороговикованы и осветлены.

Другое крупное интрузивное тело гранодиорит-порфиров прорывает верхнепалеозойские гранитоиды в районе полиметаллического рудника

Вкрапленники		Основная масса			
Кварц	Рудные и ак- цессорные минералы	Хлорит	Серицит	Карбонат	Неизменен- ная основ- ная масса
—	1,25	—	—	2,18	69,83
—	0,62	—	—	—	83,02
—	0,54	0,03	—	17,87	72,56
—	0,23	5,11	—	40,43	42,67
—	0,36	—	2,46	—	90,21
—	1,66	8,29	—	1,32	56,72
—	1,33	—	4,62	14,78	48,18
—	1,40	—	—	7,72	60,81
—	0,20	—	—	30,77	41,70
—	0,84	3,16	—	—	89,94
—	1,38	—	—	15,58	57,36
—	1,15	—	—	—	65,10
—	1,18	—	—	14,79	58,66
—	0,72	—	—	—	65,23
—	1,35	2,18	—	3,16	64,60
—	0,50	—	5,18	21,03	43,95
1,00	0,20	2,10	37,50	5,11	45,95
1,84	0,63	—	—	10,70	76,86
0,80	1,10	18,78	—	—	65,80
1,10	0,90	7,15	—	7,35	63,77
1,16	0,54	18,64	—	—	68,11
3,16	1,70	—	—	4,64	67,90
1,80	0,30	—	—	—	77,17
1,75	0,98	—	—	83,74	—
2,40	0,45	—	5,64	6,75	77,31
0,90	0,40	2,65	0,78	—	64,92
3,40	0,68	—	5,55	0,78	73,26
2,13	1,32	1,76	3,14	—	70,38
0,80	0,91	6,18	3,16	2,18	72,56

Архон. Оно неоднократно изучалось геологами и описано в работах Л.А. Варданянца [115], А.П. Лебедева [219], А.Г. Кузнецова [216]. В районе Холстинского месторождения дайки гранодиорит-порфиров северо-восточного простирания пересекают массив палеозойских гранитов. Аналогичные дайки секут кристаллические сланцы протерозоя — нижнего палеозоя в правом борту р. Унал. Шток гранодиорит-порфиров прорывает в бассейне р. Ход дацитовые лавы. На северном склоне горы

Т а б л и ц а 11

Химический состав типичных пород андезито-дацитової формации Северной

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Э ф ф у з и в н а я и с у б в у л к а н и ч е с к а я ф а ц и и									
Андезитовая лава									
бассейн р. Урух	50,93	0,84	17,24	0,59	0,66	Сл.	1,87	2,53	5,29
пос. Фаснал	61,80	0,44	15,82	0,70	4,34	"	4,00	2,06	4,89
р. Сардидон	59,60	0,75	15,52	1,23	3,93	0,07	2,53	3,57	1,81
р. Галиатдон	54,88	0,60	17,50	0,55	3,71	0,11	2,77	6,63	5,68
гора Лахуранхох	60,73	0,72	18,27	0,64	3,25	0,09	1,15	2,89	3,56
р. Ход	60,70	0,63	15,01	1,65	3,40	0,09	1,70	7,02	3,04
р. Цамаз	53,42	0,74	16,94	3,77	2,07	0,06	2,99	4,35	4,17
месторождение Эгид	57,45	0,64	15,66	0,28	5,37	0,16	1,80	7,88	3,00
гора Аллар-Дыраг	60,53	0,50	14,86	0,70	3,62	0,16	2,02	5,10	3,91
бассейн р. Ардон	58,81	0,44	15,48	0,71	3,04	0,03	1,12	6,27	5,13
бассейн р. Ардон	60,99	0,82	16,52	1,10	2,87	0,14	1,00	4,25	5,69
Андезитовая дайка, под- водящий канал									
р. Садон, штольня "К"	58,98	0,78	17,06	0,95	2,90	0,14	2,11	4,18	2,66
то же, горизонт 7	57,96	0,69	15,21	1,11	4,48	0,08	4,34	4,49	3,22
Дацитовая лава									
р. Цазиудон	62,53	0,60	16,17	0,90	4,32	0,05	3,65	1,40	5,06
верховья р. Садон	63,36	0,55	16,05	1,04	2,47	0,08	0,83	3,47	4,00
месторождение Нижний Эгид	68,08	0,63	16,08	0,36	3,08	0,09	1,85	3,53	4,12
р. Ход	65,58	0,56	14,16	1,77	2,27	0,07	1,06	3,58	2,80
р. Хуппара	66,83	0,79	15,67	—	1,15	Сл.	0,46	3,76	2,64
р. Бад	62,90	0,44	16,14	0,91	4,34	0,14	3,05	1,73	6,16
р. Суркхох	66,30	0,61	15,01	0,86	3,04	0,06	1,28	2,53	4,38
близ пос. Бурон	67,80	0,47	16,54	0,59	2,50	0,07	1,52	0,86	4,65
Дацитовая дайка, под- водящий канал									
месторождение Садон	69,55	0,30	12,69	1,40	1,00	0,16	1,00	2,78	2,75
р. Садон	63,10	0,61	14,51	1,67	2,16	0,10	2,13	4,01	2,61

Осетии, вес. %

K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₂	П.п.п.	Сумма	Литературный источник
1,30	0,19	0,10	3,00	0,18	0,02	—	99,74	[326]
0,88	0,15	0,11	3,30	1,33	0,02	—	99,84	"
3,55	Не опр.	0,64	2,60	4,45	0,01	—	100,43	"
0,92	0,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,66	100,34	[219]
3,46	0,19	—	3,12	1,64	0,02	—	99,68	[326]
1,67	Не опр.	0,37	1,77	3,35	0,02	—	100,42	[219]
2,12	0,06	0,40	2,50	—	—	—	98,95	"
0,44	0,18	0,10	—	—	—	6,99	99,64	Кравченко, 1966 г.
1,91	0,15	0,20	3,02	3,16	0,08	—	99,92	Цветков, 1973 г.
1,75	0,17	0,08	2,44	4,67	0,08	—	100,23	"
1,63	0,19	—	2,38	2,71	0,10	—	100,39	"
2,91	0,14	0,21	—	—	—	5,94	98,96	Кравченко, 1966 г.
1,65	0,23	—	—	—	0,20	6,36	100,02	[216]
1,06	Не опр.	0,25	2,70	1,50	0,02	—	100,22	Цветков, 1973 г.
2,00	0,14	0,23	—	—	—	3,84	98,12	Кравченко, 1966 г.
0,56	0,17	0,08	—	—	—	1,47	100,10	"
2,48	0,14	0,35	—	—	—	5,02	99,84	"
3,69	0,12	—	2,31	2,23	0,02	—	99,67	А.А. Цветков, 1973 г.
0,48	0,21	—	1,38	2,23	0,03	—	100,14	"
1,92	0,17	—	2,90	0,40	0,08	—	99,54	"
2,74	0,17	—	1,90	0,10	0,03	—	100,04	"
2,83	—	0,27	1,57	2,23	1,27	—	100,40	"
2,00	0,16	0,30	—	—	—	5,72	99,17	Г.Г. Кравченко, 1966 г.

Таблица 11 (окончание)

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Интрузивная фация (гранодиорит-порфиры)									
месторождение Садон, горизонт 7	63,45	0,58	14,85	2,31	2,50	0,15	1,95	2,56	3,68
месторождение Садон, штольня 5-бис	63,76	0,48	13,74	1,50	2,11	0,07	1,38	5,31	2,25
месторождение Мизур	66,10	0,50	14,30	0,57	2,34	0,19	1,18	4,04	3,85
месторождение Холст	64,35	0,74	16,39	1,82	2,38	0,14	3,23	0,98	4,40
там же	63,94	0,58	17,24	0,91	3,19	0,18	3,15	1,40	3,40
р. Садон	64,22	0,51	18,43	1,09	2,58	0,08	2,77	1,33	2,99
р. Ардон (устье р. Пус)	69,62	0,41	14,16	0,65	1,81	0,08	1,19	2,16	2,64
р. Ардон, близ устья	69,20	0,36	14,11	0,79	1,67	0,05	0,81	3,43	4,13
р. Ардон, в 2 км вверх от устья	62,82	0,59	15,63	—	3,22	0,09	0,80	4,76	4,14
Интрузивная фация (гранит-порфиры)									
пос. Верхний Згид	72,06	0,23	12,77	0,40	1,42	0,05	0,38	2,14	3,28
там же	73,26	0,15	14,47	0,39	1,07	0,04	0,30	1,28	3,29
между поселками Верхний и Нижний Згид	73,18	0,51	15,81	1,23	0,18	0,00	0,03	0,24	0,57

Сурххох силл гранодиорит-порфиров внедрился по контакту андезитовых лав с перекрывающими их глинистыми сланцами нижней юры. Дайки и интрузивные тела гранодиорит-порфиров вскрыты выработками на Садонском полиметаллическом месторождении (горизонты 7, 9 и 11). В ряде случаев гипабиссальные интрузивные тела гранодиорит-порфиров сопровождаются эруптивными брекчиями. Одно из таких крупных тел эруптивных брекчий вскрыто выработками на горизонте 5 месторождения Садон. Подобные эруптивные брекчии вскрыты штольнями в правом борту р. Ардон в 500–600 м северо-восточнее устья р. Ардон. Крупное интрузивное тело гранит-порфиров типа штока обнажается на участке между поселками Верхний и Нижний Згид.

Гранодиорит- и гранит-порфиры, слагающие интрузивные тела, представляют собой массивные породы зеленоватого, серого и фиолетового цвета с хорошо выраженной порфировой структурой. Порфиroidные вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем, погруженными в афанитовую основную массу. Значительно реже в виде порфиroidных выделений присутствуют сильно гидратизированный зеленоватый слабо-плеохроирующий биотит и хлорит-карбонатные псевдоморфозы по ам-

K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₂	П.п.п.	Сумма	Литературный источник
Интрузивная фация (гранодиорит-порфиры)								
2,88	—	0,29	2,14	0,85	1,97	—	100,23	А.А. Цветков, 1973 г.
2,75	—	0,46	3,96	0,97	0,90	—	100,37	"
3,15	0,15	0,14	—	—	—	—	100,05	[219]
3,16	0,19	0,04	2,41	0,19	0,11	—	100,48	А.А. Цветков, 1973 г.
3,52	0,22	0,30	2,38	—	—	—	100,41	[225]
2,80	0,15	0,34	1,26	1,00	—	—	99,55	"
3,49	0,11	0,20	1,42	2,46	—	—	100,40	"
1,99	—	0,39	1,56	1,84	0,01	—	100,51	А.А. Цветков, 1973 г.
1,32	0,20	0,42	2,39	3,17	Не опр.	Не опр.	100,10	А.М. Борсук
Интрузивная фация (гранит-порфиры)								
3,67	Не опр.	—	1,13	2,42	0,05	—	100,01	"
4,80	"	0,30	0,79	0,44	0,06	—	100,64	"
3,54	"	0,85	2,73	0,81	0,66	—	100,34	"

фиболу и, возможно, пироксену. Структура основной массы варьирует в зависимости от фацеального положения пород от микролитовой до отчетливо фельзитовой.

Плагиоклаз вкрапленников полностью альбитизирован (№ 1–5). Помимо альбитизированного плагиоклаза, в породе присутствуют редкие вкрапленники полевого шпата, которые при прокрашивании породы кобальто-нитритом натрия приобретают интенсивно желтый цвет, что указывает на преобладание в его составе ортоклазового компонента. Данные химического анализа (см. табл. 11) определенно указывают на наличие К-Na полевого шпата в тонко раскристаллизованной основной массе породы. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит и сфен. Рудные представлены магнетитом, ильменитом и пиритом.

В табл. 12 приведены результаты определения абсолютного возраста пород андезито-дацитово-гранитной формации К-Аг методом. Соотношения лавовых покровов и пирокластических образований андезито-дацитовой формации с вмещающими осадочными породами свидетельствуют о том, что возраст эффузивов не может быть древнее низов юры и моложе верхнего лейаса. Скорее всего эффузивы образовались в плинсбах

и, возможно, частично в тоаре. Ряд цифр абсолютного возраста, приведенных в таблице, находится в противоречии с геологическими фактами и указывает на некоторое аргоновое омоложение пород. Вместе с тем в ряде обнажений четко установлены факты прорывания лав и пирокластических образований дайками и силлоподобными телами гранодиорит-порфиоров. Нет сомнения в том, что интрузивная фация описываемой формации следовала во времени за эффузивами. Цифры же абсолютного возраста в некоторых случаях указывают на обратные соотношения. В данном случае также обнаруживается противоречие между геологическими и радиологическими данными. Нарушение первоначальных аргон-калиевых отношений в породах и минералах представляет собой самостоятельную проблему, рассмотрение которой не входит в задачу автора. Такое нарушение, как правило, характерно для пород, в которых отчетливо проявлены следы наложенных процессов, замещение одних минералов другими, а также наличие ксеногенного материала. Поэтому использование К-Аг метода для датирования (установления истинного возраста!) значительно измененных пород далеко не всегда оправданно. Приведенные радиологические данные могут представлять интерес для поиска тех причин, которые в одних случаях приводят к аргоновому "омоложению", а в других — "удревнению".

На основе геологических фактов можно с достаточной уверенностью считать, что внедрение гипабиссальных интрузивов гранодиорит-порфиоров произошло после плинсбаха и до аалена и не было значительно оторвано во времени от формирования эффузивов.

Петрографо-минералогические особенности эффузивных андезитов и дацитов и интрузивных гранодиорит- и гранит-порфиоров свидетельствуют о том, что и те и другие образовались в результате дифференциации единого расплава. На это же указывают результаты силикатных анализов пород и наличие всей гаммы переходных по минеральному и химическому составу разновидностей между крайними членами, представленными андезитами и гранит-порфирами.

Таким образом, рассматриваемая формация представляет собой вулканоплутоническую ассоциацию, в которой гипабиссальные интрузивы следуют во времени за продуктами вулканических извержений и отличаются от них повышенным содержанием SiO_2 и K_2O . С породами андезито-дацитовой формации пространственно сопряжены давно известные на Северном Кавказе полиметаллические (свинцово-цинковые) месторождения (Садон, Згид, Архон, Холст и др.) и рудопроявления, изучению которых посвящена обширная геологическая литература [198, 216, 238, 145, 112, 296, 265]. Однако и до сих пор вопрос о характере связи между магматическими породами формации и гидротермальными свинцово-цинковыми месторождениями далек от своего окончательного решения. Среди геологов нет единого мнения и относительно возраста полиметаллического оруденения. Углубленное комплексное исследование всей ассоциации пород, объединяемых нами в андезито-дацитовую вулканоплутоническую формацию, изучение распределения рудных и редких элементов в последовательных фазах внедрения, разных фациях (эффузивной и интрузивной), а также в разных

минералах, из которых состоят породы формации, представляется автору перспективным для выяснения источника рудного вещества гидротермальных полиметаллических месторождений Северного Кавказа. В этом отношении интересны данные, которые приводит в своей работе А.А. Цветков [326], указывающий на обогащение пород интрузивной фации (гранодиорит- и гранит-порфиры) Pb и Zn по сравнению с эффузивами (андезитами и дацитами) в 1,5–2 раза.

АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (J_{1-2}) ЗАПАДНОГО БЛОКА ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

В пределах Западного, наиболее погруженного блока зоны Главного хребта, выраженного Гойтхским антиклинорием (Туапсинский и смежные с ним районы), андезито-дацитовая формация J_{1-2} представлена кристаллокластическими туфами липаритового состава, своеобразными эруптивными брекчиями и гипабиссальными интрузивными телами гранодиорит- и гранит-порфиры [76, 77, 227, 138]. Этот западный блок отделен от центральной части зоны Главного хребта системой субмеридиональных конседиментационных, длительно развивавшихся разломов (Пшехско-Адлерские, Цицинский и Курджипский разломы).

ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРЫ И ГРАНИТ-ПОРФИРЫ

Вмещающей толщей для гранодиорит- и гранит-порфиры служат аргиллиты и сланцевые глины тоара–аалена. Гранодиорит-порфирами сложены горы Два Брата, Семашхо, Лысая, Шесси и Чура (бассейны рек Пшехи, Пшиша и Туапсинки), образующие штоки, дайки или межпластовые тела, в ряде случаев явно дискордантные по отношению к вмещающей осадочной толще тоара–аалена. В большинстве случаев обнаруживаются ясные следы эруптивного контакта их с вмещающими сланцеватыми глинами, которые в зоне контакта ороговикованы. Гранит-порфирами сложена гора Собор-скала (бассейн р. Пшехи).

В качестве ксенолитов в гранодиорит-порфирах обнаружены нижнеааленские диабазовые порфириты.

Гранодиорит-порфиры представляют собой плотные светло-серые породы, в которых крупные водянoproзрачные вкрапленники кварца и матовые зерна полевого шпата погружены в афанитовый базис. Небольшие по размерам пустоты заполнены цеолитами. Состоят гранодиорит-порфиры из основной микрофельзитовой массы, структура и процентное содержание которой в породе варьируют в зависимости от фациального положения. В основную массу погружены фенокристы кварца, альбитизированного среднего плагиоклаза и биотита.

Кварц присутствует в породе в количестве до 16%, образует крупные идиоморфные порфировидные вкрапленники (6,0 x 4,0 мм – крупное зерно), водянoproзрачен, трещиноватость очень незначительная. В большинстве случаев углы и ребра кристаллов оплавлены, очертания мягкие с глубокими бухтами, заполненными слабо раскристаллизованным базисом. Иногда одна часть кристалла имеет три-четыре прекрасно обра-

Таблица 13

Свойства гранатов из пород андезито-дацитовый формации J_{1-2} Западного блока зоны Главного хребта

Порода, место взятия	Удельный вес *	Показатель преломления	Размер элементарной ячейки
Гранодиорит-порфир, гипабиссальное интрузивное тело			
гора Два Брата	4,130	1,795	11,484
гора Шесси	4,139	1,802	11,489
дайка, р. Кукай	4,170	—	11,492
бассейн р. Пшехи	4,042	1,803	—
Кристаллокластический липаритовый туф			
бассейн р. Пшехи	4,103	1,807	—
р. Масловка	4,202	1,809	11,501
р. Пшиш	4,191	1,809	11,505
Эруптивная брекчия			
р. Малая Пшиш	4,090	1,805	—
там же	4,161	1,807	—
р. Пшенахо	4,181	1,809	—
р. Кукай	4,199	1,803	11,498
там же	4,158	1,794	—

* Удельный вес определялся методом гидростатического взвешивания, размер элементарной ячейки — рентгеновским методом, а показатель преломления — на однокружном гониометре методом призмы.

зованные грани, а другая ограничена плавной кривой. Погасание кварцевых зерен резкое, одновременно распространяющееся по всему зерну, что вместе со слабым развитием трещиноватости указывает на отсутствие каких-либо признаков катаклаза.

Плагиоклаз. Количество его в породе более значительно, чем кварца, и достигает в некоторых случаях 30%. Порфировидные выделения встречаются в виде идиоморфных призматических образований, дающих в разрезах широкотаблитчатые или короткопризматические формы. Размеры зерен плагиоклаза достигают $2,2 \times 1,4$ мм (крупное зерно). По составу плагиоклаз отвечает альбиту № 5—8, однако этот альбит — новообразованный, нацело замещающий первичный плагиоклаз. Только в редких случаях в ячейках очень густой сетки, которую образует альбит, наблюдаются незначительные по величине реликты первичного плагиоклаза. Определить состав этого плагиоклаза путем замеров оптических констант не удалось. Однако по величине показателя преломления реликты первичного плагиоклаза соответствуют андезину.

Биотит. Количество его в гранодиорит-порфирах незначительно. Присутствует биотит в виде двух генераций.

Т а б л и ц а 14

Количественный минеральный состав гранодиорит-порфиров

Минерал	Мелкие дайкообразные тела				Зона экзоконтакта крупных тел			
Основная масса	72,7	70,4	72,2	80,5	71,0	74,0	62,1	69,0
Плагиоклаз	19,0	25,7	21,7	14,2	13,8	21,0	22,7	26,2
Кварц	8,3	3,9	6,1	4,7	15,2	5,0	15,2	4,8
Биотит	Оч. мало	Оч. мало	Оч. мало	—	Оч. мало	Оч. мало	Оч. мало	Мало
Гранит	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Т а б л и ц а 15

Химический состав пород андезито-дацитової формации J₁₋₂ Западного блока

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Гранодиорит-порфир, межпластовая интрузивная залежь, бассейн р. Туапсинка	65,74	0,54	12,47	1,61	5,02
То же, дай ка, массив горы Два Брата	66,60	0,55	14,68	2,53	2,14
Эруптивная брекчия, р. Кукай	76,44	0,08	12,53	0,25	0,96
То же, р. Индюк	70,09	0,47	14,57	1,12	1,28
Гранит-порфир, гора Соборскала, бассейн р. Пшехи	75,96	0,09	12,58	0,35	1,15
То же, там же	76,44	0,08	12,53	0,25	0,96

Первая генерация (интрателлурические выделения) образует чешуйки размером 0,2 x 0,8 мм. Плеохроизм резкий — от интенсивно-коричневого до бледно-желтого, почти бесцветного. Часты плеохроичные ореолы вокруг мельчайших включений циркона. Изредка в краевых частях массивов встречаются деформированные чешуйки — искривленные и разорванные по спайности. В таких разорванных чешуйках между спайностями заключены иногда микролиты альбита.

Эпимагматический биотит второй генерации образует агрегаты, состоящие из пластиночек, чешуек и лейст. Чаще всего концентрация их наблюдается на стенках пустот, присутствующих в породе. Этот биотит имеет грязно-зеленую окраску и слабый плеохроизм. Агрегаты такого обесцвеченного биотита, представляющего собой в значительной мере продукт замещения хлоритом, ассоциируют часто с агрегатами хлорита типа пеннина.

С ф е н. Присутствует в породе в незначительном количестве. Образует скопления, состоящие из клиновидных форм и неправильно

Центральные части крупных гипабиссальных интрузивных тел

72,6	69,0	63,0	53,6	80,8	60,9	50,5	61,0	59,0
21,4	19,2	29,0	25,6	12,9	25,1	30,5	25,7	37,3
6,0	11,8	8,0	14,8	6,3	14,0	19,0	13,3	3,7
Оч. мало	Оч. мало	Оч. мало	Оч. мало	Мало	Оч. мало	Оч. мало	Мало	Мало
Одно зерно	—	—	—	—	—	—	Одно зерно	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

зоны Главного хребта, вес. %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Сумма
0,11	0,96	4,20	3,18	1,20	0,64	3,42	2,46	100,56
0,09	1,79	1,35	3,76	3,91	0,64	1,78	He опр.	99,82
0,07	0,79	0,37	3,64	3,98	0,29	0,54	0,00	99,94
Сл.	0,98	3,31	4,16	2,00	0,17	1,53	0,50	100,18
0,05	0,32	0,34	3,92	4,28	0,32	0,79	He обн.	100,15
0,07	0,79	0,37	3,64	3,98	0,29	0,54	"	99,94

ограниченных зерен. Агрегаты сфена расположены в большинстве случаев на внутренних поверхностях пустот. Иногда центральные части пустот, на стенках которых находятся зерна сфена, заполнены кальцитом, реже — хлоритом.

Гранат. В шлифах встречен в единичных случаях, но в шлик-протолочках преобладает. Образует крупные (до 2 мм в диаметре), правильно ограненные кристаллики розового и красного цвета (в табл. 13 приведены некоторые его свойства).

Состав граната, по данным силикатного анализа, следующий:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
36,84	Сл.	20,92	He обн.	31,88	6,19	1,71	2,33	99,87

Кристаллохимическая формула, рассчитанная по приведенному анализу, имеет вид $(Ca_{0,20}Mn_{0,42}Fe_{2,16}Mg_{0,20})Al_{2,00}Si_{3,00}O_{12}$.

Таким образом, по составу исследованный гранат относится к альмандину с незначительной примесью пироповой составляющей. Об этом

же свидетельствуют и его физические свойства, приведенные в табл. 13. Гранаты подобного типа характерны для ряда гипабиссальных интрузивов и вулканических пород среднего и кислого состава [208, 380, 385]. В качестве акцессорных минералов в гранодиорит-порфирах присутствуют циркон и апатит.

Минералы-новообразования представлены альбитом, замещающим первичные плагиоклазы, карбонатом и хлоритом (типа пеннина). Последние выполняют пустоты в породе и иногда развиваются по плагиоклазу вместе с альбитом. Присутствует также эпидот, образующий радиально-лучистые агрегаты. Количество его в породе незначительно.

Основная масса гранодиорит-порфиров микрофельзитовая, фельзитовая, а в некоторых случаях микрогранитовая. Структура ее варьирует в зависимости от фациального положения гранодиорит-порфиров. В приконтактных зонах основная масса представлена очень тонко раскристаллизованным микрофельзитовым веществом, показатель преломления которого ниже, чем показатель преломления канадского бальзама. В удаленных от контакта участках массивов структура грубее, т.е. заметнее, четче становится индивидуализация кристаллических элементов основной массы, а сами эти элементы крупнее. Меняется и соотношение между основной массой и вкрапленниками. Если в зоне эндоконтакта в процентном отношении значительно преобладает основная масса, то в удаленных от контакта участках заметно возрастает процент вкрапленников. Следует отметить, что структура основной массы и соотношения между вкрапленниками и основной массой характерны как для эндоконтактов крупных штоков гранодиорит-порфиров, так и для мелких дайкообразных тел, явно дискордантных по отношению к вмещающим аргиллитам юры. В табл. 14 приведен количественный минеральный состав гранодиорит-порфиров, а в табл. 15 — их химический состав.

Примечательно, что в гранодиорит-порфирах совершенно отсутствует К-На полевой шпат в виде порфировидных выделений. Он входит в состав микрофельзитовой основной массы, которая, как указывалось выше, в случае очень тонкой ее раскристаллизации обладает показателем преломления ниже, чем у канадского бальзама.

ЛИПАРИТОВЫЕ КРИСТАЛЛОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТУФЫ И ТУФОГЕННЫЕ БРЕКЧИИ

В бассейне рек Туапсинки, Малого и Большого Пшиша и Пшехи наблюдаются выходы сильно дислоцированной толщи, состоящей из перемежающихся пластов аргиллитов тоара—аалена, кристаллокластических туфов и туфогенных брекчий, которые по составу и происхождению тесно связаны с описанными выше гипабиссальными и субвулканическими телами гранодиорит-порфиров [77, 228].

Туфогенная брекчия состоит из цементирующей массы и значительного количества разнообразных по величине, форме и составу обломков. Эти обломки представлены вмещающими аргиллитами и породами, слагающими более глубокие горизонты, погребенные под осадочными образованиями юры (мраморизованные известняки, микроклиновые

Таблица 16

Оптические свойства К-На полевых шпатов из туфов и эруптивных брекчий андезито-дацитової формации J_{2-3} Западного Кавказа (замеры производились методом коноскопирования на столике Федорова)

Порода, место взятия	-2 V	I (001)		
		N_g	N_m	N_p
Туф, бассейн р. Малый Пшиш	22,5	74	6	82
То же, там же	26,5	78	12	80
" "	27,0	83	10	82
" сел. Алтубинал	61,0	90	7	84
То же, там же	28,0	84	6	80
Эруптивная брекчия				
бассейн р. Пшиш	26,0	84	8	83
То же, бассейн р. Туапсинки	26,0	80	6	82
" бассейн р. Пшенахо	24,6	84	6	83
" "	24,5	84	10	83
" р. Масловка	20,0	86	8	79
" "	20,4	88	7	85
" гора Индюк	25,0	86	9	82
" там же	21,5	74	12	79
" "	25,8	—	—	—
" "	26,0	—	—	—
" "	70	88	12	83
" "	64	73	11	82
" р. Масловка	60	80	13	84
" "	60	82	12	81
" р. Сиануха	54	76	10	88
" "	70	72	18	87
" "	79	79	17	75
" р. Пшияко	74	72	18	72
" "	67	83	10	84
" "	62	86	18	74

граниты, гнейсы и т.д.). Среди обломков часто встречаются округлые или грушевидные бомбы дацитов, петрологически очень близкие к описанным выше гранодиорит-порфирам.

В состав цементирующей массы брекчии входят плагиоклаз, кварц, биотит, редкие зерна К-На полевого шпата и заметное количество розово-красного граната. Соотношение между минералами и аргиллитовым материалом варьирует в широких пределах. Встречаются горизонты туфов, чрезвычайно обедненные аргиллитами и представляющие собой почти чистые кристаллокластические туфы.

Кварц присутствует в значительном количестве, составляя до 25—30% всей массы породы, форма зерен неправильная — в основном остроугольная, сильно трещиноват. У большинства зерен погасание резкое, наступающее сразу же по всему зерну, но встречаются отдельные об-

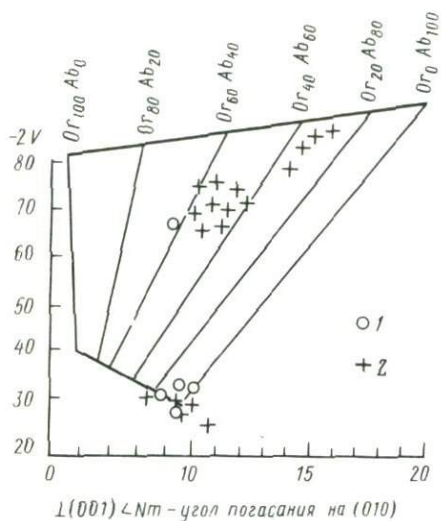


Рис. 3. Состав К-На полевых шпатов в туфах и эруптивных брекчиях андезит-дацитовая формация Западного Кавказа

1 — К-На полевые шпаты в туфах;
2 — К-На полевые шпаты в эруптивных брекчиях

ломки с мозаичным погасением. Размеры обломков колеблются от 1,0 x 1,4 мм до 0,1 x 0,2 мм.

Плагиоклаз распространен несколько меньше, чем кварц, но встречается, как правило, в более крупных зернах, достигающих размеров 3,4 x 3,6 мм (крупное зерно). Очертания зерен неправильные, но в отличие от кварца наря-

ду с остроугольными ограничениями нередки и плавные, сглаженные контуры. Следует отметить "свежесть" плагиоклаза. Совершенно отсутствуют какие-либо признаки серицитизации и пелитизации. Вторичные изменения выражены в появлении тончайших паутинок альбита. Во всех случаях отчетливо наблюдается двойниковая полисинтетическая структура плагиоклаза. Значительное количество зерен зонально. Граница между зонами резкая. Внутренние зоны обогащены анортитовой составляющей по сравнению с периферическими (прямая зональность). Замеры углов погасания плагиоклазов на федоровском столике в сечении 100 дают колебания от 25 до 32°, что отвечает составам от № 45 до № 60.

К-На полевой шпат присутствует в количестве, достигающем в отдельных случаях 13%. Средний размер зерен 1,6 x 1,8 мм, отдельные наиболее крупные обломки — 3,2 x 3,4 мм. Очертания зерен такие же, как у плагиоклаза. Двойники наблюдаются редко. Характерная особенность описываемых К-На полевых шпатов — их удивительно "свежий" облик. Отсутствуют какие-либо признаки пелитизации, зерна водянопрозрачны. Лишь в некоторых случаях наблюдается замещение их карбонатом. По спайности и трещинкам отмечается буроватое в проходящем свете, недиагностируемое вещество. Большинство зерен микроскопически совершенно гомогенно, без каких-либо признаков пертитизации. Лишь в исключительных случаях в зерне К-На полевого шпата видны тонкие волоконца кислого плагиоклаза (по-видимому, альбита), показатель преломления которого заметно выше показателя преломления К-На полевого шпата. Двойниковая структура в таких выделениях альбита не наблюдается, а количество их незначительно. В табл. 16 приведены оптические константы К-На полевых шпатов. Как видно из таблицы, характерная особенность К-На полевых шпатов туфов — маленький угол оптических осей (от 22,5 до 28,0°) и высокая степень оптической

моноклинности [$Nm \wedge \perp (001)$], от 2 до 16°. По оптическим свойствам эти К-На полевые шпаты относятся к ряду высоких санидинов [235, 156].

На рис. 3 нанесены точки, соответствующие составам К-На полевых шпатов туфов по диаграмме А.С. Марфунина [235]. Как видно из диаграммы, в составе К-На полевых шпатов преобладает альбитовый компонент ($Or_{20}Ab_{80} - Or_0Ab_{100}$).

Биотит присутствует в виде удлиненных чешуй и лейст. По спайности нередко расположены рудные зерна. Большинство чешуй деформировано (изогнуто, разорвано).

ЭРУПТИВНЫЕ БРЕКЧИИ

Эруптивные брекчии пространственно ассоциируют с гранодиорит-порфирами и вулканогенными горизонтами, туфы которых были описаны выше. По минеральному составу эти образования чрезвычайно близки к туфам. Эруптивными брекчиями сложены субвулканические тела типа некков (русло р. Кукай) и даек. Состоят они из минералов первого поколения, количество которых колеблется от 50 до 80%, и интерстиционной массы.

Минералы первого поколения представлены кварцем, плагиоклазом, К-На полевым шпатом, биотитом и гранатом. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон.

Минералы-новообразования — альбит, развивающийся по полевым шпатам, хлорит, замещающий вулканическое стекло, и карбонат.

Кварц содержится в количестве, достигающем 30%. Средний размер зерен 1,3 x 0,8 мм. Ограничения неправильные и в большинстве случаев остроугольные. Встречается большое количество трещиноватых и раздробленных зерен. Пылеватые или газово-жидкие включения отсутствуют совершенно.

Плагиоклаз. Количество его в породе достигает в отдельных случаях 45—48%, в среднем же составляет 25—30% всей массы породы. Размер зерен 0,9 x 0,8 мм (среднее по величине зерно). Преобладают широкопластинчатые формы. В основном плагиоклаз почти нацело замещен новообразовавшимся альбитом № 5—8. Замеры реликтов первичного плагиоклаза на федоровском столике в сечении 100, а также измерение полной ориентировки оптической индикатрисы показывают, что состав первичного плагиоклаза колеблется от № 33 до 60. Наиболее распространены номера от 45 до 55. Первичный плагиоклаз имеет резкую прямую зональность, хорошо наблюдается двойниковая полисинтетическая структура.

К-На полевой шпат присутствует в количестве, достигающем 30% и более. Представлен двумя генерациями. Первую генерацию образуют мутные зерна, переполненные включениями темного непрозрачного, пылеватого вещества, расположенного по спайности. Большинство зерен — с пертитовыми вростками альбит-олигоклаза. Угол оптических осей у этой генерации К-На полевого шпата колеблется от 60 до 70° (см. табл. 16).

K-Na полевой шпат второй генерации образует водянопрозрачные гомогенные зерна таких же размеров, как и K-Na полевой шпат первой генерации. По внешнему облику и оптическим свойствам он идентичен K-Na полевому шпату в туфах (см. табл. 16 и рис. 3). Состав его отличается высоким содержанием альбитового компонента ($Or_{20}Ab_{80} - Or_0Ab_{100}$).

Таким образом, в эруптивных брекчиях присутствуют K-Na полевые шпаты разной степени упорядоченности: высокие ортоклазы (первая генерация) и высокие санидины (вторая генерация).

Биотит в отдельных случаях составляет 8,5% всей массы породы, но, как правило, количество его не превышает 2,5–3,5%. Образует удлиненные лейсты небольших размеров (0,9 × 0,2 мм). Интенсивно-коричневая окраска очень редка. Многие лейсты в заметной степени обесцвечены. Такие обесцвеченные биотиты имеют коричневатозеленую окраску и менее резкий плеохроизм, чем обычные биотиты. В биотитах часты плеохроичные ореолы вокруг включений циркона. Большинство чешуек и лейст искривлено или даже разорвано по спайности. В промежутки, образовавшиеся вследствие надорванности по спайности, проникают лейсты плагиоклаза составляющие основную интерстиционную массу.

В табл. 17 приведены свойства биотитов эруптивных брекчий. По данным полного силикатного анализа состав биотита следующий:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
32,32	4,40	18,20	1,18	23,05	0,27	7,46	1,68	0,39
K ₂ O	F	BaO	ZeO ₂	Rb ₂ O	Cr ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
4,37	0,35	0,16	0,04	0,04	0,02	0,06	5,78	99,77

Привлекает внимание аномально низкое содержание K₂O (4,37%) и высокое — воды (5,78%). Следовательно, биотиты эруптивных брекчий сильно гидратированы. В процессе гидратации, по-видимому, потеряна и значительная часть K₂O.

Гранат присутствует в небольшом количестве, составляя 0,5–1,0% всей массы породы. Образует правильные, в основном хорошо ограниченные кристаллики величиной от 0,5 до 1,5 мм в диаметре светлорозового или винно-красного цвета. Под микроскопом в проходящем свете бесцветен, при скрещенных николях обнаруживает полную изотропию. В табл. 13 приведены его свойства. Из элементов-примесей, обнаруженных спектральным анализом, в гранате присутствуют:

La — 0,00 п; V — 0,00 п; Cu — 0,000 п; Cr — 0,001.

Минералы-новообразования представлены альбитом, замещающим плагиоклаз. Альбит развивается по плагиоклазу в виде узорчатой сетки. Наблюдаются случаи замещения альбитом K-Na полевого шпата первой генерации с образованием шахматного альбита. Помимо альбита, в породе присутствуют хлорит, развивающийся по стеклу, и карбонат.

Интерстиционная масса. Количество и структура ее в значительной мере варьируют в зависимости от фациального положения породы. В зонах эндоконтакта некков и даек количество ее достигает

Таблица 17

Свойства биотитов эруптивных брекчий

Место взятия пробы	Ng	K, вес. %	Na, вес. %	Удельный вес
Течение р. Пшиш	1,640 ± 0,004	4,55	0,46	3,049
Алтубинальская балка	1,653 ± 0,004	4,08	0,24	3,059
Близ ст. Кривенковская	1,653 ± 0,004	3,68	0,30	3,067
Северо-Восточная окраина сел Анастасиевка	1,639 ± 0,002	—	—	2,970
Алтубинальская балка	1,657	4,04	0,23	3,041
Верховья правого притока р. Малый Пшиша	1,6585 ± 0,0015	—	—	3,02
Балка Лесозаводская	1,5425 ± 0,002	3,69	0,53	—
Правый приток р. Пшенахо	1,657 ± 0,002	3,56	0,45	—
Течение р. Кукай	1,6785 ± 0,0025	—	—	—
Алтубинальская балка	1,665 ± 0,005	—	—	3,086

50—65%, а в центральных частях крупных тел уменьшается до 12—15%. В зонах эндоконтакта интерстиционная масса представлена прозрачным в проходящем свете и совершенно изотропным стеклом с показателем преломления 1,520. В удаленных от контактов участках субвулканических тел вместо стекла присутствует микрофельзитовое вещество или микролиты кислого плагиоклаза, расположенные ориентировано по отношению к минералам первого поколения. Часты случаи расположения микролитов плагиоклаза по плоскостям спайности в биотите.

В табл. 15 приведен химический состав эруптивных брекчий.

В качестве ксенолитов в эруптивных брекчиях присутствует тот же спектр пород, который в виде обломков заключен в ранее описанных туфобрекчиях (диабазовые порфиры J_{1-2} , палеозойские микроклинновые граниты, мраморизованные известняки и т.д.).

Определения абсолютного возраста, проводившиеся по биотиту эруптивных брекчий K-Ar методом, дали значения 154, 163 и 174 млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН СССР).

Пространственная сопряженность, близость по времени образования и сходство минерального и химического состава указывают на то, что гранодиорит- и гранит-порфиры, туфы и эруптивные брекчии Западного Кавказа генетически едины [77]. Эти же признаки свидетельствуют о том, что описанная разнофациальная ассоциация пород Западного и Центрального блоков зоны Главного хребта представляет собой единую андезито-дацитовую вулканоплутоническую формацию.

Нижнеюрская андезито-дацитовая формация зоны Главного хребта Большого Кавказа является конкретным выражением андезито-дацитового формационного типа, характерного для геантиклинальных зон подвижных поясов и островных дуг.

Близкие по петрологическим особенностям и геотектоническому положению формации описаны Е.К. Устиевым [316] в верхней юре Охот-

ского тектоно-магматического пояса и прибрежной части Дальневосточного Приморья; В.С. Соболевым, В.П. Костюком и др. [298], Б.В. Мерlichem и С.М. Спитковской [241] — в неогене Советского Закарпатья (Береговский, Биганьский и Вышковский районы); Н.П. Васильковским [122] — в карбоне юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Особенно широко формации подобного типа развиты в пределах островных дуг, обрамляющих Азиатский материк с востока и юго-востока [125, 138, 127, 338].

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТИ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ (БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА)

ДОЛЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В то время как в пределах мезозойского геосинклинального прогиба (зона Южного склона) развивалась типично геосинклинальная спилит-диабазовая формация, в геоантиклинальной структуре (зоне Главного хребта) формировались породы габбро-диабазовой и андезито-дацитовой формаций, в Бечасынской зоне, представлявшей собой область активизированной платформы, возникают гипабиссальные интрузивные тела долеритов и следующие за ними по времени породы андезито-трахиандезитовой формации. Изучением юрских магматических пород Бечасынской зоны в разное время занимались Г.Д. Афанасьев [17, 18, 21, 22, 24, 25], Л.А. Варданянц [121], А.М. Борсук [78], А.М. Борсук, Ю.П. Масуренков [93], Л.А. Кондаков [202], П.И. Лебедев [217], М.В. Муратов [252], Д.И. Панов [261] и другие исследователи. В бассейне среднего течения р. Кубани и нижнего течения ее притоков — рек Мары и Теберды, а также в бассейнах рек Подкумок и Эшкакон (территория Кубано-Маринского междуречья) широко развиты горизонтально или почти горизонтально залегающие интрузивные тела — силлы; сложенные долеритами. Вмещающими долериты породами служат моноклинально залегающие терригенные отложения плинсбахского возраста, образующие хумаринскую свиту [261]. Площадь максимального распространения этих пород приурочена к западному ограничению Эльбрус-Эшкаконского разлома, к узлу пересечения Срединного и Кубанского разломов.

Мощность отдельных силлов часто достигает 100—120 м, а по простиранию они непрерывно прослеживаются на несколько километров. Как правило, силлы представляют собой многоэтажные постройки, соединенные между собой несколькими подводными "ножками". В отдельных силлах насчитывается до 10—12 горизонтов, расположенных один над другим и разделенных песчаниками и аргиллитами плинсбаха. Подводящие ножки, как правило, имеют вертикальное залегание, мощность их колеблется от 2—3 до 10 и более метров. Контакт силлов и их подводных аппаратов с вмещающими песчаниками резкий, с хорошо выраженными признаками припопя экзоконтактовых зон песчаников к

Таблица 18

Количественный минеральный состав долеритов [201]

Номер шлифа	Место взятия пробы	Вкрапленники					Основная масса	
		Плагиоклаз	Темноцветный минерал и псевдоморфозы	Рудный минерал	Хлорит	Карбонат	Вторичный кварц	Неизменная основная масса
36/67	Левобережье р. Подкумок, у горы Людмила	26,3	6,9	3,0	0,5	—	1,9	61,4
32/66	Правобережье р. Кубани, в 10 км к югу от г. Карачаевска	22,4	8,9	2,6	—	—	2,9	63,2
21/66	Правобережье р. Кубани, в 15 км к югу от г. Карачаевска	10,2	0,2	1,2	—	—	0,8	87,6
30/1	р. Мара, в 5 км от устья	6,6	1,5	0,4	—	—	—	91,5
2085—2	Кубано-Маринский водораздел	14,7	7,3	2,7	0,3	—	6,4	68,6
243/67	Правобережье р. Кубани, в 15 км к югу от г. Карачаевска	18,2	8,2	1,4	—	2,4	3,7	66,1
24к/67	Там же	29,9	3,7	0,9	—	—	2,1	63,4
24л/67	"	31,6	3,8	0,7	—	—	3,1	60,8
24м/67	"	22,7	2,6	1,5	—	—	2,6	70,6
24н/67	"	8,1	8,4	1,3	—	—	—	82,2
24п/67	"	25,0	3,3	2,0	—	—	4,2	65,5
52/67	Верховья р. Эшкакон	12,9	11,7	0,7	0,8	—	1,5	72,4
53/67	Там же	19,8	6,8	1,1	—	—	0,6	71,7
114/2н	Правобережье р. Кубани, устье руч. Карасырх	29,1	8,7	—	—	—	3,2	59,0
	Средний состав	19,9	5,8	1,4	0,1	0,2	2,4	70,1

Т а б л и ц а 19

Химический состав типичных пород формации долеритов J_1 Бечасынской

Номер образца	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
2628	Побережье р. Подкумок	52,12	0,99	16,58	6,02	3,76	0,07	1,38
2637	Там же	53,07	1,13	16,51	5,58	3,98	0,09	1,93
25406	"	52,41	0,81	16,65	6,07	2,71	0,06	3,36
20-1	р. Мара, 5 км от устья	54,28	0,78	18,91	2,73	4,52	0,13	1,43
332-В	Правобережье р. Кубани, у г. Карачаевска	52,57	1,03	18,42	1,99	4,48	0,15	4,42
32/66	Правобережье р. Кубани, в 10 км к югу от г. Крачаевска	54,10	0,62	17,08	2,32	3,12	0,12	2,40
С-10/67	Долина р. Подкумок, у горы Людмила	51,20	0,88	18,68	3,04	5,40	0,04	3,00
758/1	Левобережье р. Кубани, у г. Карачаевска	54,24	0,70	17,05	1,38	5,98	0,10	2,65
5310/4	Правобережье р. Кубани, в 10 км к югу от г. Карачаевска	53,18	0,48	15,90	1,49	2,81	0,17	2,70
21/67	Правобережье р. Кубани, в 1,5 км к югу от г. Карачаевска	54,80	0,76	17,39	3,48	2,87	0,09	2,07
139/64	Правобережье р. Теберды	53,13	1,12	16,78	4,23	2,82	0,13	5,18
	Шангрыкская скважина, Восточное Предкавказье	55,59	0,57	15,11	2,20	4,05	0,12	5,07

интрузивному телу. В зонах эндоконтактов силлов наблюдается резкое осветление пород, обусловленное интенсивной альбитизацией. Мощность таких осветленных зон достигает в ряде случаев более полуметра. Нередко подводящие ножки силлов сопровождаются эруптивными брекчиями. Так, на правом берегу р. Теберды (175 км шоссе Черкесск — Домбай) силл долеритов прорывает горизонтально залегающие песчаники плинсбаха. Снизу к силлу подходит несколько вертикально расположенных магмоподводящих ножек. В зоне вертикального контакта ножки с прорванными песчаниками расположена эруптивная брекчия.

зоны, вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	П. п. п.	Сумма	Литературный источник
8,29	3,36	1,39	0,05	0,27	4,22	1,74	100,24	Г.З. Непомнящий
7,04	3,48	0,92	0,07	0,07	2,77	2,54	99,80	"
5,75	4,27	1,98	0,10	0,85	1,95	4,24	100,20	"
8,79	3,80	0,50	0,17	Не обн.	Не обн.	3,74	99,81	Л.А. Кондаков
9,44	2,34	0,74	Не обн.	"	"	3,95	99,56	Л.А. Варданянц
5,66	4,92	1,39	0,21	3,50	3,59	0,57	99,90	Л.А. Кондаков
7,10	3,65	0,85	0,15	3,82	1,84	0,30	99,95	"
4,55	3,17	0,95	0,25	Не обн.	Не обн.	8,68	99,70	Б.П. Лучников
6,72	3,14	1,50	0,20	"	"	12,04	100,33	"
7,09	4,85	1,33	—	2,47	0,47	—	100,22	Л.А. Кондаков
7,64	2,55	0,97	0,22	3,58	1,71	—	100,07	Г.Д. Афанасьев
7,85	3,38	1,42	0,31	3,35	0,28	3,43	99,10	[110]

В нижней части мощность ее 15–20 см, вверх она резко увеличивается и доходит до 1,5 м. От брекчии отходят тонкие (5–10 см) апофизы в тело силла. Цементирующая масса брекчии — микролитовое вещество, в котором включены мелкие обломки катаклазированного кварца, реже — плагиоклаза. В составе брекчии присутствует большое количество обломков минералов, из которых состоят палеозойские граниты фундамента (главным образом мутный трещиноватый кварц, олигоклаз и реже — микроклин), а также обломки вмещающих песчаников плинсбах. В цементирующей массе брекчии распылено углистое вещество, ко-

торое в значительном количестве присутствует во вмещающих песчаниках плинсбаха.

Глубоко вскрытые эрозией силлы долеритов обнажаются в верховьях р. Подкумок у горы Людмила. Как правило, силлы обладают хорошо выраженной вертикальной призматической отдельностью.

Долериты представляют собой породы порфиривого сложения, вкрапленники которых состоят в основном из плагиоклаза и значительно больше — моноклинового пироксена.

Плагиоклаз образует две генерации. Первая, ранняя, генерация отличается более крупными резко зональными кристаллами (1,0 × 1,5 мм). По составу ядровые части кристаллов отвечают № 55—58, а периферические — № 45—50. Обычно такие кристаллы интенсивно карбонатизированы в центральной части, обогащенной анортитовой составляющей, и альбитизированы по периферии. Плагиоклазы поздней генерации — заметно меньших размеров (0,3 × 0,5 мм) и менее затронуты процессами карбонатизации. По составу они отвечают андезину—кислому лабрадору — № 45—50.

Порфиривидные вкрапленники пироксена обычно полностью замещены тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита, карбонатом и магнетитом. Такие псевдоморфозы по пироксену ограничены тонкозернистым агрегатом магнетита, представляющим собой опалитовую кайму. Изредка в центральных частях псевдоморфоз развивается вторичный бледно-коричневый слабоплеохроирующий биотит. Особенно интенсивны вторичные изменения в долеритах близ зон эндоконтактов. В центральных частях силлов удастся найти зерна неизмененного моноклинового пироксена, который по оптическим свойствам близок к авгиту ($c:Ng = 22-23^\circ, 2V = +53^\circ$).

Основная масса долеритов полностью раскристаллизована и состоит из короткостолбчатых микролитов плагиоклаза, между которыми расположены псевдоморфозы хлорита по цветному минералу (очевидно, пироксену) и редкие гнездообразные скопления ксеноморфных зернышек кварца.

Состав микролитов плагиоклаза идентичен составу плагиоклазов-вкрапленников второго поколения (№ 45—50).

Акцессорных минералов крайне мало и представлены они главным образом сфеном и апатитом.

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР было проведено датирование валовой пробы долерита, отобранной в устье р. Мизгич. Полученное значение — 186 ± 15 млн. лет — отвечает середине лейаса по отечественной геохронологической шкале 1964 г. и находится в соответствии с наблюдаемыми геологическими фактами. Аналогичная цифра (185 млн. лет) была получена в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР по материалу Г.Д. Афанасьева (долерит верховья р. Подкумок). В табл. 18 приведен количественный минеральный, а в табл. 19 — химический состав долеритов.

АНДЕЗИТО-ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

(КУБАНО-МАРИНСКИЙ РАЙОН)

Породы этой формации распространены в пределах той же территории (Кубано-Маринское междуречье), для которой характерны силлы нижнеюрских долеритов, а также в юго-восточной части Бечасынской зоны — в бассейнах рек Черек Безенгийский и Черек Балкарский. В фаціальном отношении это типичные эффузивные образования, представленные агломератовыми лавами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, а также субвулканические некки и гипабиссальные интрузивы типа лакколлитов.

Вмещающими вулканогены породами в пределах Кубано-Маринского междуречья служат отложения верхнего лейаса (от плинсбаха до тоара). Субвулканические тела типа некков в ряде мест прорывают песчаники плинсбаха, а на левобережье р. Малой Шоаны — и нижнего тоара. Один из типичных эруптивных контактов фиксируется на левобережье р. Шоаны в 500 м западнее монастыря [97]. Здесь песчаники нижнего тоара прорваны некком темных андезитов, срезающим маломощный базальный горизонт.

Контакт андезитов с песчаниками четкий, с ясными следами припоя, песчаники на контакте заметно окварцованы. В верховьях этой же речки обнажается эруптивный контакт субвулканического тела андезитов с песчаниками тоара, содержащими обильную фауну белемнитов, а в верховьях руч. Джингирик среди вулканогенных пород встречены ксенолиты долеритов. В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР по валовой пробе трахиандезита из некка горы Великан было получено К-Аг методом значение возраста 170 ± 11 млн. лет.

Таким образом, возраст пород андезит-трахиандезитовой формации определенно посленижнетоарский и, вероятно, доверхнеааленский. Центры излияния лав и выброса пирокластического материала находились на левобережье рек Кубани и Теберды в районе г. Карачаевска, в бассейне руч. Карасырх и на Даут-Кольтюбинском водоразделе. Лавы и пирокластические образования представлены андезитами, андезито-дацитами, трахиандезитами, реже — дацитами.

Основная масса андезитов, составляющая около 60% объема всей породы, представляет собой тонкораскристаллизованный полевошпатовый мезостазис, в котором погружены микролиты альбитизированного плагиоклаза. Порфириовидные вкрапленники состоят из плагиоклаза, амфибола, биотита и в редких случаях пироксена. Плагиоклаз вкрапленников резко зонален и отвечает по составу ядровой части андезину № 30—34; как правило, значительно альбитизирован.

Порфириовидные выделения амфибола полностью замещены агрегатом из карбоната и хлорита. Такие псевдоморфозы оторочены опацитовыми каймами.

Биотиты сильно изменены вторичными процессами, имеют бледно-зеленую окраску и слабый плеохроизм. Как правило, так же как и псевдоморфозы по роговой обманке, они оторочены опацитовыми каймами.

Т а б л и ц а 20

Химический состав пород андезит-трахиандезитовой формации J_{1-2} Бечасын

Номер образца	Место взятия	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
52/666	Кубано-Маринский район, юго-западная окраина сел. К. Хетагурова	Липарито-дацит	71,20	0,45	15,04	0,31	0,41	0,06	0,10
49/66	Там же	Агломератовая лава	51,54	1,19	17,50	3,77	3,17	0,20	5,96
48/666	"	Обломок трахидацита в агломератовой лаве	68,76	0,51	15,30	0,78	0,77	0,06	0,64
79/1	Левый берег р. Малой Шоаны	Андезит	55,40	0,73	18,12	4,81	1,84	0,13	1,70
с-1/67	Левобережье р. Теберды, у пос. Джингирик	Дацит	58,97	0,50	21,70	3,12	0,82	0,16	0,60
5024	Гора Великан	Трахиандезит	59,30	0,79	16,98	1,88	3,79	0,10	1,88
64	"	"	59,25	0,81	18,11	4,50	1,52	0,10	2,25
84/586	"	"	60,02	0,85	17,82	3,11	2,11	0,14	2,16
81/586	Левобережье р. Черек. Район междуречья Черек Балкарский - Чегем	"	60,82	0,70	16,01	0,79	3,92	0,13	1,48
	Бассейн р. Черек Безенгийский, сел. Джабой	Андезитобазальтовый порфирит	48,48	1,10	18,66	3,00	3,70	0,12	4,15
	Бассейн р. Черек Безенгийский (р. Кишлыксу)	Трахит, полевой шпат пироксеновый	63,67	0,68	17,92	2,40	1,16	0,33	0,13

ской зоны, вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	Литературный источник
2,53	5,65	2,71	0,28	0,64	0,61	—	0,19	100,18	А.М. Борсук
4,70	4,81	1,05	1,58	3,20	0,83	—	0,36	99,85	"
1,30	5,99	3,31	0,34	1,07	0,92	—	0,16	99,91	"
6,72	4,56	1,25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4,88	0,25	100,38	Б.П. Лучников
1,74	5,50	0,88	—	4,90	0,78	5,70	0,36	100,05	[201]
4,75	4,48	1,84	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,74	0,78	99,53	Б.П. Лучников
5,02	4,10	1,70	—	1,32	Не обн.	1,71	Не обн.	100,39	[121]
4,11	5,37	1,64	—	2,0	0,38	—	Не обн.	99,70	А.М. Борсук
4,00	4,14	1,77	0,31	1,69	4,61	—	0,30	100,34	"
7,35	5,49	1,30	0,40	3,38	2,42	—	0,15	99,40	А.А. Цветков, 1973 г.
0,57	6,93	4,10	—	—	—	—	—	99,63	[54]

Т а б л и ц а 20 (окончание)

Номер образца	Место взятия	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
	р. Джитчесу	То же	69,45	0,15	12,48	1,42	0,33	0,02	1,15
	Бассейн р. Черек Безенгийский, в 3,5 км вниз по течению от сел. Безенги	"	65,14	0,37	16,81	1,86	1,08	0,12	0,18
	Там же	"	65,60	0,47	16,70	1,87	1,20	0,12	0,31
	Бассейн р. Черек Безенгийский, развалины сел. Хулам	"	62,70	0,29	16,53	5,21		0,10	0,57
141/68	Бассейн р. Черек Безенгийский, близ сел. Джабой	Трахит калишпатовый	77,76	0,08	10,87	0,36	0,18	0,00	0,08
142/68	Там же	То же	76,26	0,11	11,97	0,24	0,00	0,00	—
128/71	"	"	79,44	0,08	9,87	0,49	0,53	0,00	0,36
	Левый борт р. Черек Безенгийский, сел. Хулам	"	—	—	—	0,08	0,17	—	—
	Там же	"	—	—	—	0,31	0,38	—	—
	"	"	—	—	—	0,39	0,28	—	—
	"	"	—	—	—	0,21	0,12		
	"	"	—	—	—	0,39	0,12		
	"	"	—	—	—		0,12		
	"	"	—	—	—		0,16		
	"	"	—	—	—		0,19		
	"	"	—	—	—		0,35		
	"	"	—	—	—		0,22		
	"	"	—	—	—		0,28		
	"	"	—	—	—		0,22		
	"	"	—	—	—		0,19		
	"	"	—	—	—		0,28		
	"	"	—	—	—		0,22		
	"	"	—	—	—		0,36		
	"	"	—	—	—		1,50		
	"	"	—	—	—		0,16		

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	Литератур- ный источник
0,15	2,26	5,86	—	—	—	—	—	101,99	"
1,00	6,76	4,76	—	1,46	—	—	0,09	99,57	[80]
0,60	7,40	4,19	0,35	0,71	0,26	—	0,05	99,83	"
1,80	5,51	5,58	0,60	1,16	—	—	—	100,22	А.П. Лебедев, 1950 г.
0,15	0,31	8,90	0,35	0,36	0,40	—	0,12	99,87	[85]
—	0,28	9,97	0,10	1,13	0,27	—	0,06	100,39	[80]
0,28	4,55	2,83	0,13	0,46	0,04	—	0,50	99,54	А.А. Цветков, 1971 г.
—	1,66	8,14	—	—	—	—	—	—	[26]
—	7,06	1,79	—	—	—	—	—	—	"
—	0,51	6,29	—	—	—	—	—	—	[85]
—	4,80	3,69	—	—	—	—	—	—	"
—	4,70	3,68	—	—	—	—	—	—	[326]
—	2,28	4,94	—	—	—	—	—	—	"
—	1,51	5,94	—	—	—	—	—	—	"
—	5,04	3,08	—	—	—	—	—	—	"
—	0,09	6,49	—	—	—	—	—	—	"
—	0,12	6,81	—	—	—	—	—	—	"
—	0,13	5,94	—	—	—	—	—	—	"
—	0,13	8,22	—	—	—	—	—	—	"
—	0,13	7,81	—	—	—	—	—	—	"
—	0,15	8,17	—	—	—	—	—	—	"
—	0,08	2,41	—	—	—	—	—	—	"
—	0,07	3,95	—	—	—	—	—	—	"
—	4,63	2,50	—	—	—	—	—	—	"
—	0,14	8,05	—	—	—	—	—	—	"

Изредка в виде порфиroidных вкрапленников присутствует моноклиный пироксен типа авгита. Пустоты в породе выполнены агрегатами хлорита, карбоната, а также анальцимом и пренитом. Содержание в породе рудных минералов — магнетита и титаномагнетита — достигает 2,5—3 объемн. %.

В андезито-дацитах и дацитах среди порфиroidных выделений исчезает пироксен, редки псевдоморфозы по амфиболу, но в значительно большем количестве присутствует биотит и появляются вкрапленники кварца, количество которых становится значительным в дацитах. В основной массе наряду с плагиоклазом все более заметную роль начинает играть кварц, а структура основной массы становится микрофельзитовой.

Трахиандезиты слагают субвулканические некки, широко развитые на левобережье р. Теберды, южнее г. Карачаевска. Так же как андезиты и дациты, эти породы порфиroidного сложения. На 50—60% они состоят из микролитов полевого шпата с ориентированным расположением (трахитовая структура). Среди полевошпатовых микролитов основной массы часты лейсты биотита и зернышки кварца.

Порфиroidные вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом и биотитом. Плагиоклаз вкрапленников образует крупные широкотаблитчатые резко зональные кристаллы, состав ядровой части которых отвечает андезину № 35—38. Биотит вкрапленников часто свеж, окрашен в густые бурые тона и отличается резким, характерным для нормальных биотитов плеохроизмом; иногда оторочен опалитовой каймой.

Неизменные вкрапленники обыкновенной роговой обманки встречены в трахиандезитах некка Великан. Во всех остальных случаях порфиroidные выделения амфибола полностью замещены агрегатами хлорита и карбоната. Аксессуарные минералы трахиандезитов представлены цирконом и апатитом. В туфоконгломератах, обнажающихся на юго-западной окраине с. Коста Хетагурова, обнаружены бомбы и крупные обломки пород, отвечающих по составу трахиандезитам (обр. 48/66-б, табл. 20).

РАЙОН МЕЖДУРЕЧЬЯ ЧЕРЕК БАЛКАРСКИЙ — ЧЕГЕМ

На южной окраине Бечасынской зоны в пределах так называемой Северной депрессии, протягивающейся в широтном направлении между Скалистым и Боковым хребтами (бассейны рек Черек Безенгийский, Черек Балкарский и Чегем), породы андезит-трахиандезитовой формации также представлены в эффузивной, субвулканической и гипабиссальной интрузивной фациях. В геологической литературе эти породы с разной степенью детальности и под различными названиями описались рядом авторов [342, 54, 211, 219, 80, 101, 44, 107, 80].

АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫЕ МАНДЕЛЬШТЕЙНОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

На левобережье р. Черек Безенгийский (севернее устья р. Шаудорсу и западнее сел. Безенги), на правобережье той же реки в районе развалин сел. Джабой и в бассейне р. Шиле, а также на левом берегу р. Чайнашки (бассейн р. Черек Балкарский) расположены выходы лав, суб-

вулканических тел и литокластических туфов андезито-базальтовых и трахиандезитовых порфиритов. Повсеместно породы андезит-трахиандезитовой формации заключены в толще фаунистически охарактеризованных отложений нижнего байоса [44].

Излившиеся члены формации — андезито-базальтовые порфириты, часто мандельштейновой текстуры, слагают лавовые потоки мощностью 20—50 м и протяженностью до 2—3 км. Наиболее четкие соотношения лав андезито-базальтовых мандельштейновых порфиритов с вмещающими осадочными породами, а также наиболее характерное строение внутренних частей потоков наблюдаются на правом берегу р. Черек Безенгийский в районе развалин сел. Джабой, а также по обоим берегам р. Шиле. К северу от развалин сел. Джабой обнажается лавовый поток мощностью около 50 м почти меридионального простирания. Для нижних и центральных частей потока характерна шаровая отдельность, которая к кровле сменяется массивными породами. Шары нередко имеют правильную форму, чаще же это округлые или эллипсоидальные тела от 0,2 до 1,5 м в поперечнике. Часто наблюдается вдавливание шаров друг в друга, при этом оттянутые и слегка деформированные концы одних шаров погружены в промежутки между другими шарами, что дает возможность легко определить кровлю и подошву потока. Внутренняя часть шаров сильно пористая, количество пустот увеличивается от центра к периферии. Контакт подошвы потока андезито-базальтовых порфиритов с песчано-глинистыми осадками неровный.

В осадочных породах заметно ороговикование на глубину 20—30 см от плоскости контакта. В подошве потока нередко в межшаровом пространстве заключено вещество глинистых сланцев — результат захвата неуплотненных глинистых осадков нижней кромкой движущейся лавы.

Верхний контакт лавового потока волнистый. В перекрывающей его песчано-глинистой толще встречаются отдельные окатанные обломки андезито-базальтовых порфиритов мандельштейновой текстуры, что указывает на частичный, хотя и очень небольшой, размыв.

На западном склоне вершины горы Уч-Таши, в подошве 30-метрового лавового потока залегают лавовые брекчии, мощностью около 1 м. Порода состоит из угловатых обломков мандельштейновых андезито-базальтовых порфиритов, ориентированных параллельно подошве потока и заключенных в глинистом веществе.

Максимальное количество лавовых потоков, характеризующихся наибольшей мощностью, отмечается в бассейне р. Черек Безенгийский (в районе развалин сел. Джабой и приустьевой части р. Шиле). К западу и к востоку они постепенно выклиниваются, и западнее правого берега р. Чегем и восточнее р. Черек Балкарский эти породы уже не встречаются.

Лавы сопровождаются литокластическими туфами, состав обломков которых аналогичен породам лавовых потоков.

Туфы распространены в бассейне р. Черек Безенгийский севернее р. Шаудорсу и развалин сел. Джабой, а также на восточном склоне горы Мукол-кая. Как правило, они подстилают залегающие на них потоки андезито-базальтовых мандельштейновых порфиритов.

Наиболее отчетливо строение туфового горизонта можно наблюдать на восточном склоне горы Мукол-кая. Здесь среди нижнебайосских песчаников и сланцев залегает 5-метровый пласт туфов, простирающийся с юго-запада на северо-восток. Порода представляет собой отдельные вулканические бомбы и лапилли, заключенные в глинистой цементирующей массе. Размеры обломков и бомб варьируют от 2 до 5 см, реже встречаются бомбы до 20–30 см в поперечнике. Сортировки обломков по крупности в пределах пласта не наблюдаются.

Пространственная сопряженность туфов и лавовых потоков андезито-базальтовых порфиритов и идентичность состава вулканических бомб, лапиллей и потоков свидетельствуют о едином вулканическом центре, который находился в районе современного среднего течения р. Черек Безенгийский. Туфы, залегающие стратиграфически ниже лав мандельштейновых андезитовых порфиритов, характеризуют в пределах описываемого района первую фазу магматической активности в мезозойское время. Эксплозивная деятельность проявилась очень слабо. Относительно небольшое количество образовавшегося пирокластического материала определило и ограниченный ареал распространения туфов.

Излияние лав андезито-базальтовых порфиритов в междуречье Черек Безенгийский—Черек Балкарский сопровождалось внедрением небольших гипабиссальных интрузивов сходного состава. Так, в урзе р. Шиле, приблизительно в 3,5 км от ее устья, обнажается вертикально стоящая дайка мощностью 3–5 м, сложенная андезитовым порфиритом. По простиранию она прослеживается на северо-восток на 300 м. Вмещающие дайку породы представлены песчаниками и аргиллитами нижнего байоса. В приконтактных ее частях встречаются ксенолиты оплавленных и ороговикованных аргиллитов.

Силлообразное тело мощностью около 10 м, сложенное полнокристаллическим андезитовым порфиритом, обнажается на левом берегу р. Чайнашки в 4,5 км от ее устья (бассейн р. Черек Балкарский). От центра к периферии степень раскристаллизации породы заметно уменьшается. Вмещающие аргиллиты в приконтактных частях ороговикованы. В эндоконтактах изредка встречаются небольшие ксенолиты ороговикованных глинистых сланцев.

Андезито-базальтовые порфириты, слагающие лавовые потоки, субвулканические и интрузивные тела, представляют собой темно-серые, почти черные породы массивной текстуры, состоящие из порфиридных вкрапленников плагиоклаза (значительно реже — клинопироксена), погруженных в микролитовую основную массу.

Плагиоклаз вкрапленников образует крупные (от 1,0 до 2,5 мм) идиоморфные кристаллы, переполнен газовой жидкостью и твердыми включениями, от которых становится мутным. Обычно нацело замещен альбитом (№ 5–7).

Плагиоклаз второй генерации образует микролиты основной массы, отличающиеся от вкрапленников большей свежестью и прозрачностью. Замеры сохранившихся реликтов неизмененных вкрапленников и микролитов, иногда встречающихся в центральных частях лавовых потоков

и вулканических бомбах, свидетельствуют о том, что первоначально состав плагиоклаза отвечал андезину — лабрадору № 60—70. Плагиоклаз вкрапленников замещается кальцитом, хлоритом, а нередко — анальцимом и серицитом.

Клинопироксен в виде вкрапленников встречается реже и образует неправильные бесцветные в проходящем свете зерна. По оптическим свойствам близок к авгиту. Часто замещается хлоритом. С помощью рентгеновского микроанализатора типа "Самеса" были определены составы клинопироксенов, присутствующих в виде порфирированных вкрапленников в андезито-базальтовых порфиритах, образующих лавовый поток близ сел. Джабой (бассейн р. Черек Безенгийский).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
51,28	0,62	4,01	5,70	0,11	14,30	22,28	0,38	Нет	98,71
51,05	1,12	3,71	9,21	0,23	12,70	21,17	0,38	"	99,65

Основная масса породы — интерсептальной в субвулканических телах и интрузивах или гиалопилитовой — в лавовых покровах структуры — состоит, как уже указывалось, из микролитов плагиоклаза, хлоритового мезостазиса и большого количества игольчатых кристалликов рутила и мельчайших зернышек магнетита, образующего рудную сыпь. Химический состав андезито-базальтовых порфиритов приведен в табл. 20.

В основной массе — большое количество пустот, выполненных кальцитом и хлоритом. Нередко агрегаты хлорита образуют радиально-лучистые выполнения.

ТРАХИТЫ

Наиболее интересны в петрологическом и металлогеническом отношении породы, входящие в состав андезито-трахиандезитовой формации рек Черка Безенгийского—Чегема, — трахиты. Первые сведения о безенгийских полевошпатовых породах, богатых ортоклазом, появились в геологической литературе благодаря трудам Г. Абиха. Позже их описал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [222] под названием ортоклазовых порфиров; отметим, что они слагают жилы с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Упоминание об ортоклазовых порфирах, производящих впечатление мощных лавовых потоков, содержится в работе В.В. Дубянского [159]. В 1914 г. ортоклазовые порфиры р. Черек Безенгийский описывает Д.С. Белянкин. В монографии А.П. Лебедева [219] эти породы были описаны под названием кератофинов. В 1954 г. Г.Д. Афанасьев отметил эруптивные контакты кератофинов с вмещающими осадочными породами и указал на эндоконтактные изменения кератофинов.

Автор настоящей работы изучал ортоклазовые породы р. Черек Безенгийский в 1965—1968 гг. и описал их в коллективной монографии, посвященной закономерностям развития магматизма складчатых областей, под названием трахитов [32]. В дальнейшем исследование мезозойских магматических пород бассейнов рек Черек Безенгийский,

Черек Балкарский, Чегем осуществлялось автором совместно с А.А. Цветковым [97, 105, 107].

Трахиты широко распространены в бассейне среднего течения р. Черек Безенгийский и на водоразделах между Черекком Безенгийским и Черекком Балкарским, с одной стороны, и Черекком Безенгийским и Чегемом — с другой. Среди трахитов обнаружены две петрографические разновидности: полевошпат-пироксеновая и исключительно калишпатовая, между которыми установлены четкие возрастные соотношения. Калишпатовые трахиты образовались несколько позднее полевошпат-пироксеновых. Силлы полевошпат-пироксеновых трахитов в ряде мест прорваны субвулканическими штоками калишпатовых трахитов. В калишпатовых трахитах присутствуют ксенолиты андезито-базальтовых порфиритов и полевошпат-пироксеновых трахитов.

Обе разновидности трахитов чаще всего образуют силлы мощностью около 30—40 м и протяженностью в сотни метров, прорывающие нижне-среднеюрские песчано-глинистые толщи. На контактах силлов с вмещающими песчаниками или аргиллитами развиваются эруптивные брекчии, состоящие из обломков трахитов и цементирующей массы, в которую входят дробленое вещество трахитов и вмещающих осадочных пород. Мощность брекчий колеблется от 2 до 7 м. В зонах эндоконтактов силлов трахиты, как правило, отличаются флюидалной текстурой. Отдельные силлы полевошпат-пироксеновых трахитов в левом борту р. Черек Безенгийский имеют мощность более 100 м и прослеживаются по простиранию на расстояние более 1 км. Реже трахиты встречаются в виде даек мощностью от 5 до 30 м. На правом берегу р. Черек Безенгийский силлы трахитов прорывают палеозойские граниты, кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, покровы юрских андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, которые представляют собой начальные члены андезит-трахиандезитовой формации, а также осадочные породы нижней юры.

Лавовые потоки образуют только полевошпат-пироксеновые трахиты. Протяженность их не превышает 1—1,5 км (вблизи развалин сел. Эль-Хулам), а мощность — 20 м. Лавы характеризуются отчетливой флюидалностью с образованием складок нагнетания. Калишпатовые трахиты нередко образуют экструзивные купола (верховья р. Кушхулесу и Кишлыксу), имеющие в плане округлую форму, диаметром до 50—100 м, с образованием диапировых структур. Эндоконтактные части куполов брекчированы, а центральные сложены массивными породами.

Обе разновидности трахитов встречаются в виде обломков литокристаллоктических туфов, образующих 5—6 метровые пласты протяженностью в 1—1,5 км на обоих берегах р. Черек Безенгийский, вблизи устьев рек Шаудорсу и Шиле, а также по р. Кишлыксу. Обломки полевошпат-пироксеновых и калишпатовых трахитов входят в состав эруптивных брекчий, выполняющих неки, которые прорывают аргиллиты и песчаники средней юры (восточный склон горы Мукол-кай).

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР были проведены измерения возраста трахитов К-Аг методом (табл. 21). Полученные значения (142—156 млн. лет) отвечают верхней юре и несколько омоложены

Таблица 21

Абсолютный возраст трахитов бассейна р. Черек Безенгийский, по данным К-Аг метода*

Номер образца	Порода, место взятия отбора	К, %	Аг рад, нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$ рад	Возраст, млн. лет
135/68	Полевошпат-пироксеновый трахит, левый борт долины р. Черек Безенгийский, в 4,5 км вниз по течению от сел. Безенги	$3,58 \pm 0,04$	$39,2 \pm 0,8$	68; 55	155 ± 8
133/68	То же, левый борт р. Черек Безенгийский, в 5,5 км вниз по течению от сел. Безенги	$3,45 \pm 0,04$	$35,9 \pm 0,8$	25; 27	152 ± 8
142/68	Калишпатовый трахит, правый борт долины р. Черек Безенгийский, в 4,5 км вниз по течению от сел. Безенги	$9,48 \pm 0,09$	$97,2 \pm 2,0$	61; 79	146 ± 6
141/68	То же, там же	$3,49 \pm 0,04$	$35,1 \pm 0,8$	18; 39	143 ± 6
137/68	" "	$7,83 \pm 0,06$	$77,8 \pm 1,6$	59; 60	142 ± 6

* Определения проводились в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

по сравнению с возрастом, устанавливаемым на основании геологических данных (байос). "Омоложение", по-видимому, связано с наложенной гидротермальной полевошпатизацией (адуляризацией), которая широко проявлена в интенсивно пропилитизированных трахитах. Аргоновые даты, так же как и геологические данные, определенно свидетельствуют о том, что калишпатовые трахиты образовались несколько позднее пироксен-плагиоклазовых.

Петролого-геохимические особенности трахитов

Полевошпат-пироксеновые трахиты представляют собой породы розового цвета с массивной текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники представлены К-На полевым шпатом, плагиоклазом и клинопироксеном. Количественный минеральный состав этих трахитов приведен в табл. 22, из которой следует, что в процентном отношении преобладает К-На полевой шпат, а плагиоклаз и пироксен присутствуют в резко подчиненных количествах. Химический состав трахитов приведен в табл. 20, а результаты спектральных анализов этих пород — в табл. 23.

Вкрапленники К-На полевого шпата обычно имеют красно-розовый цвет, таблитчатую форму, размеры их достигают 1 см. Представлены они нерешетчатым микроклином ($-2V$ от 82 до 90°), который заместил

Таблица 22

Количественно-минеральный состав мезозойских трахитов и связанных с

Породообразующие минералы	Полевошпат-пироксеновые трахиты			
	I		II	
	А	Б	А	Б
Калиевый и калина-триевый полевой шпат	30–35	20–30 <i>Ab</i> 5–10 <i>Chl</i> 5–10 <i>Carb</i>	15–25	40–60 <i>Ab</i> 25–30 <i>Adul</i> 20–25 <i>Carb</i> 5–15 <i>Zeol</i> 5–15 <i>Anal</i> 0–1 <i>Ser</i>
Плагиоклаз	0,2–1,5	80–90 <i>Al</i> 5–10 <i>Carb</i> 1–2 <i>Chl</i>	0,2–0,5	90–10 <i>Al</i>
Пироксен	1,5–2,0	15–20 <i>Chl</i> 2–5 <i>Pyr</i>	—	—
Рудные и аксессуарные	0,2–0,5	—	0,2–0,5	50–60 <i>Hm</i>
Основная масса	65–70	10–15 <i>Chl</i> 2–5 <i>Carb</i> 1–5 <i>Zeol</i> 1–2 <i>Flu</i>	75–80	30–45 <i>Chl</i> 40–45 <i>Carb</i> 20–25 <i>Q</i> 5–15 <i>Zeol</i> 5–10 <i>Anal</i> 1–5 <i>Flu</i>

Примечание. I — центральные участки магматических тел; II — краевые участки; А — первичный минеральный состав, Б — состав продуктов изменения (процент замещения от общего количества вкрапленников данного минерала или основной массы в породе, принятых за 100%).

первичный санидин-анортоклаз ($-2V$ от 44 до 55°) \perp (001) $< Nm = 6^\circ$, состава $Or_{70}Ab_{30} - Or_{60}Ab_{40}$ [101, 236]. Замеры оптических констант санидин-анортоклаза были проведены на столике Федорова методом коноскопирования в толстых шлифах на отдельных реликтовых зернах.

Иногда встречаются кристаллы, сдвойникованные по карлсбадскому закону. Нередки обломанные зерна К-На полевого шпата, как наиболее ранние образования, деформированные в процессе движения расплава.

По данным спектрального анализа в микроклине обнаружено высокое

ними пропицитов бассейна р. Черек Безенгийский, объемн. %

Калишпатовые трахиты				Пропицитизированные пемзовые туфы (цемент)
I		II		
A	Б	A	Б	
15-25	30-40 <i>Ab</i> 10-15 <i>Carb</i> 10-15 <i>Chl</i> 2-5 <i>Anal</i> 2-5 <i>Zeol</i>	10-16	50-60 <i>Ab</i> 5-15 <i>Cad</i> 5-10 <i>Mont</i> 15-20 <i>Carb</i> 20-25 <i>Chl</i> 5-15 <i>Zeol</i> 1-5 <i>Anal</i>	
	—		—	30-40 <i>Chl</i> 25-30 <i>Q</i> 10-30 <i>Zeol</i> 20-30 <i>Carb</i> 8-10 <i>Flu</i> 5-6 <i>Anal</i> 1,5-2,0 <i>Pyr</i> 0,5-1,5 <i>Adul</i> 0,1-0,2 <i>Ap</i>
0,1-0,3		0,1-0,3	80-90 <i>Hm</i>	
75-85	40-60 <i>Q</i> 10-30 <i>Adul</i> 10-30 <i>Zeol</i> 5-10 <i>Anal</i> 1-5 <i>Flu</i> 1-2 <i>Carb</i>	85-90	40-50 <i>Q</i> 20-35 <i>Zeol</i> 20-25 <i>Carb</i> 10-20 <i>Chl</i> 5-10 <i>Anal</i> 5-6 <i>Flu</i> 0-1 <i>Ap</i>	

Carb — карбонаты, *Chl* — хлорит, *Ap* — апатит, *Zeol* — цеолиты, *Anal* — аналцим, *Adul* — адуляр, *Ser* — серицит, *Ab* — альбит, *Flu* — флюорит, *Q* — кварц, *Cad* — каолинит, *Mant* — монтмориллонит, *Hm* — гематит, *Pyr* — пирит.

содержание железа (более 1%). Кирпично-красный цвет микроклина обусловлен многочисленными микроскопическими включениями гематита в кристаллах.

Плагиоклаз вкрапленников обычно правильной таблитчатой формы размером 0,8-1,5 мм и полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону. По составу он отвечает олигоклазу № 22-26.

Моноклинный пироксен присутствует только в центральных частях крупных интрузивов и по оптическим свойствам ($2V = 55-57^\circ$, $c : Ng = 37-42^\circ$) близок к азгиту. Ниже приведены результаты анализа порфировидных вкрапленников клинопироксена из трахитов, полученные с

Таблица 23

Средние содержания отдельных элементов в мезозойских трахитах и связанных

Порода, минерал	K, %	Na, %	Li, 10^{-2}	Rb, 10^{-3}	Cs, 10^{-4}	Nb, 10^{-3}	V, 10^{-3}
Полевошпато-пироксеновые трахиты	4,5	6,7	0,2	2,5	1,0	7,7	1,6
Калишпатовые трахиты	8,5	0,8	0,5	19	1,0	7,9	0,5
Сфен	—	0,1–0,3	—	—	—	40–60	10–30
Циркон	—	0,4–0,6	40–60	—	—	—	—
Пропилиты	2,5	2,0	2,2	33,0	2,0	29,4	0,8

Таблица 23 (окончание)

Порода, минерал	Co, 10^{-3}	Sr, 10^{-2}	Zr, 10^{-3}	Y, 10^{-3}	Vb, 10^{-4}	La, 10^{-3}	Ce, 10^{-2}
Полевошпато-пироксеновые трахиты	0,7	1,4	60	6,2	6,1	3,4	—
Калишпатовые трахиты	0,2	0,9	40,4	8,4	8,8	2,8	—
Сфен	—	100–300	—	300	—	600	—
Циркон	—	1–3	—	100	—	10	—
Пропилиты	—	—	189,0	53,8	—	8,4	5,4

помощью рентгеновского микроанализатора типа "Самеса" в ИГЕМ АН СССР.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
47,76	0,77	0,55	23,32	0,63	7,16	20,90	101,09

Кристаллохимическая формула пироксена, рассчитанная по данным приведенного анализа, имеет вид $(Ca_{0,90}Mn_{0,02}Mg_{0,43}Ti_{0,02}Fe_{0,63}^{+3})_{2,00}(Si_{1,92}Al_{0,01}Fe_{0,07}^{+3})_{2,00}O_6$.

Процентное соотношение между Ca, Mg, $(Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn)$ соответственно составляет 41, 14, 45. На диаграмме У.А. Дири, Р.А. Хауи и Дж. Зусмана [156] исследованный пироксен попадает в поле ферроавгитов. Следует отметить, что ферроавгиты — типичные представители группы пироксенов в щелочных магматических породах ряда сиенит-трахит. Нередко ферроавгит присутствует в виде включений в зернах К-На полевого шпата.

с ними пропилитах бассейна р. Черек Безенгийский, вес. %

Ga, 10^{-3}	Pb, 10^{-3}	Zn, 10^{-2}	Cu, 10^{-3}	Sn, 10^{-4}	Mo, 10^{-4}	Mg, %	Cr, 10^{-3}	Ni, 10^{-3}
4,2	1,2	0,8	2,5	10,4	2,0	0,3	0,5	1,2
1,4	0,9	0,6	1,4	11,0	1,9	0,2	0,3	0,4
—	4,6	10–30	10–30	$4-6 \cdot 10^{-4}$	—	0,4–0,6	—	—
1,0	$1-3 \cdot 10^3$	—	10	$1 \cdot 10^4$	10–30	0,07–0,09	14–6	—
8,7	4,3	1,5	2,3	86,9	—	2,0	3,5	2,7

Be, 10^{-4}	Sn, 10^{-2}	P, 10^{-2}	Sc, 10^{-2}	Bi, 10^{-3}	Mn, 10^2	Fe, $10^{-\%}$	Ti, 10^{-1}	W, 10^3
—	—	—	—	—	—	3,3	—	—
—	—	—	—	—	—	0,8	—	—
7–9	—	—	1,0	—	7–0	4–6	—	—
70–90	10	70–90	—	1	100–300	0,4–0,6	7–9	700–900
—	—	—	—	—	—	3,0	—	—

Помимо ферроавгита, в незначительных количествах в трахитах присутствует амфибол типа арфведсонита.

В процессе вторичных изменений K-Na полевой шпат и плагиоклаз замещаются альбитом, хлоритом, кварцем, карбонатом, цеолитами, изредка — серицитом. Пироксен замещается хлоритом (бурым и зеленым), нередко до полных псевдоморфоз. Часто заметна опацизация пироксена, причем к периферии хлоритизированных зерен приурочены крупные выделения рудных минералов и мелкие зернышки апатита и арфведсонита. Характерна заметная интенсификация наложенных процессов в эндоконтактных частях магматических тел.

Рудные и акцессорные минералы представлены (в порядке убывания их концентрации породе) гидроокислами железа, флюоритом, цирконом, ильменитом, апатитом, пиритом, халькопиритом, галенитом, кинноварью (табл. 24).

Спектральными анализами концентрата сульфидных минералов, выделенных из полевошпат-пироксеновых трахитов, установлены высокие

Таблица 24

Результаты количественно-минералогического анализа юрских трахитов и пропилитов бассейна р. Черек Безенгийский, г/т

Минерал	Пропилитизированный флюидалый калишпатовый трахит	Полевошпат-пироксеновый трахит (№ $\frac{35}{1}$ /72)	Калишпатовый трахит (№ $\frac{24}{7}$ /72)
Магнетит	1000	—	3700
Гидроокислы железа и гематит	360	9400	508,5
Мартит	100	—	—
Ильменит	30	1000	15,2
Лимонит	150	—	—
Циркон (циртолит)	890	1200	50,8/22,9
Галенит	—	1,9	Зн.
Сфалерит	—	—	Зн.
Киноварь	—	1,9	0,25
Пирит	1300	45,7	94,1
Халькопирит	—	3,9	—
Окисленные сульфиды	—	—	75,4
Муассонит	—	—	0,25
Флюорит	—	1800	15,2
Апатит	320	165,4	27,1
Ставролит	—	—	623,7
Гранат	370	—	61,9
Сфен	Зн.	—	61,9
Лейкоксен	110	—	—
Турмалин	80	—	10,2
Эпидот	30	—	102,90
Биотит	70	—	222,0
Гидрослюда	2000	—	—
Пироксены	—	11600	335,6
Амфиболы	70	—	198,2
Хлориты	2000	2000	118,6
Бастнезит	5100	—	—
Барит	15600	—	—
Анатаз	290	—	—
Кварц+полевой шпат	970000	972604	983686

Таблица 25

Содержание редкоземельных элементов (р.з.э.) во флюорите полевошпат-пироксеновых трахитов бассейна р. Черек Безенгийский
(аналитик В.А. Павлуцкая)

Номер образца	La ₂ O ₃	CeO	Pr ₆ O ₁₁	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
$\frac{35}{1}/72$	6,7	34,0	7,4	23,0	2,2	2,2	24,5	—

Таблица 25 (окончание)

Номер образца	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Vb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	Сумма	Абсолютное содержание в минерале р.з.э., %
$\frac{35}{1}/72$	—	—	—	—	—	—	100,0	0,013

содержания олова (до 0,8%), цинка (более 1%), серебра (до 0,2%) и висмута (0,06%). Обилие в породе флюорита (1,8 кг/т) свидетельствует об обогащении остаточного расплава, из которого кристаллизовались трахиты, фтором. Содержание редких земель во флюорите приведено в табл. 25. Преобладают Ce, Y, Nd, Pr и La.

Основная масса полевошпат-пироксеновых трахитов имеет трахитоидную структуру и состоит из субпараллельно ориентированных микролитов нацело альбитизированного K-Na полевого шпата, что подтверждается прокрашиванием шлифов кобальтонитритом натрия, а ее объем обычно преобладает над объемом вкрапленников. В периферических частях интрузивов присутствует большое количество пустот, заполненных карбонатом, хлоритом, пренитом, цеолитами, анальцимом, флюоритом, апатитом и халцедоном.

Калишпатовые трахиты, наиболее интенсивно измененные вторичными процессами, представляют собой порфиоровые породы белого цвета, как правило, массивной, реже — флюидальной текстуры. Во вкрапленниках присутствует только калиевый полевой шпат, слагающий не более 5–10% объема породы, что видно из приводимых в табл. 22 результатов количественно-минеральных подсчетов. Результаты химических и спектральных анализов этих пород приведены в табл. 20 и 23 соответственно.

Калиевый полевой шпат вкрапленников имеет таблитчатую форму, размером до 2,0–2,5 мм и, судя по небольшому углу $-2V$, соответствует, как и первичный калиевый полевой шпат полевошпат-пироксеновых трахитов, санидину-анортоклазу. Спектральным анализом установлено, что калиевый полевой шпат отличается повышенными, по сравнению с полевыми шпатами полевошпат-пироксеновых трахитов, содержаниями (в %) Ti (до 0,1–0,3), Zn ($0,4-6 \cdot 10^{-3}$), V (до $4-6 \cdot 10^{-4}$), K (до 1,1,0), Ba (до $1 \cdot 1,0^{-1}$) и пониженными – Nb ($1-3 \cdot 10^{-3}$), Ca ($1-3 \cdot 10^{-3}$), Li ($4-6 \cdot 10^{-3}$), Na (1–3).

В ряде случаев первичный калиевый полевой шпат вкрапленников значительно (на 70–80%) альбитизирован и замещен анальцимом, карбонатом, хлоритом, цеолитами флюоритом.

Рудные и акцессорные минералы калишпатовых трахитов представлены (в порядке убывания их содержания в породе) эпидотом, магнетитом, ставролитом, гидроксидами железа, пироксеном, биотитом, амфиболом, хлоритом, пиритом, гранатом, сфеном, цирконом (циртолитом), апатитом, флюоритом, ильменитом, турмалином, муассанитом, киноварью (см. табл. 24).

Некоторые акцессорные минералы отличаются повышенным содержанием редких земель. Так, в сфене содержание (в %) V до $3 \cdot 10^{-1}$, La до $6 \cdot 10^{-1}$, в цирконе содержание V до 0,1, Ca до $1 \cdot 10^{-2}$. Количества других микроэлементов в этих акцессориях приводятся в табл. 25.

Основная масса калишпатовых трахитов обычно имеет трахитоидную структуру, а слагающие ее микролиты первичного санидина часто полностью альбитизированы.

В краевых частях магматических тел присутствует большое количество пустот, заполненных несколькими типами пластинчатых цеолитов, анальцимом, флюоритом, карбонатами, халцедоном. Часто в цеолитах, заполняющих пустоты, содержатся иголки апатита (фтор-апатит, по данным спектрального анализа), свидетельствующие (наряду с присутствием флюорита) о богатстве щелочного расплава летучими (в частности, фтором).

Содержание всех микроэлементов в калишпатовых трахитах несколько ниже, чем в полевошпат-пироксеновых, за исключением группы редких элементов и K, Li, Rb, Nb, Sn.

Пропилитизация

Под пропилитизацией мы, вслед за Рихтгофеном [396], С.И. Набоко [254] и Э.Л. Русиновым [289], подразумеваем низкотемпературный гидротермальный процесс, обусловленный циркуляцией ювенильных хлоридно-сульфатно-натровых вод в областях активного вулканизма, тесно связанный со становлением вулcano-плутонических ассоциаций. Этот процесс широко проявлен во многих районах активного вулканизма как на континентах [203, 362, 399, 123], так и в океане [374, 37].

Гидротермальные растворы проникают в верхние горизонты земной коры по зонам разломов, пересекающим породы с различными фильтрационными свойствами, и распространяются в сторону от них по водопр-

нищаемым горизонтам. Такими благоприятными породами-проводниками в бассейне р. Черек Безенгийский служат туфы трахитов, а также брекчированные и флюидалные разновидности калишпатовых трахитов. Эти породы превращены в пропилиты.

На левом берегу р. Черек Безенгийский к северо-востоку от устья р. Шаудорсу среди нижнеюрских аргиллитов обнажается 6-метровый горизонт пропилитов по пемзовым трахитовым туфам. Азимут падения горизонта 25° , угол падения 35° . В составе обломков: бомбы и лапилли полевошпат-пироксеновых и калишпатовых трахитов, пемзовые частицы, зерна гематитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Количество крупных бомб (более 20 см в поперечнике) составляет приблизительно 20% объема породы. Форма обломков пород обычно округлая, реже — угловатая. Сортировка их в пределах пласта отсутствует. В зоне нижнего контакта пропилитов с аргиллитами встречаются обильные прожилки гипса и барита, причем первый нередко образует белые натеки на породах, а также (2–3 см) выдержанные по простиранию прослои, состоящие из зеленоватых гидрослюд. Химический состав гидрослюды приводится ниже:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
46,86	0,16	27,53	1,74	0,87	—	1,94	1,20	0,22
K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма		
5,79	3,26	9,53	0,38	—	0,12	99,60		

Описываемый горизонт пропилитизированных туфов выдержан по мощности и характеру слагающих его обломков пород на расстоянии около 2 км по простиранию. С северо-запада и юго-востока он срезается разломами северо-восточного направления.

Такие же, но еще более мощные (до 10–15 м) горизонты обнажаются на обоих берегах р. Шиле. Количество крупных вулканических бомб здесь несколько больше и составляет приблизительно 35–40% объема породы.

Макроскопически пропилитизированные туфы представляют собой ярко-зеленые породы, в которых часто заметны обломки трахитов, зерен красного калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Для этих пород характерны разноориентированные перистые выделения хлорита, развивающегося по пемзовым частицам. Количественно-минеральный состав продуктов пропилитизации пемзовых туфов приводится в табл. 22.

Полевошпат-пироксеновые и калишпатовые трахиты, слагающие бомбы и лапилли, по своим петрографическим и геохимическим особенностям аналогичны лавам и гипабиссальным интрузивам того же состава, охарактеризованным выше.

Под микроскопом установлено, что зеленый цвет пропилитов обуславливается хлоритом. Он интенсивно развивается по стеклу, в интерстициях микролитов основной массы пемзовых обломков и стекловатому цементу, реже — по зернам полевых шпатов. Бомбы и лапилли трахитов хлоритизированы значительно слабее.

В некоторых образцах пропилитов отчетливо наблюдаются сфероликовые формы роста кристаллов полевых шпатов, образующиеся при раскристаллизации стекла. По таблитчатым кристаллам полевого шпата участками развиваются зеленый хлорит, пластинчатые цеолиты и анальцим. Последний содержит в краевых частях зерен большое количество рудной пыли.

Вкрапленники и микролиты калиевого полевого шпата и плагиоклаза часто альбитизированы. Альбит замещает краевые части вкрапленников и развивается по трещинкам спайности в виде тонких прожилков и язычков. Прожилки часто имеют ступенчатую форму, так как следуют системам пересекающихся трещинок спайности. При повороте столика микроскопа все альбитизированные участки угасают одновременно.

Часто альбит не обладает двойниковым строением, что характерно для пород, претерпевших процессы приповерхностного гидротермального изменения [289]. В.Л. Русинов отмечает, что, "...рассматривая минеральные ассоциации несдвойникового альбита, нетрудно заметить, что они характеризуют низкотемпературные условия образования. Обычно вместе с таким альбитом развиваются хлорит, цеолиты, анальцим, монтмориллонит, кварц, иногда пренит, адуляр". Подобная ассоциация вторичных минералов, характерная для пропилитизированных пород Камчатки, Новой Зеландии [390] и Трансильвании [391], наблюдается и в измененных породах бассейна р. Черек Безенгийский.

В пропилитах калиевый полевой шпат и плагиоклаз альбитизированы только частично, при этом кристаллы калиевого полевого шпата гораздо сильнее подвержены процессам изменения по сравнению с плагиоклазом, зерна которого даже в нацело пропилитизированных участках пород нередко свежи. Замеры таких плагиоклазов на столике Федорова показали его принадлежность к ряду олигоклаз-андезина (№ 25–29).

Значительно проявлена карбонатизация, перерождающая главным образом основную массу породы. Карбонат представлен кальцитом, реже — доломитом. Развита и адуляризация. Водянопрозрачный адуляр, характеризующийся низкой интерференционной окраской, замещает участки вкрапленников альбитизированного калиевого полевого шпата.

Полевошпатовые промежутки между хлоритовыми полосами и крупные зерна полевых шпатов в ряде случаев замещаются мозаичными зернами кварца, так что в конце концов первоначальная структура породы полностью исчезает. Иногда гидротермальный кварц пропилитов содержит обильные микровключения касситерита. Встречаются пустотки, заполненные в центре халцедоном, а по периферии — зеленым хлоритом. Центральные части некоторых пустоток выполнены кальцитом или кварцем, а периферические — халцедоном и адуляром. Иногда периферические части пустоток слагаются анальцимом, а центральные — радиальнолучистым цеолитом типа натролита.

В цементирующей массе пропилитизированных туфов отмечается большое количество пластинчатых цеолитов нескольких типов, а также анальцим и флюорит, которые как бы пропитывают весь цемент. Много мелких зерен циркона. Иногда встречаются крупные кристаллы анальцима, к периферии которых приурочены отдельные зерна гематитизированного

пирита. В самих таких зернах обычны обильные включения игольчатого апатита (фторапатит, по данным микроанализатора).

Пропилиты часто развиваются также в эндоконтактах крупных интрузивных тел калишпатовых трахитов, где породы интенсивно брекчированы и обладают отчетливой флюидалностью. Так, например, в 50-метровом силле калишпатовых трахитов, обнажающемся в урзе р. Черек Безенгийский, в 4,5 км к северо-востоку от сел. Безенги, пропилиты слагают 20-метровые зоны вдоль эндоконтактов и только центральная 10-метровая зона сложена неизменными трахитами. Мощности зон пропилитизированных пород в других изученных интрузивах меньше и редко превышают 4–5 м.

Пропилиты, развивающиеся по брекчированным и флюидалным разновидностям калишпатовых трахитов, по своим петрографическим особенностям в общем близки пропилитам, образующимся по пемзовым туфам. Первые отличаются более интенсивной альбитизацией. Нередко трахиты с содержанием 7–8% K_2O и 0,2% Na_2O в центральных частях интрузивных тел в краевых частях полностью альбитизированы, и содержание K_2O в них понижается до 0,5%, а Na_2O увеличивается до 4–5%, одновременно увеличивается и содержание железа в породе до 1,5–2% за счет пирита. В некоторых случаях по альбитизированным породам развивается адуляр.

Серицитизация — ярко выраженный околотрещинный локальный процесс, который накладывается на пропилитизированные породы. Возле трещинок калиевый полевой шпат трахитов полностью замещен серицитом, и порода превращена в кварц-серицитовое образование, иногда содержащее небольшое количество пирита.

При сравнении минерального состава пропилитизированных флюидалных калишпатовых трахитов с неизменными разновидностями тех же пород, результаты которого приведены в табл. 22, установлены значительные различия, выражающиеся главным образом в значительном увеличении в первых содержаниях пирита, хлорита, гидрослюда, барита, апатита, кальцита и цериевого карбоната — бастнезита.

Анализируя характер распределения микроэлементов в пропилитах и вмещающих породах, а также сравнивая их содержания с содержаниями микроэлементов в обеих разновидностях трахитов бассейна р. Черек Безенгийский (см. табл. 23), устанавливается, что в пропилитах несколько повышены концентрации Li (до $3 \cdot 10^{-2}$), Rb (до $4 \cdot 10^{-2}$), Cs (до $2 \cdot 10^{-4}$), Sn (до $1 \cdot 10^{-2}$), Nb (до $4 \cdot 10^{-2}$), Ca (до $1,5 \cdot 10^{-2}$), Pb (до $1 \cdot 10^{-2}$), Zn (до $3 \cdot 10^{-2}$), Cu (до $3 \cdot 10^{-3}$), Zr (до 0,5), Y (до $6 \cdot 10^{-2}$), La (до $1 \cdot 10^{-2}$), Ce (до $8 \cdot 10^{-2}$ вес. %) и понижены концентрации K, Na, Mo, V, Ag, Co, Sr, Vb.

Аналогичная картина наблюдается и при сравнении пропилитов со средними мировыми типами щелочных магматических пород [400], нефелиновых сиенитов и щелочного габбро [395, 357].

Отмеченные различия в содержании микроэлементов в пропилитизированных и непропилитизированных породах, по-видимому, объясняются особенностями состава гидротермальных растворов, вызывавших растворенные одних минералов и образование других, нередко с иным содержа-

нием элементов-примесей по сравнению с минералами материнской породы.

В районе чрезвычайно широко распространено также окварцевание, которое проявляется в трех видах: 1) кварцевые жилки, густой сетью пронизывающие как магматические, так и осадочные породы; 2) замещение зерен полевого шпата во вкрапленниках и основной массе; 3) заполнение пустот халцедоном. Нередко все три формы окварцевания наблюдаются в одной породе одновременно.

Под воздействием гидротерм мезозойские осадочные породы района, песчаники и аргиллиты подвергались вначале выщелачиванию с образованием большого количества пор, которые в процессе последующей циркуляции растворов замещались халцедоном, цеолитами, анальцимом, флюоритом и даже апатитом. С жильным кварцем связана редкометаллическая и полиметаллическая минерализация.

Под воздействием гидротермальных растворов полевые шпаты магматических и осадочных пород участками аргиллизированы — замещены каолинитом и монтмориллонитом. Аргиллизация пород наиболее широко распространена на левобережье р. Черек Безенгийский, где прослежена скважинами на глубину 100—150 м. Отмечается отчетливая приуроченность аргиллизации к зонам разломов.

Оруденение, связанное с пропилитизированными породами

С пропилитизированными и окварцованными породами в междуречье Чегем—Черек Балкарский пространственно ассоциируют колчеданно-полиметаллические и полиметаллические рудопоявления.

Колчеданно-полиметаллическая минерализация обнаружена в двух разрозненных точках среди окварцованных аргиллитов аалена в бассейне р. Кушхулесу и представлена в одних случаях массивными пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовыми рудами с небольшим количеством кварца, в других — глобулярными рудами того же состава. В колчеданно-полиметаллических рудах содержание меди колеблется от 1,5 до 3%, свинца — от 2 до 2,5%, цинка — до 2%. Мощности рудных тел и их протяженность пока не установлены.

Полиметаллические рудопоявления имеют весьма широкое распространение в бассейне р. Черек Безенгийский, встречаясь в осадочных и магматических горных породах, в зонах разломов различного направления и вблизи них.

В составе кварц-карбонатных прожилков и жил небольшой мощности и протяженности, а также в кварцевом цементе брекчий в телах трахитов встречается пирит, галенит, клейофан, халькопиритовая минерализация. Зоны тектонических нарушений субширотного и субмеридионального простирания в юрских породах, сопровождающиеся милонитизацией, окварцеванием и карбонатизацией, обычно содержат и полиметаллическую, преимущественно вкрапленную и гнездовую, минерализацию. Степень оруденения в глинистых разностях юрских пород гораздо слабее, чем в более компетентных трахитах и песчаниках.

Граниты верхнего палеозоя в приконтактной зоне с перекрывающими их юрскими осадочными отложениями также насыщены вкрапленностью сульфидов меди, свинца и цинка и кварцевыми прожилками с этими же рудными минералами. Полиметаллическая минерализация в гранитах вскрыта в отдельных точках скважинами и канавами и в большинстве случаев приурочена к зонам тектонических нарушений субмеридионального и широтного направления мощностью от 0,5 до 6 м и не выходит во вмещающие аргиллиты. По-видимому, здесь сказалось экранирующее влияние глинистых отложений юрского чехла, не позволявших рудоносным гидротермам проникать далее сильнодробленных палеозойских пород.

В пропилитизированных участках трахитового силла на левом берегу р. Черек Безенгийский, в районе устья р. Шаудорсу, по данным В.А. Платкова, Ю.Н. Рощупкина и Н.Г. Глушко, отмечаются содержания Be до 0,01%, Mo — до 0,03%, Pb — до 3%, Zr — до 0,02%, V — до 0,03%, Nb — до 0,38–0,63%, редких земель — до 0,27%. Как отмечалось выше, в пропилитизированных разновидностях калишпатовых трахитов установлено повышенное содержание цериевого карбоната — бастнезита.

На правом берегу верховьев р. Кушхулесу обнаружена мощная гипсовая шляпа с гнездами ярозита, лимонита, малахита, имеющая северо-западное простирание и протяженность 400 м при мощности от 10 до 30–50 м. В пустотах выщелоченных аргиллитов, окружающих гипсовую шляпу, и в самом гипсе содержатся многочисленные мелкие кристаллики самородной серы, по-видимому, фумарольного происхождения.

На широкое развитие сульфидной минерализации в исследуемом районе указывают также и обширные аномалии вызванной поляризации (ВП) интенсивностью до 8 при фоне 1,5–2%.

ТРАХИТЫ БАССЕЙНА ЧЕРЕКА БЕЗЕНГИЙСКОГО—ЧЕГЕМА КАК СЫРЬЕ ДЛЯ КЕРАМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Петрографические особенности калишпатовых трахитов, развитых в междуречье Черек Безенгийского—Чегема, позволяют рассматривать эти породы в качестве сырья для керамической промышленности [105]. По существу калишпатовые трахиты представляют собой почти мономинеральные породы, состоящие из пелитизированного калиевого полевого шпата. Благоприятное соотношение $K_2O:Na_2O$, колеблющееся в пределах 5:1–72:1 при низком содержании железа, позволяет использовать эти породы в качестве "фарфорового камня" — хорошего заменителя части материалов (особенно полевого шпата) в фарфоровых массах.

По рекомендации одного из ведущих специалистов Союза по неметаллическим полезным ископаемым — профессора В.П. Петрова — автором работы совместно с А.А. Цветковым была предпринята оценка калишпатовых трахитов Балкарии в качестве сырья для керамической промышленности. По нашей просьбе руководитель сырьевого сектора ВНИИЭК В.И. Магидович провел испытания двух небольших проб из нашей коллекции, которые предварительно были оценены как лучшие. Проведенные исследования показали, что белый трахит, отобранный из центральной части интрузива, имеет ценные для изоляторного производст-

ва показатели: низкое содержание окрашивающих и щелочноземельных окислов при относительно большой сумме щелочей и очень высоком калиевом модуле.

По химическому составу проба трахита из центральной части интрузива отвечает 1-му сорту ГОСТа 7030-67 на полевой шпат и пегматит для тонкой керамики. Однако материал не соответствует требованиям того же стандарта (№ 14 = 1:2; № 15 = 1:3; № 16 = 1:0,6; № 24 = 1:0,5), так как спек после обжига содержит "мушку". Низкое качество огневых спеков трахита из центральной части интрузива при незначительном содержании Fe_2O_3 , вероятно, объясняется тем, что материал был отобран с поверхности. Трахит, отобранный из краевой части интрузива, загрязнен ассимилированным веществом вмещающих аргиллитов и не представляет интереса для изоляторного производства.

Приведенное заключение свидетельствует о необходимости испытаний представительных проб трахитов в заводских условиях. По рекомендации автора работы и А.А. Цветкова, направленной в Министерство геологии СССР, Кабардино-Балкарская экспедиция СКТГУ провела поисковые работы в междуречье Черек Балкарский—Чегем, в результате которых были выявлены новые массивы, сложенные калишпатовыми трахитами, перспективными для разработки в качестве керамического сырья.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

В последнее десятилетие в пределах Скифской плиты в районе Восточного Предкавказья были вскрыты буровыми скважинами магматические породы нижнемезозойского возраста. В результате работ А.Я. Дубинского, Н.А. Маценко [158], М.С. Бурштара, Е.С. Волхонина, А.Д. Турова, Н.Г. Черноброва, Ю.Н. Швембергера, Ю.Ф. Мышкиной и других исследователей [109, 110] был установлен возраст этих образований и их геолого-петрографические особенности. Так, по данным М.С. Бурштара, Ю.Ф. Мышкиной и Ю.Н. Швембергера [110], скважинами Зурмутинской, Шангрыкской, Голубинской, Синебугровской, Урожайнинской и другими вскрыта осадочно-вулканогенная толща, залегающая с размывом и угловым несогласием на отложениях палеозойского, нижнетриасового и среднетриасового возраста. Перекрывается эта толща с размывом отложениями нижней и средней юры и значительно реже — нижнего мела. Вулканогенно-осадочная толща распространена на значительной территории и имеет наибольшую вскрытую мощность около 900 м.

На основании находок фауны вся вулканогенно-осадочная толща относится по возрасту к верхнему триасу — самым низам юры. В целом она представлена чередованием пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков с их разностями, содержащими ту или иную примесь вулканогенного материала вплоть до вулканомиктовых пород. Осадочные отложения перемежаются с мощными (до сотен метров) горизонтами туфов, игнимбри-тов и лав кислого, среднего и основного состава.

Зурмутинская скважина [110] вскрыла разрез осадочно-вулканогенной толщи, мощность которой здесь достигает 385 м. В нижней части разреза залегают лавы липарито-дацитов, перемежающиеся с туфами того же состава. Выше залегают частично спекшиеся туфы липарито-дацитов, среди которых есть разновидности, обогащенные углефицированными растительными остатками. Завершают разрез вулканические песчаники, алевролиты и аргиллиты, по составу близкие к туфам, залегающим ниже по разрезу.

В Шангрыкской скважине разрез имеет вскрытую мощность более 600 м, из них 200 м пройдено по пластовому телу долеритов. В основании разреза залегают лавы липарито-дацитов, прорванные sillом долеритов. Лавы перекрываются вулканическими алевролитами. Долериты вскрыты также скважиной Мектебская-10. М.С. Бурштар, Ю.Ф. Мышкина и Ю.Н. Швембергер указывают, что долерит содержит микропегматит из К-Na полевого шпата и кварца (от нескольких до 25%) и относится к долеритам, пересыщенным кремниевой кислотой. Ниже приведен химический состав долерита из Шангрыкской скважины. Автор работы, благодаря любезности Ю.Н. Швембергера и Ю.Ф. Мышкиной, имел возможность ознакомиться со шлифами долеритов из Шангрыкской скважины. Просмотр шлифов, а также результаты химического анализа не оставляют сомнения в том, что долериты, вскрытые скважинами в Восточном Предкавказье, чрезвычайно близки по петрохимическим и петрографическим особенностям к долеритам, развитым в пределах Бечасынской зоны Большого Кавказа. Однако в возрастном отношении долериты Предкавказья, так же как и вся вулканогенно-осадочная толща, — более ранние образования, возникшие в конце триаса — начале юры. Об этом же свидетельствуют и результаты датирования долеритов К-Ag методом в лаборатории СКФ ВНИИгаза, давшие 205—215 млн. лет.

Центры магматической деятельности в Восточном Предкавказье располагались в районах следующих площадей: 1) Голубинской, Синебугровской, Шангрыкской и Приозерской; 2) Левокумской, Зурмутинской и Урожайнинской; 3) Андрей-Курганской и Южно-Ачикуланской; 4) Ямангойской. Четко проявлена приуроченность магматических образований к разрывам субширотного направления, параллельным глубинным разломам, которые в пределах Большого Кавказа разделяют структурно-формационные зоны. Это обстоятельство хорошо согласуется с установленной для пермского и триасового периода мощной активизацией движений по субширотным разломам в Предкавказье.

В работе М.С. Бурштара, Ю.Ф. Мышкиной и Ю.Н. Швембергера [110] приведены результаты химического анализа липаритов и липарито-дацитов:

	Липарит из скв. Урожайнинская	Липарито-дацит из скв. Шангрыкская
SiO ₂	76,08	66,98
TiO ₂	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	12,99	12,58
Fe ₂ O ₃	0,18	0,17
FeO	0,89	0,57

	Липарит из скв. Урожайнинская	Липарито-дацит из скв. Шангрыкская
MnO	0,04	0,08
MgO	0,38	0,31
CaO	1,16	7,12
Na ₂ O	0,69	0,24
K ₂ O	4,03	3,47
H ₂ O	2,86	2,75
P ₂ O ₅	0,01	0,03
CO ₂	0,54	5,76
П.п.п.	2,78	7,59
С у м м а	99,23	99,14

Таким образом, в Восточном Предкавказье установлено развитие в верхах триаса—низах юры двух существенно различных по составу, но близких по возрасту и геологическому положению магматических формаций: более ранней вулканогенной липарито-дацитовой и следующей за ней по времени — долеритовой. При этом породы долеритовой формации Предкавказья имеют большое сходство по петрохимическим и минералогическим особенностям с долеритами Бечасынской зоны Большого Кавказа.

Следует подчеркнуть, что Восточное Предкавказье представляет собой в тектоническом отношении типичную молодую (эпигерцинскую) платформу, а вмещающие магматические образования осадочные породы представлены типично платформенными отложениями юры. Ареалы развития магматизма контролируются на платформе разрывами, конкордантными с простиранием всей Кавказской подвижной области, и разломами, которые в подвижной области разделяют отдельные структурно-формационные зоны. Проявления магматизма на платформе (верхний триас—нижняя юра) опережают тектоно-магматическую активность в пределах подвижной области (плинсбах—лейас в Бечасынской зоне и лейас—байос — в зоне Южного склона).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛАТЕРАЛЬНЫХ РЯДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Общая картина развития магматических формаций на Большом Кавказе в нижней—средней юре сводится к следующему. Период заложения и наибольшего прогибания эвгеосинклинальной зоны Южного склона (тоар—байос) отмечен образованием пород подводно-вулканической спилит-диабазовой формации, представляющей собой продукт кристаллизации слабо дифференцированного толеитового базальта. Лишь в бортовых частях эвгеосинклинальной зоны на стыке ее с одной стороны с геантклинальной структурой зоны Главного хребта, а с другой — со средним массивом Грузинской глыбы отмечается формация кварцевых альбитофиров.

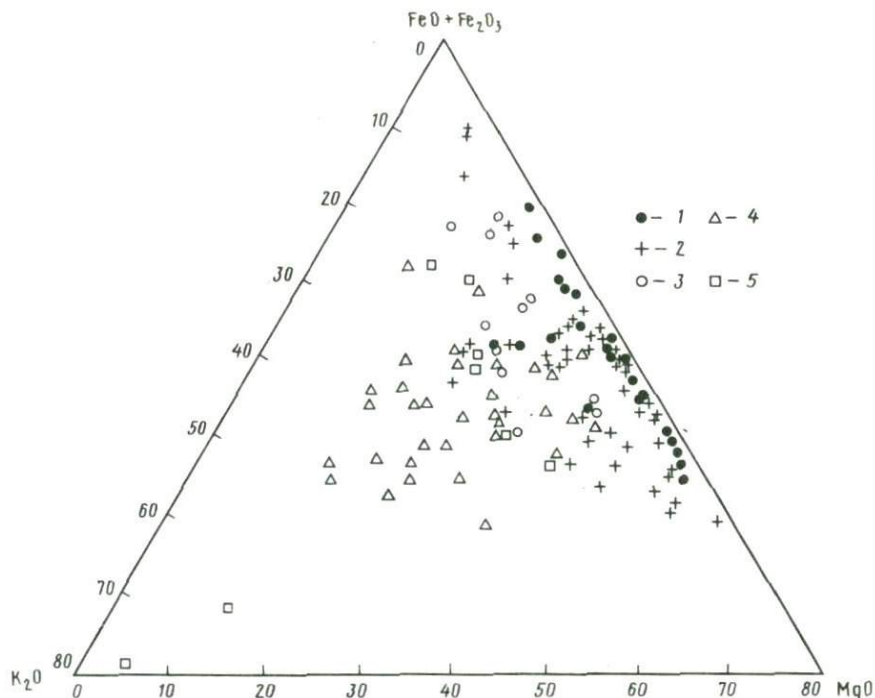


Рис. 4. Состав пород сравниваемых формаций I_{1-2} по данным силикатных анализов

1 — спилит-диабазовая формация зоны Южного склона; 2 — габбро-диабазовая формация зоны Главного хребта; 3 — долеритовая формация Бечасынской зоны; 4 — андезит-дацитовая формация зоны Главного хребта; 5 — андезит-трахиандезитовая формация Бечасынской зоны

В геантиклинальной зоне Главного хребта в нижней юре—байосе образуется габбро-диабазовая формация и синхронно с ней — вулканоплутоническая андезито-дацитовая. По характеру развития в нижней юре зона Главного хребта представляла собой структуру типа островной дуги. С юга от этой зоны расположен эвгеосинклиальный бассейн зоны Южного склона, а с севера — континентальная область активизированной платформы (Бечасынская зона). В области же активизированной платформы в нижней юре (плинсбах) возникают платформенная формация долеритов и следующая за ней по времени вулканогенная андезит-трахиандезитовая (тоар).

В Восточном Предкавказье, представляющем собой типичную молодую (эпигерцинскую) платформу (южная часть Скифской плиты); в позднем триасе—нижней юре образуются следующие одна за другой во времени формации: липарито-дацитовая и долеритовая.

Таким образом, в направлении от области заложения и развития геосинклиального прогиба к платформе мы обнаруживаем латеральную зональность в образовании синхронных магматических формаций. На треугольной диаграмме $K_2O-FeO+Fe_2O_3-MgO$ (рис. 4) нанесены

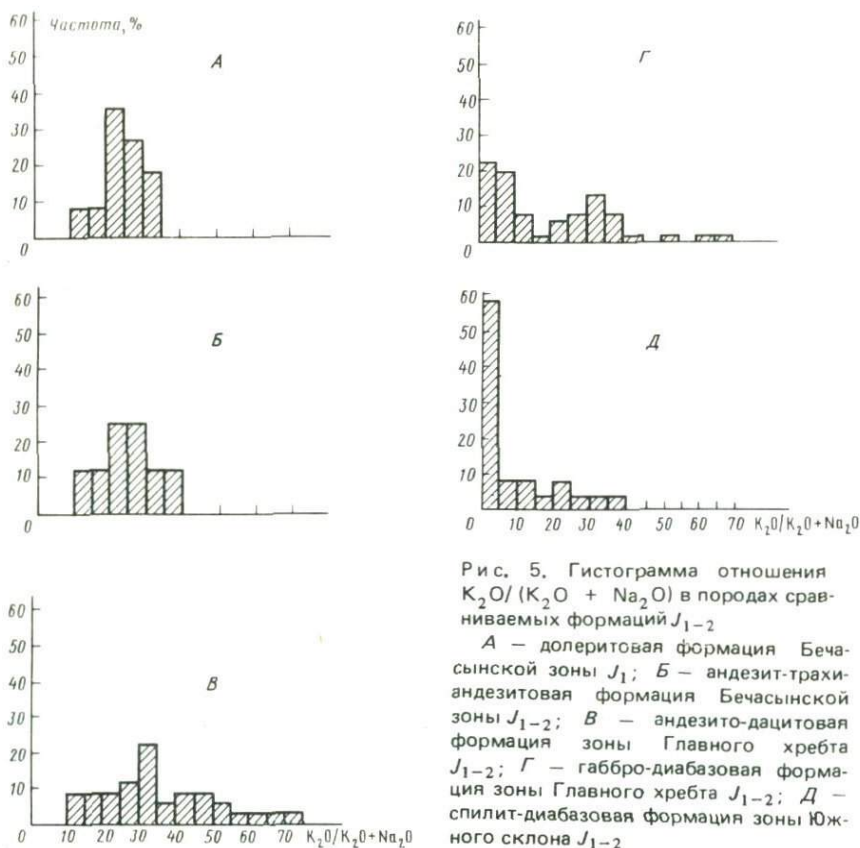


Рис. 5. Гистограмма отношения $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ в породах сравнимых формаций J_{1-2}

А — долеритовая формация Бечасынской зоны J_1 ; Б — андезит-трахиандезитовая формация Бечасынской зоны J_{1-2} ; В — андезит-дацитовая формация зоны Главного хребта J_{1-2} ; Г — габбро-диабазовая формация зоны Главного хребта J_{1-2} ; Д — спилит-диабазовая формация зоны Южного склона J_{1-2}

составы базитовых формаций, образующихся в нижней—средней юре во всех трех зонах. Значки, отвечающие составам пород спилит-диабазовой формации зоны Южного склона, концентрируются близ стороны $FeO + Fe_2O_3 - MgO$ и наиболее отдалены от угла K_2O . Состав пород габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта близок к составу спилит-диабазовых пород, однако у первых уже отчетливо проявлена тенденция к увеличению содержания K_2O . Эта тенденция еще более отчетлива при рассмотрении состава долеритов и андезит-трахиандезитовой формации Бечасынской зоны. Таким образом, одна из главных особенностей латеральной зональности заключается в том, что при движении от области заложения геосинклинального прогиба к области активизированной платформы в магматических формациях — производных базальтоидного расплава — заметно увеличивается содержание K_2O . Обогащение K_2O хорошо видно на гистограммах (рис. 5).

На выкопировке из треугольника $Mg - Ca - Fe^{+2} - Fe^{+3} + Mn$ [156] нанесены составы порфиридных вкрапленников клинопироксенов в породах спилит-диабазовой формации зоны Южного склона, габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта и андезит-трахиандезито-

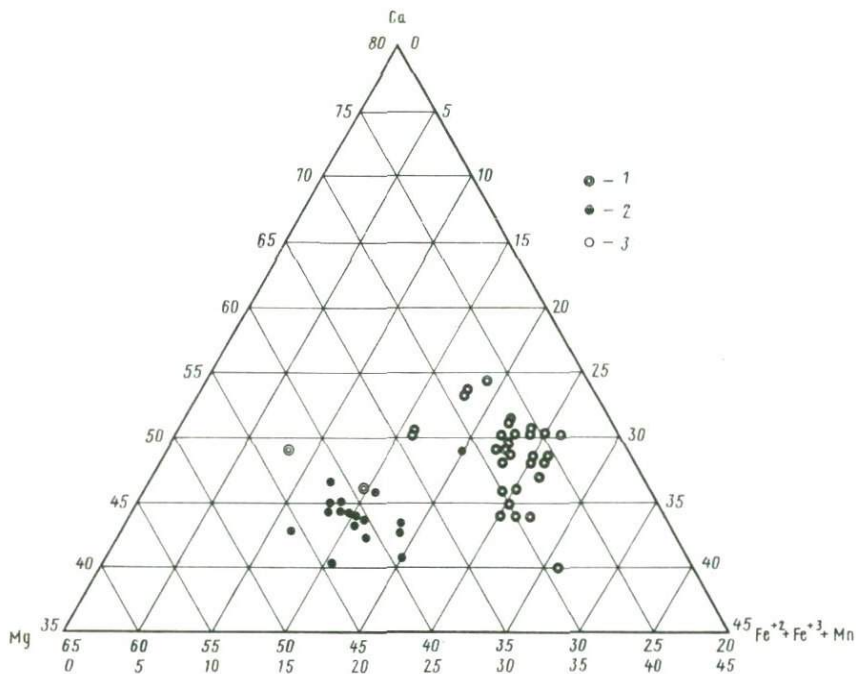


Рис. 6. Состав клинопироксенов в породах

1 — спилит-диабазовой формации J_{1-2} зоны Южного склона; 2 — габбро-диабазовой формации J_{1-2} зоны Главного хребта; 3 — андезит-трахиандезитовой формации J_1 Бечасынской зоны

вой формации Бечасынской зоны (рис. 6). Все клинопироксены концентрируются в поле авгита, при этом авгиты габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта отличаются большим содержанием Mg. Меняется и состав порфирированных вкрапленников плагиоклаза. Если для пород спилит-диабазовой формации наиболее часто встречаемый состав ядровой части плагиоклазов отвечает номерам 70–80 (исключая альбит спилитов и полностью альбитизированные плагиоклазы), то для плагиоклазов габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта характерен состав № 60–70, а для долеритов Бечасынской зоны — № 55–58.

Экспериментальными работами [141, 140, 89, 207, 376, 368] установлено, что состав базальтового расплава зависит не столько от состава плавящегося субстрата, сколько от давления и температуры, при которых происходит плавление. Изменение давления и температуры обуславливает смещение базальтовой эвтектики в сторону определенного состава. По мере увеличения давления на состав базальтоидных выплавов должны влиять изменения состава минералов, сосуществующих с расплавом в интервале частичного плавления. Так, с увеличением давления (глубины залегания магмогенерирующего субстрата) должна уменьшаться основность плагиоклазов в силу неустойчивости

высококальциевых членов плагиоклазового ряда в условиях высоких давлений, повышается устойчивость ортопироксена в силу того, что в высокобарических условиях подавляется его инконгруэнтное плавление. Причем ортопироксен продолжает оставаться устойчивым вплоть до начала его растворения при высоких температурах в клинопироксене. Параллельно с этим понижается устойчивость оливина (в условиях относительно "сухих" базальтовых расплавов), повышается глиноземистость пироксенов, появляются высокоглиноземистые шпинели, а затем гранаты, клинопироксены обогащаются жадеитовой составляющей и обедняются титаном, наблюдается отчетливое уменьшение железистости и увеличение магнизальности пироксенов и гранатов. Изучение состава минералов и минеральных парагенезисов магматических и метаморфических горных пород разных фаций глубинности, проведенное Н.Л. Добрецовым и др. [157] и другими исследователями, также указывает на отмеченные закономерности.

Следствием изменения состава минералов и минеральных парагенезисов с повышением давления должно быть изменение с глубиной состава базальтоидных выплавов. С увеличением глубины уменьшается в выплавляющемся базальтовом расплаве содержание кремнезема и глинозема, увеличивается отношение калия к натрию (в силу того, что клинопироксены, сосуществующие с расплавом, как указывалось выше, обогащены жадеитовой составляющей), повышается в расплаве содержание TiO_2 [376].

Изменения в составе пород от спилит-диабазовой формации эвгеосинклинальной зоны Южного склона к габбро-диабазовой формации геоантиклинальной зоны Главного хребта и долеритам области активизированной платформы свидетельствуют об углублении уровней, на которых происходит выплавление базальтового расплава от геосинклинального прогиба к области активизированной платформы. О том, что начало кристаллизации базальтового расплава в зоне Главного хребта осуществлялось в условиях больших глубин, чем в зоне Южного склона, свидетельствует сравнение состава интрателлурических вкрапленников клинопироксенов (см. рис. 6) в габбро-диабазе, породах спилит-диабазовой и андезит-трахиандезитовой формаций. На диаграмме отчетливо видно обогащение вкрапленников клинопироксенов габбро-диабазов MgO , характерное для условий кристаллизации при более высоком давлении (при близком составе исходных расплавов, на что указывают результаты силикатных анализов валовых проб пород). На увеличение глубины, в условиях которой проходила ранняя кристаллизация базальтового расплава от эвгеосинклинальной зоны к области активизированной платформы, указывают также составы интрателлурических вкрапленников плагиоклаза, в которых содержание анортитовой составляющей уменьшается от эвгеосинклинали в сторону активизированной платформы.

Еще в 1959 г. Куно указал на латеральную зональность в составе базальтоидных лав, развитых на островах и в прибрежной части Тихого океана. Позже уже совместно с Куширо [372] этот исследователь установил, что при движении от акватории Тихого океана в сторону мате-

Таблица 26

Средние содержания Cr, Co, V и Ni в базитовых породах сравниваемых формаций

Формация	Число проб	Средние содержания в 10^{-3} (по данным спектральных анализов)			
		Cr	Co	V	Ni
Спилит-диабазовая зоны Южного склона	86	20,0	3,0	30,0	6
Габбро-диабазовая зоны Главного хребта	138	61,0	14,0	31,0	3,4
Долеритовая, Бечасынской зоны	67	68,0	21,0	18,4	?

рика толеитовые базальты сменяются высокоглиноземистыми, а затем щелочными оливиновыми. При этом Куширо и Куно объясняют различия в составе базальтов уровнями их генерации, более глубокими для щелочных базальтоидов. Последующие эксперименты Ито и Кеннеди [368], Гринов и Рингвуда подтвердили справедливость предположения Куширо и Куно о различиях в глубинах образования базальтоидных расплавов разного состава и внесли коррективы в абсолютные значения глубин генерации магмы.

А.Ф. Белоусов, интерпретируя результаты экспериментальных исследований К. Йодера, К. Тилли, Дж. Шерера, Д. Томпсона, Ф. Зайферта, В. Шрайера и других, указывает на то, что плавкость ультраосновных и базальтоидных субстратов улучшается с повышением содержания щелочей в системе. Вследствие этого "магмы должны прежде и эффективнее выплавляться в местах относительного обогащения глубинных субстратов железом и щелочами. Избирательность, по-видимому, должна усиливаться с повышением давления, которое на некоторой глубине сильно подавляет процессы плавления. Избирательность подтверждается статистически согласованным повышением щелочности и железистости в сторону магм щелочных базальтоидов — наиболее глубинных по почти общепринятому сейчас мнению" [49, 50].

Различия между базитовыми формациями трех структурно-формационных зон проявляются не только в условиях выплавления магматического расплава, из которого образовались породы, их составляющие, но и в интенсивности дифференциации этого расплава. Так, процессы дифференциации базальтового расплава в геосинклинальном прогибе проявлены крайне слабо (спилит-диабазовая формация). Значительно интенсивней они в геоантиклинальной зоне Главного хребта, габбро-диабазовая формация которой объединяет породы, варьирующие по составу от пикритов до андезитов. Еще более значительно проявлена дифференциация в области активизированной платформы (от габбро-долеритов до андезито-дацитов и трахиандезитов).

Интересны данные по средним содержаниям в породах формаций ряда элементов, характерных для базальтовых расплавов (табл. 26).

Таблица 27

Средние содержания (\bar{X}), дисперсия (S) и коэффициенты вариации (V) зитовой формаций

Формация	Число проб	SiO ₂			TiO ₂		
		\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
Кварц-альбитофирова- вая	25	61,08	3,46	5,66	0,58	0,16	27,6
Андезито-дацитовая эффузивная фация	19	61,96	15,24	24,6	0,64	0,17	26,6
интрузивная фация	26	65,93	3,52	5,34	0,58	0,19	35,9
Андезит-трахиандези- товая	25	63,60	6,49	10,7	0,58	0,24	32,8

Таблица 27 (окончание)

Формация	Число проб	MnO			MgO		
		\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
Кварц-альбитофирова- вая	25	0,12	0,08	25,0	2,08	0,89	42,8
Андезито-дацитовая эффузивная фация	19	0,076	0,05	65,8	1,35	0,62	45,9
интрузивная фация	26	0,08	0,05	62,5	1,44	0,67	46,5
Андезит-трахиандези- товая	25	0,12	0,05	4,17	1,46	1,82	95,3

От спилит-диабазовой формации к долеритам в породах увеличивается содержание Cr и Co . Почти одновременно с развитием базальтоидных формаций, как уже говорилось выше, в бортовых частях эвгеосинклинальной зоны на стыке ее со структурами ранней консолидации, в которых широко развиты сиалические массы, образованные в течение предыдущего (герцинского) тектоно-магматического цикла, образуются породы, объединяемые нами в кварц-альбитофиртовую формацию. В геантиклинальной же зоне Главного хребта возникает вулканоплутоническая андезито-дацитовая формация, в Бечасынской зоне — андезит-трахиандезитовая, а в Восточном Предкавказье — липарито-дацитовая. Резкие различия в составе кварцевых альбитофиров, андезито-дацитов и габбро-диабазов, отсутствие пород, переходных по составу, свидетельствуют о том, что кварцевые альбитофиры, андезито-дациты с сопровождающими их гипабиссальными интрузивами гранодиорит-порфиров и липарито-дациты не могут быть производными базальтового расплава. Химический и минеральный состав этих пород указывает на их образование из андезитового или (для липарито-дацитов) еще более кислого

в породах кварц-альбитофировой, андезито-дацитовой и андезит-трахианде-

Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃			FeO		
\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
16,22	1,84	11,3	1,13	0,43	38,1	3,48	1,37	39,4
16,07	1,56	9,7	1,27	0,96	75,6	2,93	2,01	68,6
15,38	1,51	9,8	1,58	1,40	88,6	2,24	0,80	35,7
16,52	2,05	11,7	2,25	1,66	59,5	1,52	1,19	66,1

CaO			Na ₂ O			K ₂ O		
\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
4,62	2,39	50,7	6,04	1,07	17,7	0,99	0,42	42,9
2,54	1,99	67,7	3,97	0,89	22,4	1,68	0,71	42,3
3,00	1,20	40,0	3,96	0,90	22,7	2,62	1,08	39,3
3,38	1,85	47,9	4,80	0,66	13,0	3,00	0,88	46,1

расплава. По-видимому, они возникли путем анатектического плавления сиалических масс под влиянием тепловой энергии внедряющегося базальтового расплава [354, 347, 344]. Особое положение занимает андезит-трахиандезитовая формация Бечасынской зоны, породы которой могли образоваться из базальтового расплава, загрязненного сиалическим материалом.

В табл. 27 приведен средний химический состав кварцевых альбитофиров, пород андезито-дацитовой и андезит-трахиандезитовой формаций, а на рис. 7 показано изменение содержания в породах K₂O, отношения Fe₂O₃/FeO и K₂O/(K₂O + Na₂O). На графике отчетливо видно увеличение абсолютного содержания калия от формации кварцевых альбитофиров через андезито-дациты к андезитам и трахиандезитам Бечасынской зоны. В том же направлении увеличивается доля калия в общей щелочности и степень окисленности железа. Увеличение отношения Fe₂O₃/FeO от кварцевых альбитофиров к породам андезит-трахиандезитовой формации указывает на то, что кристаллизация расплавов происходила при увеличивающемся парциальном давлении кислорода (и,

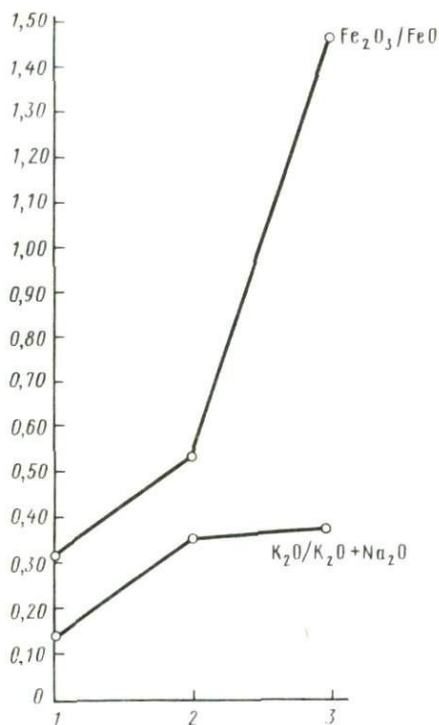
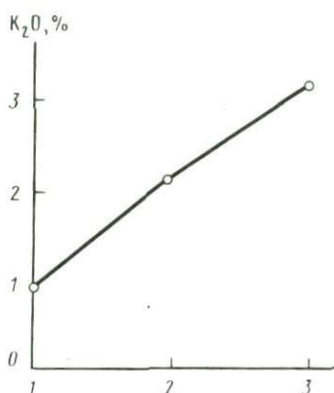


Рис. 7. Изменение содержания K_2O и отношений $K_2O/(K_2O + Na_2O)$, Fe_2O_3/FeO в породах формаций:

1 — кварцевых альбитофиров J_{1-2} ; 2 — андезит-дацитовый; 3 — трахиандезитовой



следовательно, содержания в расплаве H_2O) от бортовых частей зоны Южного склона к области активизированной платформы. На обогащение андезитовых расплавов водой от зоны Южного склона к области активизированной платформы указывает также появление в андезитах и дацитах зоны Главного хребта и Бечасынской интрателлурических вкрапленников водосодержащих минералов — роговых обманок и биотитов, которые отсутствуют в кварцевых альбитофирах зоны Южного склона. Особенно обогащены роговыми обманками и биотитами субвулканические фации андезито-трахиандезитовой формации Бечасынской зоны.

Все породы — производные базальтового и андезитового расплавов — во всех трех зонах Большого Кавказа и в Предкавказье образовались в относительно узком временном интервале: верхний триас — средняя юра. Однако в пределах этого интервала отмечается определенная асинхронность в появлении магматических формаций. Наиболее ранними (верхи триаса — низы юры) оказываются формации, проявившиеся на платформе (Восточное Предкавказье). За ними по времени (плинсбах — тоар) образуются формации в области активизированной платформы (Бечасынская зона). Позднее (тоар — байос) возникают формации в геантиклинальной зоне Главного хребта и, наконец, в геосинклинальном прогибе зоны Южного склона (аален — байос).

Об этой же последовательности свидетельствуют и результаты радиологического датирования магматических формаций (от 215 млн. лет

для магматических формаций платформы до 175–180 млн. лет — в эвгеосинклинальной зоне). Таким образом, начало и развитие магматической активности во времени происходит не от геосинклинального прогиба в сторону платформы, а наоборот — от платформы в сторону геосинклинального прогиба. Следовательно, заложению геосинклинального прогиба с развитием соответствующих осадочных и магматических формаций предшествует магматическая деятельность в консолидированной структуре. Причем магматизм на платформе контролируется разломами, согласными с простираем подвижной области (в данном случае субширотными) и проявляется в формациях, характерных для платформ.

Магматизм, таким образом, опережает структурообразование в верхних горизонтах Земли. Магматические же формации на ранних стадиях развития тектоно-магматического цикла (и это следует особо подчеркнуть) — чуткие индикаторы эндогенных режимов, которыми отличаются различно построенные сегменты единой подвижной области.

ВЫВОДЫ

Результаты сравнительного анализа магматических формаций позволяют сформулировать ряд выводов.

1. Изменение состава магматических формаций раннего этапа развития альпийского тектоно-магматического цикла на Большом Кавказе (верхи триаса—байос) подчинено той же латеральной зональности, которая выражена в различиях глубинного строения и геологической предыстории трех крупных структурно-формационных зон. Латеральная зональность тектоно-магматических процессов представляет собой общую закономерность полициклически развивающихся подвижных областей.

2. В породах магматических формаций — производных базальтового расплава — в направлении от эвгеосинклинальной зоны к платформе увеличивается содержание K_2O и TiO_2 . Так же меняется состав интрателлурических вкрапленников: плагиоклаза — в сторону меньшего содержания анортитовой составляющей, а клинопироксена — в сторону увеличения содержания MgO . Указанные изменения в составе пород и слагающих их минералов ранней кристаллизации свидетельствуют о том, что уровни генерации базальтовых расплавов заметно углубляются от эвгеосинклинальной зоны к платформе.

3. От эвгеосинклинальной зоны к платформе увеличивается интенсивность процессов дифференциации базальтовых расплавов, что проявляется в увеличении разнообразия пород в пределах одной формации и различий в составе крайних членов.

4. В пределах бортовых частей эвгеосинклинальной зоны Южного склона, геоантиклинальной структуры Главного хребта, области активизированной платформы (Бечасынская зона), а также на платформе (Восточное Предкавказье) за счет анатектического плавления сиалических масс, сохранившихся от предыдущих тектоно-магматических циклов,

образуются магматические формации — производные андезитового расплава, которые также подчиняются латеральной зональности. От бортовых частей эвгеосинклинали к платформе увеличивается содержание K_2O , $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ и Fe_2O_3/FeO . Увеличение последнего отношения может свидетельствовать о том, что ранняя кристаллизация андезитовых расплавов проходила в условиях увеличивающегося парциального давления кислорода (содержания в расплаве H_2O) от эвгеосинклинальной зоны к платформе. О справедливости такого предположения говорит отсутствие водосодержащих минеральных фаз ранней кристаллизации (роговых обманок и биотита) в кварцевых альбитофирах и наличие этих минералов в андезито-дацитово-и андезит-трахиандезитовой формациях зон Главного хребта и Бечасынской.

6. Характер магматических формаций, развитых в зоне Главного хребта в лейасе—байосе, а также особенности осадконакопления дают основание предполагать, что эта зона на раннем этапе развития альпийского тектоно-магматического цикла представляла собой структуру типа островной дуги.

7. Асинхронность в образовании однотипных магматических формаций в различных структурно-формационных зонах свидетельствует о том, что начало и развитие магматической активности во времени происходит от платформы в сторону эвгеосинклинальной зоны. Заложению геосинклинального прогиба с развитием соответствующих геосинклинальных осадочных и магматических формаций предшествует магматическая деятельность в консолидированной структуре, раздробленной разломами, простирающимися согласно с подвижной областью и контролирующими проявления магматизма.

Магматизм опережает структурообразование в верхних горизонтах Земли. Магматические же формации на ранних стадиях развития тектоно-магматического цикла служат чуткими индикаторами эндогенных режимов, которыми и отличаются различно построенные структурно-формационные зоны единой подвижной области.

8. Развитие в междуречье Черка Балкарского—Чегема (территория Кабардино-Балкарии) туфов, субвулканических и гипабиссальных тел трахитов, глубоко переработанных процессами пропилитизации, обнаруженные признаки колчеданной и полиметаллической минерализации, а также близость по геолого-петрографическим особенностям пропилитизированных трахитов Балкарии к типичным пропилитам (Карпаты, Центральная Камчатка, Кордильеры Северной и Центральной Америки и т.д.) дает основание рекомендовать указанный район как перспективный на колчеданы и полиметаллы.

9. Особенности минерального и химического состава полевошпатовых трахитов, заключающиеся в том, что порода представляет собой по существу анхимономинеральное образование, состоящее из пелитизированного K-Na полевого шпата с высоким содержанием K_2O и низкой железистостью, позволяет рекомендовать их в качестве сырья для керамической промышленности [102, 105].

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
ИНВЕРСИОННОГО ЭТАПА АЛЬПИЙСКОГО
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА (J_{2-3})

В послебайосское—донижнемеловое время в пределах зон Южного склона и Главного Кавказского хребта резко изменился геотектонический режим — устойчивое погружение сменилось периодом воздыманий и интенсивной складчатости. В конце доггера в осевой части зоны Главного хребта обособляется ряд центральных поднятий. К началу келловоя происходит осушение всей осевой части Большого Кавказа, сопровождающееся интенсивным складкообразованием. К этому времени относится возникновение основных антиклинорий Северо-Западного, Восточного и Юго-Восточного Кавказа, а также возрождение горст-антиклинория Центрального Кавказа [245]. Таким образом, послебайосское—донижнемеловое время представляет собой инверсионную стадию [48] в развитии геосинклинального режима зоны Южного склона и в сопряженной с ней переходной (геоантиклинальной) структуре, представленной зоной Главного Кавказского хребта.

В послебайосское—донижнемеловое время в пределах трех структурно-формационных зон Большого Кавказа образуются сложные и разнообразные по составу гранитоидные формации.

Благодаря движениям разной амплитуды, осуществлявшимся в течение всего мезо-кайнозоя по системе субмеридиональных разломов (перпендикулярных к простиранию структурно-формационных зон), сами структурно-формационные зоны оказались разбитыми на систему блоков, ступенчато погружающихся к западу от бассейна р. Ингури в акваторию Черного моря, а к востоку — Каспийского. В связи с этим в настоящее время оказались выведенными на поверхность в разнопогруженных блоках различные по глубинности формирования фации единых формаций.

ГАББРО-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ
ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА

В пределах зоны Южного склона в горной части Абхазии (бассейны рек Западной и Восточной Гумисты, Келасури, Амтхели, Кодори) и в Сванетии (бассейн р. Ингури) широко развиты интрузивные тела, сложенные габбро, габбро-диоритами, диоритами и преобладающими в количественном отношении гранитами. Изучением мезозойских магматических пород Абхазии и Сванетии занимались Г.П. Агалин [3], Г.Д. Афанасьев [29], Д.С. Белянкин [57, 60, 61], Д.С. Белянкин и В.П. Петров [64],

Таблица 28

Радиологический возраст пород габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны

Порода, минерал	Место взятия	Порода, минерал
Гранитный пегматит	Гора Чумкузба	Порода
Сиенит-диорит	Там же	"
Гранит серый	Бассейн р. Келасури	Биотит
Гранит розовый	Там же	"
Габбро пироксен-биотитовое		
Гранит серый	Бассейн р. Верхняя Гумиста	"
То же	Там же	Кварц-полевошпатовая фракция
Гранит серый	Бассейн р. Келасури	Биотит
То же	Там же	Кварц-полевошпатовая фракция
Гранит розовый	"	То же
То же	"	Биотит
Гранит серый	"	Кварц-полевошпатовая фракция
То же	"	Биотит
Сиенит-диорит	Устье р. Зимы	"
Гранит	Бассейн р. Келасури	"
"	Там же	"
Сиенит-диорит	Устье р. Зимы	Пироксен-роговообманковая фракция
"	Там же	Биотит
Гранит	р. Амтхел	"
"	Там же	Микроклин
"	Р. Западная Гумиста	Биотит
"	Р. Джампал	Биотитовый шпир
Гранодиорит	Гора Киар	Валовая проба
"	"	Биотит

* При расчете этих значений использовалась константа $K = 5,85 \cdot 10^{-1}$ код⁻¹.

В.П. Еремеев и В.П. Петров [168], Б.П. Беликов [45], Г.М. Заридзе [175, 177], В.Я. Степанов [305], М.А. Фаворская [318], Г.Р. Чхотуа [329], М.М. Рубинштейн [285, 286], Г.Д. Думбадзе [167], О.З. Дудаури и М.Г. Тогонидзе [165], М.Г. Тогонидзе [313, 314], Г.Л. Асатиани [11, 12] и другие исследователи. В результате работ указанных исследователей мы в настоящее время располагаем достаточно надежными

Южного склона

К, %	Содержание		Возраст, млн. лет	Литературный источник	Заведующий геохронологической лабораторией
	Аг рад, мг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$			
5,00±0,04	61,6±1,4	67 : 75	173±8	А.М. Борсук	Л.Л. Шанин
1,69±0,02	19,0±0,6	42 : 60	158±12	"	"
6,22±0,05	77,2±1,6	72 : 82	176±7	"	"
5,47±0,05	69,0±1,4	55 : 68	180±7	"	"
6,32±0,05	79,1±1,6	72 : 80	178±7	"	"
4,00±0,04	45,5±0,9	—	161±3	"	"
2,63±0,03	22,8±0,5	—	121±5	"	"
5,90±0,05	—	—	171±2	"	"
2,33±0,02	—	—	137±5	"	"
4,57±0,04	—	—	177±4	"	"
5,11±0,04	52,6±1,0	—	146±2	"	"
3,00±0,06	30,0±0,6	—	120±5	"	"
5,26±0,05	73±1,4	—	165±6	"	"
5,80±0,05	64,0±1,3	—	156±6	"	"
5,98	—	—	142±5	[32]	"
4,23	—	—	144±5	"	Г.А. Гаррис
1,19	—	—	132±4	"	"
			133(Pb-Sr методом)	"	Г.П. Багдасарян
6,18	—	—	167±8*	[289]	М.М. Рубинштейн
9,54	—	—	133±5*	"	"
5,83	—	—	174±8*	"	"
2,66	—	—	170±10*	"	"
3,58	—	—	128±6*	[287]	"
3,67±0,04	48,6±1,0	—	186±10	А.М. Борсук	Л.Л. Шанин

сведениями, касающимися геологического положения интрузивных тел, их соотношения с вмещающими породами, а также их петрографических особенностей. Не приводя здесь детальных описаний отдельных выходов интрузивных пород Абхазии и Сванетии, с которыми можно ознакомиться в соответствующих работах, автор считает целесообразным дать обобщенную характеристику всей этой ассоциации пород и

дополнить известные по перечисленным работам данные результатами собственных исследований.

Вмещающими породами для всей ассоциации мезозойских интрузивов Абхазии служат песчано-сланцевые отложения лейаса и главным образом байоса. Песчаники и сланцы нижней и средней юры отчетливо прорваны интрузивными телами, образующими дайки, пластовые тела и отдельные крупные массивы неправильной формы. Во многих выходах (реки Западная и Восточная Гумиста, Келасури, горы Большой и Малый Схапач, Чумкузба и др.) отчетливо наблюдаются горячие контакты гранитоидов с вмещающими песчаниками и сланцами, превращенными в зоне контакта в кварц-серицитовые или кварц-биотитовые иногда с К-На полевым шпатом роговики. От гранитоидных интрузивов отходят апофизы и прожилки, секущие вмещающие песчаники. Наконец, в самих интрузивах часты в различной степени переработанные ксенолиты песчаников и порфиритов байоса. Таким образом, четко устанавливается нижняя возрастная граница абхазских интрузивов, относимая к послебайосскому времени.

В бассейнах рек Келасури, Кодори, а также на горе Большой Схапач установлено трансгрессивное налегание на гранитоидные породы пестроцветной свиты нижнего мела, а также известняков неокома с базальным горизонтом в основании. В составе базального конгломерата обнаружены многочисленные гальки гранитоидов, петрологически идентичных гранитоидам абхазских интрузивов. Следовательно, низы мела служат верхней возрастной границей абхазских интрузивов. Представляют интерес результаты датирования магматических пород абхазских интрузивов К-Аг методом, приведенные в табл. 28. В 60-х годах в геологической литературе, посвященной возрасту магматических пород Большого Кавказа, дискутировался вопрос о возрасте абхазских интрузий. Поводом для дискуссии послужил разброс возрастных значений, полученных по биотитам из гранитов бассейнов рек Келасури, Западной и Восточной Гумисты и главным образом по биотитам из сиенит-диоритовой интрузии р. Кодори у устья ее правого притока — р. Зимы [29, 285]. Предполагалось, что в биотитах из сиенит-диоритов р. Зимы присутствует избыточный аргон, искажающий первоначальные аргон-калийевые отношения в сторону "удривнения" возраста минерала. Автором настоящей работы был дополнительно отобран материал из гранитоидных интрузивов Абхазии в бассейне рек Западной и Восточной Гумисты, Келасури и Кодори, в том числе из интрузива, расположенного в устье р. Зимы. При этом особое внимание обращалось на чистоту отборки минерала, отсутствие в породе, из которой отбиралась проба, ксенолитов и следов их переработки (шлиров и т.д.), а также на отсутствие в минерале следов вторичных изменений (гидратации биотита, меняющей его окраску, серицитизации и каолинизации полевых шпатов и т.д.). Приведенные в таблице результаты датирования показывают, что возраст биотита абхазских интрузий, по материалам автора, датированным в лаборатории ИГЕМ АН СССР (Л.Л. Шанин), колеблется в пределах 165–180 млн. лет. Лишь в одном случае, по биотиту розового гранита бассейна р. Келасури, было получено 146 ± 2 млн. лет. По кварц-

полевошпатовой фракции возраст существенно омоложен (120–137 млн. лет). Практически идентичные значения по биотитам из тех же интрузивов были получены М.М. Рубинштейном (они приведены в таблице) – 167–174 млн. лет, а по микроклину – 139 ± 5 млн. лет. Отличные от приведенных значения были получены по материалам Г.Д. Афанасьева в лаборатории М.А. Гаррис (144 \pm 5 млн. лет) и Л.Л. Шанина (142 \pm 5 млн. лет). По биотиту из сиенит-диорита р. Зимы (материалы автора) получено 156 \pm 6 млн. лет. Аналогичная цифра получена по сиенит-диоритам горы Чумкузба, петрологически очень близким к сиенит-диоритам р. Зимы – 158 \pm 12 млн. лет. Следует указать на то, что биотит из интрузии р. Зимы подвергся значительной гидратации в процессе выветривания, которая в наиболее гидратированных чешуях изменила их цвет от темно-коричневого до светло-желтого. Нет, однако, уверенности в том, что вторичные процессы не затронули чешуек биотита, не изменивших своего цвета (интенсивность вторичных изменений могла быть значительно меньше).

Геологические данные свидетельствуют о том, что к началу мелового периода гранитоиды Абхазии не только существовали как породы, но были уже отпрепарированы от вмещающих осадков и частично размыты, о чем свидетельствует их галька в конгломератах валанжина. Учитывая это обстоятельство, а также новые данные К-Аг датирования этих пород, автор склоняется к мнению о том, что цифры 160–170 млн. лет, полученные по биотиту абхазских интрузивов, близки к истинному возрасту этих пород.

ГАББРО

В бассейне рек Западной и Восточной Гумисты габбро слагают межпластовые интрузивные тела и пологопадающие дайки, рассекающие песчано-сланцевые отложения лейаса. Отличаются габбро порфировой структурой, для которой характерны мелкокристаллическая основная масса, состоящая из преобладающей по количеству уралитовой роговой обманки, реже – встречаемых мелких зерен плагиоклаза состава лабрадора (№ 60–70), биотита и магнетита (табл. 29, 30).

Порфиرويدные выделения представлены идиоморфным клинопироксеном состава авгита и плагиоклазом (лабрадором № 65–70). Плагиоклаз вкрапленников резко зонален, состав периферических зон отличается от ядровой части на 20–25 номеров в сторону преобладания альбитовой составляющей (обычно это узкие оторочки состава андезина).

Клинопироксен (авгит) порфиرويدных выделений часто замещается уралитовой роговой обманкой.

Среди габбро встречаются разновидности, с одной стороны, содержащие оливин (оливиновые габбро), с другой – кварц (кварцевые габбро).

Оливиновое габбро слагает часть западного склона горы Чумкузба (бассейн р. Келасури). Оливин, образующий крупные выделения, почти нацело замещен иддингситом и серпентином, а часто и биотитом. Плагиоклаз в оливиновых габбро по составу мало отличается от плагио-

Таблица 29

Химический состав типичных пород габбро-гранитной формации J_2-3 зоны

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Габбро, р. Западная Гумиста	47,07	0,66	10,35	2,08	8,01	0,19	14,14
То же, там же	50,77	1,28	18,95	0,17	9,12	0,19	4,66
Габбро-диорит, р. Ингури (гора Киар)	52,40	0,94	20,01	4,50	3,60	0,14	3,10
Сиенит-диорит, р. Кодори, устье р. Зимы	51,35	0,78	20,37	1,92	5,73	0,43	4,23
То же, там же	51,68	0,95	16,62	2,46	7,16	0,19	5,46
То же, гора Чумкузба	57,83	0,51	17,15	3,09	4,43	0,18	3,01
" р. Келасури, гора Большой Схапач	57,84	0,72	17,40	2,11	5,36	0,21	3,48
" р. Кодори, гора Гораб	60,46	0,60	14,74	4,58	3,69	0,06	2,57
" р. Ингури, сел. Дизи	61,58	0,50	17,94	2,13	2,59	0,15	1,25
" в виде ксенолита в гра- ните, бассейн р. Келасури	61,94	0,49	16,88	0,73	4,74	0,14	2,57
Гранодиорит, р. Келасури	65,18	0,41	17,52	1,76	3,38	0,06	1,43
То же, там же	65,60	0,35	16,85	0,65	2,87	0,10	1,42
" гора Киар, р. Ингури	67,82	0,32	16,64	1,77	1,14	0,22	0,78
" гора Малый Схапач	66,89	0,56	15,88	1,74	2,43	0,11	1,15
Гранит, гора Нижний Схапач, р. Келасури	69,08	0,33	15,70	2,33	0,65	0,05	0,60
То же, гора Большой Схапач, р. Келасури	71,20		Не определялось				
Гранит аплитовидный, р. Ке- ласури	75,36	0,20	11,43	1,22	0,50	0,03	0,58
То же, там же	77,3		Не определялось				

клаза в безоливиновых разновидностях, состав его определяется № 50–70. Пироксен в таких габбро также представлен авгитом.

Кварцсодержащие габбро отличаются меньшим количеством клинопироксена и большим — уралитовой роговой обманки и особенно биотита. Значительней размах колебания состава идиоморфных кристаллов резко зонального плагиоклаза — от № 60 до № 85 (ядровая часть кристаллов). Как правило, такие кристаллы обрастают тонкой каймой андезита (№ 40–45).

Наиболее интересная особенность этой разновидности габбро — микропегматитовые сростания кварца и щелочного (существенно калиевого) полевого шпата, которые придают породе субщелочной характер. Различные по минеральному и химическому составу разновидности габбро обнаружены в бассейне р. Кодори в составе Горабского массива.

Геолого-петрографические особенности интрузивных пород Горабского массива в разное время изучались В.П. Еремеевым, В.П. Петровым,

Южного склона, вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Ca ₂	П.п.п.	Сумма	Литературный источник	
13,51	1,05	0,83	Не опр.	0,36	Не опр.	Не опр.	1,46	99,81	[305]	
9,33	2,46	1,80	"	0,32	"	"	1,15	100,22	"	
8,29	2,52	0,22	"	Не обн.	"	"	1,20	99,99	[180]	
8,23	2,52	2,02	0,15	0,22	1,94	"	"	99,98	[175]	
8,73	3,03	1,98	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	1,40	99,65	А.М. Борсук	
6,40	3,94	2,28	0,04	"	"	"	1,09	99,95	[180]	
4,88	3,22	3,33	Не опр.	1,77	0,22	"	"	100,54	А.М. Борсук	
5,53	3,33	3,84	0,18	0,41	0,12	"	"	100,17	[168]	
4,86	4,08	4,18	0,25	0,12	0,55	"	"	100,24	"	
4,29	3,40	3,10	Не опр.	1,19	0,20	Не опр.	"		А.М. Борсук	
3,61	2,01	2,40	"	Не опр.	Не опр.	"	"	100,16	"	
3,24	4,06	3,96	"	0,93	0,16	"	"	100,17	"	
3,43	3,34	3,87	0,08	0,40	Нет	"	"	99,81	[180]	
3,49	3,17	3,08	Не опр.	0,38	Не опр.	"	0,93	99,80	[305]	
2,85	2,78	4,69	"	0,23	"	0,60	0,27	100,16	"	
	3,19	3,75		Не определялось						А.М. Борсук
0,29	0,08	5,07	0,08	0,23	"	"	1,70	100,04	"	
	2,94	5,30		Не определялось						"

Г.Р. Чхотуа, Г.М. Заридзе, М.М. Рубинштейном, а в последние годы детально исследованы М.Г. Тогонидзе [314]. По минеральному и химическому составу среди пород, слагающих Горабский массив, М.Г. Тогонидзе различает оливиновый габбро-норит и безоливиновое габбро. Обе разновидности встречаются в виде обособленных участков или ксенолитов в диоритах, которыми в основном и сложен Горабский интрузив.

Оливиновые габбро-нориты представлены среднезернистыми породами, отличающимися гипидиоморфнозернистой, габбровой, реже-пойкилитовой структурами. Плаггиоклаз, как правило, незональный, отвечает по составу битовниту — анортиту № 88—95, количество его в породе колеблется от 40 до 55%. Данные минерального состава габбро массива Гораб заимствованы из работы М.Г. Тогонидзе [314].

Цветные минералы: оливин, клинопироксен, ромбический пироксен и роговая обманка, количество которых заметно варьирует.

Т а б л и ц а 30

Количественный минеральный состав типичных пород габбро-гранитной фор

Порода, место взятия	Моноклин- ный пирок- сен	Ромбичес- кий пирок- сен	Амфибол	Биотит
Габбро, р. Западная Гумиста	23,3	—	52,1	3,9
То же, там же	8,0	—	16,1	10,0
" гора Чумкузба	33,3	—	0,9	1,8
Кварцевое габбро, гора Чумкузба	Нет	"	23,9	Нет
То же, там же	10,45	"	38,84	1,12
Габбро-норит, р. Кодори (Горабский интрузив)	12—18	2,5—24	9—22	Мало
Габбро безоливиновое, там же	7—16	2—8	4—12	8—15
Габбро, гора Кирар, бассейн р. Ингури	7,9	Нет	24,9	9,9
Диорит, Горабский интрузив, бас- сейн р. Кодори	Нет	"	7—10	14—25
То же, там же	"	"	0,7	0,6
То же, там же	3,4	"	10,4	17,4
Сиенит-диорит, бассейн р. Кодори (р. Зима)	Нет	"	23,72	6,47
То же, бассейн р. Ингури, сел. Дизи	"	"	11,8—13,2	0—2,5
Гранит, бассейн р. Западная Гумиста	"	"	Нет	9,3
То же, бассейн р. Восточная Гумиста	"	"	3,2	7,0
" бассейн р. Келасури	"	"	Нет	2,7
" бассейн р. Келасури, гора Чумкуз- ба	"	"	"	5,2
Аплитовидный гранит, бассейн р. Келасури	"	"	"	3,0
Гранит, гора Схалач	"	"	3,4	7,3
То же, бассейн р. Келасури	"	"	2,0	4,2
" гора Кирар, бассейн р. Ингури	"	"	1,3	6,0

Оливин — форстерит ($-2V = 82-84^\circ$; $N_g = 1,750$; $N_p = 1,710$) составляет от 4 до 8%.

Пироксен представлен двумя разновидностями: моноклинным авгитом ($N_g = 1,715$; $N_p = 1,687$; $c:N_g = 39-41^\circ$; $+2V = 56^\circ$), составляющим 12—18% в габбро и около 2% в габбро-норитах, и ромбическим гиперстеном ($-2V = 62-64^\circ$), количество которого в норитах достигает 24%.

Роговая обманка представлена бурой и зеленой разновидностями ($c:N_g = 17-20^\circ$; $-2V = 84-87^\circ$; $N_g = 1,660$; $N_p = 1,640$) и составляет от 9 до 22%.

В качестве аксессуарных минералов в габбро-норитах присутствуют флогопит, магнетит и апатит.

Для оливиновых габбро-норитов характерны реакционные соотношения между цветными минералами. Так, оливин обрастает ромбическим

мации J_{2-3} зоны Южного склона

Плагио- клаз	К-На по- левой шпат	Кварц	Магнетит	Оливин	Прочие	Сфен	Литератур- ный источ- ник
17,5		Нет	3,9	—	Нет	—	[305]
63,3	"	1,9	0,1	—	0,5	—	"
58,4	"	Нет	1,5	4,1	Нет	—	"
72,6	"	1,9	1,6	"	"	—	"
49,21	"	Нет	0,38	"	"	—	"
40—55	"	"	Мало	4—8	"	—	[314]
32—63	Мало	3—6	"	"	"	—	"
50,2	2,2	4—9	"	"	"	—	[318]
58—34	2—19	5—10	"	"	"	—	[314]
57,6	8,9	23,2	Нет	"	"	—	[168]
61,2	Нет	4,7	1,3	"	"	—	"
50,53	9,49	3,62	1,84	"	2,73	1,60	[175]
42—48	21—37	7—13,5	1,6	"	Нет	0—0,5	[318]
44,9	28,8	17,0	Нет	"	"	Нет	[305]
43,4	24,2	22,3	"	"	"	"	"
30,3	38,2	26,8	0,1	"	"	"	"
34,2	28,0	29,6	0,1	"	"	"	"
14,0	43,0	40,0	Нет	"	"	"	"
36,2	12,5	39,58	1,1	"	"	"	"
30,5	33,7	29,1	0,4	"	"	"	"
18,5	43,9	30,3	Нет	"	"	"	[318]

пироксеном, который в свою очередь окаймляется клинопироксеном, а последний — роговой обманкой.

Безоливиновое габбро отличается от оливиновых габбро-норитов полным отсутствием оливина. Биотит в этих породах — породообразующий минерал, а состав плагиоклаза меняется в сторону увеличения альбитовой составляющей (Ab_{52-80}). Помимо этого, в породе появляются кварц и К-На полевой шпат, образующие микропегматитовые сростания. Количество таких сростаний достигает 3—6%. Следует отметить, что состав и свойства главных породообразующих минералов в оливиновых габбро-норитах и безоливиновых габбро меняются очень мало. Различия между этими разновидностями устанавливаются главным образом по количественному соотношению главных породообразующих минералов.

Кварцевое габбро слагает отдельные участки интрузивного массива горы Киран в бассейне р. Ингури. М.А. Фаворская [318] отмечает, что

кварцевые габбро образуют прерывистое внешнее кольцо Кирарского интрузива, центральная часть которого сложена гранитом. В западной и юго-западной части интрузивного массива горы Кирар, где породы кровли падают наиболее полого, кольцо габбро имеет наибольшую ширину. "Продвигаясь от этого участка к центру массива, можно наблюдать постепенные переходы от габбро к породам среднего состава и далее к гранитам. Близ юго-восточной, восточной и северо-восточной окраин массива, т.е. близ наиболее крутопадающих контактов, кольцо габбро является наиболее узким, и здесь основные породы непосредственно и резко переходят в кислые, а породы среднего состава отсутствуют".

Наличие, с одной стороны, постепенных переходов от габбро к гранитам через габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, а с другой стороны, резких эруптивных контактов между габбро, диоритами и гранитами характеризует особенности взаимоотношений пород габбро-гранитной формации зоны Южного склона. В 1963—1964 гг. автором настоящей работы было проведено детальное исследование взаимоотношений между породами разного состава, слагающими габбро-гранитную формацию в бассейне р. Ингүри. В результате этих работ было подтверждено наличие постепенных переходов от габбро к гранитам через серию промежуточных разновидностей, на что в своей работе впервые обратила внимание М.А. Фаворская [318]. Помимо этого, было установлено, что в отдельных местах интрузивного массива горы Кирар габбро прорваны дайками диоритов и гранитов. Ксенолиты габбро присутствуют в диоритах и гранитах. Забегая несколько вперед, укажем, что диориты в свою очередь также прорваны дайками и жилообразными телами гранитов, а в гранитах обнаруживаются ксенолиты диоритов. Наличие постепенных переходов между габбро и гранитами через непрерывную серию пород промежуточного состава не оставляет сомнения в том, что габбро и граниты в данном случае — крайние члены единой габбро-гранитной формации.

По петрографическим особенностям габбро Кирарского интрузива практически ничем не отличается от габбро, слагающего отдельные участки Горабского интрузива в бассейне р. Кодори, или от габбро бассейнов рек Западной и Восточной Гумисты.

ДИОРИТЫ И СИЕНИТ-ДИОРИТЫ

Отдельные выходы габбро-долеритов и габбро-диоритовых порфиритов обнаруживаются в бассейнах рек Западной и Восточной Гумисты и Келасури. Габбро-диоритовыми порфиритами сложены предвершинные участки горы Чумкузба. Однако наиболее широко диориты развиты в бассейнах р. Кодори, где они слагают большую часть интрузивного массива хребта Гораб. Как уже указывалось, между диоритами и габбро, с одной стороны, и диоритами и гранитами — с другой, обнаруживается вся гамма переходных разновидностей.

Диориты представлены, как правило, среднезернистыми разновидностями гипидиоморфнозернистой структуры. Состоят они главным образом из плагиоклаза, биотита и роговой обманки. В кварцевых диоритах и гра-

нодиоритах отмечается кварц и — что важно с петрогенетической точки зрения — К-На полевой шпат. Появление последнего характеризует переходные разновидности типа габбро-монцитонитов и сиенит-диоритов, о которых будет сказано ниже.

Плагиоклаз диоритов представлен идиоморфными кристаллами, составляющими от 50 до 60% всей массы породы, всегда резко зонален. Состав ядровой части крупных кристаллов отвечает лабрадору (№ 60–65), а периферические части — андезину (№ 35–38). Номера 35–38 характерны для мелких зерен плагиоклаза. Ядровые части крупных кристаллов значительно серпентинизированы. Альбитизация менее интенсивная и захватывает, как правило, периферические части зерен.

Биотит образует относительно крупные идиоморфные чешуи. Количество его в породе достигает 15–25%. По данным М.Г. Тогоидзе [314], биотит имеет следующие оптические константы: $N_g = 1,671–1,675$. В зоне контакта диоритов с палеозойскими кристаллическими сланцами биотит в диоритах представлен мелкими чешуйками или спутанно-чешуйчатыми скоплениями и характеризуется повышенным содержанием закисного железа, что сказывается на уменьшении его светопреломления ($N_g = 1,660–1,665$).

Роговая обманка составляет от 5 до 10% всей массы породы. Представлена зеленой или буровато-зеленой разновидностью, относящейся по составу к промежуточному типу между паргаситом и феррогастингситом ($cN_g = 18^\circ$; $-2V = 65–70^\circ$; $N_g = 1,695–1,697$; $N_e = 1,670–1,672$; $f_{общ} = 43–53$; $f = 19–29$). В качестве акцессорных минералов в диоритах присутствуют апатит, циркон, сфен, ортит и магнетит.

В бассейне р. Кодори (устье правого его притока — р. Зимы), в самом интрузивном массиве хребта Гораб, в бассейне р. Ингури (у сел. Дизи), а также в других местах наблюдаются разновидности диоритов, отличающиеся четко выраженной щелочной тенденцией. Появляются породы, по минеральному и химическому составу переходные от диорита к сиениту.

Петрографические особенности сиенит-диоритов Горабского интрузива были описаны В.П. Еремеевым и В.П. Петровым [168] по коренным обнажениям горы Киркипал. Указанные исследователи отмечают, что структура сиенит-диоритов типично монцитонитовая — преобладающий плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы, а анортотлаз и кварц составляют крупнозернистую основную массу породы и нередко (в особенности анортотлаз) пойкилитически включают плагиоклаз. Плагиоклаз в значительной степени серицитизирован. По составу отвечает андезину (№ 30–38). К-На полевой шпат образует резко ксеноморфные зерна и относится по оптическим свойствам к высокому ортоклазу [236]: $-2V = 58–62^\circ$; $\angle N_g \perp (010) = 10–12^\circ$; степень оптической триклинности $\Delta_0 = 0,55–0,66$.

Цветные минералы представлены обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Биотит, как правило, свежий, но иногда по периферии чешуи замещаются хлоритом. Роговая обманка представлена грязно-зеленой уралитовой разновидностью.

Выходы сиенит-диоритовых интрузивных пород типа даек у устья р. Зимы (бассейн р. Кодори) известны еще со времен работ Л.К. Коню-

шевского. Подробное петрографическое описание этих пород дано Г.М. Заридзе [175].

Сиенит-диориты р. Зимы характеризуются монцонитовой структурой и состоят из плагиоклаза (~ 50%), К-На полевого шпата (~ 10%), кварца (~ 5%), биотита (~ 10%) и роговой обманки (~ 25%).

Плагиоклаз образует идиоморфные зональные кристаллы, ядровые части которых отвечают по составу лабрадору (№ 50–55), заметно серицитизирован, реже — сосюритизирован.

К-На полевой шпат образует ксеноморфные зерна, расположенные в интерстициях между плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой, по оптическим свойствам ($-2V = 58-62^\circ$; $\angle Ng \perp (010) = 10-12^\circ$) содержит около 75% ортоклазовой составляющей и относится по степени упорядоченности к высокому триклинному ортоклазу.

Биотит присутствует в виде крупных чешуй золотистого цвета. В обнажениях, выходящих у дороги Чхалта—Сухуми (близ устья р. Зимы), можно наблюдать, как меняется цвет чешуй биотита в сиенит-диоритах в результате процессов поверхностного выветривания от светло-желтого до нормального темно-коричневого (на это уже указывалось в разделе, посвященном радиологическому датированию пород габбро-гранитной формации). Роговая обманка представлена разновидностью зеленого цвета. По оптическим свойствам ($Ng = 1,664$; $Np = 1,636$; $-2V = 75^\circ$) соотношение между Mg и Fe в ней должно определяться формулой $75Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn)$ [92].

Кварц образует светлые, малотрещиноватые, резко ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции. Количество его в породе невелико (до 3–5%).

В качестве аксессуарных минералов в сиенит-диоритах р. Зимы присутствуют апатит, сфен и эпидот.

В бассейне р. Ингури близ сел. Дизи сиенит-диориты образуют несколько пологопадающих дайкоподобных интрузивных тел. Петрографические особенности сиенит-диоритов с. Дизи были описаны в работах В.П. Еремеева и В.П. Петрова [168], а позднее — в работе М.А. Фаворской [318].

В петрографическом отношении сиенит-диориты сел. Дизи очень близки к только что описанным породам устья р. Зимы. Состоят они также из плагиоклаза (около 45%), К-На полевого шпата (35–40%), кварца (5–10%), роговой обманки (10–12%) и биотита (5–10%). Структура пород монцонитовая.

Следует отметить, что в строении интрузивного массива горы Кирар (бассейн р. Ингури) породы, аналогичные сиенит-диоритам сел. Дизи, широко развиты. Собственно центральная часть интрузивного массива горы Кирар сложена кварцевыми сиенит-диоритами. М.А. Фаворская, детально исследовавшая массив горы Кирар, указывает, что по мере продвижения от южных и юго-западных участков интрузивного массива к его центру можно наблюдать постепенный переход от габбро к сиенит-диоритам. При этом меняется состав плагиоклаза от битовнита в габбро на лабрадор-андезин в сиенит-диоритах. Параллельно с этим исчезает пироксен, увеличивается количество биотита, калинатрового полевого шпата и кварца. Типичные породы центральной части Кирарского интрузива

зива представлены уже кварцевыми сиенит-диоритами, в которых большое количество ксенолитов основных пород типа габбро. Плагноклаз в сиенит-диоритах Кирарского массива образует идиморфные, чаще всего незональные кристаллы, отвечающие по составу № 45–50. Некоторые кристаллы — со следами резорбции. Центральная часть кристаллов, как правило, интенсивно серицитизирована.

К-На полевой шпат представлен "высоким" ортоклазом ($-2V = 50^\circ$). Кварца в породе сравнительно немного (до 8%), образует он мелкие зерна с зубчатыми краями и волнистым погасанием. Биотит сильно хлоритизирован, количество его достигает 10–12%. Роговая обманка представлена буровато-зеленой разновидностью и часто замещена биотитом. Структура породы монцонитовая: идиоморфные кристаллы плагноклаза погружены в крупные ксеноморфные выделения калинатрового полевого шпата.

Таким образом, диориты габбро-гранитовой формации зоны Южного склона связаны постепенными переходами с габбро, с сиенит-диоритами и с гранитами (через гранодиориты). Помимо этого, в диоритах и сиенит-диоритах отмечаются ксенолиты габбро, а сами интрузивные тела, сложенные габбро, прорываются дайками диоритов и сиенит-диоритов. Указанные соотношения свидетельствуют о том, что образование всей этой гаммы пород во времени происходило от габбро через диориты и сиенит-диориты к гранитам, т.е. наблюдается четко выраженный гомодромный ряд — от габбро к граниту.

ГРАНИТЫ

Граниты широко развиты в бассейнах рек Западной и Восточной Гумисты, Келасури, на горе Большой и Малый Схапач, Чумкузба, на Амтхел-Келасурском и Амтхел-Джампальском водоразделах, в бассейне р. Ингури (массив горы Кирар). Слагают они пластовые тела, часто дискордантные по отношению к вмещающей песчано-сланцевой толще, и довольно крупные интрузивные массивы (Центральный абхазский интрузивный массив, интрузивный массив горы Кирар и т.д.).

Контакты гранитов с песчано-сланцевыми отложениями лейаса там, где их можно наблюдать, отчетливо магматические. Песчаники и сланцы в зоне экзоконтакта превращены в серицит-биотитовые роговики. Граниты на контакте более мелкозернистой структуры, отмечаются зоны закалки. Нередко в гранитах близ зоны контакта наблюдаются малопереработанные ксенолиты песчаников и сланцев. От гранитных тел в песчано-сланцевую толщу отходят апофизы, сложенные мелкозернистыми гранитами. В бассейнах р. Келасури, на горе Чумкузба, в бассейне р. Ингури (гора Кирар) отчетливо наблюдается прорывание дайками и пластовыми телами гранитов массивов, сложенных диоритами и кварцевыми диоритами. Ксенолиты диоритов обнаруживаются в интрузивных телах, сложенных гранитами.

Граниты, как правило, обладают хорошо выраженной порфириовидной структурой. Минералы первого поколения (порфириовидные выделения) представлены плагноклазом, кварцем, калинатровым полевым шпатом, биотитом и реже встречаемой роговой обманкой. Среднезернистая основ-

Таблица 31

Оптические свойства полевых шпатов гранитов из габбро-гранитной формации зоны Южного склона

Место взятия породы	K-Na полевой шпат		Плагиоклаз		Литературный источник
	$-2V^{\circ} \perp$	$(001) \angle Nm$	№ ядра	в периферической части	
Бассейн р. Каласури (Центральный Абхазский интрузивный массив)	55	7	15	12	А.М. Борсук
Там же	56				
Там же	61	4	15	12	"
"	68				
"	52	6	"	"	"
"	68		30	28	"
"	64				
"	66	11	27	12	"
"	72				
"	62	11	50	27	"
"	50	10	56	26	"
"	60				
"	60	10	32	20	"
"	74				
"	63	5	34	20	"
"	64	7	Плагиоклаза очень мало или		"
"	78	11	совсем нет		"
"	78	12			
"	54	10	40-42	8	[305]
Бассейн р. Ингури (интрузивный массив горы Кирар)	82	17	15	10	А.М. Борсук
Там же	82	11	18	12	"
"	60	9	12	10	[318]
Бассейн р. Западной Гумисты	54	8	54	24	[305]
Бассейн р. Восточной Гумисты	64	9	41-37	26	"
Бассейн р. Кодори (гранит-аплит)	70				
Там же	54	4-8	57	10-3	[314]
Там же (гранитовый пегматит)	58-60	8-11	38-26	10-2	

ная масса состоит из тех же минералов, но в количественном отношении в ней преобладают лейкократовые минералы.

Плагиоклаз образует довольно крупные (1,0x0,5 мм) идиоморфные, как правило, резко зональные, кристаллы. Разница в составе ядровой части кристаллов и их периферии в отдельных разновидностях достигает 30-35 номеров (табл. 31). Обычно центральные части кристаллов зна-

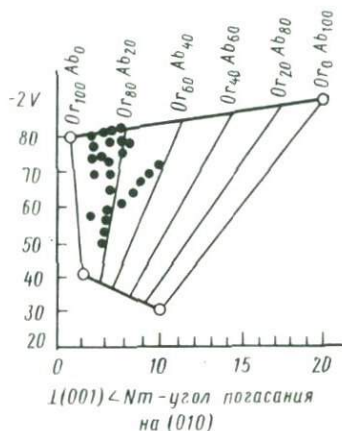
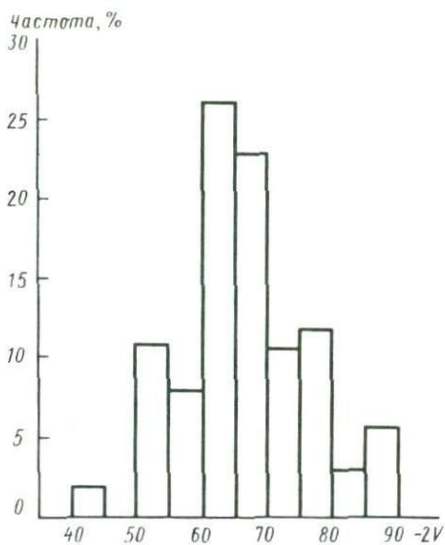
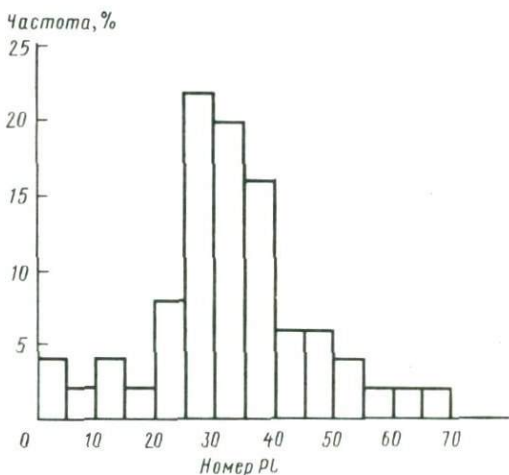


Рис. 8. Частота встречаемости плагиоклазов разного состава в гранитах Центральной Абхазской интрузии (бассейн р. Келасури), по данным 132 замеров на федоровском столике

Рис. 9. Состав К-На полевых шпатов гранитов зоны Южного склона, определенный по оптическим свойствам

Рис. 10. Вариации угла оптических осей в К-На полевых шпатах гранитов Центральной Абхазской интрузии (бассейн р. Келасури)



чительно пелитизированы и слабо серицитизированы. Часто плагиоклаз по периферии замещается К-На полевым шпатом (микроклин-микрпертитом), оставляя в виде реликтов серицитизированные ядра.

На рис. 8 показаны вариации состава плагиоклаза в гранитах Центральной абхазской интрузии (бассейн р. Келасури). На графике отчетливо видно одномодальное распределение состава, при этом максимум приходится на составы, отвечающие номерам от 25 до 40.

К-На полевой шпат представлен также крупными, но резко ксеноморфными зернами. Часто образует сростания с кварцем. Широко развиты пертитовые сростки плагиоклаза. Большой частью значительно пелитизирован. В табл. 31 приведены оптические свойства К-На полевых шпатов

гранитов, а на рис. 9 показан их состав по диаграмме А.С. Марфунина [235]. По оптическим свойствам К-На полевые шпаты гранитов зоны Южного склона относятся к "высоким" ортоклазам, по классификации А.С. Марфунина [235]. Состав их колеблется в пределах $Or_{70}Ab_{30} - Or_{50}Ab_{50}$. Лишь редко встречающиеся разновидности отклоняются как в сторону большего содержания ортоклазовой составляющей ($Or_{85}Ab_{15}$), так и в сторону большего содержания альбитового компонента ($Or_{25}Ab_{75}$).

На рис. 10 показаны вариации величины угла оптических осей К-На полевых шпатов в гранитах Центральной абхазской интрузии (бассейн р. Келасури). Наиболее часто встречающиеся К-На полевые шпаты имеют величины угла оптических осей 60–70°.

В ряде случаев в К-На полевом шпате можно наблюдать включенные в него (захваченные в процессе кристаллизации) зерна плагиоклаза.

Кварц представлен ксеноморфными зернами, отличающимися волнистым погасанием.

Роговая обманка представлена зеленой и бурой разновидностями. Количество ее в породе колеблется от 1 до 3%. По оптическим свойствам ($cNg = 18^\circ$; $-2V = 65-70^\circ$; $Ng = 1,695-1,697$; $Np = 1,670-1,672$) соотношение между Mg и Fe в этих роговых обманках должно определяться формулой $45Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn)$ [92]. По составу они занимают промежуточное положение между паргаситом и феррогастингситом. Буря роговая обманка замещается зеленой. Наконец, обе разновидности роговой обманки замещаются биотитом и хлоритом. Причем, как правило, замещение нигде не проходит до конца. Встречаются зерна, состоящие в центральной части из бурой роговой обманки, замещенной по периферии зеленой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается биотитом, образующим краевую оторочку.

Биотит образует относительно крупные идиоморфные чешуи, окрашенные в интенсивно-коричневый цвет. Количество его в породе варьирует от 3 до 10%. Ниже приведен химический состав биотита, выделенного из гранита, слагающего гору Большой Схапач (бассейн р. Келасури):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
34,93	3,50	14,66	5,11	20,12	0,50	8,78	1,46	0,26
K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	BaO	CO ₂			
7,57	0,10	2,50	0,21	0,46	0,05			

Анализ проведен в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

По соотношению MgO:FeO (29:32,8) анализированный минерал относится к биотитам антит-сидерофиллитового ряда, обогащенного железом. По соотношению MgO:FeO:Al₂O₃ (29:32,8:38,2) биотит гранита горы Схапач занимает среднее положение в ряду обогащенного глиноземом истонит-сидерофиллита [234]. Иногда наблюдается замещение биотита хлоритом типа пеннина.

В качестве акцессорных минералов в гранитах присутствуют апатит, циркон, ортит, сфен, эпидот.

ЖИЛЬНЫЕ ГРАНИТ-АПЛИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Граниты бассейна р. Келасури, гор Большой и Малый Схапач, Чумкузба, а также диориты Горабского интрузива прорваны жилами гранит-аплитов и микропегматитов. Обычно эти жилы сложены более мелкозернистыми породами, чем прорванные ими гранитоиды. Мощность жил сильно варьирует от нескольких десятков сантиметров до первых метров. В бассейне р. Келасури обнажается даже небольшой массив, сложенный розовыми гранит-аплитами.

Состоят гранит-аплиты из К-На полевого шпата, плагиоклаза и кварца с небольшим количеством биотита.

К-На полевой шпат представлен, по данным М.Г. Тогонидзе [314], высоким триклинным ортоклазом, имеющим следующие оптические свойства: $-2V = 54-60^\circ$; $\angle Ng \perp (010) = 4-8^\circ$; степень упорядоченности 0,25-0,40; состав $Or_{74}Ab_{26}$.

Плагиоклаз образует зональные кристаллы, ядра которых по составу отвечают № 40-50, а периферия — № 3-10. Однако чаще встречаются незональные кристаллы состава альбит-олигоклаза (№ 4-10).

Так же широко, как гранит-аплиты, распространены жилы гранитных пегматитов, среди которых выделяются биотитовые и роговообманково-биотитовые разновидности с турмалином. Породообразующие минералы в пегматитах те же, что и в гранит-аплитах: К-На полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит (в небольших количествах). Свойства и состав этих минералов близки к таковым в гранит-аплитах. Пегматиты резко отличаются от гранит-аплитов пегматоидными структурами. В образовании пегматоидных структур участвуют альбит-олигоклаз (№5-10), К-На полевой шпат и кварц. В составе пегматитовых жил в заметных количествах присутствуют турмалин типа шерладравита и ортит.

ГАББРО-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА И ОБЛАСТИ ЕЕ СОЧЛЕНЕНИЯ С ЗОНОЙ ЮЖНОГО СКЛОНА

Магматические породы этой формации образуют гипабиссальные интрузивные тела, пространственное размещение которых контролируется системой сближенных разломов субширотного простирания. Эти разломы представляют собой поверхностное выражение глубинной долгоживущей структуры — так называемого Главного надвига Большого Кавказа. По Главному надвику проходит граница между двумя крупнейшими структурно-формационными зонами Большого Кавказа — геантиклинальной зоной Главного хребта и эвгеосинклинальной зоной Южного склона.

Как уже указывалось, благодаря движениям разной амплитуды, осуществлявшимся в течение всего мезо-кайнозоя по системе субмеридиональных разломов (перпендикулярных к простиранию структурно-формационных зон), сами структурно-формационные зоны оказались разбитыми на систему блоков, ступенчато погружающихся к западу

от Пшехско-Адлерской системы субмеридиональных разломов в акваторию Черного моря, а к востоку от Казбекского глубинного разлома — в акваторию Каспия. В отдельных блоках, испытавших различное погружение, выведены в настоящее время на поверхность различающиеся по глубинности формирования фации единой габбро-гранитной формации J_{1-2} . Наиболее глубинные фации обнажаются в самом приподнятом и наиболее глубоко эродированном центральном блоке зоны Главного хребта и области его сочленения с зоной Южного склона.

В восточном блоке, начинающемся к востоку от р. Терек и включающем Дагестан и азербайджанскую часть зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона, к рассматриваемой формации относятся дайки и штоки габбро и диоритов. Пространственное размещение их контролируется Главнокавказским и Хурайским разломами глубинного заложения.

В бассейнах рек Бзыби и Мзымты в районе высокогорного оз. Кардывач, перевалов Санчаро и Аданге обнажается ряд интрузивных массивов, наиболее крупные из которых — Кардывачский, Санчарский и Наурский. В бассейне р. Ингури, в верховьях ее притока — р. Долры у Бакского перевала, а также в районе вершины горы Мазери выходят интрузивные породы, объединенные в свое время Д.С. Белянкиным [67] в эцкерский комплекс. Наконец, уже в пределах Северной Осетии, в Цейском ущелье, обнажается Цейский массив, сложенный кварцевыми диоритами и гранодиоритами, также относимыми автором к рассматриваемой формации.

Изучением магматических пород бассейна р. Мзымты и оз. Кардывач в разное время занимались В.П. Еремеев [167], В.А. Мельников [239], Г.А. Михеев [246, 247], Г.Д. Думбадзе [166], С.А. Кекелия [193] и другие исследователи, а также автор настоящей работы [84, 87]. В последние годы детальные геолого-петрографические исследования магматических пород оз. Кардывач, пер. Санчаро и Адзапш проведены Г.Д. Думбадзе [166], Г.Л. Асатиани [11, 12], А.Г. Гурбановым [142, 143], Г.Д. Афанасьевым и А.Г. Гурбановым [35]. Интрузивные образования Верхней Сванетии в районе Бакского перевала и верховий р. Долры исследовались Д.С. Белянкиным, В.П. Еремеевым, В.П. Петровым, М.А. Фаворской [67], Г.М. Заридзе, К.И. Чичинадзе [178], Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили [180], О.З. Дудаури, О.Д. Хуцишвили [164] и другими геологами. Автор настоящей работы обследовал магматические породы бассейна р. Ингури, верховий р. Долры и Бакского перевала в 1963–1964 гг.

Гранитоиды Цейского массива изучались Г.Д. Афанасьевым [21, 23], Л.А. Варданяцем [113], М.И. Ицксонсом [187, 188], В.Ф. Морковкиной [248]. Последняя по времени крупная работа, посвященная петрологии Цейского массива, принадлежит Д.Н. Кецховели [194].

ГАББРО

Габбро в составе описываемой формации представлено роговообманковой разновидностью, слагающей части Кардывачского интрузивного массива, обнажающиеся в междуречье Лашипсе—Авадхары, а также в истоках рек Авадхары и Цахвоа. В других частях Кардывачского интрузивно-

122

Таблица 32

Результаты определения К-Аг методом абсолютного возраста пород габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения зоной Южного склона

Порода, место взятия	Порода, минерал	К, %	^{40}Ar град, нг/г	^{40}Ar град		Возраст, млн. лет	Литературный источник
					$^{40}\text{Ar}_{\text{общ.}}$		
Габбро, истоки р. Мзымты	Валовая проба	$0,96 \pm 0,03$	$10,7 \pm 0,6$	45:55		158 ± 12	[143]
Габбро, оз. Кардывач	Роговая обманка	$0,62 \pm 0,04$	$6,7 \pm 0,6$	16:42		151 ± 20	"
Габбро-диабаз, дайка на водоразделе рек Цахвоа-Мзымта	Валовая проба	$0,51 \pm 0,03$	$5,4 \pm 0,6$	21:30		150 ± 20	"
Диорит роговообманковый, верховья р. Авадхары	То же	$1,50 \pm 0,02$	$16,4 \pm 0,5$	72:68		154 ± 7	"
Диорит, оз. Кардывач	"	$1,10 \pm 0,02$	$10,7 \pm 0,6$	71:65		139 ± 10	"
Серый роговообманковый гранит, р. Авадхары	"	$2,47 \pm 0,03$	$14,5 \pm 0,5$	64:60		85 ± 4	"
То же		$3,12 \pm 0,04$	$19,3 \pm 0,7$	46:49		89 ± 5	"
Розовый пегматоидный гранит, р. Синеокая	Валовая проба	$3,50 \pm 0,04$	$12,8 \pm 0,7$	33:45		53 ± 4	"
То же	Кварц-полевошпатовая фракция (КПШ)	$5,74 \pm 0,05$	$16,2 \pm 0,5$	23:24		4 ± 3	"
"	Валовая проба	$3,25 \pm 0,04$	$17,0 \pm 0,6$	63:71		77 ± 4	"
"	То же	$3,56 \pm 0,04$	$16,4 \pm 0,6$	42:50		66 ± 4	"
" в истоках р. Авадхары	"	$2,59 \pm 0,03$	$10,9 \pm 0,7$	35:42		61 ± 5	"
Щелочной гранит, р. Синеокая	КПШ	$9,94 \pm 0,09$	$56,4 \pm 1,2$	57:64		82 ± 3	"
То же	То же	$8,58 \pm 0,07$	$51,1 \pm 1,2$	62:64		85 ± 4	"
"	Рибекит	$1,68 \pm 0,03$	$21,3 \pm 0,7$	43:39		178 ± 12	"
Дайка эссексита*, секущая розовый пегматоидный гранит, оз. Кардывач	Валовая проба	$2,06 \pm 0,03$	$12,5 \pm 0,6$	37:54		87 ± 6	"

Т а б л и ц а 32 (окончание)

Порода, место взятия	Порода, минерал	K, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{град}}$, нг/г	$^{40}\text{Ar}_{\text{град}}$	Возраст, млн. лет	Литератур- ный источ- ник
				$^{40}\text{Ar}_{\text{общ.}}$		
Дайка крина- нита*, сечет щелочные гра- ниты, р. Си- неокая	Валовая проба	$2,78 \pm 0,03$	$27,6 \pm 0,8$	51:67	141 ± 6	"
Дайка крина- нита*, сечет щелочные гра- ниты, р. Си- неокая	То же	$1,50 \pm 0,03$	$14,5 \pm 0,8$	52:60	137 ± 9	"
То же*	"	$1,85 \pm 0,03$	$17,4 \pm 0,5$	52:60	134 ± 8	"
Дайка эссек- сита*, бассейн р. Авадхары	"	$2,03 \pm 0,03$	$5,6 \pm 0,3$		40 ± 4	А.М. Бор- сук
Массив эссек- ситов*, бассейн р. Мзымты (устье р. Лауры)	"	$2,25 \pm 0,03$	$4,7 \pm 0,5$	44:30	31 ± 6	"
Гранодиорит серый, бассейн р. Авадхары	"	$3,14 \pm 0,03$	$39,2 \pm 0,08$		176 ± 10	"
Гранит серый, бассейн р. Авадхары	"	$3,55 \pm 0,03$	$13,9 \pm 4$		57 ± 6	"
Диорит, оз. Кардывач	"	$1,53 \pm 0,02$	$17,00 \pm 0,05$		157 ± 13	"
Диорит, р. Сан- чаро	"	0,96			131 ± 14	[287]
Гранодиорит, р. Долра	Биотит	$5,40 \pm 0,05$	$69,4 \pm 1,4$	70:83	182 ± 7	А.М. Бор- сук
Гранодиорит, биотит рогово- обманковый, бассейн р. Цей	"	7,38			142 ± 5	[164]
Гранит биоти- товый, пик Мазери	Кварц-по- левошпато- вая фрак- ция	2,59			128 ± 10	[164]
То же	Валовая проба	3,78			122 ± 10	[288]
То же, исто- ки р. Хна	То же	2,45			134 ± 10	[164]

* Породы не относятся к габбро-гранитной формации J_{2-3} , но для анализа полученных возрастных данных по породам габбро-гранитной формации, K-Ar даты по этим породам тоже приведены в таблице.

го массива, а также в Цейском массиве габбро присутствуют только в виде ксенолитов разнообразной величины и формы (от нескольких сотен метров до первых сантиметров, от остроугольных удлиненных глыб, ориентированных в субширотном направлении, до округлых, значительно переработанных мелких включений). Габбро, обнажающиеся в бассейнах рек Лашипсе и Цахвоа, прорывают метаморфические сланцы лаштракской свиты, условно относимые к нижнему карбону (на основании литологического сходства с фаунистически датированными отложениями зоны Передового хребта), а также гранитоиды верхнего палеозоя. Обломки метаморфических сланцев и гранитоидов присутствуют в габбро в виде ксенолитов, имеющих следы слабой ориентировки вдоль зоны контактов. В истоках р. Безымянки габбро прорывают амфиболовые гнейсы и хлоритовые сланцы дамхурцевской свиты (D_{2-3} , по данным геологов СКТГУ). Наконец, в истоках р. Авадхары, по данным А.Г. Гурбанова [143], габброиды прорывают с контактовым воздействием аргиллиты лейаса.

Аргиллиты и алевролиты лейаса в зоне контакта с прорывающими их габброидами уплотнены, осветлены, теряют следы сланцеватости и приобретают признаки ороговикования.

Таким образом, по геологическим данным, нижняя возрастная граница роговообманковых габбро устанавливается как послелейасовая. В табл. 32 приведены радиологические даты по породам габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона. По габброидам бассейнов рек Мзымты, Цахвоа и Авадхары (Кардывачский массив) получены три даты: 150 ± 20 ; 151 ± 20 ; 158 ± 12 млн. лет (две по валовым пробам, а одна — по роговой обманке).

В петрографическом отношении габбро описываемой формации представлено наиболее широко распространенной в Кардывачском массиве мелкозернистой разновидностью. Среднезернистые и крупнозернистые габбро встречаются, как правило, только в виде ксенолитов в диоритах Кардывачского и в кварцевых диоритах и гранодиоритах Цейского массивов. Распространены разновидности габбро, обладающие офитовой структурой (габбро-диабазы). Обычно габбро-диабазы сложены дайками, сопровождающие коренные выходы габбро (бассейн р. Мзымты, оз. Кардывач, гора Аджара). Габбро-диабазы сложены и крупные ксенолиты (от нескольких десятков до сотен метров в длину), в обилии встречающиеся в кварцевых диоритах Цейского массива (Цейское ущелье у ледника).

Плагиоклаз присутствует в габбро в виде двух генераций, различающихся по составу и степени вторичных изменений. Ранняя генерация представлена более крупными, как правило зональными, зернами, состав которых колеблется от лабрадора до анортита. Центральные части зональных кристаллов сложены битовнитом (редко анортитом), а периферические — лабрадором или даже андезином. Разница в составе центральной и периферической частей зерен достигает 25—30 номеров. Зональность всегда прямая. Зерна плагиоклаза первой генерации сильно сосюритизированы, серицитизированы, а иногда и хлоритизированы. Наиболее изменены вторичными процессами центральные части зональных кристаллов.

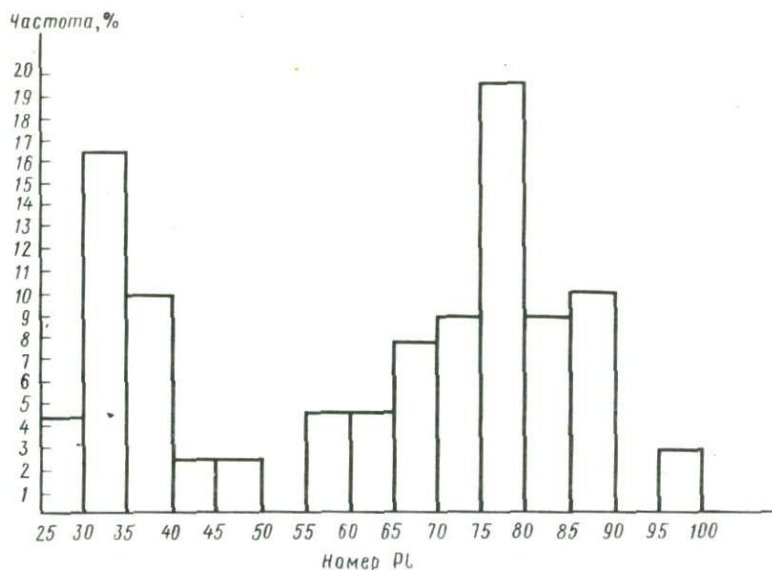


Рис. 11. Гистограмма частот встречаемости плагиоклазов разного состава в габбро-гранитной формации J_2-3 зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона (по данным 125 замеров на федоровском столике)

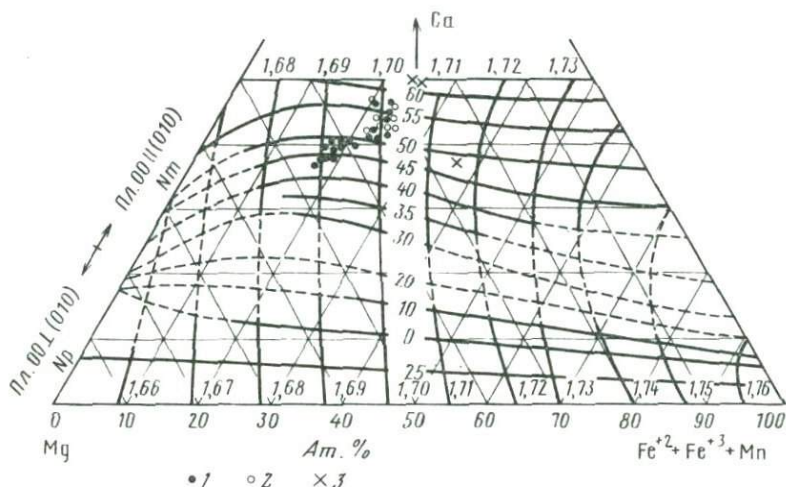


Рис. 12. Состав пироксенов из пород габбро-гранитной формации J_2-3 зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона

по оптическим свойствам: 1 — пироксены из габбро; 2 — пироксены из диоритов; 3 — пироксены из габбро и габбро-диоритов этой же формации, по данным микрозонда

Таблица 33

Оптические свойства пироксенов из габбро габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона, по данным А.М.Борсука и А.Г. Гурбанова [143]

Порода	$c : Ng$	+2V	Ng	Nm	Np
Мелкозернистое габбро	42	47	1,702	1,690	1,678
	42	46	1,704	1,693	1,678
	38	44	1,701	1,690	1,676
	37	43	1,700	1,688	1,676
	43	48	1,704	1,692	1,680
	46	48	1,704	1,694	1,679
	43	48	1,704	1,693	1,681
	35	52	1,710	1,698	1,687
	36	54	1,711	1,700	1,688
Габбро-диабазы даек	44	51	1,708	1,698	1,686
	44	51	1,708	1,699	1,684
	37	54	1,712	1,701	1,687
Габбро средне- и крупнозернистое	36	54	1,712	1,700	1,686
	39	54	1,712	1,701	1,685
	39	56	1,712	1,697	1,685
	38	55	1,714	1,703	1,690
	40	48	1,704	1,694	1,680
	36	56	1,716	1,705	1,692
Пегматоидное габбро	44	58	1,716	1,702	1,692
	41	48	1,706	1,696	1,681
	37	46	1,704	1,693	1,679
	40	45	1,702	1,692	1,678
	40	46	1,702	1,691	1,678
	46	52	1,714	1,704	1,690

Плагиоклазы второй генерации образуют, как правило, более мелкие зерна. Состав их колеблется от андезина до олигоклаза. Зональные разновидности отсутствуют. Эти плагиоклазы отличаются удивительной свежестью. Нередки случаи, когда зерна сложены в центральной части плагиоклазом первой генерации (и по составу, и по степени вторичных изменений), а по периферии — второй. На рис. 11 приведена гистограмма частот встречаемости плагиоклаза разного состава в габбро рассматриваемой формации. Гистограмма составлена по данным 125 измерений полной ориентировки оптической индикатрисы на столике Федорова. На гистограмме четко выделяются два пика. Один из них соответствует № 75—80 и отражает состав плагиоклаза первой генерации; другой (№ 30—35) характеризует состав плагиоклаза второй генерации. В первый пик попадают плагиоклазы, характерные для группы габбро, во второй — для группы диорита. Это обстоятельство важно для гонимания характера соотношений между габбро и диоритом в пределах всей габбро-гранитной формации.

Пироксен представлен, как правило, бесцветными в проходящем свете кристаллами. По оптическим свойствам (табл. 33) относится к группе клинопироксенов типа авгита. Иногда пироксен замещается бурой, а затем зеленой роговой обманкой. Более обычны замещения актинолитом и хлоритом с выделениями магнетита и лейкоксена. Величины показателей преломления пироксенов по N_m и углов оптических осей, взятые из табл. 33, были нанесены на диаграмму Хесса [364], несколько исправленную Мюиром [383] и приведенную в справочнике У.А. Дира, Р.А. Хауи и Дж. Зусмана [156] (рис. 12). Используемая диаграмма дает возможность на основании оптических свойств пироксенов определить примерные соотношения в них $Mg:Ca:(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn)$. Учитывая то, что на основании только оптических свойств пироксенов нельзя получить надежную информацию об их составе, автор работы все же использовал указанную диаграмму для того, чтобы при отсутствии большого количества прямых данных о составе сравнить пироксены из габбро с пироксенами из диоритов, объединяемых в одну формацию.

По положению точки на диаграмме (рис. 12) примерные соотношения между $Mg:(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn):Ca$ в пироксенах из габбро будут соответственно составлять (30—45):(15—25):(35—40). Из трех проб габбро Кардывачского массива, несколько различающихся составом, были определены пироксены с помощью электронного микроанализатора "Самеса" в ИГЕМ АН СССР:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO
из крупно-зернистого габбро	44,5	1,7	12,4	18,2	0,2
из габбро-диорита	51,0	0,9	2,1	14,1	0,43
то же	46,0	0,93	4,4	15,0	0,23
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
из крупно-зернистого габбро	7,3	15,0	Нет	0,15	99,45
из габбро-диорита	8,9	23,9	0,65	0,13	102,11
то же	9,6	24,5	0,47	0,06	101,2

По данным приведенных анализов было рассчитано соотношение $Mg:(Fe^{+2} + Mn):Ca$ в ат. %, которое соответственно составляет:

Mg	Fe ⁺² +Mn	Ca
25,6	36,2	38,2
26	24	50
21,6	24	49,4

По полученным соотношениям были нанесены точки на диаграмму (см. рис. 12) для сравнения с точками, нанесенными по оптическим свойствам. Как видно из диаграммы, точки, соответствующие составам анализированных пироксенов из габбро-диорита, близки к точкам, нанесенным по опти-

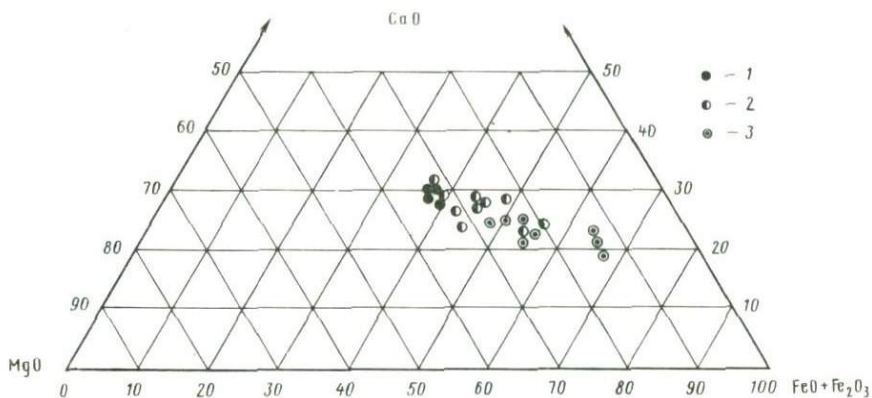


Рис. 13. Состав роговых обманок из пород габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона

1 – роговые обманки из габбро; 2 – роговые обманки из диотора; 3 – роговые обманки из гранита

ческим свойствам. Заметно отличается лишь положение точки, соответствующей составу пироксена из крупнозернистого габбро.

Роговая обманка представлена в габбро двумя разновидностями: бурой и зеленой. Бурая роговая обманка образовалась раньше зеленой. Часто она замещает зерна клинопироксена, реже образует ксеноморфные зерна, нередко замещается зеленой роговой обманкой.

Зеленая роговая обманка образует реакционные каймы вокруг зерен клинопироксена, замещает клинопироксен и бурую роговую обманку. На рис. 13 показано изменение оптических свойств (показателя преломления по N_g и величины $2V$) в бурых и зеленых роговых обманках габбро-диоритов и гранитов рассматриваемой формации. Расположение точек на диаграмме свидетельствует о том, что от бурых роговых обманок к зеленым происходит увеличение показателя преломления по N_g и значения $-2V$.

В табл. 34 приведены составы роговых обманок из габбро габбро-гранитной формации, а на рис. 13 нанесены точки, соответствующие этим составам в координатах $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - CaO$.

Биотит встречается в мелко- и среднезернистых разновидностях габбро в виде мелких чешуй, ассоциирует с зеленой роговой обманкой, магнетитом и кварцем. Так же как и зеленая роговая обманка, биотит – позднее образование, обычно сильно хлоритизирован. Хлоритизация сопровождается образованием полупрозрачных землистых агрегатов мелкозернистого эпидота и лейкоксена, расположенных вдоль трещин спайности.

Кварц присутствует в незначительных количествах и главным образом в гибридных и переходных по составу разновидностях между габбро и диоритом. Образует мелкие ксеноморфные зерна с волнистым погасанием. Как правило, замутнен обилием газово-жидких включений.

В качестве вторичных минералов в габбро распространены хлорит, эпидот, карбонат и пренит, образующий прожилки.

Таблица 34

Состав роговых обманок из пород габбро-гранитной формации J_{1-2} зоны

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO
Мелкозернистое габбро, Кардывачский массив	51,2	1,8	6,4	13,8
То же	48,8	2,2	7,4	13,8
Крупнозернистое габбро, Кардывачский массив	51,6	1,7	6,8	3,67±10,53
То же	47,9	1,95	7,6	3,88±10,93
Диорит, Кардывачский массив	54,13	0,5	3,04	15,16
То же	52,98	0,55	2,70	17,55
"	53,38	0,45	1,70	14,86
"	50,30	1,8	6,6	16,3
Кварцевый диорит, Кардывачский массив	52,2	0,9	3,4	23,2
То же	51,4	1,1	3,2	21,9
Диорит, Цейский массив	42,82	0,90	9,82	4,68±13,77
То же	43,23	1,32	10,59	5,17±14,08
Серый роговообманковый гранит, Кардывачский массив	44,3	3,2	8,1	18,8
То же	47,1	1,7	5,7	23,2
"	45,87	1,77	6,31	26,78
"	46,87	1,62	6,05	27,96
"	47,84	1,35	6,48	29,86
Пегматоидный гранит, Кардывачский массив	49,66	1,50	6,75	22,16
То же	49,66	1,65	6,80	21,84
"	50,92	1,42	6,09	20,18

Таблица 35

Количественный минеральный состав габбро из габбро-гранитной формации данным А.М. Борсука и А.Г. Гурбанова [106], объемн. %

Минерал	Мелко- и среднезернистое габбро		
Плагиоклаз первой генерации (лабрадор-битовнит)	22,6	30,4	32,4
Плагиоклаз второй генерации (андезин-олигоклаз)	5,11	7,25	2,6
Клинопироксен	20,5	20,2	14,7
Бурая роговая обманка	13,4	13,3	8,1
Зеленая роговая обманка	21,6	15,7	11,0
Биотит	1,8	2,5	1,3
Хлорит	7,4	6,9	24,0
Актинолит	2,1	0,4	—
Карбонат	—	—	0,7
Рудные минералы	4,8	3,3	3,8
Пренит	0,2	—	—

Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона [89, 195]

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
	0,2	12,4	10,8	1,9	0,6	—	99,1
	0,2	12,8	10,5	2,0	0,7	—	98,4
	0,15	12,3	11,0	1,6	0,5	0,5	99,9
	0,3	13,2	10,75	2,1	0,73	0,07	99,54
	0,41	14,0	13,08	0,89	0,16	—	101,37
	0,46	13,22	10,29	1,08	0,15	—	98,98
	0,49	14,19	11,69	0,73	0,16	—	97,65
	0,4	12,2	10,7	1,8	0,6	—	100,7
	0,5	8,5	10,2	1,1	0,4	—	100,4
	0,4	9,1	9,7	1,6	0,4	—	98,8
	0,59	11,51	11,56	2,49	0,42	—	100,41
	0,45	9,43	11,56	2,07	0,85	0,05	100,54
	0,3	10,8	9,9	2,4	0,6	—	98,4
	0,4	9,6	9,7	1,9	0,5	—	100,2
	1,12	6,13	9,01	2,10	0,85	—	99,94
	1,47	5,67	8,98	1,80	0,69	—	101,11
	2,04	5,80	8,36	1,75	0,69	—	104,16
	1,06	8,72	9,96	2,94	0,39	—	103,53
	0,90	9,25	8,71	1,39	0,34	—	101,94
	0,80	10,35	9,79	1,61	0,32	—	101,48

J₂₋₃ зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона, по

Крупнозернистое габбро			Пегматоидное габбро			Габбро-диабаз	
32,5	30,3	30,9	39,3	36,8	38,5	40,9	39,1
9,0	8,1	3,2	—	5,9	4,1	4,5	3,3
6,8	11,2	12,8	13,6	10,4	10,2	13,0	14,5
6,3	9,0	5,8	6,2	7,0	5,9	8,1	7,9
29,6	10,9	14,1	18,7	16,7	18,2	13,1	19,4
0,8	—	0,7	—	—	0,9	—	—
7,0	19,3	22,1	11,7	15,0	12,8	13,5	9,7
0,8	3,5	2,3	—	2,3	2,2	1,1	1,3
1,0	0,7	1,2	—	0,9	0,8	—	0,7
4,6	3,2	4,3	4,7	2,9	4,2	3,8	3,2
0,4	2,5	0,7	2,2	—	0,2	—	0,4

Таблица 36

Химический состав габбро из габбро-гранитной формации зоны Главного 195], вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Мелкозернистое габбро, бассейн р. Авадхары	48,67	1,64	16,52	1,65	8,14	0,16	7,26	8,24
Мелкозернистое габбро, оз. Кардывач	49,87	1,60	15,35	3,21	7,24	0,23	6,03	7,99
Мелкозернистое габбро, бассейн р. Мзымта	48,33	1,43	17,07	1,61	8,22	0,23	7,06	9,96
Мелкозернистое габбро, бассейн р. Авадхара	48,07	1,71	16,14	1,59	8,08	0,18	6,68	10,30
Мелкозернистое габбро, оз. Верхний Кардывач	48,83	1,95	16,14	4,01	6,84	0,17	5,30	6,94
Среднезернистое габбро, оз. Верхний Кардывач	48,80	1,08	15,83	2,48	5,54	0,14	5,65	6,30
Крупнозернистое габбро, оз. Верхний Кардывач	47,50	0,86	17,85	1,68	5,40	0,12	8,37	10,43
Габбро-диорит, р. Авадхара	49,10	1,76	16,60	1,53	7,48	0,14	7,13	9,10
Пегматоидное габбро, бассейн р. Авадхары	49,09	1,42	9,93	2,38	7,70	0,19	10,15	13,61
То же	46,84	0,69	15,35	1,83	7,30	0,30	10,28	9,57
Ксенолит габбро в розовом граните, р. Синеокая	48,88	1,65	15,58	2,27	7,01	0,15	6,42	10,66
Ксенолит габбро в диоритах, перевал Кутахеку	50,05	1,77	18,20	0,83	7,18	0,12	6,20	8,20
Ксенолит габбро в сером граните р. Авадхара	52,11	1,93	15,47	2,03	7,93	0,17	4,80	7,69
Ксенолит габбро в розовом граните, бассейн р. Авадхары	49,64	1,40	16,15	3,84	6,21	0,15	6,56	10,13
Ксенолит габбро в кварцевом диорите, Цейский массив	48,47	0,48	19,31	0,47	5,56	0,12	9,22	10,48
То же	48,57	0,57	19,09	0,48	6,17	0,14	8,82	11,03
"	48,93	0,65	19,44	0,30	5,72	0,14	8,76	10,75
"	49,98	0,67	19,60	0,44	5,66	0,15	7,74	10,56

хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона, по данным автора и [144,

Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	SO_3	P_2O_5	F	П.п.п.	Сумма
3,03	1,73	—	—	—	—	—	—	2,47	99,51
3,16	1,10	—	—	—	0,31	—	—	3,73	99,82
2,36	0,98	—	—	—	—	—	—	2,88	100,04
3,65	0,99	0,26	2,10	0,11	0,20	0,24	0,06	—	100,44
3,82	0,47	—	0,70	1,08	0,1	0,32	—	4,08	99,62
4,66	0,88	0,87	3,90	0,9	—	0,17	—	8,20	99,54
3,02	1,24	0,40	2,48	0,06	—	0,10	—	—	99,57
3,53	1,27	0,00	1,94	0,00	—	—	—	—	99,58
2,03	0,82	—	—	—	—	—	—	2,54	99,88
2,06	1,42	—	—	—	—	—	—	3,88	99,53
2,77	1,6	—	—	—	0,10	—	—	2,57	99,53
3,20	1,36	—	1,36	0,5	0,10	0,26	—	1,50	100,23
3,85	1,68	—	—	—	—	—	—	1,92	99,52
3,26	0,88	—	—	—	—	—	—	2,54	99,88
2,52	0,79	0,10	—	—	0,41	0,23	—	1,63	100,15
2,99	Нет	0,12	—	—	0,40	0,24	—	1,59	100,21
3,49	"	0,80	—	—	0,33	0,20	—	1,32	100,11
3,36	"	0,19	—	—	0,32	0,32	—	1,13	100,12

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и цирконом. Среди акцессорных минералов А.Г. Гурбановым и Н.Н. Батыревой в габбро Кардывачского массива обнаружен муассонит [143].

В табл. 35 приведен количественный минеральный состав габброидов, а в табл. 36 — химический состав.

ДИОРИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ

Диориты образуют отдельные крупные интрузивные тела в составе Кардывачского (верховья р. Мзымты, оз. Кардывач, гора Аджара), Санчарского (бассейн р. Маганы, гора Каменистая, пер. Санчаро) и Цейского (р. Цейдон) массивов. Помимо этого диориты в качестве гибридных пород широко распространены в зонах контакта габбро и прорывающих их гранитов.

В составе Кардывачского и Санчарского массивов наблюдаются постоянные переходы от габбро к диоритам и кварцевым диоритам. Интрузивные тела диоритов в бассейне рек Мзымты, Бзыби, Маганы прорывают кристаллические сланцы и метаморфиты макерской, дамхурцевской и лаштракской свит PZ_{1-2} , а также аргиллиты лейаса. Ксенолиты диоритов и кварцевых диоритов встречаются в гранитах Кардывачского, Санчарского и Наурского массивов. В пределах Санчарского массива отчетливо наблюдаются эруптивные контакты между габбро и прорывающими их диоритами. Сами диориты и кварцевые диориты связаны постепенными переходами с гранитами (Кардывачский и Санчарский массивы). В то же время в пределах этих же массивов четко наблюдаются эруптивные контакты между диоритами и прорывающими их гранитами.

Таблица 37

Количественный минеральный состав диоритов и кварцевых диоритов в отношении с зоной Южного хребта, по данным автора и [144, 195], объемн. %

Место взятия	Плагиоклаз	Пироксен	Бурая роговая обманка	Зеленая роговая обманка	Кварц
Интрузивные тела, Кардывачский массив	49,6	6,1	7,0	18,3	8,3
	50,1	6,4	6,2	18,3	8,6
	49,9	8,2	3,0	10,6	5,3
	69,9	6,0	4,6	12,4	5,0
	52,6	5,1	2,2	10,6	13,4
	48,5	5,6	6,1	19,4	10,0
Интрузивные тела, Цейский массив	57,3	Нет	9,1		21,8
	54,4	"	13,8		24,0
	49,2	"	13,1		27,8
	42,8	"	16,2		21,0
	43,0	"	12,1		18,9
	46,3	"	Нет		26,5
55,2	"	3,6		12,8	

Таким образом, общая картина сводится к следующему. Габбро связаны постепенными переходами с диоритами и кварцевыми диоритами, а последние — с гранитами. Наряду с этим между габбро и диоритами, габбро и гранитами, диоритами и гранитами наблюдаются четкие эруптивные контакты, при этом габбро прорывается диоритами и гранитами, а диориты — гранитами. В гранитах присутствуют ксенолиты габбро и диоритов. Диориты часто — гибридные породы, образовавшиеся в зоне контакта гранитов и габбро.

Контактные изменения пород, вмещающих диориты, выразились в образовании пятнистых и полосчатых кварц-серицитовых сланцев и кварц-биотитовых роговиков. Ксенолиты кристаллических и метаморфических сланцев, амфиболитов, гранитогнейсов докембрия — палеозоя, а также аргиллитов лейаса переработаны сравнительно слабо (ороговикование, биотитизация и серицитизация, окварцевание). Ощутимые изменения претерпевают ксенолиты габбро, минеральный состав которых в результате изменений приближается к составу вмещающих диоритов.

В петрографическом отношении диориты представляют собой полнокристаллические среднезернистые породы довольно однородной текстуры, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена, бурой и зеленой роговых обманок, реже — биотита, небольшого количества кварца (в кварцевых диоритах и гранодиоритах количество его существенно увеличивается, (табл. 37, 38). В качестве аксессуарных минералов присутствуют сфен, количество которого заметно увеличивается в кварцевых диоритах Цейского массива, апатит, циркон, рутил. Рудные минералы, выделенные из шлик-протолочек, представлены ильменитом, магнетитом, арсенопиритом,

из габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочле-

Биотит	Хлорит	Актинолит	Рудный минерал	Пренит-эпидот	Сфен	Апатит
Нет	6,0	0,7	3,0	0,3	Нет	0,7
"	5,2	1,0	3,4	—	"	0,8
"	13,4	4,4	2,6	2,0	"	0,6
"	8,3	Нет	3,4	Нет	"	0,4
"	9,3	3,1	2,9	0,3	"	0,5
"	6,0	1,1	2,7	0,2	"	0,4
"	7,3	Нет	1,4	2,2	0,5	Нет
"	1,2	"	1,6	4,3	0,5	"
3,5	3,6	"	1,5	0,9	0,2	0,2
17,2	Нет	"	2,2	Нет	0,4	0,2
20,0	"	"	1,2	1,2	0,3	0,2
20,3	2,8	"	Нет	1,9	2,5	Нет
21,3	0,8	"	"	2,1	2,3	1,9

Таблица 38

Химический состав диоритов и кварцевых диоритов из габбро-гранитной склона, по данным автора и [144, 195], вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Диорит, прорванный гранодиоритом, верховья р. Авадхары	52,28	2,29	16,22	1,30	8,06	0,21	4,04
Роговообманковый диорит, р. Авадхара	54,09	1,57	16,40	2,59	6,70	0,08	5,00
То же, оз. Верхний Кардывач	54,31	1,51	16,82	2,11	4,58	0,13	4,54
То же, перевал Кутахеку	55,73	1,40	16,30	2,81	5,03	0,13	4,07
То же, истоки р. Лаштрак	57,85	1,45	16,99	2,56	5,99	0,16	2,40
То же, истоки р. Авадхары	57,62	1,85	15,92	2,09	5,6	0,13	2,46
Дайка микродиорита в габбро, истоки р. Мзымты	56,43	1,70	14,78	3,46	8,38	0,28	1,71
Гибридные габбро-диориты в контакте с ксенолитом габбро, р. Авадхара	52,93	1,60	16,01	2,25	7,73	0,15	4,36
То же, бассейн р. Авадхары	52,76	1,42	15,02	2,19	6,93	0,15	5,47
Гибридный диорит в контакте габбро с розовым гранитом, р. Авадхара	53,78	1,60	16,94	2,29	5,82	0,14	4,15
Гибридный гранодиорит в контакте диорита и гранита, оз. Кардывач	66,40	0,60	16,10	2,18	2,84	0,09	0,55
Роговообманковый кварцевый диорит, Цейский массив	65,02	0,40	16,85	0,47	2,37	0,08	2,37
То же, там же	62,62	0,60	18,02	1,40	2,88	0,08	1,28
" "	68,17	0,18	14,03	1,23	2,70	0,10	1,62
Биотит-роговообманковые кварцевые диориты, Цейский массив	67,00	0,20	13,45	1,24	3,60	0,12	2,17
То же, там же	66,22	0,18	14,05	1,43	2,70	0,10	1,20
" "	67,92	0,02	13,69	1,86	5,04	0,08	0,88
Биотитовые кварцевые диориты, Цейский массив	65,90	0,36	17,19	0,07	2,66	0,09	2,23
То же, там же	61,84	0,32	20,64	0,09	1,98	0,09	1,87
" "	64,51	0,60	15,66	2,01	3,06	0,14	1,65

формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
5,71	4,26	2,13	0,13	2,61	0,88	He опр.	He опр.	—		100,12
6,90	2,92	1,52	He опр.	0,72	0,5	0,1	0,25	1,64		99,70
7,50	5,53	0,87	0,24	1,97	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.		100,11
4,62	6,47	1,49	0,40	1,53	"	"	"	"		99,98
6,20	4,00	0,58	He опр.	0,41	0,5	0,1	0,37	1,22		99,66
4,85	4,52	2,02	"	0,61	0,5	0,11	0,42	2,14		99,73
5,53	5,04	1,92	"	He опр.	He опр.	He опр.	0,70	0,64		100,54
6,44	4,30	1,76	"	"	"	"	He опр.	2,01		99,54
8,17	3,70	1,54	"	"	"	"	"	2,89		100,24
6,85	4,59	1,96	0,25	1,68	"	"	"	He опр.		100,28
3,33	4,96	1,92	He опр.	He опр.	"	"	0,15	0,57		99,69
4,48	4,50	0,84	0,20	"	"	Сл.	0,37	2,12		100,07
3,50	4,00	1,90	0,47	"	"	0,70	0,11	1,97		99,93
3,22	7,00	1,00	0,13	0,17	"	Нет	0,14	0,39		100,05
4,20	5,40	1,80	0,13	0,17	"	"	0,16	0,13		100,05
4,55	5,10	2,30	0,25	0,85	"	"	0,14	0,92		99,99
3,08	5,50	1,60	Нет	0,62	"	"	0,09	0,14		100,03
3,20	5,47	0,88	0,08	He опр.	"	0,33	0,44	1,32		100,19
5,21	4,38	1,44	0,13	"	"	0,47	0,45	0,67		100,18
3,36	7,00	1,66	0,06	"	"	Нет	0,23	0,12		100,14

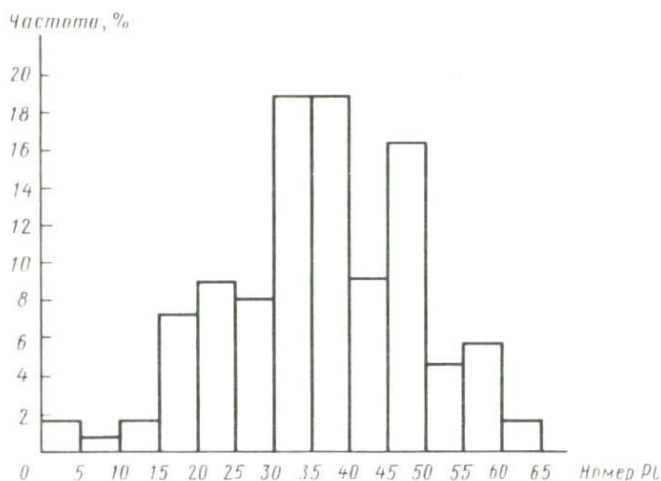


Рис. 14. Гистограмма частот встречаемости плагиоклазов разного состава в диоритах габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона (по данным 138 замеров на федоровском столике)

баритом, пиритом и молибденитом. Наиболее распространены из них магнетит и ильменит.

Плагиоклаз образует, как правило, идиоморфные кристаллы, часто резко зональные. На рис. 14 показана частота встречаемости плагиоклазов разного состава в диоритах и кварцевых диоритах рассматриваемой формации. На диаграмме видно, что наиболее распространены плагиоклазы состава андезина (№ 30–50). Ядровые части плагиоклазов, как правило, содержат больший процент анортитовой составляющей (№ 55–65), а периферические участки зональных зерен отвечают по составу олигоклазу или даже альбиту (№ 5–25). Характер кривой распределения плагиоклазов по составу приближается к нормальному "гауссовскому" с одним максимумом. Нисходящие части кривой распределения, с одной стороны, характеризуют составы плагиоклазов габбро, а с другой — гранитов.

Центральные части зерен плагиоклаза значительно сосюритизированы и серицитизированы, а периферические — более свежи. В ряде случаев установлено разъедание плагиоклаза микроклином и кварцем (особенно это характерно для гибридных диоритов и кварцевых диоритов).

Пироксен представлен моноклинной разновидностью типа альбита. По оптическим свойствам, приведенным в табл. 39, нанесены точки (состав пироксенов) на треугольную диаграмму, в которой показано соотношение между $Mg : (Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn) : Ca$ (см. рис. 12). На этой же диаграмме нанесен состав пироксенов из габбро описываемой формации. Пироксены диоритов, как видно на диаграмме, постепенно меняют свой состав по сравнению с пироксенами габбро в сторону увеличения содержания железа и кальция за счет уменьшения содержания магния. Обычны случаи замещения пироксена бурой и зеленой роговыми сбманками.

Таблица 39

Оптические свойства пироксенов из диоритов и кварцевых диоритов габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения зоной Южного склона [106]

Порода, место взятия	cNg	$+2V$	Ng	Nm	Np
Среднезернистый диорит, верховья р. Авадхары	41	51	1,708	1,698	1,696
То же	39	54	1,711	1,702	1,688
"	38	53	1,714	1,703	1,690
То же, верховья р. Мзымты	43	49	1,704	1,694	1,680
Мелкозернистые гибридные диориты, бассейн р. Авадхары	39	58	1,716	1,702	1,692
То же	39	56	1,712	1,697	1,685
То же, бассейн р. Мзымты	40	54	1,712	1,701	1,685
Ксенолит диорита в граните, верховья р. Авадхары	40	49	—	—	—
Диорит перевала Кутахеку	39	54	1,711	1,700	1,683

Амфиболы представлены бурой и зеленой роговыми обманками, а также актинолитом. Бурая и зеленая роговые обманки образуют самостоятельные выделения и развиваются по пироксену. Устанавливается четкая последовательность в образовании темноцветных минералов: пироксен замещается сначала бурой, а уж потом зеленой роговой обманкой. Нередки случаи, когда самостоятельные зерна бурой роговой обманки замещаются зеленой, которая в свою очередь замещается либо актинолитом, либо обесцвеченным биотитом. Актинолит наиболее часто встречается в гибридных разновидностях диоритов, претерпевших позднюю альбитизацию и окварцевание. Помимо актинолита, зеленая роговая обманка может замещаться хлоритом и эпидотом. Для диоритов и кварцевых диоритов Цейского массива характерно замещение зеленой роговой обманки сфеном.

На диаграмме (рис. 15) в координатах — угол ($-2V$) и показатель преломления Ng — нанесены точки, соответствующие этим константам бурых и зеленых роговых обманок в габбро, диоритах и гранитах исследуемой формации. На графике достаточно отчетливо видно, что бурые роговые обманки габбро, диоритов и гранитов по оптическим свойствам представляют собой непрерывный ряд, в котором показатель преломления по Ng и отрицательный $2V$ увеличиваются от роговых обманок габбро к роговым обманкам в гранитах. Эта же тенденция характерна и для зеленых роговых обманок, которые составляют свой

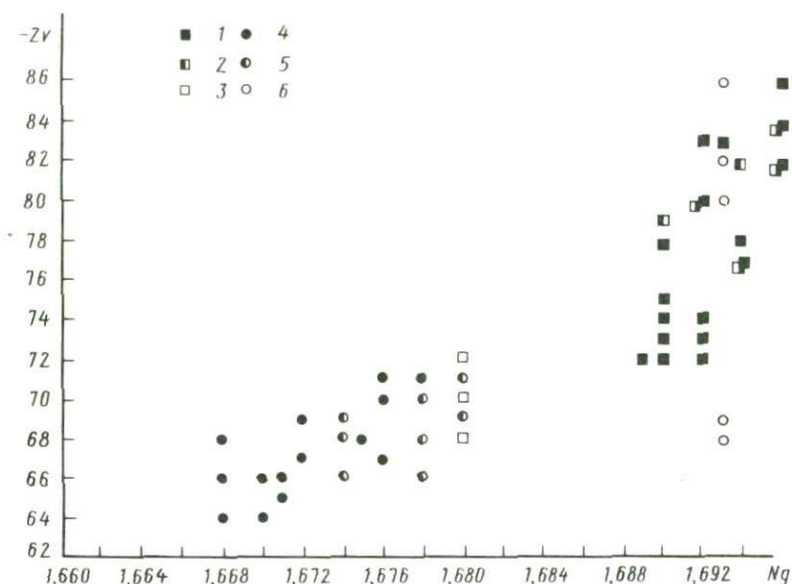


Рис. 15. Роговые обманки в породах габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области его сочленения с зоной Южного склона

1 — зеленые роговые обманки из габбро; 2 — то же, из диоритов; 3 — то же, из гранитов; 4 — бурые роговые обманки из габбро; 5 — то же, из диоритов; 6 — то же, из гранитов

по оптическим свойствам самостоятельный от бурых роговых обманок ряд.

Как известно, на изменение показателя преломления роговых обманок наиболее существенное влияние оказывает замещение Mg на Fe^{+2} . С увеличением содержания Fe^{+2} показатели преломления увеличиваются. В том же направлении (только в меньшей степени) изменяется показатель преломления при замещении Mg на Al. В табл. 34 приведен химический состав роговых обманок из пород рассматриваемой формации. Эти данные свидетельствуют о том, что наиболее значительные изменения в составе роговых обманок при переходе от габбро к гранитам испытывают соотношения Mg: Fe^{+2} . Наблюдающиеся изменения оптических свойств роговых обманок, показанные на графике (см. рис. 15), вероятнее связывать с увеличением содержания Fe^{+2} за счет Mg от габбро к граниту и от ранних бурых роговых обманок к поздним — зеленым. На треугольной диаграмме в координатах $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - CaO$ нанесены точки, отвечающие составам роговых обманок в породах рассматриваемой формации. На диаграмме отчетливо видно изменение состава роговых обманок из габбро, диоритов и гранитов, состоящее в увеличении суммарного железа за счет уменьшения MgO и CaO

При рассмотрении графика изменения оптических свойств роговых обманок (см. рис. 15) вырисовывается еще одна деталь. Показатели

преломления зеленых роговых обманок из габбро, диоритов и гранитов близки между собой. Это обстоятельство может свидетельствовать о том, что образование зеленых роговых обманок близкого состава в габбро, диоритах и гранитах происходило синхронно в гидротермально-метасоматическую стадию становления всей габбро-гранитной формации.

Биотит, как правило, образуется за счет роговой обманки и часто сам замещается хлоритом. Количество его в диоритах и кварцевых диоритах Санчарского и Кардывачского массивов невелико. В цейских кварцевых диоритах и гранодиоритах биотит присутствует в заметно большем количестве (здесь он ассоциирует со сфеном). По биотиту, помимо хлорита, развиваются минералы группы эпидота.

Кварц представлен двумя генерациями. Одна из них отличается большей прозрачностью и образует мелкие ксеноморфные зерна, располагающиеся в интерстициях между ранними выделениями плагиоклаза, пироксена и бурой роговой обманки. Это собственно магматический кварц. Количество его незначительно в диоритах и увеличивается в кварцевых диоритах и гранодиоритах. Вторая генерация — более крупные мутные зерна, переполненные газово-жидкими включениями, — замещает нередко плагиоклаз, развивается вдоль трещинок в породе. Это поздний, гидротермальный кварц. Количество его наиболее велико в интенсивно окварцованных и нередко альбитизированных породах, в которых кварц и альбит замещают все другие минералы.

Микроклин-пертит присутствует в небольшом количестве в гибридных разновидностях, образуя краевые оторочки у плагиоклазов, или замещает плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, реже — рутилом, лейкоксеном, магнетитом и совсем редко флюоритом (обнаружен только в шлих-протолочках).

ГРАНИТЫ

Граниты слагают отдельные интрузивные тела в пределах Кардывачского массива, почти весь Наурский массив, представляющий собой межформационное пластообразное тело [11], а также образуют дайки близ перевала Бак. Граниты Кардывачского массива прорывают метаморфические сланцы нижнего палеозоя, аргиллиты лейаса и послебайосские габбро и диориты. Гранитоиды Наурского массива контактируют с гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами Буульгенской серии нижнего палеозоя. Г.Л. Асатиани отмечает, что в контактовой с гранитоидами зоне кристаллические сланцы интенсивно альбитизированы и милонитизированы, причем мощность зоны катаклаза и милонитизации достигает 50–100 м [11]. Гранитоидные дайки Бакского перевала прорывают глинистые сланцы лейаса (при этом в эндоконтактной зоне гранитоидов обнаруживаются многочисленные ксенолиты вмещающих аргиллитов), а также послелейасовые диабазы. Экзоконтактные зоны превращены в роговики. Между диоритами и гранитами в Кардывачском массиве можно обнаружить переходные по составу разновидности. Между тем граниты отчетливо прорывают диориты и габбро в верховьях рек Мзымты, Авадхары и на хребте Аджара.

Наблюдаемые взаимоотношения между гранитоидами и вмещающими их аргиллитами лейаса, а также диабазы байоса определенно свидетельствуют о послебайосском возрасте гранитоидов. Взаимоотношения между гранитами и прорванными ими диоритами и габбро указывают на более позднее время образования гранитов. В табл. 32 приведены результаты датирования гранитов описываемой формации К-Аг методом. По валовым пробам серых роговообманковых гранитов бассейна р. Авадхары, а также по кварц-полевошпатовой фракции из них А.Г. Гурбановым получен возраст 85 ± 5 млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН СССР). По гранодиоритам бассейна р. Авадхары А.М. Борсуком в той же лаборатории получены цифры 176 ± 10 млн. лет. По розовым пегматоидным гранитам р. Синеокой А.Г. Гурбанов приводит цифры от 41 ± 3 до 77 ± 4 млн. лет, а по щелочным гранитам — (К-Na полевоому шпату) 85 ± 4 и 82 ± 3 млн. лет. Между тем по рибекиту из этих же щелочных гранитов А.Г. Гурабановым получены цифры 178 ± 12 млн. лет. Анализ радиологических дат, приведенных в табл. 32, свидетельствует о том, что время образования гранитов, по-видимому, следует относить к интервалу между байосом и концом верхней юры. Цифра 178 ± 12 млн. лет, полученная по рибекиту, близка к истинному возрасту гранитов. После своего образования часть гранитов претерпела аргонное омоложение в низах верхнего мела (даты 89, 85, 82 млн. лет), а часть — в палеогене (40–50 млн. лет). Изменение первоначальных аргон-калиевых отношений фиксируется в полевошпатовой фракции из гранитоидов (особенно в К-Na полевых шпатах). Время аргонного омоложения гранитов как в первом, так и во втором случае совпадает с возрастом даек субщелочных габброидов (эссекситы и кринаниты верхнего мела и палеогена), пересекающих граниты. Внедрение этих даек служило причиной не только аргонного омоложения гранитов, находящихся в зоне термического влияния высокотемпературных щелочно-базальтоидных расплавов, но частично вызвало и повторное избирательное плавление гранитоидов.

В ряде случаев в зонах эндоконтактов гранитов, прорывающих диориты и габбро, содержится большое количество ксенолитов, прорванных пород. Ксенолиты в разной степени переработаны. Между ксенолитами габбро или диорита и вмещающим их гранитом наблюдается гамма постепенных переходов через породы гибридного состава с меняющимися количественными соотношениями между фемическими и салическими минералами. Иногда от ксенолитов габбро или диоритов остаются лишь шлиры, состоящие из уралитизированной роговой обманки. Нередки случаи, когда эндоконтактовая зона гранита, прорывающего габбро, содержит большое количество ксенолитов, длинные оси которых ориентированы вдоль плоскости контакта. На водоразделе рек Авадхары и Цахва, в верховьях р. Авадхары, а также на склонах хребта Аджара (Кардывачский массив) можно наблюдать как гранитный материал по трещинам, направление которых согласно с главным направлением трещиноватости в габбро, проникает в массивы габбро в виде жил и прожилков. Мощность таких жил сильно варьирует (от 1,5–2 м до нескольких сантиметров). Островки габбро, заключенные между жилами гранита, обычно имеют резко удлинённую форму.

Среди гранитоидов описываемой формации можно различить несколько разновидностей, отличающихся количественными соотношениями между породообразующими минералами. Наиболее распространенная разновидность — серый роговообманковый гранит. Этой разновидностью сложены наиболее крупные интрузивные тела Кардывачского массива (верховья рек Авадхары, Мзымты, хребта Аджара). Роговообманково-биотитовые гранитоиды образуют пластообразное, интрузивное тело в верховьях р. Бзыби (Наурский массив). Значительно менее распространены пегматоидные граниты, которыми сложены маломощные интрузивные тела и дайки, прорывающие роговообманковые и биотит-роговообманковые разновидности.

А.Г. Гурбановым [143] обнаружена и описана новая разновидность гранитоидов в пределах Кардывачского массива — щелочные эгирин-арфведсонитовые граниты. Щелочные граниты слагают небольшой (350 x x 50 м) массив, пространственно приуроченный к северо-западной окраине самого крупного в пределах Кардывачского массива гранитоидного тела, расположенного в долине р. Синеокой. А.Г. Гурбанов отмечает, что между щелочными гранитами и роговообманковыми наблюдаются постепенные переходы. Помимо указанных разновидностей, в пределах Кардывачского, Наурского и Эцерского (Бакского) массивов распространены интенсивные альбитизированные граниты и породы, превращенные в лейкократовые альбититы. Чаще всего альбититы слагают маломощные дайки и жильные тела, приуроченные к зонам наиболее интенсивного дробления и милонитизации.

Главные породообразующие минералы гранитов — плагиоклаз, К-Na полевой шпат, кварц, бурая и зеленая роговые обманки, биотит (в биотит-роговообманковых разновидностях). В щелочных гранитах присутствуют эгирин, рибекит и арфведсонит. В табл. 40 приведен количественный минеральный состав главных разновидностей гранитов, а в табл. 41 — химический состав.

Плагиоклаз представлен идиоморфными кристаллами, среди которых иногда встречаются зональные индивиды. На рис. 16 показана частота встречаемости плагиоклазов разного состава. Максимум приходится на состав, отвечающий альбит-олигоклазу № 5—10. В зонах кристаллов ядровые части сложены андезином (№ 30—35). Состав плагиоклазов меняется от роговообманковых гранитов к пегматоидным в сторону заметного увеличения альбитовой составляющей. Наиболее обогащены альбитовой составляющей щелочные граниты. Помимо интрателлурических выделений плагиоклаза в пегматоидных и щелочных разновидностях гранита присутствует шахматный альбит, образовавшийся в процессе автометасоматической переработки гранита. Крупные зерна плагиоклаза, как правило, значительно серицитизированы.

К-Na полевой шпат образует зерна, отличающиеся значительно меньшим идиоморфизмом, чем кристаллы плагиоклаза. Характер взаимоотношений его с плагиоклазом указывает на более позднее выделение К-Na полевого шпата. На рис. 17 нанесены точки, отвечающие оптическим свойствам К-Na полевых шпатов из гранитов описываемой формации, на диаграмму А.С. Марфунина [235]. По составу большая часть

Т а б л и ц а 40

Количественный минеральный состав гранитов из габбро-гранитной фора по данным автора и [230, 168, 11, 144], объемн. %

Порода, место взятия	Плагиоклаз	К-На полевой шпат	Микропегматит	Кварц	Роговая обманка
Гранит пегматоидный, верховья р. Авадхары	25,8	22,5	21,3	22,4	Нет
Гранит серый роговообманковый, там же	26,4	28,7	4,5	22,7	8,5
Гранит серый роговообманковый, верховья р. Мзымты	29,4	28,9	14,3	22,3	3,9
Гранит серый роговообманковый, бассейн р. Мзымты	28,7	24,6	9,0	27,9	4,5
То же	30,2	20,6	8,6	30,7	5,6
Гранит серый роговообманковый, гора Аджара	29,8	21,2	7,6	30,1	6,4
Гранит розовый пегматоидный, водораздел рек Мзымты и Авадхары	29,5	18,5	13,4	28,6	Нет
То же, там же	29,7	18,1	17,3	25,8	"
"	29,7	18,0	14,1	29,6	"
"	26,3	18,1	18,1	28,2	"
То же, оз. Кардывач	18,1	14,0	58,7	5,4	"
Щелочной гранит, р. Си-неокая	23,3	31,2	Нет	30,3	"
То же, там же	24,7	30,7	Нет	29,2	"
"	23,9	31,5	Нет	31,5	"
Микропегматитовый гранит, перевал Бакский	8,64	19,14	64,85	5,29	"
Роговообманковый серый гранит, перевал Бакский	31,15	14,53	Нет	31,11	19,83
То же, там же	41,21	15,21	"	37,91	Нет
"	51,15	14,06	"	32,03	5,76
Роговообманково-биотитовый гранит, Наурский массив, верховья р. Бзыби	44,0	15,00	"	18	7
То же, там же	50	12	"	20	6

исследованных К-На полевых шпатов заключена в интервале $Or_{90}Ab_{10} - Or_{80}Ab_{20}$. Значительно меньшая часть зерен занимает соседний интервал — $Or_{80}Ab_{20} - Or_{60}Ab_{40}$. На рис. 18 показаны вариации величины угла оптических осей в рассматриваемых К-На полевых шпатах. На графике четко выделяется два максимума. Первый, меньший, отвечает значениям $-2V = 65-70^\circ$, второй, больший, — $75-80^\circ$. Первый максимум

мации J_{2-3} зоны Главного хребта и области сочленения с зоной Южного склона,

Биотит	Эгирин	Рибекит	Арфведсонит	Хлорит и актинолит	Карбонат	Эпидот	Рудные	Акцессорные
Нет	Нет	Нет	Нет	6,2	Нет	Нет	1,5	0,6
"	"	"	"	Нет	6,4	"	2,0	0,8
"	"	"	"	"	Нет	"	0,8	0,5
"	"	"	"	1,2	2,3	"	1,2	0,6
"	"	"	"	2,1	0,4	"	1,0	0,8
"	"	"	"	1,7	1,2	"	1,5	0,5
"	"	"	"	6,6	Нет	"	2,2	1,2
"	"	"	"	5,6	"	"	2,7	0,8
"	"	"	"	6,1	"	"	1,9	0,6
"	"	"	"	6,3	"	"	1,9	0,5
"	"	"	"	3,4	"	"	0,2	0,2
"	4,3	3,1	1,4	Нет	"	"	5,0	1,0
"	4,1	4,7	1,2	"	"	"	4,0	1,4
"	3,7	5,1	0,8	"	"	"	3,0	1,7
"	Нет	Нет	Нет	0,79	"	1,29	Нет	Нет
"	"	"	"	Нет	"	3,38	"	"
Нет	"	"	"	"	1,58	4,09	"	"
"	"	"	"	"	Нет	7,00	"	"
6	"	"	"	5	2	2	"	"
6	"	"	"	5	2	1	"	"

отвечает менее упорядоченным, более высокотемпературным К-Na полевым шпатам, обладающим микропертитовой структурой и большей степенью суммарной оптической моноклинности, которая определялась нами по величине угла погасания на плоскости (010) [\perp (001) $< Nm$]. Для К-Na полевых шпатов второго максимума характерны более грубые структуры пертитов распада и в ряде случаев хорошо наблюдаемая

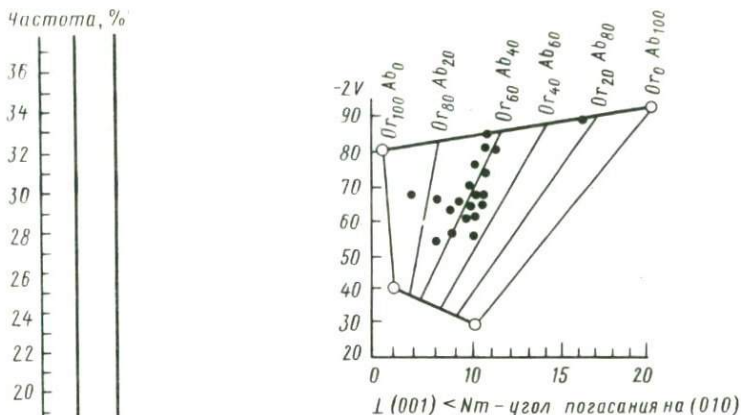
Таблица 41

Химический состав гранитов из габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны автора и [144, 168], вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Серый гранит, р. Авадхара	72,36	0,37	13,44	0,79	1,18	0,03	0,51
Серый гранит, исто- ки р. Безымянки	70,55	0,37	14,39	0,86	1,85	0,05	0,45
Серый гранит, оз. Верхний Кар- дывач	71,95	0,31	13,65	0,31	2,15	0,06	0,66
То же, там же	71,03	0,29	14,06	0,63	3,09	0,02	0,55
Серый контаминиро- ванный гранит, вер- ховья р. Авадхары	68,25	0,49	15,33	1,19	2,85	0,07	0,59
Серый гранит, оз. Кардывач	73,92	0,36	13,13	0,52	2,39	0,04	0,33
Гранит микропег- матитовый, Бак- ский перевал	74,84	0,14	13,24	0,36	1,12	0,01	0,79
Промежуточный тип гранита между серым и розовым пегматоидным, водораздел рек Мзымты — Авадхары	68,90	0,38	12,36	1,34	3,52	0,11	0,46
То же, верховья р. Мзымты	68,85	0,50	14,94	0,64	2,76	0,03	0,70
Розовый пегмато- идный гранит, исто- ки р. Авадхары	72,34	0,23	14,44	0,91	1,47	0,04	0,74
То же, среднее те- чение р. Синеокая	72,37	0,24	13,0	0,95	2,59	0,02	0,84
То же, там же	72,70	0,21	13,30	0,92	2,02	0,03	0,35
" перевал Кутахеку	72,16	0,26	13,70	0,98	2,10	0,03	0,28
То же, истоки р. Авадхары	69,64	0,44	13,84	1,33	2,13	0,04	0,53
То же, истоки р. Мзымты	69,27	0,34	15,30	0,42	2,69	0,03	0,60
Щелочный гранит, р. Синеокая	75,30	0,17	11,0	2,53	1,41	0,06	0,42
То же, там же	75,52	0,09	10,71	2,24	1,72	0,05	—
" "	75,14	0,14	10,23	2,08	1,69	0,06	0,28

Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона, по данным

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
	1,20	4,79	4,24	Нет	0,81	Нет	Нет	Нет	99,72
	1,51	5,20	4,29	0,16	0,36	0,11	"	0,02	100,22
	1,56	5,51	1,23	0,06	1,15	0,99	0,15	Нет	99,71
	0,53	4,10	3,94	Не опр.	1,4	0,5	Не опр.	0,06	99,76
	2,53	4,96	2,96	"	0,68	Не опр.	0,1	Не опр.	99,9
	0,52	4,56	3,19	Нет	0,91	"	Не опр.	0,14	100,01
	0,76	3,84	4,58	0,80	0,47	"	"	Не опр.	100,02
	0,24	5,22	3,57	0,33	0,60	2,10	0,02	0,02	99,67
	1,74	4,64	2,64	Не опр.	2,23	0,90	0,1	0,09	99,76
	0,83	4,72	4,08	"	0,39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,19
	0,59	4,50	3,95	"	0,65	"	"	"	99,68
	0,25	5,14	3,80	0,32	0,58	"	"	0,09	99,71
	0,47	4,85	4,10	0,35	0,67	"	"	Не опр.	99,93
	1,75	4,48	4,00	0,09	0,83	0,84	Сл.	0,03	100,02
	0,65	4,40	4,50	Не опр.	1,46	0,5	Не опр.	Не опр.	99,71
	0,21	3,96	4,14	"	0,3	Не опр.	"	"	99,5
	0,16	4,96	4,47	"	0,34	0,04	0,02	0,02	100,34
	0,28	4,89	4,53	"	0,18	0,25	Не опр.	Не опр.	99,75

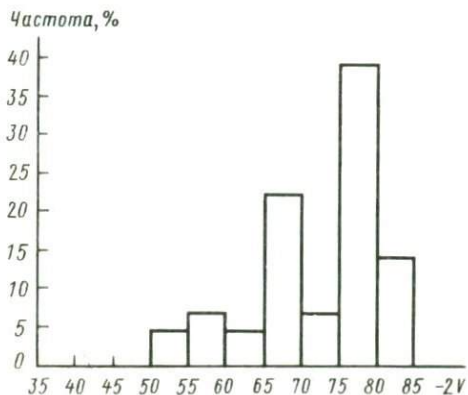


Р и с. 17

Р и с. 16

Р и с. 16. Гистограмма частот встречаемости плагиоклазов разного состава в гранитах габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области его сочленения с зоной Южного склона (по данным 160 замеров на федоровском столике)

Р и с. 17. Состав К-Na полевых шпатов гранитов из габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона по оптическим свойствам



Р и с. 18. Вариации величины угла $-2V$ в К-Na полевых шпатах гранитов габбро-гранитной формации J_{2-3} зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона

Таблица 42

Оптические свойства щелочных пироксенов и амфиболов [143]

Минерал, порода, место взятия	$c : Ng$ ($c : Np$)	$-2 V$	Ng	Nm	Np	$Ng-Np$	Плеохроизм
Эгирин-авгит из щелочного гранита, р. Синеокая	10	74	1,782	1,754	1,736	0,046	Ng — зеленова-то-бурый Nm — желтова-то-зеленый Np — ярко-зеленый
Эгирин, там же	4	66	1,824	1,800	1,772	0,052	Ng — желтова-то-бурый
То же	6	68	1,826	1,802	1,776	0,050	Nm — травянисто-зеленый Np — темно-зеленый
Арфведсонит, там же	26	48	1,708	1,704	1,700	0,008	Ng — зеленова-то-синий Nm — буро-желтый
То же	24	54	1,706	1,701	1,696	0,010	Np — темно-сине-зеленый
Рибекит из щелочного гранита, р. Синеокая	9	65	1,712	1,705	1,698	0,014	Ng — темно-зеленый Nm — светло-синий Np — цвета берлинской лазури

под микроскопом система двойникования в виде микроклиновой решетки. К-Na полевые шпаты второго максимума наиболее развиты в пегматоидных и щелочных гранитах. В пегматоидных гранитах широко развиты микрографические сростания К-Na полевого шпата и кварца. Для пегматоидных и щелочных гранитов нередки случаи, когда зерна К-Na полевых шпатов окаймлены узкой оторочкой позднего альбита. Такой же альбит образует мелкие ксеноморфные зерна, расположенные в интерстициях между другими минералами. Для этих зерен характерны структуры, присущие шахматному альбиту.

Роговая обманка в гранитах представлена так же, как и в ранее описанных породах формации (габбро и диоритах), двумя разновидностями — бурой и зеленой. Количество роговой обманки резко убывает от роговообманковых и биотит-роговообманковых гранитов к пегматоидным и щелочным разновидностям. Бурая роговая обманка — более ранняя и менее распространенная — замещается зеленой, а также акти-

Таблица 43

Химический состав щелочных пироксенов и амфиболов [144]. Анализы

Минерал, порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO
Рибекит из щелочного гранита, р. Синеокая	49,91	1,37	0,42	34,69
Арфведсонит, там же	52,76	1,13	0,28	36,03
Рибекит, там же	50,17	1,52	0,30	35,33
Эгирин, там же	53,02	1,42	0,23	29,77
То же	53,00	0,55	0,28	31,06
"	52,74	1,15	0,21	30,31

нолитом и хлоритом. Зеленая роговая обманка, развиваясь по бурой, образует и самостоятельные кристаллы, также замещающиеся актинолитом и хлоритом. На рис. 15 в координатах ($-2 V$) и Ng показано изменение оптических свойств бурых и зеленых роговых обманок от габбро рассматриваемой формации к гранитам. В табл. 43 приведен состав роговых обманок, а на рис. 13 показано изменение их состава от габбро к гранитам в пределах описываемой формации. В разделе, посвященном описанию диоритов, уже указывалось на то, что по составу и оптическим свойствам роговые обманки габбро, диоритов и гранитов представляют собой непрерывный ряд, в котором закономерно увеличивается содержание железа за счет магния и кальция. Роговые обманки гранитов представлены крайними членами этого ряда, наиболее обогащенными железом. В том же разделе отмечалось также, что по составу и оптическим свойствам зеленые роговые обманки из габбро, диоритов и гранитов близки между собой. Эта особенность наиболее отчетливо проявляется на графике оптических свойств (см. рис. 15) и может свидетельствовать об образовании зеленых роговых обманок во всех породах формации в результате процессов метасоматического замещения, развивавшихся на поздних стадиях становления всей формации.

К важным в петрогенетическом отношении минералам, впервые обнаруженным и описанным в гранитоидах Кардывачского массива А.Г. Гурбановым [143], относятся эгирин, эгирин-авгит, рибекит и арфведсонит. Указанные минералы характерны для щелочных разновидностей гранитов. Однако в розовых пегматоидных гранитах Кардывачского массива тем же автором установлено присутствие незначительного количества эгирин-авгита. А.Г. Гурбанов [143] отмечает, что эгирин-авгит в виде единичных зерен установлен в дайке пегматоидного гранита, находящегося в контакте с меловым эссекситом. Эгирин-авгит образует здесь удлиненные пластинчатые кристаллы ярко-зеленого цвета ($2 V = -72^\circ$, $c : Np = 13^\circ$, плеохроизм по Ng — зеленовато-бурый, по Nm — желтовато-зеленый, по Np — ярко-зеленый). В розовых пегматоидных гранитах на контакте с рассекающим их прожилком апатита А.Г. Гурбановым обнаружены также единичные зерна рибекита (окраска зерен густо-синяя, $2 V = 63-65^\circ$, $c : Np = 8-10^\circ$, плеохроизм по Ng — желтовато-зеленый, по Nm — светло-синий, по Np — цвета берлинской лазури).

выполнены в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе типа "Сатеса"

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
	1,56	Не обн.	0,71	9,51	2,61	100,78
	1,61	"	0,43	8,03	1,63	101,90
	2,27	"	0,46	8,85	1,71	100,61
	0,05	"	0,28	14,64	Не обн.	99,41
	Не обн.	"	0,18	14,08	Вкл.	99,15
	0,6	"	0,26	14,58	Не обн.	99,31

Эгири и эгири-авгит в щелочных гранитах р. Синеокой, по данным А.Г. Гурбанова, представлен удлиненными пластинчатыми кристаллами (0,7–2,5 мм в длину), в различной степени замещенными щелочными амфиболами. Оптические свойства эгирина приведены в табл. 42, а состав — в табл. 43. При минералогическом изучении шлик-протолок щелочного гранита на зернах зеленого эгирина обнаружены характерные светло-коричневые аплитовые "головки". При замещении эгирина амфиболом образуются выделения гематита, эпидота, а иногда и сфена.

Рибекит образует в щелочных гранитах удлиненные, лишенные кристаллических окончаний зерна размером 0,3–4 мм; окраска синяя; часто замещает зерна эгирина, развиваясь вокруг них в виде реакционных кайм. Оптические свойства и химический состав приведены соответственно в табл. 36 и 37.

Арфведсонит встречается значительно реже рибекита, образует удлиненные, лишенные кристаллических окончаний пластины длиной 0,4–6 мм; отличается густой синей окраской. А.Г. Гурбанов изучал этот минерал в тонких прозрачных шлифах, причем оптическую диагностику подтвердил данными рентгеноструктурного анализа [143].

С щелочными амфиболами часто ассоциируют скопления гематита, волокнистые агрегаты астрофиллита, зерна циркона концентрического строения, изредка кристаллики флюорита.

Астрофиллит образует скопления волокнистых зерен желтого цвета, ассоциирующих обычно с рибекитом, реже — с эгирином, $-2V = 72-75^\circ$, $N_g = 1,732$, $N_m = 1,703$, $N_p = 1,679$. Плеохроизм N_p — лимонно-желтый, N_m — оранжево-желтый, N_g — золотисто-желтый.

Кварц присутствует в гранитоидах как в виде отдельных ксеноморфных зерен, отличающихся волнистым погасанием, так и в гранофировых сростках с полевым шпатом. Количество гранофировых сростаний незначительно в роговообманковых гранитах и резко увеличивается в пегматоидных, составляя их отличительную особенность.

В качестве акцессорных минералов в гранитах присутствуют сфен, ортит, апатит, циркон, единичные зерна граната, флюорита и рутила. Количество флюорита заметно увеличивается в щелочных гранитах. А.Г. Гурбанов обнаружил и описал в щелочных гранитах характерную для них форму выделения циркона, образующего концентрически-зо-

нальные шарики белого, желтоватого и красно-бурого цвета, выделенные из шлик-протолок. Такими концентрически-зональными округлыми зернами циркона нередко обрастают кристаллы кварца и стенки пустот в породе. Особенности расположения зерен концентрически-зонального циркона указывают на его гидротермальное происхождение.

Из рудных минералов в гранитах присутствуют магнетит, ильменит, единичные зернышки касситерита, барита, галенита, сфалерита, молибденита и блеклой руды, выделенные из шлик-протолок крупных проб.

АПЛИТЫ, ГРАНИТ-ПОРФИРЫ И ЖИЛЬНЫЕ АЛЬБИТОФИРЫ

В пределах Кардывачского массива (бассейн рек Мзымты и Авадхары); а также в Эцерском массиве (у перевала Бак, в бассейне р. Долры) широко распространены дайки и межпластовые залежи интенсивно альбитизированных аплитовидных гранитоидов, гранит-порфиров, а также дайки и жильные тела альбитофиров. По взаимоотношениям этих пород с прорванными ими диоритами и гранитами описанных выше разновидностей, альбитизированные аплиты, гранит-порфиры и жилы альбититов представляют собой наиболее поздние образования. Обычно это породы лейкократовые, мелкозернистой структуры. Аплиты и гранит-порфиры образуют дайки и жильные тела и состоят из альбит-олигоклаза (№ 5—15), небольшого количества высокоупорядоченного K-Na полевого шпата типа микроклина, в большинстве случаев замещенного альбитом, для которого характерны шахматные структуры. Широко развиты пертиты замещения.

Т а б л и ц а 44

Химический состав аплитов, гранит-порфиров и альбититов по данным автора

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Альбитизированный аплит, дайка, р. Лашипсе	74,30	0,19	13,56	0,91	0,71	0,05	0,60
Альбитизированный гранит-порфир, дайка в верховьях р. Авадхары	75,6	0,28	12,92	0,68	0,92	0,03	0,67
Окварцованный аплит, дайка, истоки р. Безымянной	82,63	0,32	9,20	0,48	0,70	0,12	0,45
Альбитит, жила, бассейн р. Авадхары	75,44	0,32	14,38	0,30	0,87	0,02	0,16
Альбитит, маломощная жила, оз. Кардывач	75,50	0,31	13,52	0,51	0,85	0,05	0,28
Альбитит, жила рвущая гранит у перевала Бак	72,52	0,40	14,84	0,31	2,31	Нет	0,57

Как правило, описываемые породы подверглись интенсивному окварцеванию. Ксеноморфные зерна кварца корродируют плагиоклаз и микроклин. В небольшом количестве в аплитах и гранит-порфирах присутствуют зеленая роговая обманка и биотит, обычно замещаемые хлоритом. Для альбитизированных аплитов и гранит-порфиров характерно присутствие таких вторичных минералов, как хлорит, эпидот, карбонат и реже — пренит, выполняющий интерстиции или микротрещинки и образующий отдельные скопления. В шлих-протолочках аплитов и гранит-порфиров обнаружен примерно тот же спектр аксессуарных минералов, который характерен для гранитоидов рассматриваемой формации (апатит, сфен, циркон, ортит, ильменит, рутил). Однако среди аксессуарных минералов в значительно большем количестве, чем в гранитоидах, присутствует флюорит, а также появляется топаз.

Наиболее поздние по времени образования — гидротермально-пневматолитические жилы альбититов, рвущие диориты и гранитоиды Кардывачского и Эцерского массивов. В пределах Ахей-Авадхарского магматического узла (верховья р. Авадхары) зафиксированы случаи прорыва аплитовидных гранитов жилами альбититов. Наибольшее количество маломощных жил и прожилков альбититов приурочено к зонам тектонических нарушений, участкам дробления и т.д. Между альбитизированными аплитовидными гранитами и гранит-порфирами, с одной стороны, и альбититами — с другой, в ряде случаев были обнаружены постепенные переходы. Количество альбититовых жил и прожилков, прорывающих крупные тела диоритов или гранитов, увеличивается в зонах эндоконтактов.

и [144], вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1,45	5,84	0,92	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,6	100,16
0,60	6,68	0,29	0,30	0,75	Не опр.	Не опр.	0,14	Не опр.	99,86
0,80	3,59	0,71	0,30	0,63	"	"	0,009	"	99,94
0,24	7,23	0,11	Не опр.	0,33	0,04	0,025	0,085	"	99,58
0,65	6,72	0,31	0,25	0,52	0,03	0,1	0,12	"	99,72
0,36	7,37	0,26	0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,16	0,73	99,99

Г.Л. Асатиани [11] описал эндоконтакты гранитных тел, обнажающихся на перевале Ахун-Дара, превращенные в альбититы.

Жилы альбититов, прорывающие гранитоиды Эцерского массива, были описаны М.А. Фаворской [312]. Значительно позже (в 1960–1963 гг.) эти же образования в пределах Кардывачского и Эцерского массивов обследовались автором.

По составу среди альбититов можно различить кварцевые разновидности, преобладающие в количественном отношении, и бескварцевые. Состоят альбититы из альбита (№ 0–8), очень часто обладающего шахматной структурой и составляющего главную массу породы (до 70–80%), и кварца. В редких случаях в породе присутствуют реликты не полностью альбитизированного К-Na полевого шпата. Развита также минералы, как хлорит, эпидот и карбонат. Многие альбиты испытали позднее окварцевание. В такие породы кварц корродирует ранее него выделившийся альбит.

В табл. 44 приведен химический состав альбитизированных аплитов, гранит-порфиров и альбититов.

ДИОРИТ-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ J_{1-2} ОБЛАСТИ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПЛАТФОРМЫ (БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА)

В области активизированной платформы, в бассейнах рек Кубани, Теберды, Мары, Подкумка, Эшаккона и Хасаута, а также на водоразделах между этими реками (Бечасынская зона) в низах средней юры образуется диорит-гранитная формация, представленная близкими по времени внедрения гипабиссальными интрузивными телами диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Изучением мезозойских магматических пород бассейнов рек Мары, Кубани, Теберды, Подкумка, Эшаккона и Хасаута в разное время занимались П.И. Лебедев [217], М.В. Муратов [252], Л.А. Варданянц [119, 121], А.П. Лебедев [219], Г.Д. Афанасьев [22, 25], группа геологов под руководством В.М. Паца, Л.А. Кондаков [202] и другие исследователи. Гипабиссальные интрузивы гранитоидного состава широко распространены в верховьях р. Мары, а также в бассейнах рек Эшаккон, Подкумок и на Кубано-Маринском водоразделе. Интрузивные тела, представленные многоэтажными sillами и пологозалегающими дайками, прорывают фаунистически охарактеризованные отложения плинсбаха, тоара, а в ряде случаев и аалена (верховья балок Шайлыланы и Абсаланы-Кишлак). Гранодиорит- и гранит-порфирами прорваны также sillы долеритов и породы вулканогенной андезит-трахиандезитовой формации нижней юры (водораздел рек Мары и Шупшурук, верховья балки Карасырх). Гранитоиды образуют строго выдержанный во времени гомотропный ряд от диоритовых порфиров к гранит-порфирам. Во многих случаях устанавливаются непосредственные пересечения диоритовых порфиров гранодиорит-порфирами, а последних — гранит-порфирами.

Наиболее ранние из этой серии диорит-порфиры слагают чаще всего крупные лакколитоподобные массивы. Один из таких массивов (Кеклекая-Кеклебаши) расположен на правом берегу р. Мары и представляет собой межформационный лакколлит, внедрившийся по контакту юрских и палеозойских пород. Лакколлит имеет асимметричную форму с крутым западным и пологим восточным и южным контактами. В центральной части его (на водоразделах ручьев Абсаланы-Кишлак — Гитчезен и Гитчезен-Шайлыланы) часты крупные ксенолиты гранитов фундамента. Размеры ксенолитов-отторженцев достигают 100–150 м².

Состоят диорит-порфириты из преобладающей в количественном отношении микролитовой полевошпатовой основной массы и вкрапленников плагиоклаза, амфибола, реже — биотита и кварца. По микротрещинкам и спайности зерен плагиоклаза, представленного андезином (№ 35–43), интенсивно развивается альбит, создавая своеобразную сетчатую структуру, в ячейках которой заключены новообразования карбоната, каолинита, реже — хлорита. Амфиболы, представленные роговой обманкой, как правило, почти полностью замещены хлоритом, карбонатом, гидроокислами железа и оторочены опацитовыми каймами (табл. 45).

Редко встречающиеся вкрапленники биотита слабохлоритизированы. Рудные минералы, образующие неправильные по форме выделения размером 0,1–0,5 мм и тонкую рудную пыль, в основной массе представлены магнетитом, реже — лейкоксенизированным ильменитом. Диорит-порфиры массива Кеклекая-Кеклебаши прорваны гранодиорит-порфирами, представляющими собой следующую по времени интрузивную фазу.

Гранодиорит-порфиры отличаются от диорит-порфиров несколько более кислым составом, незначительным количеством, а в ряде случаев и полным отсутствием роговой обманки, вместо которой появляется большее количество биотита, а также присутствием в породе крупных порфировидных вкрапленников резорбированного кварца. В зонах контактов с вмещающими осадочными толщами гранодиорит-порфиры сильно изменены. Эти изменения выражаются в интенсивной карбонизации всей породы и особенно каолинитизации плагиоклазов и хлоритизации биотита и роговой обманки, если последняя в породе присутствует. Макроскопически это выражается в резком осветлении пород. Зоны осветленных эндоконтактов достигают 0,5–1 м по мощности. Граница между осветленными и неосветленными участками резкая.

Наиболее отчетливо прослеживается переход от неизменных гранодиорит-порфиров центральных частей массива к зонам эндоконтактов на примере Арнаутского массива (Кубано-Маринской водораздел). Пройденные здесь скважины вскрыли массив на глубину более 300 м. Гранодиорит-порфиры, поднятые с глубины 280 м (скв. 47 на северном склоне Арнаутского массива), представляют собой плотные темные породы порфировой структуры. Состоят они из преобладающей в количественном отношении пилотакситовой полевошпатовой основной массы, в которую погружены крупные вкрапленники слабоальбитизированного зонального плагиоклаза (андезина-лабрадора), реже встречающегося резорбированного кварца и свежего биотита.

Таблица 45

Количественный минеральный состав пород диорит-гранитной формации Бечасынской зоны [97]

Номер образца	Место взятия	Основная масса	Плагиоклаз или псевдоморфозы карбоната по нему	Амфибол или псевдоморфозы по нему	Биотит	Кварц
Диорит-порфиры						
2027-д	Гора Кеклекая	62,3	22,2	13,8	0,8	0,3
2117-д	Гора Кеклебаши	66,4	21,9	11,5	0,1	вторич. 0,1
2014-д	Северный Чегет-Маринский массив	66,8	27,9	4,5	0,8	Нет
2015-д	Там же	70,5	23,9	4,9	0,2	0,5
957-1	Гора Кеклебаши	61,1	23,3	15,6	Нет	Нет
2040-д	Гора Кеклекая	67,3	24,1	6,6	0,7	1,3
Гранодиорит-порфиры						
с-45-18	Центральная часть Арнаутского массива	68,8	24,8	3,4	1,0	2,0
с-45-17	Там же	64,0	31,2	2,4	1,6	0,8
2105-д	Южная часть массива Кеклекая	69,0	23,2	2,7	1,8	3,3
2106-д	Там же	63,8	23,4	2,2	2,0	3,6
2011-д	Северная часть массива Кеклекая	65,1	16,7	3,7	3,1	11,4
2024-д	Там же	68,5	14,3	1,4	4,2	11,6
2108-д	"	63,8	27,0	1,3	3,8	4,10
37-1	Южный Чегет-Маринский массив	66,2	20,8	3,4	2,5	1,1
2001-д	Арнаутский массив	57,7	35,1	3,7	1,5	2,0
2004-д	Там же	62,4	26,6	4,4	2,5	4,1
2010-а	Там же	61,7	29,7	2,8	1,3	4,5
122/66	Верхове балки Абсаланы-Кишлак	67,1	15,4	8,4	2,1	7,0
5513-д	Арнаутский массив	67,8	19,7	10,3	4,0	0,2
38/66	Балка Карасырх	61,6	29,8	4,8	2,2	4,6
Гранит-порфиры						
144/66	Ручей Абсаланы-Кишлак	86,7	7,3	Нет	5,9	3,6
кл-124-8	Балка Малиновая	93,8	9,5	"	1,5	2,3
кл-124-7	Там же	94,5	4,5	"	1,0	Нет
2147-д	Верхне-Абсаланский массив	77,5	1,7	"	2,4	4,9
2141-д	Там же	89,9	7,2	"	0,5	2,4
2052-д	"	82,0	10,4	"	1,9	5,7

Ниже приведен состав биотита из гранодиорит-порфира р. Мары по данным силикатного анализа (вес.%):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
35,80	3,22	15,98	4,69	12,40	0,36	13,00	0,60	0,51
K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	F	BaO			
8,75	0,20	3,32	0,13	0,46	0,36			

Чешуи биотита окаймлены мельчайшими зернышками магнетита, такие же зернышки пропитывают всю основную массу породы. Карбонатизация слабая. По мере уменьшения глубины и приближения к периферическим частям массива структура основной массы гранодиорит-порфиров становится микрофельзитовой с переходом к гиалопилитовой, начинают значительней проявляться сначала альбитизация, а затем и карбонатизация. В зоне же эндоконтакта от вкрапленников плагиоклаза почти ничего не остается: они замещаются полностью сначала каолинитом, а затем карбонатом; биотит замещается либо хлоритом, либо темно-бурыми, непрозрачными в проходящем свете агрегатами окислов железа. Гранодиорит-порфиры слагают лакколитоподобные интрузивные тела в верховьях ручьев Карасырх, Мизгич и Джануккол, на левобережье р. Мары, а также на правобережье рек Теберды и Кубани. Небольшие массивы гранодиорит-порфиров известны и в верховьях ручьев Абсаланы-Кишлак, Гитчезен и Шайлыланы.

Крайними членами описываемого диорит-гранитоидного ряда служат гранит-порфиры. В верховьях балки Малиновой небольшой массив гранит-порфиров отчетливо прорывает песчаники плинсбаха, а в истоках ручья Карасырх этими же породами прорваны диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры. Гранит-порфиры представляют собой наименее раскристаллизованные породы. Основная микрофельзитовая масса составляет в них в среднем около 80% всего объема породы. Редкие вкрапленники представлены альбитизированными андезином и воднопрозрачным, часто резорбированным кварцем. Биотит в большинстве случаев нацело замещен карбонатом (см. табл. 44). По химическому составу гранит-порфиры отличаются от диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров высоким содержанием кремнезема и щелочей и низким — магния и железа (табл. 46).

Пространственная и временная сопряженность порфиров диорит-гранитоидного ряда, а также наличие разновидностей пород, которые по минеральному и химическому составу переходные, не оставляют сомнения в том, что это единый магматический ряд.

В лаборатории определения абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР было проведено датирование магматических пород гранитоидной формации Бечасынской зоны К-Аг методом (табл. 47). Значения возраста, полученные по биотитам из диорит-гранитоидных порфиров (от 192 ± 8 до 214 ± 6) по отечественной Геохронологической шкале 1964 г., отвечают границе юры и триаса. Не вызывает сомнения тот факт, что интрузивные диорит-гранитоидные порфиры прорывают отложения тоара—

Таблица 46

Химический состав гипабиссальных интрузивов диорит-гранитной формации

Номер пробы	Место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Диорит-порфиры								
4672-Д	Кубано-Маринский, водораздел	59,48	0,68	17,93	3,10	2,04	0,11	2,00
957-1	Гора Кеклебаши	59,52	0,70	16,29	2,97	3,16	0,08	2,03
2028-Д	Там же	59,86	0,66	15,94	3,11	2,51	0,10	2,42
2118-Д	"	60,36	0,60	17,51	0,97	3,66	0,06	0,80
2024-Д	Верховья руч. Абса- саданы-Кишлак	60,88	0,60	17,11	2,75	2,65	0,08	0,71
648-1	Гора Кеклебаши	61,64	0,60	17,76	2,26	2,44	0,07	0,71
Гранодиорит-порфиры								
2112-Д	Нижнее течение руч. Шайлыланы	62,82	0,48	16,31	2,18	2,01	0,09	0,85
ПС-43-2	Верховье р. Ар- наут, левобережье р. Мары	63,26	0,46	15,13	1,92	2,15	0,09	1,03
ПС-43-1	Там же	63,34	0,40	14,39	1,45	1,64	0,12	1,71
ПС-45-5	"	63,95	0,54	15,58	3,01	2,33	0,17	2,84
ПС-45-4	"	66,16	0,40	15,41	1,50	2,06	0,09	1,33
836-1	Верховье р. Шайлы- ланы, правобе- режье р. Мары	66,40	0,44	16,20	0,85	1,43	0,07	—
ПС-47-1	Верховье р. Арнаут, левобережье р. Мары	66,55	0,40	15,17	2,21	2,04	0,13	1,93
1295-1	Верховье р. Шайлы- ланы, правобережье р. Мары	68,62	0,46	16,40	1,17	1,72	0,09	0,97
Гранит-порфиры								
1301	Правобережье р. Мары, Абсаланы- Кишлак	72,04	0,12	17,25	0,40	0,45	0,01	0,60
2147-Д	Там же	73,60	0,11	14,38	0,45	0,43	0,06	0,09
1312-1	"	74,50	0,04	13,97	0,42	0,69	0,02	—
1310-1	"	74,61	0,03	13,70	0,19	1,00	0,03	0,46
К-137-2	Правобережье р. Ма- ры, балка Малино- вая	75,12	0,10	14,22	0,46	0,40	Сл.	—
К-124-1	Там же	75,66	0,10	14,73	0,94	0,14	"	—

Бечасынской зоны [97]

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	H ₂ O	CO ₂	Cl	П.п.п.	Сумма
Диорит-порфирыты									
5,60	4,96	1,20	0,20	—	0,38	0,70	Не опр.	2,44	99,82
5,02	4,10	1,10	1,15	—	0,50	2,99	0,01	4,40	99,52
5,12	3,80	0,84	0,14	0,01	0,88	2,64	0,01	4,90	99,51
5,54	4,30	1,26	0,17	0,02	0,60	2,55	0,01	5,10	
5,33	5,40	1,30	0,17	—	0,83	1,67	0,01	3,44	100,42
4,81	4,30	1,40	0,16	—	0,74	1,76	0,01	3,40	99,55
Гранодиорит-порфиры									
5,33	5,10	1,44	0,14	0,01	0,96	1,76	0,02	3,46	100,22
4,30	3,10	2,32	0,12	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,18	99,53
5,06	2,60	1,50	0,12	0,10	"	"	"	5,62	100,61
2,04	5,32	2,12	0,14	—	"	"	"	1,96	100,0
2,36	6,08	2,04	0,12	0,04	"	"	"	2,00	99,61
5,02	4,10	1,96	0,12	0,01	0,47	1,41	—	3,50	100,14
1,72	5,60	2,04	0,13	0,01	Не опр.	Не опр.	Не обн.	1,64	99,57
2,40	3,30	1,90	0,12	"	"	"	"	2,74	100,09
Гранит-порфиры									
0,59	4,67	2,32	0,12	Не опр.	—	Не обн.	0,09	1,81	100,46
0,96	3,14	3,36	0,03	0,08	0,40	0,11	Не обн.	1,71	99,98
0,75	3,88	3,56	—	0,05	Не опр.	Не обн.	"	1,60	100,24
0,85	3,44	3,42	0,02	0,03	"	"	"	2,00	99,78
0,54	2,84	4,08	0,04	0,01	0,10	0,18	"	2,06	99,97
0,43	2,60	2,80	0,04	—	0,14	0,18	—	2,78	100,36

Таблица 47

Результаты определения возраста магматических пород гранитоидной формации Бечасынской зоны по биотиту [97]

Номер пробы	Порода, место взятия	K, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$	Возраст, млн. лет
ав-2	Гранодиорит-порфир правобережье р. Мары	$6,78 \pm 0,05$	$104,0 \pm 1,6$	80 : 84	214 ± 6
ав-3	То же, устье р. Мизгич	$6,84 \pm 0,05$	$100,6 \pm 1,5$	84	196 ± 7
ав-1	То же, Кубано-Маринский водораздел	$6,69 \pm 0,05$	$96,2 \pm 1,9$	75 ; 80	202 ± 6
з-67	Гранит-порфир, бассейна р. Подкумок	$6,21 \pm 0,03$	$89,2 \pm 1,8$	80 ; 78	200 ± 7
5в/65	То же, правобережье р. Мары	$6,27 \pm 0,05$	$85,2 \pm 1,7$	62 ; 71	192 ± 8
3в/65	Гранодиорит-порфир, правобережье р. Мары	$6,92 \pm 0,06$	$93,6 \pm 1,9$	73 ; 84	192 ± 8

нижнего аалена, посленижнеплинсбахские долериты и послетоарские вулканогены (186 и 170 млн. лет).

Таким образом, мы сталкиваемся с явным "удревнением" возрастных значений, полученных по биотитам из интрузий диорит-гранитоидных порфиров. Это тем более странно, что приведенные значения получены по биотитам с нормальным содержанием K_2O , что свидетельствует об отсутствии заметных вторичных изменений, которые могли бы нарушить первоначальное аргон-калиевое отношение.

Указанное несоответствие между геологическими и радиологическими данными автор в настоящее время не может объяснить удовлетворительно. Некоторые факты позволяют предполагать, что наблюдающееся "удревнение" обусловлено присутствием в породе ксеногенных кристаллов биотита, возраст которых заметно древнее возраста гранитоидов.

ЭРУПТИВНЫЕ БРЕКЧИИ, СВЯЗАННЫЕ С ГИПАБИССАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ ДИОРИТ-ГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ

Характерная особенность гипабиссальных интрузивов описываемой формации — развитие связанных с ними эруптивных брекчий, которые обычно фиксируются либо вдоль крутых контактов интрузивов с вмещающими осадочными отложениями, либо в локальных зонах, отмеченных пересечением разнонаправленных разломов.

Приконтактные брекчии образуют, как правило, лентообразные в разрезе тела мощностью от 1,5—2 м до нескольких сантиметров. Развиваются они непосредственно по контакту, повторяя его конфигурацию. В ряде случаев брекчии осложнены маломощными апофизами,

проникающими как в тела интрузивной породы, так и во вмещающие осадочные отложения [93, 97].

На правом берегу р. Теберды на 175 км шоссе Черкесск—Домбай силл диоритового порфирита прорывает песчаники плинсбаха. В приконтактной к силлу зоне песчаники раздвинуты под влиянием механического воздействия интрузива. Снизу к силлу подходит несколько вертикально расположенных ножек, фиксирующих пути проникновения расплава к поверхности. В зоне вертикального контакта ножки с прорванными песчаниками расположена эруптивная брекчия.

В нижней части мощность эруптивной брекчии 15–20 см, вверх мощность ее резко увеличивается (до 1,5 м) и от брекчии отходят тонкие (5–10 см) апофизы в тело силла. Цементирующей массой брекчии служит микрофельзитовое вещество, в которое включены мелкие обломки катаклазированного кварца и реже — плагиоклаза. Помимо этих минералов, в цементе брекчии присутствует большое количество мелких обломков минералов, из которых состоят палеозойские граниты фундамента (это главным образом мутный трещиноватый кварц, олигоклаз и реже — микроклин), а также обломки вмещающих песчаников плинсбаха. По структуре и характеру обломков цементирующая масса эруптивной брекчии близка к туфам. В цементирующую массу брекчий включено большое количество обломков, обычно угловатой формы. Эти обломки представлены теми же гранодиорит-порфирами, из которых состоит силл, а также палеозойскими гранитами фундамента и отторженцами вмещающих песчаников. Наблюдается значительная карбонатизация цементирующей массы брекчии, а также наличие в ней распыленного углистого вещества, благодаря которому цвет брекчии становится темным, почти черным. Углистое вещество содержится в значительном количестве во вмещающих плинсбахских песчаниках. Аналогичная картина развития эруптивных брекчий отмечается в зонах контактов большинства интрузий Кубано-Маринского водораздела.

Подобные эруптивные брекчии были обнаружены и в зонах крутых контактов между интрузивными порфирами разных фаз — диорит-порфиритов и рвущих их гранит-порфиоров (верховья руч. Абсаланы-Кишлак).

Наконец, эруптивные брекчии образуют отдельные локальные зоны, около которых не обнаружено интрузивов, вышедших на поверхность, и крутопадающие дайкообразные тела, рвущие интрузивные порфиры диорит-гранитоидного ряда.

Возникновение эруптивных брекчий связано с процессом флюидизации, сопровождающим внедрение магматического расплава в верхние горизонты земной коры. По наиболее ослабленным зонам контактов интрузивов с вмещающими породами, а также направлению эндокинетических трещин в самих интрузивах проникает чрезвычайно подвижный материал, состоящий из смеси газов, магматического расплава и обломков пород и минералов. В ряде случаев образование эруптивных брекчий происходит в головной части поднимающейся колонны магматического расплава. О том, что внедряющийся материал был легкоподвижен, свидетельствует морфология эруптивных брекчий, образующих древовидные разветвления, апофизы и жилки в теле интрузивных и вмещающих по-

род. Мощность таких апофиз-прожилков уменьшается часто до 1–2 мм при протяженности в десятки сантиметров. О минимальной глубине, на которой происходило внедрение материала брекчий, можно судить на основании того, что в составе обломков эруптивной брекчии присутствуют палеозойские граниты фундамента. Глубина же залегания кристаллического фундамента под отложениями юры в современном эрозионном срезе на территории Кубано-Маринского района колеблется в пределах 300–800 м, что доказано геофизическими данными и проходкой разведочных скважин.

Выход на поверхность тел, сложенных эруптивными брекчиями, может указывать на существование не вскрытых эрозией магматических масс, с которыми связаны эти брекчии. Изучение же состава цементирующей массы брекчий и включенных в нее обломков дает основание для суждения о составе и характере магматических пород, не вскрытых эрозионными процессами.

Эруптивные брекчии, близкие по происхождению к Кубано-Тебердинским, неоднократно упоминались в геологической литературе [225, 241, 319, 311]. Описывались аналогичные образования и на Кавказе [28, 77, 93].

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛАТЕРАЛЬНЫХ РЯДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Приведенные данные по геологическим взаимоотношениям, возрасту, химическому и минеральному составу пород, объединяемых нами в три формации (две габбро-гранитные и одна диорит-гранитная), дают возможность установить общие для них типичные черты. Горные породы трех выделенных формаций образовались в относительно узком временном интервале (после байоса и до нижнего мела — габбро-гранитные, после нижнего тоара и до верхнего аалена — диорит-гранитные). Промежуток времени после байоса и до нижнего мела в геотектоническом отношении представляет собой период частной инверсии тектонического режима в эвгеосинклинальной зоне Южного склона. Образование диорит-гранитной формации, характерной для области активизированной платформы (Бечасынская зона), опережает во времени возникновение петрологически близких формаций в антиклинальной и эвгеосинклинальной зонах.

Взаимоотношения пород внутри каждой формации свидетельствуют о двух особенностях. Между крайними по составу членами формации (габбро и гранитами) отмечается вся гамма переходных разновидностей (через габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты с аплитами к пегматоидным гранитам). Вместе с тем все указанные по составу разновидности представляют собой последовательные во времени интрузивные фазы. Каждая последующая фаза в этом четком гомодромном ряду прорывает предыдущую и содержит в себе ее ксенолиты.

Рассмотрение⁶ состава главных породообразующих минералов свидетельствует о том, что он закономерно меняется от габбро к гра-

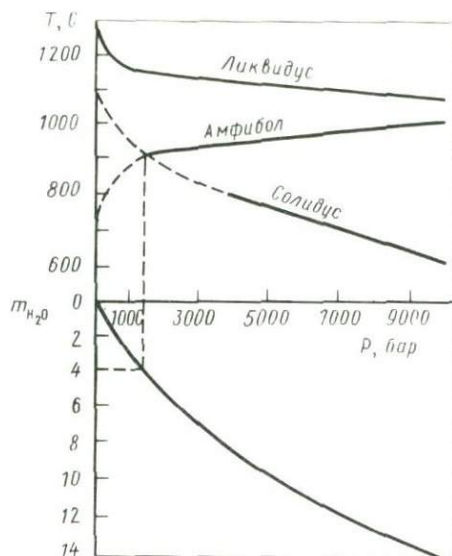
нитам. Так, на рис. 12 отчетливо видно, как состав пироксенов в габбро-гранитной формации зоны Главного хребта постепенно меняется в сторону увеличения содержания Ca и $Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn$ за счет уменьшения Mg от габбро к диоритам и кварцевым диоритам. Эта же тенденция характеризует изменение состава роговых обманок (см. рис. 13, 15) — для более основных разновидностей пород (габбро-диоритов и диоритов) характерно преобладание высокотемпературной, наиболее обогащенной MgO и CaO бурой роговой обманки. По мере смещения в гранитную часть ряда преобладают роговые обманки, в которых количество суммарного железа увеличивается за счет уменьшения магния и отчасти кальция. Кроме того, идет процесс замещения пироксена высокотемпературной бурой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается зеленой и биотитом. Интересно также, что по составу и оптическим свойствам наиболее поздние и низкотемпературные зеленые роговые обманки из габбро, диоритов и гранитов близки между собой. Это обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о том, что процесс замещения более магнезиальных магматических бурых роговых обманок на более железистые зеленые проходил в габбро и гранитах одновременно под воздействием растворов близкого состава в позднемагматическую стадию становления всей формации (этот поздний этап кристаллизации насыщенного флюидом и изменившего под его воздействием свой состав магматического расплава назван Д.С. Коржинским метамагматическим).

Установленные тенденции в изменении состава пироксенов и роговых обманок в породах габбро-гранитного ряда отвечают общей закономерности, т.е. по мере снижения температуры кристаллизации расплава и изменения его состава от габбро к граниту увеличивается железистость темноцветных минералов.

Количественный минеральный состав пород габбро-гранитных формаций свидетельствует о том, что от габбро к гранитам резко увеличивается лейкократовость пород. Это обстоятельство, а также присутствие в породах бурой магнезиальной высокотемпературной магматической роговой обманки указывает на то, что кристаллизация расплава проходила при высоком парциальном давлении H_2O . На рис. 19 показаны схематически две диаграммы, на которых совмещены поля устойчивости амфиболов и кристаллизации базальтовой магмы. На этих диаграммах видно, что при повышении содержания воды (mH_2O в вес. %) в магматическом расплаве базальтоидного состава и при некоторых величинах давления из этого расплава кристаллизуется водный минерал — амфибол.

Обычно этот амфибол представлен бурой магнезиальной роговой обманкой. На рис. 19 также хорошо видно, что фация роговообманковых габбро (с магматической роговой обманкой) отвечает парциальному давлению H_2O во флюиде выше 1000 бар (совмещение поля устойчивости амфибола с полем кристаллизации базальтовой магмы). При этом содержание H_2O в базальтовом расплаве становится выше 4% [89].

На рис. 20 приведены гистограммы, характеризующие встречаемость плагиоклазов разного состава в породах рассматриваемых формаций. Среди плагиоклазов габбро-гранитной формации зоны Южного склона выделяются три максимума. Первый максимум отвечает составам пла-

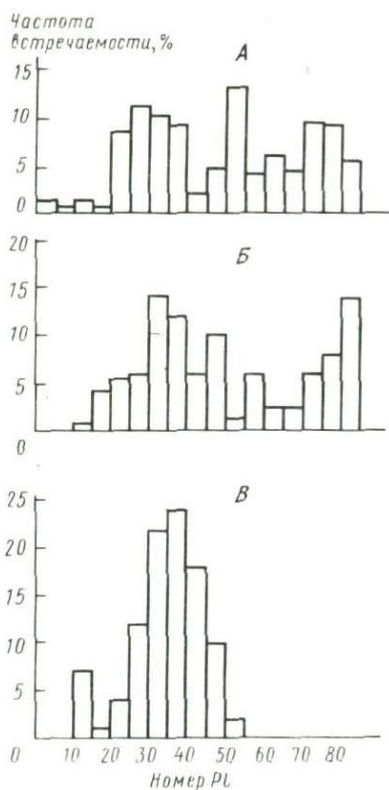


Р и с. 19. Соллидус основных пород и $T-P-H_2O$ условия кристаллизации амфиболов [000]

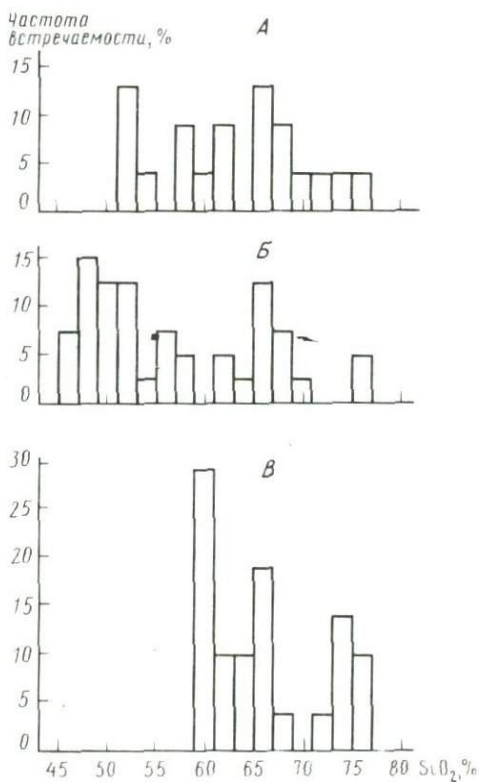
Р и с. 20. Гистограмма частот встречаемости плагиоклазов разного состава в породах габбро-гранитной формации зоны Южного склона (А), зоны Главного хребта и области его сочленения с зоной Южного склона (Б) и диорит-гранитной формации J_{2-3} Бечасынской зоны и диорит-гранитных формаций J_{2-3}

Р и с. 21. Гистограмма частот встречаемости пород с разным содержанием SiO_2 в габбро-гранитной и диорит-гранитной формациях J_{2-3}

А, Б, В см. на рис. 20



Р и с. 20



Р и с. 21

гиоклазов № 25–35, второй – № 50–55, третий – № 70–80. Каждый из этих максимумом соответственно отвечает составам плагиоклаза в гранитах, диоритах и габбро. Между составами, которые характеризуются пиками, есть все переходные разновидности. Для габбро-гранитной формации зоны Главного хребта также выделяются три пика (№ 30–40, № 55–60 и № 80–85), близких по значению к пикам зоны Южного склона. Наконец, для диорит-гранитной формации Бечасынской зоны характерны два пика (№ 10–15 и № 30–40), отвечающих составам плагиоклазов гранитов и диоритов. При сопоставлении этих гистограмм можно обнаружить ощутимое смещение их составов в "гранитную" часть ряда от эвгеосинклиальной зоны Южного склона к области активизированной платформы (Бечасынская зона). При движении из эвгеосинклиальной зоны Южного склона к области активизированной платформы в составе плагиоклазов пород гранитоидных формаций увеличивается содержание альбитовой составляющей (т.е. большее развитие имеют плагиоклазы собственно гранитного состава).

На рис. 21 показана частота встречаемости пород с разным содержанием SiO_2 в породах гранитоидных формаций. В габбро-гранитной формации Южного склона отмечается три пика, отвечающих содержаниям SiO_2 (вес. %): 51–55 (габбро-диориты); 57–63 (диориты и кварцевые диориты); 65–69 (гранодиориты и граниты) по классификации [234]. В габбро-гранитной формации Главного хребта, размещенной в наиболее глубоко эродированной зоне, спектр пород представлен наиболее полно. Здесь четыре максимума: 47–53 (габбро); 55–59 (габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты), 65–69 (гранодиориты) и 75–77 (граниты). В Бечасынской зоне три максимума: 59–61 (диориты, кварцевые диориты); 65–67 (гранодиориты) и 73–77 (граниты).

При сопоставлении этих гистограмм отчетливо проявлены две особенности. Наиболее полный спектр пород (от габбро до гранита) характерен для наиболее приподнятой и глубоко эродированной зоны Главного хребта. Редуцированный ряд (диорит–гранит) характерен для наименее эродированной зоны – области активизированной платформы. Для этой же зоны характерно и то, что породы диорит-гранитного ряда представлены в наиболее приповерхностных фациях. Вторая особенность заключается в том, что от эвгеосинклиальной зоны к области активизированной платформы увеличивается количество пород "гранитной" части ряда (та же тенденция отмечалась при рассмотрении состава плагиоклазов).

На рис. 9 и 17 показаны составы K-Na полевых шпатов из гранитоидов рассматриваемых формаций. Составы K-Na полевых шпатов смещаются от гранитоидов зоны Южного склона к гранитоидам зоны Главного хребта в сторону увеличения ортоклазовой составляющей и уменьшения альбитовой. На графиках (см. рис. 10, 18) показана частота встречаемости K-Na полевых шпатов с различными значениями ($-2 V$). Вариации угла оптических осей в K-Na полевых шпатах гранитоидов зоны Южного склона имеют максимум в $60-70^\circ$. В K-Na полевых шпатах зоны Главного хребта два максимума: один $65-70^\circ$, другой $75-80^\circ$.

Таким образом, для гранитоидов зоны Южного склона более характерны высокотемпературные (слабоупорядоченные) разновидности К-На полевых шпатов с высокой степенью оптической моноклинности. В гранитоидах зоны Главного хребта наряду с высокотемпературными К-На полевыми шпатами присутствуют в значительном количестве и низкотемпературные, упорядоченные триклинные К-На полевые шпаты. Это частный случай проявления более общей закономерности, которая заключается в том, что породы гранитоидной формации зоны Южного склона представляют собой крайне неравновесные системы (реакционные взаимоотношения между минералами разных поколений, никогда не доходящие до конца, высокотемпературная оптика плагиоклазов и К-На полевых шпатов). При переходе к области активизированной платформы парагенезисы в породах гранитоидных формаций становятся все более низкотемпературными, а взаимоотношения между минералами более равновесными.

Каким должен был быть петрологический процесс, чтобы привести к тем взаимоотношениям между породами гранитоидных формаций, которые надежно устанавливаются при полевых наблюдениях и детальном изучении материала? Очевидно, он должен удовлетворять условию непрерывности, чтобы обеспечить постепенность перехода между крайними членами единого ряда. В результате этого процесса должен образоваться гомодромный ряд, члены которого представляют собой последовательные фазы внедрения. Широкое развитие гибридных пород свидетельствует о том, что вещество, из которого образовались последующие фазы, интенсивно реагировало с веществом предыдущих фаз. Самые поздние члены ряда (щелочные граниты, аплиты и пегматиты) должны были образоваться при существенном участии флюида.

Следует отметить, что относительно высокое содержание в расплаве флюида, обеспечившего интенсивность реакции расплава с уже образованными породами, мало сказалось на преобразовании вмещающих пород (аргиллитов и песчаников). Зоны экзоконтактных изменений измеряются сантиметрами (до одного метра).

С точки зрения автора, наиболее приемлемой моделью петрологического процесса, в результате которого образовались породы габбро-гранитных формаций, могло быть прогрессивное плавление по типу зонной плавки. Начавшись в верхней мантии и постепенно распространяясь на все более высокие горизонты земной коры, такое плавление должно было бы привести к раннему появлению базальтоидных выплавов. По мере вертикального перемещения плавящей "печки" в ней должно было происходить неуклонное падение температуры, в результате чего состав эвтектоидных выплавов должен был смещаться в гранитную часть ряда. Предлагаемая модель как будто удовлетворяет двум условиям: постепенности переходов и наличию интрузивных контактов между последовательными членами гомодромного ряда. Кроме того, процесс прогрессивного плавления предполагает интенсивное взаимодействие между вновь образующимся магматическим расплавом и выделяющимся из него флюидом и продуктами кристаллизации расплава, образовавшимся ранее. В общем случае это взаимодействие будет сводиться к

реакциям более низкотемпературного (и потому более кислотного, насыщенного флюидом, более химически агрессивного) расплава с продуктами кристаллизации раннеобразованного, относительно более основного расплава. По-видимому, взаимодействием позднего гранитоидного расплава и его флюида с уже в значительной мере закристаллизованными габбро и габбро-диоритами можно объяснить появление щелочных пород (сиенитов и эгирин-рибекит-арфведсонитовых гранитов).

Детальная разработка приемлемой петрологической модели процесса образования габбро-гранитных рядов — самостоятельная проблема, решение которой не входило в задачи автора.

ВЫВОДЫ

Рассмотрение геологических и петрологических особенностей габбро-гранитных и диорит-гранитной формаций позволяет сформулировать ряд выводов.

1. Инверсионный период в развитии эвгеосинклинальной зоны Южного склона характеризуется образованием трех гранитоидных формаций. Петрологические особенности пород этих формаций зависят от геодинамического режима той зоны, в пределах которой формация образуется. Так, для пород габбро-гранитной формации эвгеосинклинальной зоны Южного склона характерны наиболее неравновесные соотношения между главными породообразующими минералами с широким развитием реакционных взаимоотношений между ними и появлением высокотемпературных, неупорядоченных разновидностей. По мере перехода к области активизированной платформы ощутимо проявляется тенденция к более равновесным взаимоотношениям между минералами (исчезновение зональности плагиоклазов, реакционных взаимоотношений между магнетитом-железистыми минералами), а также развитие упорядоченных низкотемпературных полевых шпатов. Отмеченное обстоятельство может свидетельствовать о том, что эволюция расплавов, из которых формировались породы габбро-гранитной и диорит-гранитной формаций, происходила в более стабильных геодинамических условиях в зоне активизированной платформы по сравнению с эвгеосинклинальной зоной Южного склона.

2. Наиболее полный спектр пород от габбро до гранита обнажается в приподнятой и глубоко эродированной геантиклинальной зоне Главного хребта. Редуцированный ряд (диорит—гранитная формация) характерен для менее эродированной области активизированной платформы, где продукты кристаллизации магматического расплава представлены приповерхностными фациями.

От эвгеосинклинальной зоны Южного склона к области активизированной платформы в габбро-гранитных формациях несколько увеличивается количество пород гранитной части ряда. Однако существенного изменения в химическом составе однотипных пород рассматриваемых формаций от эвгеосинклинальной зоны к области активизированной

платформы не происходит, т.е. нет оснований утверждать, что породы рассматриваемых формаций образовались в каждой зоне из расплавов существенно различного состава. Геодинамические условия, в которых проходила эволюция этих расплавов, и особенности проникновения их в верхние структурные этажи различны. Последнее обстоятельство сказалось на форме интрузивных тел (многоэтажные силлы, сопровождаемые эруптивными брекчиями в области активизированной платформы и т.п.).

3. Образование диорит-гранитной формации в области активизированной платформы (тоар-аален) опережает во времени возникновение габбро-гранитных формаций в геантиклинальной зоне Главного хребта и эвгеосинклиальной зоне Южного склона (после байоса — до нижнего мела).

ВОЗРАСТНЫЕ РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

ФОРМАЦИИ ОРОГЕННЫХ БАЗИТОВ

ЭССЕКСИТ-ТЕШЕНИТ-ТРАХИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (K_{1-2})

Альпийский тектоно-магматический цикл на Большом Кавказе довольно четко распадается на два качественно различных этапа. Первый этап охватывает период времени от верхнего триаса до нижнего мела и может быть назван собственно геосинклинальным (для эвгеосинклинальной зоны Южного склона). Ряд исследователей подразделяет этап [244] или геосинклинальный эндогенный режим [48] на раннегеосинклинальную и позднегеосинклинальную стадии. Для геосинклинального режима, как известно, характерно заложение и развитие глубоких прогибов, господство опусканий над воздыманиями, большая рассеянная проницаемость земной коры для магматических масс и т.д. В конце геосинклинального этапа происходят замыкание и частичное отмирание прогибов, частная инверсия, складчатость, сопровождаемые внедрением гранитоидных масс. Магматические формации, образующиеся в течение геосинклинального этапа, как это было показано в предыдущих главах, тесно связаны с эволюцией структурно-формационных зон, из которых состоит подвижный пояс. Особенности этих формаций в значительной мере определяются геотектоническим режимом структурно-формационных зон.

Пространственное размещение магматических масс контролируется главным образом разломами субширотного простирания, согласными с простиранием структурно-формационных зон.

Второй этап (или эндогенный режим) в развитии Кавказского подвижного пояса тектонисты начинают с позднего эоцена [244, 245, 48]. Этот этап назван орогенным.

"Выделение орогенного этапа производится на основании тектонических критериев (структурных, морфоструктурных, формационных и пр.) вне зависимости от наличия или отсутствия тех или иных магматических образований и их особенностей" [244]. Это четко сформулированный принцип, которым пользуются тектонисты не только при выделении орогенного этапа, но и при анализе всей периодизации геологического развития подвижных поясов. В дальнейшем автор попытается показать, что естественные ассоциации магматических горных пород, их петролого-геохимические особенности несут в себе непосредственную информацию о тех энергетических процессах в глубинах, которые в

конечном счете определяют смену тектонических режимов. Более того, магматические формации оказываются более чуткими индикаторами изменения эндогенных режимов, чем структурообразование в верхних горизонтах земной коры и тип осадочных формаций.

В альпийском цикле развития Кавказского подвижного пояса орогенный этап выражен наиболее ярко.

Е.Е. Милановский и Н.В. Короньский [244] отмечают, что ранняя стадия развития орогенного этапа характеризуется тем, что на месте отмирающих геосинклинальных прогибов и растущих геоантисклинальных поднятий формируются складчатые или складчато-надвигово-покровные сооружения, начинающие испытывать общее, хотя и дифференцированное, воздымание. Складчатое сооружение Большого Кавказа на раннеорогенной стадии еще не достигает большой абсолютной высоты, и поэтому в прогибах, с ним связанных, отлагаются преимущественно тонкообломочные осадки, относимые к нижней молассе. В составе этих осадков существенную роль играет материал, приносимый из смежной платформы Предкавказья. В позднеорогенную стадию, которая начинается в конце миоцена и продолжается до сих пор, воздымание резко усиливается и подвижный пояс приобретает высокогорный рельеф. В краевых (предгорных) и внутренних (межгорных) прогибах накапливаются грубообломочные континентальные осадки верхней молассы. Характерно, что продольная общекавказская зональность все более нарушается поперечными, почти изометричными поднятиями и впадинами, нередко наложенными на различные структурные элементы предшествующей стадии.

Главенствующую роль в размещении магматических пород начинают играть субмеридиональные (антикавказские) структуры, и в первую очередь зона Транскавказского поперечного поднятия. Эта зона, пересекающая Альпийско-Средиземноморский пояс от Ставропольского поднятия Скифской плиты до Мардинского (Диарбакырского) поднятия на севере Аравийской платформы, характеризуется тенденцией к относительному поднятию всех пересекаемых ею продольных тектонических зон [244]. Сходство тектонического развития и кайнозойского вулканизма зоны Транскавказского поперечного поднятия и Западно-Аравийской зоны поднятия позволило Е. Милановскому рассматривать эти зоны как северное звено единого Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса.

Итак, начало орогенного режима на Большом Кавказе, фиксируемое по типу осадочных формаций и характеру тектонических движений, приходится относить к позднему эоцену.

Раннемеловое время на территории Большого Кавказа характеризуется затуханием магматической деятельности. На границе раннего и позднего мела во всех структурно-формационных зонах Большого Кавказа, несмотря на глубокие различия в их строении, образуется ассоциация магматических пород, сходных в петролого-геохимическом отношении, выделяемая нами в эссексит-тешенитовую формацию [77, 80, 80]. Размещение пород этой формации контролируется главным образом субмеридиональными структурами и не считается с границами струк-

турно-формационных зон. Принципиально меняются и состав пород, свидетельствующий о существенном изменении уровней магмообразования.

Первые систематические описания кавказских тешенитов и родственных им цеолитсодержащих пород относятся к 1910—1912 гг. и выполнены Д.С. Белянкиным [51], а позднее Д.С. Белянкиным и В.П. Петровым [65, 64]. Этими исследователями были изучены тешениты Грузинской глыбы в окрестностях сел. Курсеби и Опурчхети и выделена тешенит-камptonит-мончикитовая ассоциация пород, слагающих интрузивы окрестностей Ахалциха. В статье, опубликованной в "Записках Всероссийского минералогического общества" в 1940 г., авторы отмечали, что тешениты и цеолитсодержащие интрузивные породы широко распространены в Закавказье, а в пределах Центрального Кавказа встречаются лишь в виде исключения. В качестве такого исключения указывались жильный тешенит из района Красной Поляны и анальцимсодержащие диабазы из окрестностей сел. Тюбенель в Балкарии [63].

Систематическое изучение магматических пород Кавказа позволило установить широкое распространение субщелочных габброидов в пределах всего Большого Кавказа, выделить среди них разновозрастные формации и показать их место в общей эволюции Кавказского подвижного пояса [26, 77, 88, 95, 101, 105, 107]. В пределах Бечасынской структурно-формационной зоны субщелочные габброиды известны в бассейне рек Чегем, Теберды, а также на Кубано-Маринском водоразделе.

В разные годы и под разными названиями их описывали Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [222], Д.С. Белянкин [54], А.П. Лебедев [219], Г.Д. Афанасьев и др. [32], А.М. Борсук [84], А.М. Борсук и А.А. Цветков [101], М.В. Муратов [252], А.М. Борсук, Л.А. Кондаков [97], Л.А. Кондаков [201] и другие исследователи.

По течению правого притока р. Чегем — р. Сылыксу — в 1000—900 м вверх от ее устья, близ северо-восточной окраины сел. Булунгу обнажаются три межпластовые залежи, сложенные субщелочными габброидами. Вмещающие породы — аргиллиты нижней юры. Мощность межпластовых тел, разделенных маломощными (до 20—50 см) пропластками аргиллитов, от 35 до 50 м. В центральной части межпластовые тела обладают хорошо выраженной шаровой отдельностью. Иногда шары приплюснуты, и тогда длинная ось их так же ориентирована в пространстве, как и поверхность межпластового тела. В краевой части межпластовых тел габброиды отличаются мандельштейновыми текстурами. Пустоты заполнены карбонатом, хлоритом и цеолитом. Эндоконтактовые изменения во смещающих аргиллитах проявлены в виде тонкой корки роговиков. Кровля межпластовых тел сложена аргиллитами, которые перекрываются известняками верхней юры.

В левобережье р. Черек Безенгийский у сел. Безенги и в привершинной части горы Уч-Таши субщелочными габброидами сложены вертикально залегающая дайка и горизонтально залегающие силлы. Отдельные дайки тешенитов секут верхнепалеозойские гранитоиды в бассейне р. Пушалы. Наиболее представительные обнажения пород этой формации можно наблюдать на склонах горы Мукол-кая к западу от сел. Безенги

[102, 105, 107]. Начиная от уреза воды р. Черек Безенгийский, в левом борту его долины, сложенном песчано-глинистыми породами тоара-байоса, обнажаются один над другим два горизонтально залегающих силла, вытянутых в северо-восточном направлении на 500—700 м. Контакт силлов с вмещающими осадочными породами—интрузивный, хорошо видны зоны закалки шириной 20—30 см и отдельные ксенолиты ороговикованных сланцев в эндоконтактных частях интрузивных тел. По направлению от периферии к центру силлов заметно увеличивается зернистость породы. Характерна столбчатая отдельность. Примерно в 1 км к юго-западу от сел. Безенги, в левом борту долины р. Черек Безенгийский, обнажается вертикальная дайка тешенита мощностью около 2 м, служащая подводным каналом к нижнему силлу. Близ перехода дайки в силл она значительно расширяется и ветвится. В этом месте вмещающие породы ороговикованы наиболее интенсивно. На вершине горы Уч-Таши эссекситами сложен силл мощностью 60—70 м с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Простирается силла, прорывающего аргиллиты байоса, близмеридиональное.

В нижнем течении р. Теберды и на Кубано-Маринском водоразделе эссекситы и тешениты слагают дайки, лакколиты и штокообразные тела, прорывающие отложения плинсбаха и тоара [75, 97]. На правобережье р. Подкумок, против устья р. Уллукол силл эссекситов залегает на контакте между подстилающими терригенными осадками плинсбаха и перекрывающими их карбонатными отложениями верхней юры. Четко устанавливается факт эруптивного контакта силла с верхнеюрскими карбонатами, обожженными в зоне эндоконтакта. Ряд интрузивных тел, сложенных субщелочными габброидами, расположен вдоль зоны Кубанского разлома.

На левобережье р. Даут субщелочные габброиды образуют почти непрерывную цепочку даек длиной около 3,5 км, приуроченную к зоне Индыш-Маринского разлома.

На Кубано-Маринском водоразделе обнажается несколько небольших даек и штокообразных интрузивов габброидов, прорывающих осадочно-вулканогенную толщу плинсбаха и послеплинсбахские диоритовые порфиры (скала Дадумкая в верховьях руч. Кертмекол, водораздел Джаннукол-Карасырх). Внедрение габброидов на этом участке контролировалось Арнаутским и Индыш-Маринским разломами.

В зоне Главного хребта субщелочные габброиды распространены не менее широко.

В пределах Гойтхского антиклинория субщелочные габброиды впервые были обнаружены и описаны Г.Д. Афанасьевым и А.М. Борсуком [28, 77]. Здесь в бассейнах рек Пшиш, Пшехи и Туапсинки субщелочные габброиды слагают дайки и субщелочные тела типа штоков, прорывающие аргиллиты тоара и аалена. В долине р. Пшенахо, в 2 км выше по течению от сел. Малое Псеушко, субщелочные габброиды обнажаются в виде некка, отпрепарированного от вмещающих его аргиллитов юры. Среди местных жителей этот выход известен под названием "черного камня". Сложен некк темной, почти черной мелкокристаллической породой, в которой заключены ксенолиты окремненных аргиллитов аалена.

Аналогичные породы обнажаются и в верхнем течении бассейна р. Малый Пшиш.

На Центральном Кавказе в пределах зоны Главного хребта (Северная Осетия) субщелочные габброиды известны в виде даек, прорывающих отложения нижней и средней юры, а также гранитоиды Цейского массива. Дайки субщелочных габброидов обнаружены в верховьях р. Аксаут (близ ледника) и в бассейне р. Баксан.

В зоне Южного склона субщелочные габброиды образуют дайки, пологопадающие интрузивные тела и межпластовые залежи в бассейнах рек Лоо, Сочи, Мзымты, Хосты, Авадхары и Келасури [95, 262]. В Бечасынской зоне и зоне Главного хребта субщелочные габброиды локализованы в пределах песчано-сланцевых толщ нижней и средней юры. Лишь в редких случаях можно установить их взаимоотношения с более молодыми породами (прорванные карбонатные толщи верхней юры в бассейне р. Подкумок и дайки субщелочных габброидов, секущие послебайосские гранитоиды Цейского массива).

В зоне Южного склона удается установить верхнюю возрастную границу эссексит-тешенитовой формации. Так, в верховьях р. Лоо близ сел. Дурнево межпластовая интрузивная залежь эссекситов контактирует с фаунистически охарактеризованными пестроцветными мергелями баррема—альба [95]. В зонах экзоконтактов наблюдается заметная перекристаллизация мергелей, зоны эндоконтактов интрузивной залежи отчетливо закалены. Миндалекаменная текстура характерна для периферической части интрузивного тела, центральные же части сложены массивно-кристаллическими породами и значительно лучше раскристаллизованы, чем зоны эндоконтактов. Гиалабиссальные и субвулканические тела эссекситов и тешенитов прорывают отложения апта—альба или баррема—нижнего апта в бассейне р. Сочи (сел. Верхне-Орехово).

Форма тел в большинстве случаев неправильная, от основной части интрузивных тел отходят длинные апофизы во вмещающую толщу мергелей. Реже встречаются дайки и межпластовые залежи. Значительное количество обнаруженных здесь выходов габброидов позволяет наблюдать среди них фациальное разнообразие. Дайкообразные и межпластовые тела сложены мелкокристаллическими породами с микродиабазовой структурой.

В субвулканической фации структура пород главным образом пилотакситовая или гиалопилитовая. По мере приближения к контакту с вмещающими мергелями в габброидах сначала появляются, а затем все более увеличиваются в размере и количестве поры, заполненные вторичными продуктами — кальцитом и анальцимом. При этом кальцит образует оторочку на стенке полости, затем следует оторочка из анальцима, а в центре полости — снова кальцит. В удаленной от контакта части субвулканического тела количество пор достигает 2%, в более близкой к контакту части это количество увеличивается до 33%, а в зоне эндоконтакта составляет 58,4%.

В виде межпластовых интрузивных залежей габброиды обнажаются близ сел. Солох-аул и в бассейне р. Бзюги. Интрузивные тела рассекают здесь карбонатные осадки альба.

Таблица 48

Абсолютный возраст пород формации субщелочных габброидов K_{1-2} по данным K-Ar метода (лаборатория абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР)

Порода, место отбора	K, %	Ar рад, мг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Тешенит из дайки, бассейн р. Кушинко (Туапсинский район)	1,04	7,84±0,6	37 : 40	108± 4	А.М. Борсук
Тешенит из дайки, бассейн р. Теберды близ г. Карачаевска	1,33 ±0,02	9,9 ±0,5	38 : 42	107±10	"
Тешенит из штока, там же	2,20 ±0,02	15,6±0,5	59 : 61	101± 6	"
Тешенит из штока, бассейн р. Мары	0,94 ±0,08	8,8±0,6	38 : 39	133±14	"
Эссексит из силла, бассейн р. Черек Безенгийский	0,893±0,03	6,9±0,6	14 : 38	109±12	"
Тешенит из силла, бассейн р. Чегем, у сел. Булунгу	1,37 ±0,03	12,5±0,6	46 : 54	131±12	"
Тешенит силла, бассейн р. Лоо	0,89 ±0,02	5,07±0,7	—	82±23	"
Тешенит из дайки, бассейн р. Мзымты у Красной Поляны	0,500±0,40	3,1±0,3	39 : 15	89±10	"
Тешенит из дайки, рвушей граниты, бассейн р. Келасури	1,17 ±0,02	9,6±0,5	—	118±12	"
Тешенит, сел. Курсеби, Грузинская глыба	3,48 ±0,04	18,6±0,9	46 : 59	77± 5	"
Тешенит, сел. Опурчехети, Грузинская глыба	1,16 ±0,02	7,4±0,6	20 : 28	92± 9	"
Дайка эссексита, сечет диориты J_{2-3} , бассейн р. Авадхары	0,64 ±0,04	4,8±0,6	35 : 14	108±15	А.Г. Гурбанов
Дайка эссексита, сечет роговообманковые граниты J_{2-3} , бассейн. р. Авадхары	0,99 ±0,03	3,5±0,5	20 : 22	80± 8	"
Дайка эссексита, сечет пегматоидные граниты, оз. Кардывач	2,06 ±0,03	12,5±0,6	37 : 54	87± 6	"
Дайка тешенита, сечет щелочные граниты, р. Синеокая	2,78 ±0,03	27,6±0,8	51 : 67	141± 6	"
Дайка тешенита, сечет щелочные граниты, р. Синеокая	1,50 ±0,03	14,5±0,8	52 : 60	137± 9	"
То же	1,85 ±0,03	17,4±0,5	52 : 60	134± 8	"

В долине р. Мзымты и по ее притокам (Чвежипсе, Медовеевке, Монашке и Бешенке) габброиды повышенной щелочности представлены более глубинными фациями. Дайки, межпластовые тела и небольшие лакколитообразные массивы субщелочных габброидов прорывают здесь толщу глинистых сланцев лейаса, вулканогенов байоса и песчаников бата, а также мергелистых сланцев и песчаников баррема—альба [251, 262].

В известняках сеномана в бассейне р. Лоо обнаружена галька, петрологически тождественная субщелочным габброидам, прорывающим мергели апта и альба. Таким образом, на основании геологических фактов образование габброидов следует относить к промежутку времени: конец раннего—начало позднего мела. В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР было проведено датирование пород описываемой формации К-Аг методом по валовым пробам пород (табл. 48). Радиологические даты находятся в интервале 80—130 млн. лет и подтверждают представление о том, что образование всей формации субщелочных габброидов происходило во второй половине раннего и первой половине позднего мела. В таблице приведены для сравнения полученные нами же радиологические даты по тешенитам Кутаисского района (селенья Курсеби и Онурчхети), находящегося в пределах Грузинской глыбы (срединный массив в системе альпийского орогенического пояса). Приведенные нами радиологические даты (77 и 92 млн. лет), данные, опубликованные М.М. Рубинштейном и Ш.И. Джавахишвили [288] по этим же породам, — 88—90 млн. лет — свидетельствуют о том, что тешениты Грузинской глыбы и Большого Кавказа образовались в одно и то же время.

Гипабиссальные интрузивные тела и дайки субщелочных габброидов в большинстве случаев контролируются субмеридиональными разломами или узлами пересечения их с разломами общекавказского (близширотного простирания).

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИИ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ

При некотором разнообразии составов, обусловленном различным фациальным положением интрузивов, а также степенью вторичных изменений пород, общие петрологические особенности субщелочных габброидов определяются следующими признаками.

В большинстве случаев субщелочные габброиды представляют собой плотные темные породы порфиривого сложения, состоящие из интрателлурических вкрапленников, как правило, резко зонального плагиоклаза, моноклинного пироксена, значительно реже — роговой обманки и биотита.

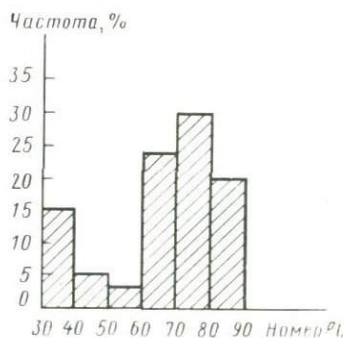


Рис. 22. Гистограмма частот встречаемости плагиоклазов разного состава в породах эссексит-тешенитовых формаций

Таблица 49

Химический состав пород формации субщелочных габброидов K_{1-2} , вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Зона Главного хребта									
Дайка карбонатизированного тешенита, рвущая аргиллиты юры, правый приток р. Малый Пшиш	38,75	1,62	18,98	3,58	6,10	0,70	3,75	14,06	2,55
Тс же	39,92	1,75	17,67	4,78	6,00	0,65	3,81	13,06	2,82
Центральная часть некка "Черный Камень", карбонатизированный тешенит, бассейн р. Пшияхо	37,70	0,77	13,78	2,06	6,36	0,37	5,17	15,04	2,15
Верхняя часть куполовидной интрузии тешенита, р. Кушинко	47,56	1,80	17,71	2,43	5,41	0,12	6,80	9,23	3,16
Дайка тешенита, бассейн р. Пшехи	48,18	1,88	18,72	2,63	5,70	0,05	6,27	5,34	3,39
Эндоконтактная часть штока тешенита, р. Кушинко	45,74	1,84	18,76	2,19	6,10	0,09	6,24	7,39	3,20
Дайка тешенита, р. Кушинко	45,66	0,56	18,74	1,29	3,51	0,25	4,62	15,04	0,42
Зона Южного склона									
Межпластовое тело тешенита, бассейн р. Лоо	47,72	2,20	15,03	3,07	5,51	0,12	6,48	6,68	4,63
Шток тешенита бассейн р. Агвы	44,12	2,34	14,31	3,96	7,18	0,14	9,58	6,23	2,91
Дайка эссексита, бассейн р. Агвы	37,42	2,64	14,94	3,69	9,31	0,41	12,90	5,16	2,10

K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	PbO	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма	Литератур- ный источ- ник
11	12	13	14	15	16	17	18	19
Зона Главного хребта								
0,62	0,98	2,68	6,00	—	—	—	100,37	А.М. Бор- сук
0,18	0,98	3,02	5,20	—	—	—	100,39	"
0,32	0,64	3,56	12,72	—	—	—	100,64	"
0,83	1,64	2,87	0,60	—	—	0,39	100,55	"
2,12	1,55	3,70	0,34	Сл.	0,17	0,38	100,82— —0,09 = = 100,73	"
1,65	1,64	3,45	1,73	—	0,41	0,34	100,74— —0,20 = = 100,54	"
4,47	0,98	2,75	1,19	—	—	0,03	99,51	"
Зона Южного склона								
1,80	1,21	3,85	1,09	—	0,05	0,17	99,61	"
1,94	1,06	4,27	0,95	—	—	0,58	99,57	"
0,42	2,24	6,42	1,30	—	—	0,76	99,75	"

Т а б л и ц а 49 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Дайка эссексита, бассейн р. Мзымты (р. Монашка)	47,22	1,72	17,51	1,85	7,45	0,18	6,27	9,20	3,51
Лакколит эссексита, бассейн р. Мзымты	50,10	0,71	15,48	1,90	5,56	0,34	4,80	8,91	3,94
Дайка эссексита, бассейн р. Авадхары	46,80	1,86	16,94	1,19	8,01	0,18	7,22	3,97	3,06
Дайка тешенита, бассейн р. Лоо	49,95	1,39	15,28	4,87	5,12	0,12	9,10	6,69	2,88
То же	43,87	1,12	14,88	2,34	9,02	0,11	8,57	8,31	2,67
Дайка эссексита, бассейн р. Мзымты (р. Медовеевка)	48,31	0,84	18,68	2,72	6,97	0,29	5,16	5,02	3,93
Интрузивная залежь альбитизированного тешенита, бассейн р. Мзымты	47,51	2,50	16,08	1,61	8,28	0,16	4,60	4,43	4,12
Дайка тешенита, бассейн р. Авадхара	47,30	2,07	16,54	1,28	7,41	0,09	7,90	7,18	3,14
То же	45,43	1,57	16,37	2,99	8,36	0,21	7,06	8,20	3,27
Дайка эссексита, бассейн р. Авадхара	49,70	2,70	15,87	1,74	8,63	0,20	4,18	4,55	4,64
То же	53,77	1,54	15,59	2,79	7,83	0,16	3,54	4,96	3,94
Дайка эссексита, бассейн р. Мзымты	51,00	1,06	17,66	3,05	4,85	0,20	3,47	7,05	3,41
Бечасынская зона									
Силл эссексита, Кубано-Маринский водораздел	48,77	0,84	16,43	0,71	6,85	0,13	5,75	9,51	2,52
То же	54,89	1,75	17,91	3,30	2,91	0,17	2,82	6,28	3,73
Шток эссексита, Кубано-Маринской водораздел, гора Дадумкая	55,30	1,26	18,50	4,34	3,05	0,18	2,26	5,61	5,15

11	12	13	14	15	16	17	18	19
0,66	0,31	3,87	0,18	—	—	—	99,93	''
2,74	0,19	2,66	2,53	—	—	—	99,86	''
1,53	0,23	2,98	0,97	—	—	—	99,94	''
1,84	2,01	3,62	Не опр.	Неопр.	Не опр.	Не опр.	100,36	[229]
1,53	1,86	7,86	''	''	''	''	100,26	''
2,00	0,77	3,81	1,05	''	''	''	99,78	''
0,35	8,99	Не опр.	4,27	—	—	0,98	99,60	А.М. Бор- сук
1,92	5,34	''	1,23	—	—	0,48	99,65	А.Г. Гур- банов
1,06	5,07	''	Не опр.	—	—	Не опр.	99,59	Тот же
2,08	5,06	''	''	—	—	''	99,51	''
2,08	3,97	''	''	Не опр.	Не опр.	''	99,67	''
3,94	0,40	3,43	''	''	''	''	99,12	[51]
Бечасынская зона								
0,38	—	7,40	—	—	—	0,19	99,98	Б.И. Луч- ников
0,95	3,63	—	—	—	—	0,28	99,95	[202]
1,20	2,91	—	—	—	—	0,44	100,20	''

Таблица 49 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
То же	55,30	1,14	19,57	3,99	2,90	0,10	3,05	5,84	4,09
"	56,74	1,40	18,60	3,44	4,36	0,15	2,54	5,66	3,75
Некк эссексита, левобережье р. Шоаны	51,59	1,42	18,78	4,78	2,98	0,27	3,83	4,41	4,74
Дайка эссексита, бассейн р. Шоаны, у монастыря	55,06	1,03	19,29	3,91	1,50	0,23	2,84	1,90	5,42
То же	54,06	0,92	16,45	8,55	1,58	0,13	2,99	2,11	6,45
Силл эссексита, бассейн р. Черек Безенгийский	51,16	2,97	15,08	1,83	6,52	0,15	4,23	7,00	5,60
Межпластовое тело эссексита, с. Булунгу (бассейн р. Чегем)	46,10	2,33	16,70	3,25	5,23	0,18	7,81	4,16	4,75
То же	46,70	2,51	16,85	3,88	4,29	0,15	6,92	5,29	4,62
Дайка эссексита, правый борт р. Думал (бассейн р. Черек Безенгийский)	47,50	2,10	18,34	9,62	0,20	2,85	6,10	5,35	3,19

В интерстициях между плагиоклазом и клинопироксеном присутствуют ксеноморфные зерна К-Na полевого шпата и радиально-лучистые агрегаты анальцима. Основная масса состоит из идиоморфных микролитов плагиоклаза, ксеноморфных зерен клинопироксена и хлорита, являющегося продуктом девитрификации. Структура основной массы и количественные соотношения между минералами первого поколения сильно варьируют в зависимости от фацеального положения интрузивов.

По химическому и минеральному составу среди субщелочных габброидов можно выделить эссекситы и безоливиновые тешениты. В табл. 49 приведены химические составы субщелочных габброидов, а в табл. 50 — количественный минеральный состав.

Плагиоклаз — преобладающий в количественном отношении минерал субщелочных габброидов. Порфирировидные вкрапленники идиоморфны, состав колеблется от андезина до битовнита. На рис. 22 показана гистограмма частот встречаемости плагиоклазов различного состава в субщелочных габброидах. На графике отчетливо выделяются два пика. Один из них, меньший, соответствует распространенности номеров от 30 до 40. Другой, больший, соответствует номерам от 60 до 80. Плагиоклазы

11	12	13	14	15	16	17	18	19
1,07	—	2,03	—	—	—	—	100,47	[122]
1,16	—	1,31	—	—	—	—	99,92	"
3,14	3,63	—	—	—	—	0,23	99,80	[202]
3,82	3,42	—	0,39	—	—	0,23	99,92 (BaO = 0,30) (C = 0,58)	А.М. Борсук
2,64	3,39	—	0,79	—	—	0,20	100,26	"
1,12	0,25	3,41	0,76	—	—	—	100,08	"
1,95	1,30	5,62	0,27	—	—	—	99,65	"
1,94	1,37	5,04	0,50	—	—	—	100,06	"
5,00	5,00	—	—	—	—	—	100,15	А.П. Лебедев

резко зональны. В характере зональности отмечается следующая особенность. Центральная часть кристаллов часто оказывается более обогащенной альбитовой составляющей и отвечает по составу андезину (№ 30–40), за ней следуют зоны андезин-лабрадорового и лабрадорового состава (№ 70–75), после которых зональность становится прямой. Краевые оторочки снова отвечают по составу андезину или даже олигоклаз-андезину. Наблюдается постепенный по размерам переход от крупных порфиroidных вкрапленников к лейстам плагиоклаза, образующим основную массу. По составу лейсты основной массы близки к внешним зонам фенокристов. Указанные особенности плагиоклазов вкрапленников дают основания утверждать, что на ранних этапах фракционирования из расплава выделяются плагиоклазы среднего состава, затем их сменяют плагиоклазы, обогащенные анортитовой составляющей. Постепенно состав этих обогащенных анортитовой составляющей плагиоклазов меняется в сторону "поокисления" и заканчивается кристаллизация снова выделением андезина или даже андезин-олигоклаза.

Как правило, зерна плагиоклаза свежи. В зонах эндоконтактов крупных тел, а также в маломощных дайках и субвулканических телах пла-

Таблица 50

Количественный минеральный состав пород формации субщелочных габброидов K_{1-2} , объемн. %

Порода, место взятия	Основная масса	Плагиоклаз	К-На полевой шпат	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Титаномагнетит	Анальцим	Хлорит и карбонат	Литературный источник
Шток тешенита, бассейн р. Кушинко	63,6	11,8	Нет	19,0	Нет	Нет	6,0	2,4	Нет	А.М. Борсук
Межпластовое тело тешенита, бассейн р. Лоо	Нет	56,7	"	22,0	"	"	5,7	5,6	10,0	"
Дайка тешенита, бассейн р. Агвы	"	50,5	"	10,2	"	"	7,10	5,0	16,5	"
Дайка эссексита, бассейн р. Мзымты	"	60,8	1,7	10,0	"	0,7	13,6	3,2	10,0	"
Лакколит эссексита, бассейн р. Мзымты	"	42,4	5,5	Нет	40,0	Нет	0,6	2,5	9,0	"
Дайка тешенита, бассейн р. Авадхары	"	54,3	0,2	27,4	5,5	"	5,9	5,9	0,8	А.Г. Гурбанов
То же	"	56,6	0,4	26,1	5,9	"	4,7	5,5	0,8	"
Дайка эссексита, бассейн р. Авадхары	"	41,6	4,6	20,7	15,3	"	8,5	8,4	0,8	"
То же	"	35,2	3,3	22,0	20,3	"	8,9	10,4	0,9	"
"	"	36,0	2,8	23,3	18,1	"	8,6	9,2	0,6	"
Межпластовое тело тешенита, бассейн р. Чегем (зона эндоконтакта)	"	50,5	Нет	13,4	Нет	"	8,4	6,3	21,4	А.М. Борсук
Дайка тешенита, правобережье р. Теберды	69,0	15,0	"	11,6	"	"	Мало	4,4	Нет	"
Шток тешенита, скала Дадумская (бассейн р. Мары)	50,9	38,7	"	—	4,4	0,3	1,0	4,7	"	Л.А. Кондаков
Шток тешенита, скала Дадумская (бассейн р. Мары)	56,1	31,5	"	2,0	Нет	Нет	7,1	3,3	"	"

Т а б л и ц а 51

Оптические свойства клинопироксенов из пород формации субщелочных габброидов K_{1-2}

Порода, место взятия	Характеристика зерна	+ 2 V	c : Ng
Тешенит из центральной части штока, бассейн р. Кушинко	Фиолетовое, не плеохроирует	58	50
Тешенит из дайки, верховья р. Пшиш	То же	53	63
То же, бассейн р. Кушинко	"	50	50
Тешенит из штока, бассейн р. Пшихо	Прозрачный, бесцветный	43	57
То же	То же	52	60
"	"	57	60
Тешенит из межпластового тела, бассейн р. Лоо		44	50
То же	"	56	49
"	Фиолетовое зерно, не плеохроирует, зональное	51	34
"		51	42
Дайка, эссексита, бассейн р. Агам	То же	50	42
То же	"	50	46
Дайка тешенита, бассейн р. Авадхары	Фиолетовое зерно, не плеохроирует	56	34
То же		54	35

гиоклазы вкрапленников иногда замещены анальцитом, альбитом и карбонатом. В ряде случаев внешняя узкая кайма зональных кристаллов плагиоклаза сложена K - Na полевым шпатом. В тешенитах порфирировидные выделения плагиоклаза нередко замещаются цеолитами, образующими прихотливую сетку.

Пироксены — вторая по распространенности группа минералов субщелочных габброидов, хотя количество их в породе значительно меньше, чем плагиоклаза. Большею частью порфирировидные вкрапленники и мелкие зернышки плагиоклаз-пироксеновой основной массы представлены клинопироксеном типа авгита. Вкрапленники, как правило, ксеноморфны, но встречаются и хорошо образованные зональные кристаллы. По оптическим свойствам и составу клинопироксены разделяются на две разновидности. Одна из них, представленная бесцветными в проходящем свете зернами, — нормальный авгит [156]. Другая образует фиолетовые или буровато-фиолетовые неплеохроирующие зерна, обогащена титаном и относится к группе титан-авгитов. В отдельных разновидностях титан-авгита содержание TiO_2 достигает 4,35—4,6%. Взаимоотношения

Таблица 52

Химический состав пироксенов из пород формации субщелочных габброи СССР), вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + + FeO
Эссексит из силла, р. Черек Безенгийский, близ сел. Безенги	52,45	1,01	1,69	7,76
То же	52,96	0,89	1,44	9,56
"	52,80	1,03	1,90	8,76
"	52,88	1,28	1,74	8,33
"	54,38	1,00	1,90	7,82
Дайка тешенита, там же	50,82	1,59	3,21	10,77
Дайка эссексита, р. Черек Безен- гийский, близ сел. Безенги	53,16	0,89	2,36	6,79
То же	53,11	0,75	2,06	6,57
"	53,97	1,02	2,53	5,82
"	52,45	0,78	1,96	6,57
"	52,06	0,89	2,42	6,72
Дайка тешенита, там же	48,67	1,63	1,72	18,37
Вертикальная дайка эссексита, р. Черек Безенгийский, близ сел. Безенги	53,16	1,31	1,96	9,01
То же	53,97	1,15	1,74	8,67
"	53,46	1,18	1,94	8,29
"	58,00	0,97	1,98	7,26
"	58,51	0,85	1,51	8,96
"	54,42	1,03	2,53	7,48
Межпластовое тело тешенита, бассейн р. Чегем, близ сел. Бу- лунгу	53,21	0,52	1,62	11,19
То же	52,70	0,47	1,60	7,94
Межпластовое тело тешенита, бас- сейн р. Лоо, близ сел. Дурнево	52,94	0,21	1,54	6,71
То же	53,90	0,15	2,08	3,91
"	52,17	1,20	4,03	6,01
"	51,21	1,37	4,63	6,71
Дайка тешенита, водораздел рек Мзымты и Авадхары	46,8	4,1	1,6	15,3
Дайка эссексита, район перевала Ахун-Дара	45,1	4,6	3,3	15,0
То же	44,84	4,35	10,17	11,80
Межпластовое тело тешенита, бас- сейн р. Чегем, близ сел. Булунгу	57,08	0,22	0,88	22,93
Ромбический пироксен-гипер- стен	53,97	0,27	1,00	23,99
То же				
Бронзит, там же	56,14	0,18	1,11	17,56

дов K_{1-2} по данным рентгеновского микроанализатора (лаборатория ИГЕМ АН

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
0,31	13,85	20,90	Не обн.	Не обн.	99,97
Не обн.	12,89	20,67	"	"	98,46
"	13,36	20,72	"	"	98,57
"	13,70	21,01	"	"	98,94
"	14,52	21,25	"	"	100,87
0,28	12,45	22,09			101,75
0,25	13,72	21,68	Не опр.	Не опр.	98,85
Не обн.	14,73	21,25	"	"	98,47
"	14,81	21,68	"	"	99,33
"	14,82	21,81	"	"	98,39
"	14,16	22,68	"	"	98,94
0,75	10,68	19,09	"	"	100,92
0,38	13,34	21,61	"	"	100,77
Не обн.	14,33	20,89	"	"	100,75
"	13,11	21,87	"	"	99,85
"	14,35	21,10	"	"	98,75
"	14,97	20,83	"	"	100,63
"	14,08	21,60	"	"	101,14
0,51	13,04	20,47	"	"	100,56
0,37	14,58	21,34	"	"	99,01
Не обн.	17,48	19,38	"	"	98,26
"	19,44	19,67	"	"	99,15
0,13	13,11	20,83	0,54	0,02	98,04
0,16	15,44	21,92			101,44
0,23	8,6	22,0	0,41	0,06	100,27
0,25	8,15	22,8	0,22	Не обн.	100,62
0,47	6,11	18,92	0,64	0,20	99,96
0,89	20,74	1,31	Не обн.	Не обн.	100,01
Не обн.	20,06	1,80	"	"	100,59
"	25,01	1,28	"	"	101,28

Таблица 53

Химический состав титаномагнетитов из субщелочных габброидов K_{1-2} (измерения на рентгеновском микроанализаторе типа "Сатеса" в лаборатории ИГЕМ АН СССР)

Порода, место взятия	FeO + + Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	Сумма
Силл тешенита, бас- сейн р. Чегем, близ сел. Булунгу	49,46	44,81	0,20	0,25	3,97	0,08	98,52
Дайка эссексита, бассейн р. Черек Безенгийский	83,40	11,38	1,19	1,08	1,80	0,01	98,86
Силл эссексита, там же	82,39	11,38	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
Дайка тешенита, бас- сейн р. Авадхары	51,86	44,71	0,13	0,32	4,03	0,05	100,73
Дайка тешенита, бас- сейн р. Мзымты	89,41	9,47	0,43	Не обн.	0,23	0,03	99,34
Силл тешенита, бас- сейн р. Лоо	81,85	14,00	0,03	1,48	3,45	0,09	100,91

между авгитом и титан-авгитом указывают на более позднее выделение последнего.

Помимо клинопироксена в некоторых тешенитах присутствуют вкрапленники более раннего ромбического пироксена. Так, в тешените межпластовой интрузивной залежи, в бассейне р. Чегем (близ сел. Булунгу) ромбический пироксен представлен гиперстеном $Mg_{6,2}Fe_{3,8} - Mg_{6,0}Fe_{4,0}$ и бронзитом ($Mg_{7,2}Fe_{2,8}$), присутствующими в породе совместно с титан-авгитом.

В табл. 51 приведены оптические свойства пироксенов, а в табл. 52 — химический состав по данным рентгеновского микроанализатора.

К-На полевой шпат присутствует в субщелочных габброидах не всегда. По наличию К-На полевого шпата и его количеству группа эссекситов отличается от группы тешенитов, хотя четкой границы между ними установить невозможно.

Как правило, он образует ксеноморфные зерна, располагающиеся в интерстициях между плагиоклазом и пироксеном. Редко встречаются хорошо образованные кристаллики. Исследование такого идиоморфного зерна К-На полевого шпата из штока эссексита в бассейне р. Кушинко показало, что по оптическим свойствам он отвечает высоконеупорядоченному санидину ($2V = 48^\circ$, $\perp (100) \angle Nm = 5^\circ$). По данным А.Г. Гурбанова [143] К-На полевой шпат из даек тешенитов бассейна р. Авадхары относится к группе анортоклазов, в которых значения отрицательного $2V$ колеблются в пределах $78-82^\circ$ (одна группа) и $54-58^\circ$ (вторая группа), а $\perp (100) \angle Nm = 4-5^\circ$. Часто К-На полевым шпатом в виде тонкой каймы обрастают зерна плагиоклаза. По харак-

теру взаимоотношений с другими минералами К-№: полевой шпат относится к поздним выделениям из расплава.

Анальцит. Количество его в породах сильно варьирует (см. табл. 49). Как правило, он выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и моноклинного пироксена в виде радиально-лучистых агрегатов. Реже образует трапецеэдрические кристаллы. Анальцит нередко замещает плагиоклаз, развиваясь по нему в виде тонкой паутины.

Амфиболы присутствуют редко. Представлены красновато-бурой роговой обманкой, которая образует самостоятельные идиоморфные кристаллы, но чаще развивается по пироксену. Еще реже встречается буровато-зеленая роговая обманка, которая, как правило, развивается только по пироксену. Оптические свойства бурых роговых обманок: $(-2 V) = 66-68^\circ$, $cNg = 15^\circ$, $n_q = 1,674-1,676$, $n_m = 1,667-1,658$; $n_m = 1,651 - 1,653$, **зеленые роговые обманки**; $(-2 V) = 78-84$, $cNg = 19-22$, $n_g = 1,698-1,694$, $n_m = 1,688 - 1,682$, $n_p = 1,677 - 1,674$. По оптическим свойствам для бурых роговых обманок соотношение $100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn) = 60 (92)$, а для зеленых — 40.

Из рудных минералов присутствуют магнетит, и главным образом титаномагнетит. В табл. 53 приведен состав титаномагнетитов, определенный с помощью рентгеновского микроанализатора.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и флюоритом. Особый интерес среди них представляет флюорит. В Забайкалье [46, 47] в южном Тянь-Шане [41, 22] и ряде других районов с подобными тешенитами и эссекситами связаны месторождения флюоритов. Заметное количество флюорита обнаруживается в шлих-протолочках из эссекситов и тешенитов бассейнов рек Черек Безенгийский, Чегем, Мзымты и Авадхары.

Из вторичных минералов наиболее широко развиты хлорит, карбонат, пренит и цеолиты. Цеолиты по оптическим свойствам близки к натролиту и томпониту. Образуют они радиально-лучистые агрегаты, заполняющие пустоты, а также в ряде случаев развиваются по плагиоклазу. Вместе с цеолитами пустоты выполнены хлоритом, карбонатом и пренитом.

ТРАХИТЫ

С субщелочными габброидами в ряде случаев пространственно и во времени ассоциируют дайки, пластовые тела, микролакколлиты и эруптивные брекчии, сложенные лейкократовыми трахитами.

В пределах западного окончания Главного хребта (Гойтхский антиклинорий) на водоразделе между бассейнами рек Пшиш и Пшехи среди аргиллитов аалена обнаружена зона мощностью около 100 м, протягивающаяся в меридиональном направлении вдоль гребня на расстояние около 2 км. Эта зона сложена эруптивной брекчией, в которой цементирующая масса представлена уплотненным глинистым материалом — продуктом разложения туфа трахитового состава.

Среди обломков брекчии преобладают лейкократовые, большей частью мономинеральные трахиты-бостониты. Особенности структуры брекчии,

Таблица 54

Оптические свойства K-Na полевых шпатов акрелленников из щелочных трахитов эруптивной брекчии K₁₋₂ Западного Кавказа

Номер образца	Характеристика размерного зерна	-2V	Ориентировка \perp (001)			Ориентировка \perp (010)		
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np
110а/58	Совершенно прозрачное, гомогенное	38	89	11	80	-	-	-
100/58	То же	48	-	-	-	-	-	-
101/58	"	45	-	-	-	-	-	-
109/57	"	50	-	-	-	-	-	-
55и/58	"	44	-	-	-	4	86	90
55к/58	"	48	90	10	80	-	-	-
255к/57	"	44	-	-	-	0	90	90
151и/57	Гомогенное, мутноватое	48	90	12	78	-	-	-
151е/57	То же	48	83	13	84	-	-	-
151/57	"	48	86	12	82	-	-	-
151а/57	"	45	86	12	82	-	-	-

состава цементирующей массы и обломков дают основание считать ее эруптивным образованием, выполняющим взрывные аппараты типа взрыва [20, 77].

Цементирующая масса брекчии состоит из уплотненного глинистого вещества. Микроскопическое изучение этих глин показало наличие в них реликтов туфового материала, аналогичного по составу обломкам щелочных калиевых трахитов. В табл. 55 приведены результаты химического анализа глинистого вещества, составляющего цемент брекчии. Как видно из приведенных данных, указанные глины отличаются высоким содержанием K₂O (4,52%). Сравнение химического состава глин цемента с составом включенных в него обломков трахитов позволяет предполагать, что глинистое цементирующее вещество произошло за счет перерождения туфового материала, состава щелочных калиевых трахитов. С.И. Набоко [255] установлен механизм такого перерождения на основании наблюдений в зонах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов, где на термальных полях в районах проявлений сольфатар, паровых струй и современных гидротерм лавы и туфы перерождены в глины.

В качестве обломков в эруптивной брекчии присутствует заметное количество песчаников, юрских аргиллитов, эссекситов и тешенитов. Наличие последних свидетельствует о более позднем времени образования брекчии по сравнению с субщелочными габброидами.

Характерной группой пород, присутствующих в брекчии в наибольшем количестве и по составу близких к цементирующей массе брекчии,

служат щелочные калиевые трахиты. Это светлые, почти белые плотные породы с порфировой структурой, состоящие из основной массы (80—85%), представленной микролитами K-Na полевого шпата, в которую погружены вкрапленники того же состава. Размер микролитов основной массы колеблется от 0,1 x 0,02 мм до 0,6 x 0,1 мм. В последнем случае структура становится бостонитовой. В большинстве случаев основная масса состоит исключительно из микролитов K-Na полевого шпата, но иногда между ними присутствуют небольшие зерна кварца. Ориентированное расположение микролитов обуславливает трахитоидную структуру основной массы.

Вкрапленники K-Na полевого шпата представлены санидином. В большинстве случаев он воднопрозрачен, в табл. 54 приведены его оптические свойства, а в табл. 55 — химический состав трахитов.

Временная и пространственная сопряженность между эссекситами, тешенитами и трахитами, наличие переходных разновидностей в виде санидинсодержащих эссекситов, нахождение обомков трахитов в эруптивных брекчиях, связанных с субщелочными габброидами, позволяют считать, что трахиты и субщелочные габброиды генетически связаны.

Интересно отметить, что санидины, присутствующие в эссекситах Западного Кавказа, очень близки по оптическим свойствам к только что описанным ($2V = -48^\circ$, а $Mm \wedge \perp (001) = 5^\circ$). Этот факт также указывает на генетическое родство между трахитами эруптивной брекчии и субщелочными габброидами.

В Бечасынской зоне на Даут-Кольтюбенском водоразделе в урочище Джалпак трахитами сложены четыре интрузивных штокообразных массива.

Самый крупный из них слагает гору Караул-Тюбе и имеет в современном эрозионном срезе площадь около 2 км². Интрузивы прорывают нижнепалеозойские кристаллические сланцы и терригенные осадки плинсбаха, образуя в них куполовидные поднятия.

Трахиты представляют собой плотные породы светло-серого, фиолетового или кремового цвета. Резко преобладающая в количественном отношении основная масса состоит из микрофельзитового вещества, в которое погружены вкрапленники щелочного полевого шпата. Цветные минералы, как правило, отсутствуют, изредка встречаются мелкие кристаллики травянисто-зеленого эгирина. В породе большое количество мельчайших рудных зерен. Значительно проявлено окварцевание — гидротермальный кварц в виде мелкозернистых скоплений развивается по основной массе.

Химический состав трахитов (см. табл. 55), а также результаты прокрашивания шлифов определенно указывают на наличие в основной массе вещества K-Na полевых шпатов. Обилие вторичного кварца резко повышает процент SiO₂ в химических анализах этих пород, что, по-видимому, послужило одной из причин, по которой трахиты ранее описывались как щелочные гранит-порфиры. Характерная особенность описываемых пород — прекрасно выраженная флюидальная текстура.

Т а б л и ц а 55

Химический состав трахитов. вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Глинистый цемент эруптивной брекчии, бассейн р. Пшиш (Западный Кавказ)	61,02	0,47	17,21	4,48	1,55	0,05	1,95
Обломок трахита в эруптивной брек- чии	78,74	0,42	14,07	0,49	0,38	0,02	0,08
То же	67,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Массив трахитов на водоразделе Даут- Кольтюбе	71,66	0,26	15,37	1,53	0,99	0,03	0,30
То же	71,72	0,17	15,00	2,09	0,09	0,01	Нет
"	71,86	0,07	15,71	1,60	0,54	0,04	0,17
"	72,22	0,08	15,80	1,85	0,09	Сл.	Нет
"	73,48	0,12	12,67	2,13	0,14	0,08	"

Измерения абсолютного возраста трахитов К-Аг методом дают $104 \pm \pm 5$ млн. лет, что по отечественной Геохронологической шкале 1964 г. отвечает низам позднего мела и указывает на их синхронность с субщелочными габброидами.

ЭССЕКСИТ-ТЕШЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ♀

В эоцене наступление орогенного режима на Большом Кавказе фиксируется по типу осадочных формаций (нижняя моласса) и характеру тектонических структур. Между тем магматические формации, образующиеся здесь в эоцене, определенно свидетельствуют о том, что в это время продолжают углубляться и расширяться те тенденции в изменении эндогенного режима, которые обозначались уже на рубеже раннего и позднего мела. В эоцене в пределах зон Главного хребта и южного склона образуется эссексит-тешенитовая формация, петрологически и геохимически очень близкая к уже описанной одноименной формации границы раннего и позднего мела.

Палеогеновые эссекситы обнаружены в верхнем течении р. Мзымты, у устья ее правого притока — р. Лауры, в бассейне р. Авадхары, а также в бассейне р. Псоу (сел. Аибга). В приустьевой части р. Лауры обнажается относительно крупное интрузивное тело, прорывающее аргиллиты байоса. Интрузив сложен породами порфировой текстуры, состоящими из порфиридных вкрапленников основного плагиоклаза (лабрадор-битовнита), титан-авгита и рудного минерала. Основная масса представлена лейстами плагиоклаза и титан-авгита того же состава, что и вкраплен-

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Сумма	Литературный источник
0,04	1,02	4,52	2,28	4,84	0,30	99,84	А.М. Борсук
0,21	5,33	5,18	0,13	0,17	0,11	100,33	"
He опр. 0,42	0,14 4,06	14,53 3,90	He опр. 0,37	He опр. 1,50	He опр. 0,60	He опр. 100,06	" Л.А. Кондаков
0,30	4,60	4,28	0,20	1,14	0,17	99,60	"
0,53	4,77	4,46	He опр.	0,58	He опр.	100,12	...Н. Шамот
0,20	4,44	4,80	0,04	0,58	0,17	99,81	Л.А. Кондаков
0,34	3,77	4,10	0,58	1,30	0,47	99,67	М.Я. Потапенко

ники. Породы заметно карбонатизированы. В зоне эндоконтакта количество вкрапленников и размер микролитов основной массы резко уменьшаются, при этом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (пироксен иногда совсем исчезает), а в основной массе увеличивается количество лейст титан-авгита.

Несколько отличные по составу породы слагают интрузивное тело в бассейне р. Авадхары по ее правому притоку — р. Мзымте. Здесь аргиллиты лейаса прорваны массивом лейкократовых габброидов, состоящих из альбитизированных идиоморфных кристаллов основного плагиоклаза, рудного минерала и сильно измененного обесцвеченного биотита. В качестве вторичных минералов, кроме альбита, широко развиты хлорит и карбонат. Из аксессуарных минералов в породе присутствует заметное количество апатита.

В более глубинной фации эссексит-тешенитовая формация палеогена представлена интрузивами бассейна р. Псоу (сел. Аибга). Субщелочные габброиды слагают здесь довольно крупные интрузивные тела, достигающие мощности 500 м [258]. Залегают они среди аргиллитов байоса, которые в зоне контакта с габброидами превращены в серые роговики и светло-серые спилозиты. Мощность зоны экзоконтактных изменений составляет 10—15 м.

Габброиды состоят из основного плагиоклаза (№ 75—80), как правило нацело замещенного альбит-олигоклазом, моноклинного пироксена (титан-авгита) и небольшого количества анортоклаза. Плагиоклазы заметно серицитизированы, а моноклинный пироксен замещается уралитовой роговой обманкой, а иногда актинолитом, реже — биотитом. В

Таблица 56

Химический состав пироксенов из палеогеновых субщелочных габброидов АН СССР, вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO
Интрузивное тело эссексита, бассейн р. Псоу (сел. Аибга)	52,94	1,17	2,12	11,02
То же	51,31	1,07	2,37	11,72
"	55,51	0,83	1,59	10,32

Таблица 57

Химический состав пород эссексит-тешенитовой формации палеогена, вес. %

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Альбитизированный тешенит, бассейн р. Авадхары	48,08	3,60	16,91	1,43	9,64	0,18	3,77	4,64
Эссексит, бассейн р. Мзымты (у устья р. Лауры)	49,18	2,27	19,39	1,12	6,48	0,25	4,66	4,81
То же	47,30	2,30	18,21	0,70	6,76	0,17	3,69	8,26
Эссексит из дайки, бассейн р. Авадхары	46,80	1,86	16,94	1,19	8,01	0,18	7,22	8,97
Эссексит из массива, бассейн р. Псоу, сел. Аибга	48,80	2,97	14,92	3,07	8,70	0,22	4,49	7,16
То же	47,14	3,58	13,62	4,22	9,90	0,27	4,02	8,26
"	48,23	Не опр.	Не опр.	2,80	6,26	0,13	6,67	9,54
"	52,47	"	"	3,63	2,34	0,09	8,12	5,63
Эссексит дайки, истоки р. Авадхары	47,92	1,21	16,56	1,55	6,93	0,14	8,00	9,82
Тешенит из дайки, истоки р. Мзымты	45,43	1,57	16,37	2,99	8,36	0,21	7,06	8,20
Эссексит из дайки, истоки р. Цахвоа	49,70	2,70	15,87	1,74	8,68	0,20	4,18	4,55
Тешенит из дайки, истоки р. Авадхары	46,81	1,84	15,97	1,90	7,10	0,15	8,22	10,13
То же, р. Мзымта	46,70	2,81	16,16	2,96	7,25	0,16	4,56	4,35
Эссексит из дайки, р. Синюккая	51,30	1,42	15,54	1,08	6,53	0,11	5,66	7,15

по данным рентгеновского ликроанализатора типа "Сатеса" (лаборатория ИГЕМ)

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Не обн.	13,30	21,43	Не обн.	Не обн.	101,98
"	12,46	21,03	"	"	99,96
"	13,76	20,93	"	"	100,94

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	CO ₃	S	П.п.п.	Сумма	Литературный источник
6,11	0,26	0,13	3,77	3,75	-	-	-	100,47	А.М. Борсук
4,83	1,39	0,23	3,98	-	-	0,22	1,39	100,20- (0-116)= = 100,09	"
3,84	2,91	0,10	3,71	0,57	0,03	-	-	100,16	"
3,06	1,53	2,23	2,98	0,97	-	-	-	99,94	"
4,49	1,44	0,25	3,28	0,26	0,11	-	-	100,16-	"
4,39	1,07	0,10	2,18	-	0,05	-	0,82	99,62	
5,05	1,98	2,21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	-	-	[256]
3,81	2,25	3,75	"	"	"	-	-	-	"
2,74	1,38	Не опр.	"	"	"	-	3,96	100,21	[143]
3,27	1,06	"	"	"	"	-	5,67	99,59	"
4,64	2,08	"	"	"	"	-	5,06	99,51	"
2,70	1,26	"	"	"	"	-	2,53	100,07	"
5,29	1,36	0,46	3,85	3,62	0,30	-	0,62	100,07	"
4,46	2,02	0,20	2,83	1,27	Не опр.	-	0,28	99,85	"

Т а б л и ц а 58

Количественный минеральный состав эссексит-тешенитовой формации па

Порода, место взятия	Плагиоклаз	К-На полевой шпат	Клинопироксен
Эссексит из интрузивного тела, бассейн р. Псоу, сел. Аибга	50	2,3	32,5
То же	64	2,6	24,0
Тешенит	65	14,0	Нет
Эссексит из дайки, бассейн р. Авадхары	38,0	1,6	38,2
То же	38,9	1,9	37,4
"	41,3	1,4	36,7
"	55,8	3,5	21,7
"	56,1	4,1	19,3
Тешенит из дайки, бассейн р. Авадхары	51,6	4,8	20,3

Т а б л и ц а 59

Абсолютный возраст эссексит-тешенитовой формации палеогена по данным К-Аг метода (ИГЕМ АН СССР)

Порода, место взятия	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ.}}}$	Возраст, млн. лет
Тешенит из массива, устье р. Лауры, бассейн р. Мзымты	$2,25 \pm 0,08$	$4,7 \pm 0,5$	44	31 ± 6
Эссексит из дайки, бассейн р. Авадхары	$2,08 \pm 0,08$	$5,6 \pm 0,3$	—	40 ± 4
Тешенит из дайки, бассейн р. Псоу (сел. Аибга)	$5,76 \pm 0,05$	$16,2 \pm 0,6$	33: 41	41 ± 3
Эссексит из дайки, бассейн р. Псоу (сел. Аибга)	$0,873 \pm 0,08$	$2,8 \pm 0,3$	18; 19	46 ± 10
То же	$1,01 \pm 0,02$	$3,4 \pm 0,3$	12; 9	49 ± 10
Эссексит из дайки, бассейн р. Псоу (сел. Аибга)	$5,52 \pm 0,05$	$1,65 \pm 0,5$	43; 65	44 ± 4
Эссексит из массива, бассейн р. Псоу (сел. Аибга)	$1,29 \pm 0,02$	$4,7 \pm 0,5$	35; 38	53 ± 6

табл. 56 приведен его состав. В зонах эндоконтактов габброиды мелкозернистые и более светлые за счет уменьшения количества цветных минералов. Обнаружена пегматитовая фаза габброидов, состоящая из крупных зерен анортклаза, андезина, титан-авгита и щелочного амфибола типа арфведсонита. В пегматитах габброидов появляется кварц, иногда дающий мирмекитовое срастание. Из рудных минералов наиболее широко представлены магнетит и ильменит. В табл. 57 приведен химический

леогена по данным автора и [144, 255], объемн. %

Роговая обманка	Анальцит	Биотит	Пренит и хлорит	Карбонат	Рудные минералы
Нет	Нет	2,8	Нет	Нет	12,4
5	"	1,0	"	"	3,6
6	14	Нет	"	"	1,0
8,9	2,9	"	4,8	0,5	5,1
8,4	4,3	"	3,9	0,6	4,6
7,8	4,3	"	4,3	Нет	4,2
3,2	7,5	"	2,6	"	6,7
2,6	9,2	"	0,3	0,2	8,2
Нет	15,2	"	Нет	0,3	8,8

состав габброидов, а в табл. 58 — количественный минеральный. Субщелочные габброиды в виде даек распространены в области сочленения зон Главного хребта и Южного склона (верховья рек Мзымты, Авадхарты, Цахвоа и др.), где их обнаружил и описал А.Г. Гурбанов [143]. Дайки контролируются разломами субмеридионального простирания (редко дискордантными по отношению к разломам, ограничивающим структурно-формационные зоны!), прорывают отложения лейаса и гранитоиды послейбайосской—донижнемеловой габбро-гранитной формации. С внедрением даек субщелочных габброидов связано аргонное "омоложение" вмещающих их гранитов (см. табл. 32).

Взаимоотношения субщелочных габброидов с вмещающими породами дают возможность установить лишь нижнюю возрастную границу, которая не должна быть древнее верхней юры. Однако достаточно надежные, многократно проверившиеся данные, полученные К-Аг методом, позволяют относить время образования эссексит-тешенитовой формации к эоцену (табл. 59).

БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПЛИОЦЕНА-АНТРОПОГЕНА (N_2^3-Q)

Плиоцен-антропогеновое время, представляющее собой позднеорогенную стадию в развитии Кавказского подвижного пояса, ознаменовалось мощным проявлением вулканической деятельности. Продукты вулканизма и связанные с ними субвулканические тела, дайки и гипабиссальные интрузивы локализованы в пределах Транскавказской поперечной зоны и контролируются главным образом субмеридиональными разломами и узлами пересечения их с продолжающими жить разломами общекавказского (близширотного) простирания. По составу среди вулканичес-

ких пород, комагматичных и гипабиссальных интрузивов и субвулканических тел определенно выделяются две формации: базальт-андезит-трахиандезитовая (преимущественно эффузивная) и гранитоидная вулканоплутоническая. Обе эти формации образуются синхронно, но контролируются различными структурами и представляют собой продукты эволюции разноглубинных магматических очагов.

Вулканические породы, объединенные нами в базальт-андезит-трахиандезитовую формацию, распространены главным образом в пределах Казбекской вулканической области [245, 244], которая расположена на участке сочленения центрального и восточного сегментов мегантиклинория Большого Кавказа. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский разделяют Казбекскую вулканическую область на три самостоятельных вулканических [244] района, приуроченных к различным продольным тектоническим структурам: собственно Казбекский, Кельский и Джавский. Указанные исследователи отмечают, что важнейшую роль в локализации извержений, особенно четвертичных, играет Казбек-Д инвальный глубинный разлом, пересекающий Казбекскую область с юго-запада на северо-восток.

В значительно меньшем количестве породы базальт-андезит-трахиандезитовой формации присутствуют в Эльбрусской вулканической области, слагая впадины Сурх и Крандух, горы Шаухна (междуречье Чегема и Черека), образуя дайки и межпластовые интрузивные тела (р. Кекташ, бассейн р. Чегем), а также лавовые потоки (устья р. Худес в бассейне р. Кубани). Современные знания о новейшем вулканизме Большого Кавказа получены в результате многолетних исследований, которые проводили Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [223], В.В. Дубянский [160, 161, 162, 163], Д.С. Белянкин [52], Д.С. Белянкин и В.П. Петров [68], В.П. Ренгартен [278, 279], В.И. Влодавец и Н.Н. Шаврова [126], Н.И. Схиртладзе [308], Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский [244], Ю.П. Масуренков [236, 237] и ряд других исследователей.

В монографии Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [244] обобщен большой фактический материал, посвященный вопросам структурной позиции центров вулканизма в пределах Казбекской вулканической области, последовательности вулканических фаз и обоснования их возраста, строения и эволюции отдельных вулканов и вулканических толщ.

Последняя по времени работа по новейшему магматизму Большого Кавказа принадлежит Е.К. Станкевичу [304]. В этой работе приведены новые интересные данные о составе и структурном состоянии главных породообразующих минералов, из которых состоят вулканические породы. Образование базальт-андезит-трахиандезитовой формации охватывает промежуток времени от позднего плиоцена до антропогена включительно (табл. 60). Начальный период вулканической деятельности характеризуется редкими вспышками извержений, давших пирокластический материал андезито-дацитового состава (свита Рухс-Дзуар). В акчагыле и апшероне вулканическая деятельность резко усиливается. Наибольшего размаха вулканизм достигает в плейстоцене (Казбекский и Кельский вулканические районы).

Т а б л и ц а 60

Абсолютный возраст пород базальт-андезит-трахиандезитовой формации N₂³ — Q по данным K-Ar датирования (ИГЕМ АН СССР)

Порода, место взятия	K, %	⁴⁰ Ar _{град} , нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{град}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$	Возраст, млн. лет
Трахиандезит из силла, бассейн р. Чегем (р. Кекташ)	1,98	—	—	5
Андезит лавового покрова, бассейн р. Терек близ г. Казбеги	1,48	0,12	95	1,20±0,20
Трахиандезит лавового покрова, бассейн р. Кубани близ устья р. Худес	2,66	0,15	92: 95	0,80±0,25

Среди продуктов вулканической деятельности преобладают андезиты и андезито-дациты. Андезито-базальты развиты значительно меньше (Гудаурский поток вулкана Сакохе и лавы р. Эрманидон в Казбекской вулканической области, вулканы Сурх и Крандух в Эльбрусской вулканической области).

Для понимания особенностей состава всей формации важны лавы трахиандезитового (бассейн р. Кубани, устье р. Худес) и трахидацитового состава (вершинный купол вулкана Казбек), а также трахиандезитовые силлы р. Кекташ (бассейн р. Чегем). Андезито-базальты и андезиты состоят из порфириовидных вкрапленников плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов, в ряде случаев оливина, амфибола и магнетита, погруженных в основную массу из стекла или микролитов. Микролиты представлены плагиоклазом и клинопироксеном, реже — роговой обманкой. Стекло пропитано магнетитовой пылью. Нередко основная масса имеет трахитоидную структуру. В андезито-дацитах и дацитах исчезают оливин, увеличивается количество роговой обманки и биотита, появляются кристобалит, тридимит и кварц. Для трахиандезитов характерно присутствие K-Na полевого шпата.

Плагиоклаз образует крупные, хорошо ограненные и, как правило, зональные кристаллы. Среди порфириовидных вкрапленников можно различить две группы кристаллов. Одна объединяет меньшие по размерам зерна, ядра которых отвечают по составу битовниту (№ 68—72), а периферические части — андезину (№ 50—60) или реже — олигоклаз-андезину (в андезитах). Для таких кристаллов характерна прямая зональность. Другая группа фенокристов плагиоклаза, обычно более крупная по размерам, отличается характерным строением зон. На эту особенность впервые обратил внимание Д.С. Белянкин [52], описавший лавы близ сел. Цдо и подметивший, что ядра крупных фенокристов в этих породах отвечают по составу № 37—45 с признаками оплавления (резорб-

Таблица 61

Химический состав плагиоклазов в породах базальт-андезит-трахиандезито

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ⁺ +FeO	MnO	MgO	CaO
Трахиандезит меж- пластового интру- зива, р. Кекташ	51,46	0,03	31,49	0,38	He обн.	0,03	11,59
То же	51,70	0,03	31,30	0,38	"	0,02	12,26
"	49,13	0,02	32,26	0,51	"	0,02	11,58
Дацит, вулкан Боль- шой Нелис-Кало (Кельское плато)	58,48	Сл.	25,63	0,24	"	He обн.	7,23
Дацит, гора Казбек	59,54	"	25,27	0,42	Сл.	"	7,00
Андезит, гора Каз- бек	58,56	"	25,27	0,34	He обн.	"	7,00
Андезит, Кельское плато	53,72	"	28,99	0,30	"	"	11,79
Андезит, там же	52,46	"	29,62	0,35	"	"	11,52

* Первые три анализа получены с помощью рентгеновского микроанализатора типа "Сатеса" в лаборатории ИГЕМ АН СССР.

ции). Затем следует кайма, более обогащенная анортитовой составляющей (№ 58—62), а затем зональность становится прямой и краевая оторочка вкраплений состоит из олигоклаза (№ 10—12).

Подобная особенность зональности порфириовидных вкраплеников плагиоклазов впоследствии неоднократно отмечалась автором для пород эссексит-тешенитовой и базальт-андезит-трахиандезитовой формаций [85] 92]. Такая зональность объясняется тем, что начало кристаллизации базальтоидного расплава повышенной щелочности происходит на больших глубинах при высоком давлении, где существенно кальциевые плагиоклазы неустойчивы. Выделяющийся из расплава на этой стадии кристаллизации плагиоклаз более обогащен альбитовой составляющей, чем плагиоклаз, который должен был бы выделиться из этого же расплава при умеренных давлениях. Дальнейшая кристаллизация проходит при подъеме расплава в верхние структурные этажи, когда давление резко падает. В этот период происходит сначала резорбция ранее образовавшегося плагиоклазового ядра (отсутствие равновесия между составами плагиоклаза и расплава при изменившейся термодинамической обстановке) а затем обрастание ядра новыми зонами, состав которых стремится к равновесию с меняющимся расплавом. В этот период кристаллизации выделяются плагиоклазы с прямой зональностью и образуются периферические зоны в плагиоклазах, выделившихся при высоком давлении. Состав плагиоклазов приведен в табл. 61.

вой формации N₂³ — Q, вес. %

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	BaO	Сумма	Состав рассчитанный	Литературный источник
5,23	0,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,51	An ₇₁ Ab ₂₈ Or ₁	А.М. Борсук*
4,85	0,25	"	"	"	100,76	An ₇₂ Ab ₂₆ Or ₂	"
5,56	0,31	"	"	"	100,09	An _{52,6} Ab _{45,8} Or _{1,6}	"
7,28	0,50	0,28	Не обн.	Не обн.	99,64	An ₅₂ Ab ₄₆ Or ₃	[305]
7,04	0,60	0,34	"	"	100,21	An ₅₁ Ab ₄₆ Or ₃	"
7,28	0,68	0,60	"	"	99,73	An ₅₀ Ab ₄₇ Or ₃	"
4,80	0,54	0,42	"	"	99,56	An ₇₂ Ab ₂₆ Or ₃	"
4,72	0,42	0,72	"	"	99,81	"	"

Пироксены представлены ромбической и моноклинной разновидностями. В андезито-базальтах и андезитах Казбекской группы вулканов и Кельского плато состав их колеблется, по данным Е.К. Станкевича [304], от гиперстена (En₆₀Fs₄₀) и феррогиперстена (En₄₄Fs₅₆) до бронзита (En₇₅₋₈₀Fs₂₅₋₂₀). В трахиандезитах интрузивного тела р. Кекташ (бассейн р. Чегем) и лавового потока бассейна р. Кубани (устье р. Худес) ромбический пироксен представлен бронзитом состава En₈₇Fs₁₃ — En₇₂Fs₂₈ (табл. 62). Клинопироксены относятся к группе авгита. Соотношения между обеими разновидностями пироксенов указывают на более позднее выделение клинопироксена. Зернышки пироксена, присутствующие в основной массе, представлены, как правило, только моноклинной разновидностью.

Оливин образует бесцветные или бледно-зеленые, хорошо ограненные кристаллики. В лавах гудаурского потока он частично замещается идидингситом, в лавах вулканов Сурх и Крандух, а также в андезитах Казбекской группы вулканов и Кельского плато в большинстве случаев совершенно свеж. По составу оливин андезито-базальтов и андезитов относится к высокомагнезиальным форстеритам (Fo₈₀₋₈₈Fa₂₀₋₁₂). Так, оливин, из девдоракский андезитов Казбека состоит, по данным Е.К. Станкевича, из 12% Fe₂SiO₄ и 88% Mg₂SiO₄. Интересно отметить, что такой оливин находится в парагенезисе с глаукоклазом состава An₃₈Ab₆₅ и бронзитом Eu₁₇Fs₈₃. В андезитах по сравнению с андезито-

Т а б л и ц а 62

Химический состав пироксенов из пород базальт-андезит-трахиандезито

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ⁺ + FeO	MnO	MgO	CaO
Межпластовое структурное тело трахиандезитов, ромбический пироксен, р. Кекташ, бассейн р. Чегем	53,34	0,10	0,99	10,47	0,15	33,08	1,20
То же	57,46	0,18	2,09	9,95	0,23	29,15	1,31
"	56,55	0,13	1,07	8,85	0,25	32,49	1,12
"	54,06	0,10	0,88	10,56	0,15	33,44	1,16
"	52,86	0,08	0,94	9,02	He обн.	36,39	1,14
Дайка трахиандезита, ромбический пироксен, там же	52,34	0,26	2,36	15,80	0,20	28,86	1,50
То же	53,55	0,12	1,03	12,41	0,15	31,98	1,10
"	51,86	0,24	1,20	18,16	0,31	26,39	1,32
"	53,48	0,10	0,57	15,33	0,26	29,61	0,89
"	53,80	0,17	1,01	15,13	0,20	28,89	1,28
"	55,96	0,15	1,06	10,47	0,21	30,66	1,50
Покров трахиандезитов, ромбический пироксен, бассейн р. Кубани (р. Худес)	51,32	0,15	1,45	26,30	0,76	19,79	0,48
То же	53,43	0,15	0,85	23,69	0,58	21,09	0,79
"	52,76	0,15	1,70	24,22	0,56	20,91	0,44
Лава андезито-дацитовая, ромбический пироксен, Малая Непискало, Кельское плато	51,55	0,44	3,80	20,42	0,50	20,77	0,83
Лава андезитовая, ромбический пироксен, Кельское плато	52,77	0,42	4,25	12,81	0,32	25,25	1,23
Андезито-дацитовая лава, ромбический пироксен, Кельское плато	53,39	0,26	2,95	14,39	0,36	25,55	1,41
Межпластовое интрузивное тело трахиандезитов, клинопироксен, р. Кекташ			1,5	4,6	0,15	17,1	19,1
То же	54,4	0,3	1,9	5,0	0,2	16,6	19,2
"	55,9	0,2	1,2	4,2	0,13	18,9	19,4

* Mg²⁺, Ca²⁺, Fe²⁺ (Fe⁺² + Fe⁺³ + Mn) ат. %.

вой формации $N_2^3 - O$, вес. %

Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	Сумма	Состав рассчитанный	Литературный источник
Не обн.	0,16	Не опр.	Не опр.	99,49	$En_{85}Fs_{15}$	А.М. Борсук
"	Не обн.	"	"	100,37	$En_{83}Fs_{17}$	"
"	"	"	"	100,26	$En_{87}Fs_{13}$	"
"	"	"	"	100,35	$En_{85}Fs_{15}$	"
"	0,007	"	"	100,43	$En_{88}Fs_{12}$	"
"	0,014	"	"	100,67	$En_{76}Fs_{24}$	"
"	0,014	"	"	100,35	$En_{82}Fs_{18}$	"
"	0,007	"	"	99,48	$En_{72}Fs_{28}$	"
"	0,011	"	"	100,25	$En_{77}Fs_{23}$	"
"	0,007	"	"	100,28	$En_{78}Fs_{22}$	"
"	0,012	"	"	100,02	$En_{84}Fs_{16}$	"
"	0,011	"	"	100,26	$En_{60}Fs_{40}$	"
"	0,010	"	"	100,59	$En_{61}Fs_{39}$	"
"	0,016	"	"	100,76	$En_{60}Fs_{40}$	"
0,26	0,15	0,85	0,15	99,77	$En_{62}Fs_{38}$	[304]
0,35	0,40	0,20	1,60	99,60	$En_{75}Fs_{25}$	"
0,20	0,10	0,12	0,88	99,56	$En_{73}Fs_{27}$	"
0,4	0,62	Не опр.	Не опр.	99,0	$Mg_{50}Ca_{42}Fe_8^*$	А.М. Борсук
0,4	Не обн.	"	"	99,0	$Mg_{50}Ca_{41}Fe_9$	"
0,35	"	"	"	100,3	$Mg_{54}Ca_{39}Fe_7$	"

Т а б л и ц а 62 (окончание)

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO
Дайка трахиандезитов, там же	53,79	0,87	3,41	5,91	Не обн.	14,79	20,34
То же	50,73	1,89	4,63	6,11	"	14,69	22,22
"	53,55	0,81	3,01	5,81	"	15,44	20,83
Покров трахиандезитов, клинопироксен, бассейн р. Кубани (р. Худес)	54,57	0,41	1,55	6,75	0,26	16,98	18,72

базальтами увеличивается количество плагиоклаза за счет уменьшения магнезиально-железистых силикатов, появляется роговая обманка, реже — биотит и кварц. В андезитах, андезито-дацитах и дацитах, помимо кварца, присутствуют кристобалит и тридимит. В гиперстеновых андезитах вулкана Непис-Кало Е.К. Станкевич впервые установил и исследовал минерал из группы кордиерита — осумилит.

Амфиболы по составу отвечают промежуточным разновидностям в ряду: обыкновенная роговая обманка — магнезиорибекит и определенно указывают на обогащенность расплава, из которого они кристаллизовались, щелочами. Как правило, вкрапленники амфиболов окружены широкой опацитовой каймой, а в ряде случаев целиком диссоциированы.

Биотит присутствует в заметных количествах в андезито-дацитах и дацитах. Образует крупные интенсивно плеохроирующие вкрапленники, во многих случаях ограниченные опацитовой каймой. Е.К. Станкевич, изучивший структурные особенности биотитов в палеоцен-антропогенных магматических породах Кавказа, отмечает, что для биотитов выделяемой им андезитовой формации (по автору — это базальт-андезит-трахиандезитовая формация Казбекской вулканической области) характерны полиморфные модификации со структурами *1Md* и *1M*, свидетельствующими о высокой неупорядоченности.

В качестве акцессорных минералов в андезитах и андезито-дацитах присутствуют зеленая шпинель и розовый гранат. В ряде случаев обнаружено включение шпинели и граната в порфиридных выделениях плагиоклаза, что свидетельствует о высоком давлении, господствовавшем на ранних этапах кристаллизации расплава. Особо следует отметить присутствие в некоторых лавах, относимых по составу к андезиту, высоконеупорядоченного К-Na полевого шпата типа санидина. Вулканические породы лавового потока Гвилети состоят из крупных порфиридных выделений идиоморфного плагиоклаза состава андезин-лабрадора, кристаллов санидина ($-2V = 48-50^\circ$), гиперстена, зеленой роговой обманки и магнетита, погруженных в бесцветное стекло. В стекле различимы микролиты плагиоклаза и роговой обманки. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг произвел химический анализ этого стекла, которое по составу

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма	Состав рассчитанный	Литературный источник
Не опр.	Не опр.	"	"	99,11	Mg ₄₆ Ca ₄₄ Fe ₁₀	"
"	"	"	"	99,97	Mg ₄₄ Ca ₄₆ Fe ₁₀	"
"	"	"	"	99,45	Mg ₄₅ Ca ₄₅ Fe ₁₀	"
0,33	Не обн.	"	"	99,17	Mg ₄₉ Ca ₄₀ Fe ₁₁	"

отвечает липариту, в то время как сама порода должна быть отнесена к трахиандезитам.

Состав стекла из трахиандезитовой лавы Гвилетского потока (по Левинсону-Лессингу):

SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
71,93	15,59	0,16	2,26	2,42	3,31	4,85	1,40	99,92

Д.С. Белянкин [51], описавший строение и состав пород лавового потока близ сел. Цдо, также указывает на присутствие в них порфирированных выделений санидина наряду с вкрапленниками плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов. Трахиандезитовые лавы с санидином отмечались В.В. Дубянским [59] в верховьях Девдоракского ледника. Трахиандезитами сложены лавовые потоки в устье правого притока р. Кубани — р. Худес. В последних отсутствуют вкрапленники санидина, но трахитоидная основная масса отличается повышенным содержанием K₂O.

Помимо наиболее широко развитых эффузивных образований, в состав описываемой формации входят гипабиссальные интрузивные тела типа силлов и даек. Одна из таких даек прорывает в верховьях р. Джунгусу (левый приток р. Чегем) липариты акчагыл-апшеронского возраста. Сложена она мелкозернистой породой порфировой структуры. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, погруженных в пропитанный рудной пылью хлоритовый мезостазис. Порфирированные вкрапленники представлены зональным лабрадор-битовнитом и моноклинным пироксеном, обогащенным TiO₂ (титан-авгитом).

На правом берегу р. Кекташ в урочище Актопрак (бассейн р. Чегем) обнажена межпластовая интрузивная залежь, сложенная трахиандезитами. Видимая мощность силла около 30 м, протяженность по склону более 150 м. Хорошо выражена столбчатая отдельность.

Основная масса трахиандезитов, составляющая 70–75%, сложена микролитами андезина и обладает трахитоидной структурой. В качестве порфирированных вкрапленников присутствуют зональный плагиоклаз сос-

Таблица 63

Химический состав пироксенов из пород базальт-андезит-трахиандезито-

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Андезито-ба- зальт, шлако- вый конус Са- кохе	54,43	1,35	12,18	11,19	2,84		5,19	7,98	3,32
Андезито-ба- зальтовый ла- вовый поток, р. Арагви, про- тив сел. Млети	57,01	—	19,02	—	5,82	—	5,47	6,92	4,49
То же	56,99	—	19,58	—	5,44	—	5,34	6,80	3,36
Андезито-ба- зальтовая ла- ва, против сел. Млети	57,66	0,72	14,04	3,30	4,16	0,12	7,12	7,16	3,40
Андезито-ба- зальтовая лава из Сквашети	57,46	0,69	18,28	1,54	4,94	Сл.	4,82	6,35	3,17
Андезито-ба- зальт, Кадис- хеви	57,36	0,72	18,17	2,23	3,98	—	5,69	5,28	3,18
Андезит, Тру- совское ущелье	62,38	0,60	17,38	3,91	0,90	—	3,51	5,15	4,52
Андезито-ба- зальт, вулкан Кабарджино	50,12	1,15	16,38	3,39	5,65	0,08	9,18	7,08	3,08
Андезит, пра- вый борт р. Терек у сел. Коби	62,45	0,55	17,08	1,74	3,24	0,14	3,48	4,35	3,87
Андезит-ла- вовый покров, около горы Казбеги	62,10	0,82	16,66	1,63	3,01	0,09	2,75	5,12	4,48
Андезит, Чхер- ский поток	58,56	1,08	16,46	2,46	3,73	0,11	4,43	6,04	4,64
Андезит, лед- ник Мна	58,38	1,00	16,44	2,25	4,14	0,12	3,48	6,10	4,44
Андезит, Девдо- ракский поток	58,80	0,70	16,90	3,71	2,76	0,10	4,05	6,44	4,64
Андезит, Не- пис-Кало	60,32	0,90	17,66	3,18	3,45	0,13	3,24	4,52	3,82
Андезит, Ксани	61,29	0,36	16,78	0,20	4,43	0,09	4,06	5,32	4,10
Андезито-да- цит, Мнадон	63,12	0,50	16,44	1,83	2,62	0,08	1,96	4,62	4,84
Андезито-дацит, ледник Мна	63,82	0,70	16,90	1,80	2,78	0,06	2,35	4,63	4,88

вой формации N_2^3-O , вес. %

K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	BaO	Сумма	Литературный источник
1,75	—	—	0,19	0,10	—	—	100,53	[223]
1,63	—	—	—	0,20	—	—	100,56	"
1,79	—	—	—	0,13	—	—	99,43	"
2,01	0,06	0,21	—	0,12	—	—	100,07	"
2,11	0,13	0,39	0,46	0,20	—	—	100,19	"
2,25	—	—	0,12	0,24	—	—	99,22	"
1,97	—	—	0,06	0,10	—	—	100,47	"
2,71	0,02	—	0,78	—	—	—	99,65	[126]
2,26	0,05	—	0,54	—	—	—	99,80	"
2,06	0,31	0,00	0,16	0,26	0,00	—	99,45	А.М. Борсук
1,76	He опр.	He опр.	0,41	He опр.	He опр.	He опр.	99,65	[304]
1,84	"	"	0,04	1,90	"	"	100,16	
1,42	"	"	0,51	He опр.	"	"	100,10	
2,00	"	"	He опр.	0,38	"	"	99,62	
2,31	0,75	0,13	0,02	0,14	"	"	99,98	
1,78	He опр.	He опр.	0,02	1,68	"	"	99,51	
1,82	"	"	0,10	0,39	"	"	100,26	"

Т а б л и ц а 63 (окончание)

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Андезит-дацит, Мнадонский по- ток	61,40	0,72	16,78	1,75	3,04	0,08	3,20	5,24	4,66
Дацит, ледник Мна	67,76	0,48	15,84	0,56	3,04	0,08	1,56	3,53	4,47
Дацит, купол Шархота	66,50	0,52	16,68	3,23	1,10	0,08	0,57	4,33	4,40
Дацит, Фидар- Хох	66,68	0,67	17,52	3,44	0,24	Не обн.	1,73	3,27	4,26
Дацит, вулкан Кели	64,40	0,63	17,15	2,37	0,89	0,04	2,95	4,48	8,61
Трахиандезит, Военно-Грузин- ская дорога	54,73	1,01	11,66	7,52	4,39	—	4,90	9,49	3,53
Трахиандезит из силла, р. Кекташ (бас- сейн р. Чегем)	62,20	0,77	16,22	1,90	2,85	0,09	2,75	4,40	3,95
Лавовый по- кров трахиан- дезитов, устье р. Худес (бас- сейн р. Кубани)	61,74	1,06	15,84	0,56	4,41	0,10	3,25	4,34	4,05
Трахиандезит силла р. Кек- таш (басейн р. Чегем)	61,73	0,86	16,18	1,68	3,87	0,06	2,70	4,11	3,92
Трахидацит	65,88	0,48	17,05	2,70	1,36	Не обн.	1,49	3,40	4,14
Цитолитдири	64,30	0,56	17,91	5,58	2,47	0,24	2,62	3,70	3,66
Трахидацит, го- ра Кабарджино	60,37	0,49	15,82	6,39	0,53	0,29	2,67	5,60	4,68
То же	60,37	0,49	15,82	6,39	0,53	0,29	2,67	5,60	4,68
Трахиандезит, поток Цдо	61,12	0,76	14,72	7,01	0,46	0,47	2,75	5,61	4,57
Там же	60,92	0,58	15,88	6,04	0,42	0,26	2,61	5,53	4,58
Трахиандезит, Сакацетский поток	60,00	0,58	15,44	6,33	0,79	0,29	3,36	5,54	4,72
То же, там же	59,72	0,89	14,89	6,57	0,98	0,53	3,57	5,50	4,98
Трахиандезит, лава Хорисара	61,04	0,71	16,18	6,27	0,39	0,35	2,15	5,41	4,76
То же	61,62	1,09	15,83	1,41	3,43	0,10	2,94	4,32	4,06
Эссексит, из дайки, секу- щей гранодиори- ты р. Сонгутидон	57,42	1,10	16,84	1,12	5,75	0,06	2,75	3,93	5,68

K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	BaO	Сумма	Литературный источник
1,76	"	"	0,10	0,83	"	"	99,58	"
2,00	"	"	Не опр.	0,33	"	"	99,66	"
2,18	"	"	"	0,33	"	"	100,15	"
2,16	Не опр.	Не опр.	0,21	0,45	"	"	100,77	"
2,83	0,32	0,07	0,28		"	"		"
3,24	-	-	-	-	-	-	100,23	[223]
2,68	-	0,04	0,60	0,71	0,70	-	99,86	А.М. Борсук
3,21	0,60	0,00	0,00	0,53	0,25	-	99,94	"
2,76	0,28	-	0,20	0,72	0,70	0,02	99,79	А.Г. Масуренков
3,19	Не обн.	Не обн.	0,30	0,21	Не опр.	Не опр.	101,20	[223]
3,01	0,08	Не опр.	0,40	Не опр.	"	"	100,59	[126]
3,24	Не опр.	"	0,07	"	"	"	100,15	В.С. Симонов, 1934 г.
3,00	"	"	0,09	"	"	"	100,56	"
3,56	"	"	0,13	"	"	"	100,52	"
3,24	"	"	0,12	"	"	"	100,41	"
3,09	"	"	0,10	"	"	"	100,82	"
3,41	-	-	-	0,11	-	-	100,78	"
3,23	0,88	0,00	0,00	0,67	0,10	-	99,68	А.М. Борсук
1,74	0,28	1,25	0,26	1,22	0,35	-	99,89	А.Г. Гурбанов

тава $An_{72}Ab_{26}Or_2 - An_{52,6}Ab_{45,8}Or_{1,6}$ (см. табл. 61), ромбический пироксен состава бронзита, и моноклинный пироксен типа авгита (см. табл. 62). В табл. 63 приведен химический состав типичных пород базальт-андезит-трахиандезитовой формации.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВОЗРАСТНЫХ РГДОВ БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В предыдущих разделах было показано, что на рубеже раннего и позднего мела намечается переломный момент в развитии магматизма на Большом Кавказе. К этому времени относится образование во всех структурно-формационных зонах, несмотря на глубокие различия в их строении, петрологически единой эссексит-тешенит-трахитовой формации. Петрологически близкая меловой эссексит-тешенитовая формация более масштабно проявлена уже в палеогене (эоцене), когда на Большом Кавказе фиксируется наступление раннеорогенного режима по типу осадочных формаций и характеру тектонических структур. Наконец, в плиоцен-антропогеновое время, в позднеорогенную стадию, в пределах Транскавказской поперечной зоны образуется базальт-андезит-трахиандезитовая формация.

На рис. 23 в координатах $K_2O-FeO + Fe_2O_3-MgO$ нанесены составы пород меловой и палеогеновой эссексит-тешенитовых формаций и плиоцен-антропогеновой базальт-андезит-трахиандезитовой формации. Для сравнения на эту же диаграмму нанесены составы пород спилит-диабазовой формации зоны Южного склона. На диаграмме хорошо видно, что субщелочные габброиды отличаются от производных толейитового базальтового расплава J_{1-2} повышенным содержанием K_2O . Минералогически это выражено появлением вкрапленников K-Na полевого шпата в отдельных разновидностях эссекситов. Об этой же закономерности свидетельствуют гистограммы распределения величины $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ в породах спилит-диабазовой формации J_{1-2} и базальтоидах повышенной щелочности (рис. 24). Пики, отвечающие наиболее часто встречаемым величинам этих отношений, смещены в сторону преобладания K_2O в субщелочных базальтоидах. Причем чем моложе формация субщелочных базальтоидов, тем ощутимее это смещение. Гистограммы частот встречаемости величины $TiO_2/(FeO + Fe_2O_3)$ (рис. 25) свидетельствуют о том, что расплав субщелочных базальтоидов отличается повышенным содержанием титана. С некоторыми субщелочными габброидами в ряде случаев пространственно и геохронологически ассоциируют лейкократовые трахиты, состоящие почти нацело из K-Na полевого шпата типа санидина-анортотклаза. Ряд объективных фактов свидетельствует о том, что эти трахиты — крайние дифференциаты того же расплава, из которого кристаллизовались эссекситы и тешениты.

Определенными особенностями отличаются минералы, из которых состоят субщелочные базальтоиды. Так, характер зональности плагиоклазов указывает на то, что начало кристаллизации расплава происходило, по видимому, на глубинах, где давление превышает 16 кбар. При таких давлениях устойчив плагиоклаз, более обогащенный альбитовой состав-

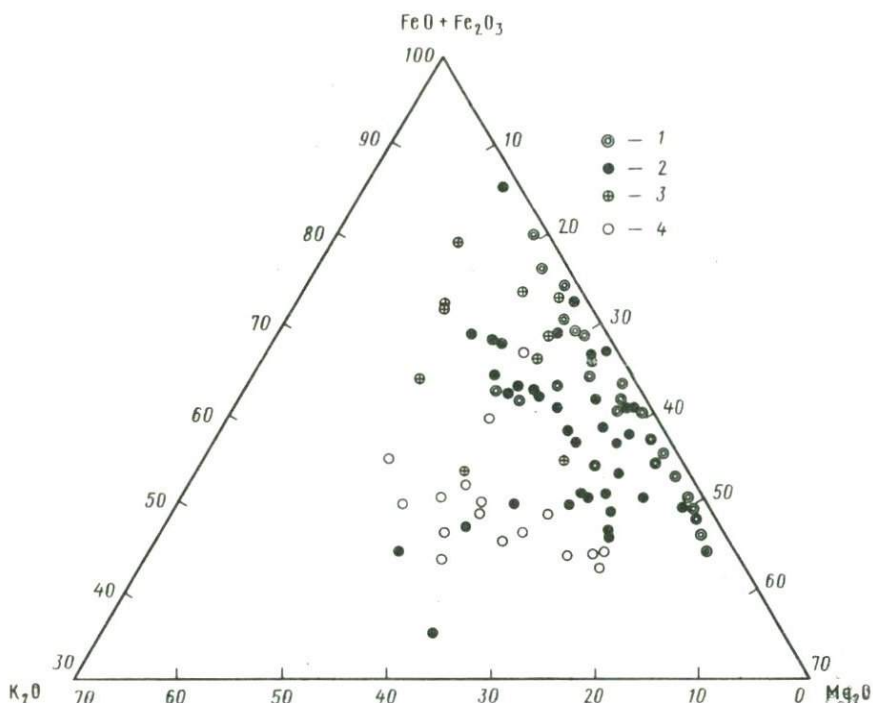
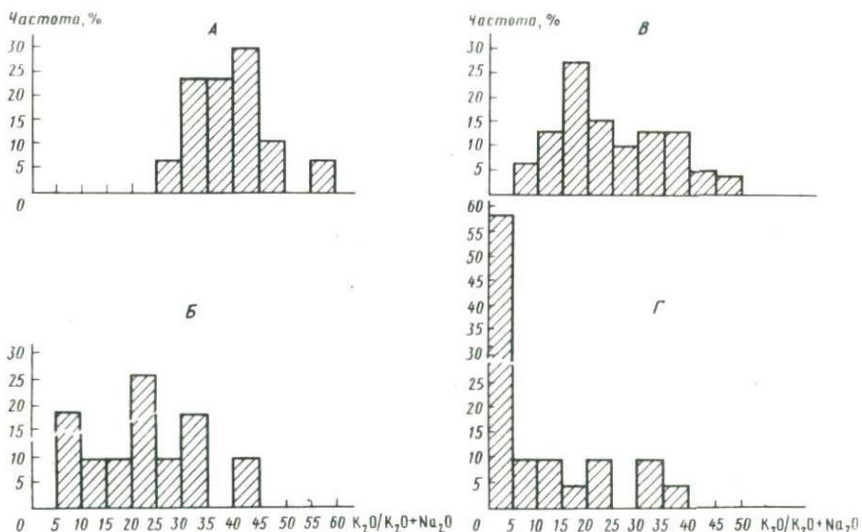


Рис. 23. Состав пород сравниваемых формаций

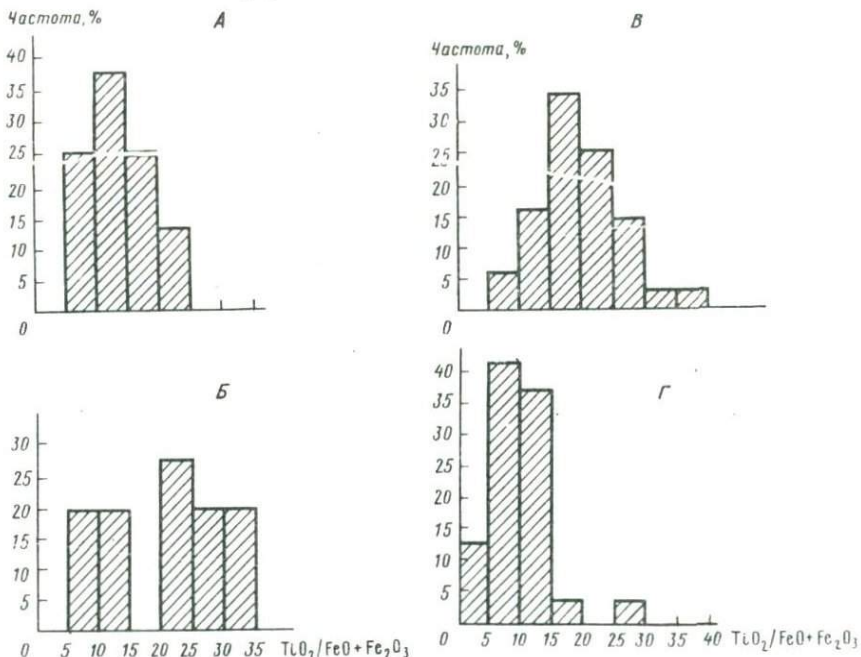
1 — спилит-диабазовой J_{2-3} зоны Южного склона; 2 — тешенит-эссексит-трахитовой K_{1-2} ; 3 — тешенит-эссекситовой P_2 ; 4 — андезит-трахиандезитовой $N_2^3 - Q$

ляющей, чем это могло бы быть получено подсчетами нормативного состава [280]. По мере подъема расплава к поверхности и уменьшения давления кристаллизуются зоны, обогащенные анортитовой составляющей, находящиеся в равновесии с составом расплава при изменившихся термодинамических условиях. На рис. 26 нанесены составы порфировидных вкрапленников пироксенов из пород сравниваемых формаций. На диаграмме отчетливо видно, что пироксены субщелочных габброидов заметно обогащены магнием по сравнению с пироксенами в породах спилит-диабазовой формации. Чем моложе формация, тем это обогащение ощутимее. В этом же направлении увеличивается количество ромбического пироксена, который в плиоцен-антропогенной базальт-андезит-трахиандезитовой формации преобладает над моноклинным. На рис. 27 показаны гистограммы частот встречаемости величины $Ca/(Ca + Mg)$ в клинопироксенах рассматриваемых формаций. Пики, соответствующие наиболее часто встречаемым значениям указанного отношения, смещены в авгитах тешенит-эссекситовых формаций по сравнению с авгитами спилит-диабазовой формации в сторону меньших значений. Чем моложе формация субщелочных базальтоидов, тем заметнее это смещение. Наименьшие значения $Ca/(Ca + Mg)$ характерны для авгитов ба-



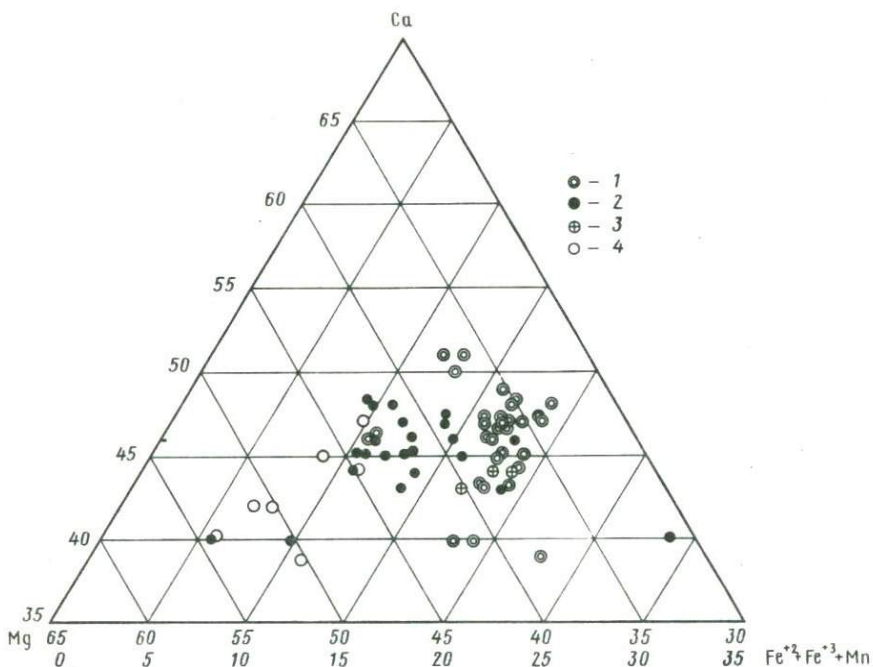
Р и с. 24. Гистограмма частот встречаемости величины отношения $K_2O / (K_2O + Na_2O)$ в породах сравниваемых формаций

А — базальт-андезит-трахиандезитовая формация N_2^3 — Q; Б — эссексит-тешенитовая формация P_2 ; В — эссексит-тешенит-трахитовая формация K_{1-2} ; Г — спилит-диабазовая формация J_{1-2} зоны Южного склона



Р и с. 25. Гистограмма частот встречаемости величины отношения $TiO_2 / (FeO + Fe_2O_3)$ в породах сравниваемых формаций

Усл. обозначения см. на рис. 24



Р и с. 26. Состав клинопироксенов и пироксенов в породах сравниваемых формаций по данным рентгеновского микроанализатора

1 — спилит-диабазовой J_{1-2} зоны Южного склона; 2 — эссексит-тешенит-трахитовой K_{1-2} ; 3 — в эссексит-тешенитовой Φ_2 ; 4 — в андезит-трахиандезитовой $N_2 - Q$

зальт-андезит-трахиандезитовой формации $N_2^3 - Q$. Дэвис и Бойд [356], используя отношение $Ca / (Ca + Mg)$ в качестве величины, указывающей на количество энстатита, растворенного в клинопироксене, показали, что эта величина уменьшается по мере возрастания температуры кристаллизации расплава. Приведенные данные позволяют считать, что температуры кристаллизации расплавов, из которых образовались субщелочные базальтоиды, были заметно выше температуры кристаллизации базальтового расплава. Породы спилит-диабазовой формации J_{1-2} . Экспериментальными работами Грина и Рингвуда, Хибберсона, Йодера и Тилли, Ито, Козна, О'Хары и Куширо и других исследователей установлено, что по мере увеличения глубины и, следовательно, давления в кристаллизующемся базальтоидном расплаве уменьшается основность плагиоклазов, повышается устойчивость ортопироксенов, увеличивается магнияльность пироксенов.

Петрологические особенности субщелочных базальтоидов свидетельствуют о том, что начало кристаллизации образовавшего их расплава проходило в высокобарических условиях. При этом обнаруживается — чем моложе формация, тем, по-видимому, глубже уровни магмообразования (выше давления, при которых начиналась кристаллизация). Минералы, выделяющиеся из базальтоидного расплава при высоких

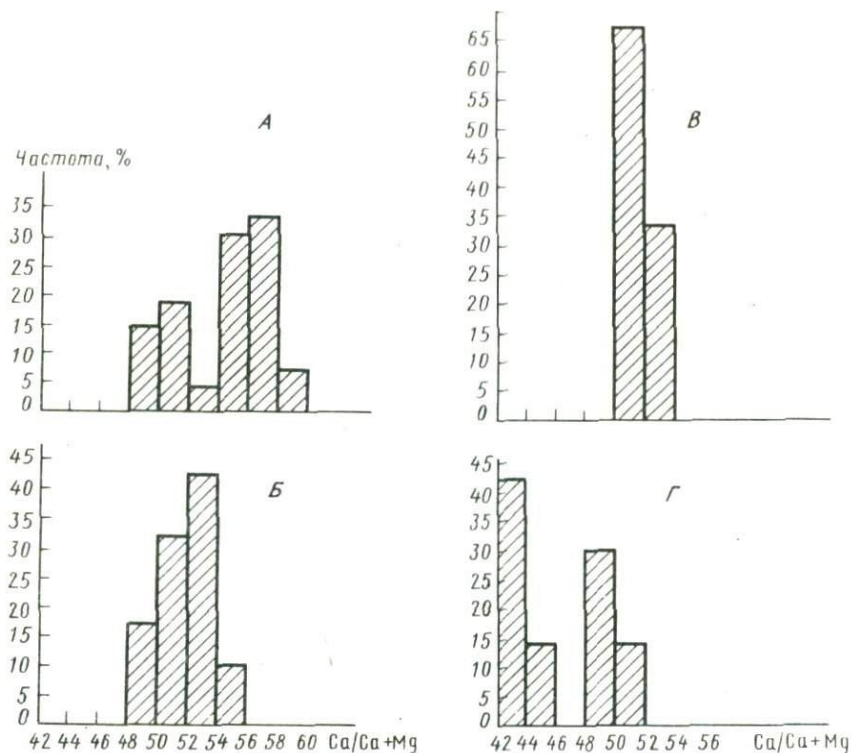


Рис. 27. Гистограмма частот встречаемости величины $Ca/(Ca + Mg)$ в клинопироксенах сравниваемых формаций

А — в авгитах спилит-диабазовой формации J_{1-2} зоны южного склона; Б — в авгитах эссексит-тешенит-трахитовой формации K_{1-2} ; В — в авгитах эссексит-тешенитовой формации P_2 ; Г — в авгитах базальт-андезит-трахиандезитовой формации $N_2^3 - Q$

давлениях (выше 16 кбар), должны быть представлены средним плагиоклазом и обогащенным магнием орто- и клинопироксенами, что и наблюдается в исследованных породах. Лишь при уменьшении давления, которое осуществляется с поступлением расплава в верхние структурные этажи, из него будут выделяться высококальциевые плагиоклазы. Обогащение плагиоклазов альбитовой составляющей происходит в дальнейшем по мере фракционирования расплава. На поздних стадиях кристаллизации выделяется К-Na полевой шпат (санидин или анортотоклаз). Кристаллизация К-Na полевого шпата представляет собой эмбриональную стадию развития трахитовых серий.

Итак, габброиды повышенной щелочности образуются в мезозое-кайнозое во всех структурно-формационных зонах Большого Кавказа, начиная с границы раннего и позднего мела, и обладают общими типоморфными особенностями. Это означает, что генерация магматических расплавов, формировавших эти породы, происходила на уров-

нях, где стерты различия в глубинном строении структурно-формационных зон — различия, которые с начала альпийского тектоно-магматического цикла предопределили специфику магматизма, синхронно проявлявшегося в разных структурных сегментах Большого Кавказа. Петрологические особенности пород и минералов ранней кристаллизации свидетельствуют о том, что по мере развития подвижного пояса и перехода его к позднеорогенному режиму увеличиваются глубины зарождения базальтоидных магматических расплавов. При сравнительном анализе составов пород спилит-диабазовой формации J_{1-2} эвгеосинклинальной зоны Южного склона с базальтоидами повышенной щелочности (K_{1-2} , P и $N_2^3 - Q$) проявлены те же тенденции, которые были обнаружены при сравнении спилит-диабазовой формации с синхронно равивающимися формациями в геоантиклинальной структуре и области активизированной платформы (габбро-диабазовой и долеритовой). Таким образом, основные тенденции в изменении составов пород однотипных формаций, подчиненные латеральной зональности (от геосинклинального прогиба к платформе), повторяются во временной ("вертикальной") зональности от заложения геосинклинального прогиба до его замыкания и наступления орогенного режима.

Эссексит-тешенитовые формации характеризуют орогенный режим в развитии подвижного пояса. Действительно, наибольшего размаха эссексит-тешенитовая и базальт-андезит-трахиандезитовая формации на Большом Кавказе достигают тогда, когда орогенный режим фиксируется по появлению молассовых осадочных формаций, увеличению контрастности движений и т.д. Однако первые проявления щелочного габброидного магматизма с образованием эссексит-тешенитовых формаций (K_{1-2}) обнаруживаются значительно раньше, чем наступление орогенного режима фиксируется по характеру тектонических движений и отложению специфических осадочных формаций. Возникает кажущаяся парадоксальной ситуация, когда орогенные магматические формации обнаруживаются среди синхронных им осадочных пород, которые по своему формационному типу относятся, например, к карбонатному флишу. Причина этого кроется в том, что эндогенный режим уже изменился, изменились уровни магмообразования. Это изменение фиксируется образованием специфических магматических формаций. Однако масштабность процессов, связанных с новым эндогенным режимом, еще невелика. Эти процессы не успели в полной мере сказаться на характере геотектонических движений и привести к образованию соответствующих осадочных формаций. Магматизм, таким образом, выступает в качестве более чуткого индикатора изменения эндогенного режима, чем осадочные формации. Он опережает структурообразование и появление соответствующих осадочных формаций в верхних структурных этапах земной коры. Такие магматические формации могут называться опережающими. Образование пород — производных базальтоидного расплава повышенной щелочности — происходит почти синхронно во всех структурно-формационных зонах Кавказского сегмента Тетиса уже за пределами собственно Большого Кавказа. Так,

в Вандамской зоне Юго-Восточного Кавказа в позднем мелу и палеогене соответственно формируются вулканиты трахибазальтовой и гипабиссальные интрузивы щелочно-габброидной формации [1].

В орогенной стадии развития Сомхето-Агдамской зоны Малого Кавказа в конце палеогена появляются вулканиты состава оливинных базальтов и трахитовых андезитов-базальтов. Трахибазальтовая и трахиандезитовая формации развиваются в эоцене на Талыше [8]. Субщелочные габброиды эссексит-тешенитового ряда образуются в среднем эоцене в Аджаро-Триалетской складчатой области [4]. Щелочно-базальтоидный магматизм проявился на Малом Кавказе в раннеорогенном (верхний эоцен—нижний олигоцен) и позднеорогенном (средний миоцен—нижний плиоцен) периодах [37]. В верхнем плиоцене—антропогене на Малом Кавказе образуются вулканиты трахиандезитовой формации (вулкан Ишхансар). На границе раннего и позднего мела в пределах Грузинской глыбы образуется трахибазальтовая вулканогенная формация (свита мтавари) и формация субщелочных габброидов, представленная гипабиссальными интрузивами (тешенит-мончикит-камptonитовые породы Кутаисского и Цхалтубского районов). Аргоновый возраст их, по данным М.М.Рубинштейна [288] и нашим, — 88—92 млн. лет.

Таким образом, для кавказского сегмента Тетиса выделяются три периода, в течение которых образуются петрологически близкие формации субщелочных габброидов и базальтоидов:

1. Граница раннего и позднего мела.
2. Эоцен.
3. Плиоцен—антропоген.

Формации габброидов повышенной щелочности тешенит-эссекситового ряда характерны для орогенных этапов развития Южного Тянь-Шаня [42], областей активизированных платформ Забайкалья [46, 200, 329], а также в зонах рифтогенеза (Северо-Чешская рифтовая область, Рейнский грабен и т.д.).

ФОРМАЦИИ ОРОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ

ФОРМАЦИЯ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ (N_2)

В позднем миоцене в пределах Транскавказской поперечной зоны на севере Эльбрусской вулканической области образуются гипабиссальные интрузивные тела, сложенные гранитоидами повышенной щелочности. Это широкоизвестные "лакколиты" Кавказских минеральных вод, привлечение внимания первых исследователей Кавказа почти 150 лет тому назад. Геологическое положение, строение и состав кавказских "лакколитов" изучали Г. Абих [2], А.П. Герасимов [134, 136], Д.С. Белянкин [57], Н.А. Платонов [267], В.Н. Лодочников [226], В.Н. Павлинов [259, 260], которые первые дали систематическое описание большинства интрузивов. Наиболее точные сведения о составе и строении интрузивов содержатся в монографии коллектива авторов — сотрудников ВИМСа — во главе

с Н.Д. Соболевым [302]. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский приводят новые интересные факты о структурно-геологическом положении интрузивов [244].

Установлением возраста гранитоидов методами изотопного датирования занимались Г.Д. Афанасьев [30], А.М. Борсук [84], Е.К. Станкевич [304].

Расположение интрузивов контролируется системой взаимопересекающихся субширотных и субмеридиональных разломов фундамента, Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский указывают, что одна зона разломов субширотного простирания проходит через массивы Змейка, Бык, Верблюд и продолжается на запад в виде погребенного Черкесского разлома [244]. Вторая зона юго-юго-восточного направления проходит через массивы Кокуртлы, Развалка, Железная, Бештау, Машук и Золотой Курган. Третья система юго-юго-западного простирания проходит через массивы Машук, Юца, Джуща, Железная, Тупая, Острая, Медовая, Шелудивая к массивам Кокуртлы, Кинжал и Бык. Те же авторы отмечают, что район развития интрузивов испытал наиболее интенсивные тектонические движения в конце миоцена, плиоцена и антропогена. С конца миоцена, т.е. за 10 млн. лет, район был поднят более чем на 1,5 км, а с акчагыла — до 600—700 м [243]. Гранитоидные интрузивы прорывают отложения мела, палеоцена, эоцена, а некоторые — даже майкопа. Н.И. Николаев обнаружил гальку пород, аналогичных тем, которые слагают интрузивы в основании акчагыльских отложений оз. Тамбукан. Таким образом, по геологическим данным, время внедрения интрузивов заключено в интервал поздний миоцен—средний плиоцен. В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР были разработаны аппаратура и система методических приемов, которые позволили провести надежное датирование интрузивов К-Аг методом (табл. 64) [85, 98]. Радиологические даты свидетельствуют о том, что время образования интрузивов заключено между мзотисом и понтом.

Долгое время считалось, что интрузивы Кавказских минеральных вод представляют собой типичные лакколиты. Действительно, нередко под интрузивами образуются куполовидные поднятия из осадочных пород кровли. В.Н. Павлинов [260] и Н.Д. Соболев [302] показали, что многие интрузивы характеризуются несогласными взаимоотношениями с вмещающими осадочными породами и обладают формами, напоминающими опрокинутую каплю (или воронку), сужающуюся книзу. Есть и дайкообразные тела (массивы гор Кинжал, Острой, Тупой и Медовой). Глубина окончательного формирования интрузивов не должна была превышать 1—2 км.

По поводу петрографической номенклатуры, которой следует пользоваться при описании пород Кавказских минеральных вод, в геологической литературе высказывались разные мнения. Их называли микрогранитами и фельзитовыми порфирами, трахитами и липаритами, трахилипаритами (наиболее укоренившееся название) и, наконец, специально для них созданным термином — бештаунит. Причина такого разнообразия названий кроется в своеобразной структуре пород, обусловленной близповерхностными условиями кристаллизации расплава. По структуре эти породы представляют собой нечто среднее между типичными интрузивами и эффузивами. Учитывая, что гранитоиды, о которых идет речь, — все-таки типич-

Т а б л и ц а 64

Результаты определения абсолютного возраста гранитов повышенной щелочности К-Аг методом

Порода, место взятия	Минерал	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}$	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Кварцевый аплит-порфир, Золотой Курган	Биотит	$7,43 \pm 0,06$	$4,5 \pm 0,2$	21; 27	$9,0 \pm 0,5$	А.М. Борсук
Граносиенит-порфир, гора Развалка	"	$7,46 \pm 0,06$	$5,3 \pm 0,3$	17; 20	$10,5 \pm 0,8$	"
Граносиенит-порфир, гора Кинжал	"	$7,25 \pm 0,06$	$4,7 \pm 0,2$	35; 40	$9,6 \pm 0,6$	"
То же	К-Na полевой шпат	$7,22 \pm 0,06$	$4,2 \pm 0,2$	50; 70	$0,6 \pm 0,6$	"
"	Биотит	7,50	4,58	?	$8,9 \pm 0,5$	[304]
Гранит-порфир, гора Бештау	"	7,79	4,38	?	$8,3 \pm 0,5$	"

но интрузивные образования и, как правило, полнокристаллические, то представляется наиболее рациональным подход А.Н. Заварицкого и Н.Л. Соболева, предложивших именовать их гранит-порфирами, сиенит-порфирами и т.д.

По химическому составу среди гранитоидов КМВ выделяются гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и сиенит-порфиры. Минеральный состав выделенных разновидностей отличается незначительно, главным образом количественными соотношениями между минералами первого поколения (интрателлурическими вкрапленниками) (табл. 65). Гранитоиды гипабиссальных интрузивов состоят из порфировидных вкрапленников плагиоклаза, К-Na полевого шпата, кварца, роговой обманки, биотита и всех разновидностей клинопироксена. Основная масса кварц-полевошпатового состава обладает микрогранитовой, фельзитовой или трахитоидной структурой.

Плагиоклаз образует крупные (до 1,5–2 мм в поперечнике), хорошо ограненные кристаллы, часто зонален. По данным А.П. Герасимова [137], состав плагиоклаза, рассчитанный на основе силикатных анализов на альбитовую, анортитовую и ортоклазовую составляющую, отвечает формуле $Ab_{80}Or_{12}An_{80}$ (гранит-порфир горы Бештау). Н.Д. Соболев [301] указывает, что по оптическим свойствам плагиоклазы в краевой и апикальных частях интрузивных тел относятся к высокотемпературным разновидностям. В ряде случаев вокруг вкрапленников плагиоклаза образуется тонкая каемка К-Na полевого шпата.

Таблица 65

Количественный минеральный состав типичных пород формации субщелочных гранитоидов N₂ [303], объемн. %

Порода, место взятия	Основ- ная масса	Вкрапленники				Акцес- сорные	Вторич- ные
		К-На по- левой шпат	Плагио- клаз	Кварц	Цветные		
Гранит-порфи- ры, горы Беш- тау, Козьи ска- лы, Бык, Шелу- дивая, Джуца	80,5 72,2–89,9	9,1 1,5–18,6	5,0 0,2–10,8	0,8 0,2–1,6	1,7 0–2,2	0,6 0–1,9	2,0 0–7,0
Граносиенит- порфиры, горы Железная, Раз- валка, Змейка, Медовая, Ост- рая, Кинжал, Кокуртлы	77,3 67,8–82,9	11,0 7,6–18,1	1,9 0,9–3,6	0,5 0–1,3	5,0 0–9,9	1,5 0–1,8	1,9 0,1–4,7
Кварцевые сиенит-порфи- ры, горы Золо- той Курган, Верблюд, Лы- сая	81,9 76,7–87,4	3,7 0–9,2	1,7 0–5,1	Нет "	9,7 0–12,5	1,8 0–3,7	1,2 0,5–2,1

К-На полевой шпат представлен довольно крупными, хорошо образованными кристаллами. Часто в таких кристаллах встречаются включения минералов, образовавшихся на ранних стадиях кристаллизации (плагиоклаза, биотита, роговой обманки, сфена и апатита). Состав К-На полевого шпата, рассчитанный на основе силикатных анализов [137], отвечает соотношению $Or_{70}Ab_{30} - Or_{65}Ab_{35}$. Примерно такой же состав был получен Д.С. Белянкиным на основании изучения оптических свойств: $Or_{70}Ab_{30} - Or_{51}Ab_{49}$ [62]. По оптическим свойствам ($-2V = 42-52^\circ$, $\perp (001) L Nm = 10-12^\circ$) относится к высоким санидинам или санидий-анортотклазам.

Кварц. Количество его в породах в виде порфировидных вкрапленников невелико (до 2,5–3%) и значительно колеблется от гранит-порфиров к граносиенит-порфирам. Выполненные в лаборатории ВИМСа рентгеноструктурные исследования показали, что кварц центральной части интрузивных тел относится к тригональной низкотемпературной разновидности [303]. Нередки округлые зерна, корродированные основной массой.

Роговая обманка образует зеленые призматические зерна, плеохроирующие от желто-зеленого до синевато-зеленого цвета. По оптическим свойствам ($-2V = 53-76^\circ$; $cNg = 17-24^\circ$; $Np = 1,573-1,678$; $Nm = 1,688$;

Таблица 66

Химический состав типичных пород формации N₂ субщелочных гранитоидов

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	BeO	SrO
Гранит-порфир, гора Бештау	71,73	0,15	14,80	0,90	0,86	0,04	0,21	1,29	0,18	0,005	Сл.
То же	72,63	0,15	14,68	0,82	0,77	0,03	Нет	0,67	0,33	Нет	—
Гранит-порфир, гора Бык	73,02	0,05	15,37	0,45	0,52	0,04	"	0,76	Нет	"	Нет
То же	71,21	0,09	14,77	0,75	1,66	0,22	"	1,38	"	"	"
Гранит-порфир, гора Шелудивая	72,08	0,12	15,08	3,16	1,01	0,04	0,29	1,10	0,01	0,008	"
Гранит-порфир, гора Козьи скалы	70,56	0,19	15,01	1,21	0,13	0,05	0,19	1,61	Нет	Нет	"
То же	73,85	0,11	14,88	0,93	0,05	0,02	Сл.	0,76	—	—	—
Гранит-порфир, гора Джуца	71,86	0,13	14,83	0,71	0,30	0,03	0,46	0,98	—	—	—
То же	72,24	0,18	14,91	0,67	0,47	0,02	0,38	1,07	—	—	—
Граносиенит-порфир, гора Железная	70,72	0,26	14,86	1,38	0,89	0,043	0,37	1,07	0,18	0,005	0,018
Граносиенит-порфир, гора Развалка	67,20	0,23	15,06	0,30	1,43	0,05	1,17	1,65	0,17	Сл.	Нет
То же	69,64	0,29	14,89	1,09	0,84	0,05	0,67	1,03	0,17	"	0,02
Граносиенит-порфир, гора Змейка	68,74	0,30	14,53	0,81	1,17	0,055	1,22	2,15	0,14	0,003	Нет
То же	68,68	0,30	14,42	1,17	1,49	0,057	1,39	2,12	0,16	0,002	0,03
Граносиенит-порфир, гора Медовая	67,36	0,32	14,93	0,77	1,47	0,04	1,30	1,70	0,18	0,005	0,01
Граносиенит-порфир, гора Острая	67,44	0,28	14,59	0,50	1,54	0,05	1,38	1,68	0,18	0,005	0,01
Граносиенит-порфир, гора Кинжал	68,64	0,29	15,46	Нет	1,92	0,04	0,93	1,41	0,20	Нет	0,04
Граносиенит-порфир, гора Кокуртлы	69,08	0,28	14,70	0,98	1,41	0,05	0,76	1,78	0,17	0,005	0,02
Кварцевые сиенит-порфиры, гора Золотой Курган	67,02	0,42	14,27	1,05	1,37	0,04	2,31	2,25	0,34	Нет	0,08
То же, гора Верблюд	66,28	0,43	14,87	0,80	1,91	0,05	1,53	2,20	0,26	0,005	0,01
То же, гора Лцзая	61,23	0,70	12,54	1,51	1,72	0,05	3,52	3,78	0,25	Нет	0,059

[302], вес. %

	N_2O	K_2O	P_2O_5	ZrO_2	Cl	F	S	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	П.н.п.	Сумма
	4,70	4,00	0,09	0,003	Her	0,09	0,03	0,36	0,19	Her	—	99,578
	4,03	4,65	0,09	0,067	Сп.	0,12	0,05	0,18	0,27	0,20	—	99,578
	5,18	4,24	0,01	0,03	"	0,27	0,01	0,1	—	0,14	0,25	100,44
	4,61	4,35	0,03	0,01	"	0,13	0,05	0,24	—	—	0,21	99,71
	4,69	4,09	0,11	0,01	Her	0,29	0,008	0,37	0,21	0,06	—	99,736
	4,33	5,53	0,04	0,03	"	Her	0,03	—	—	0,23	0,43	99,57
	5,8	3,6	—	—	—	—	—	—	—	0,33	0,97	101,31
	4,12	5,53	—	—	—	—	—	—	—	—	0,91	99,87
	4,15	5,57	—	—	—	—	—	—	—	—	0,35	100,01
	3,67	5,53	0,32	0,10	Сп.	0,09	Her	0,42	0,24	0,52	—	100,16
	3,85	5,59	0,27	0,02	0,01	0,12	0,25	1,66	0,09	0,13	—	99,77
	3,89	5,74	0,32	Сп.	Сп.	0,12	0,008	0,49	0,20	0,23	—	99,69
	4,08	5,76	0,34	0,05	"	0,14	0,04	0,15	Her	0,04	—	99,67
	3,92	5,85	0,32	0,07	"	0,14	0,01	0,08	"	0,08	—	100,29
	3,96	5,65	0,33	0,01	"	0,13	0,02	1,78	0,13	0,06	—	100,15
	3,90	5,67	0,31	0,01	"	0,14	0,016	1,77	0,03	0,07	—	99,57
	4,87	5,63	0,28	0,01	0,01	0,13	0,14	0,25	0,03	0,09	—	99,87
	4,23	5,87	0,27	0,06	Сп.	0,08	0,02	0,19	0,03	0,010	—	100,08
	3,82	5,95	0,42	0,01	0,03	0,22	0,02	Her	0,18	0,06	—	99,86
	3,66	6,77	0,44	0,01	Сп.	0,14	0,024	0,11	0,06	0,013	—	99,69
	2,79	6,54	0,78	0,035	0,05	0,26	0,31	2,80	1,04	0,32	—	99,78

$N_g = 1,684-1,690$) относится к группе обыкновенных роговых обманок с соотношением $100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn) = 32-40$. Часто опаци-тизирована. В ряде случаев роговая обманка почти нацело замещается биотитом.

Пироксен встречается в виде хорошо образованных, обычно зональных кристаллов. По оптическим свойствам зоны отвечают диопсиду и эгирин-диопсиду. Каждая разновидность образует и самостоятельные кристаллы (бесцветные — диопсид, зеленые слабо плеохроирующие — эгирин-диопсид). По данным Н.Д. Соболева, показатели преломления эгирин-диопсида колеблются в пределах $N_g = 1,718 - 1,722$; $N_p = 1,698 - 1,702$; $2V = 59-62^\circ$; cN_g около $45-55^\circ$. У диопсида $cN_g = 37^\circ$; $N_g = 1,698 - 1,706$; $N_p = 1,664 - 1,670$; $+2V = 48-66^\circ$. Обычно пироксен свеж и только в редких случаях замещается карбонатом, гидроокислами железа, хлоритом, биотитом и эпидотом [302].

Биотит представлен двумя генерациями. Первая генерация, по Н.Д. Соболеву, образовалась на ранних стадиях кристаллизации и отличается отсутствием следов изменений, интенсивной буровой окраской, резким плеохроизмом, более высоким показателем преломления ($N_g = N_m = 1,671$; $cN_g = 4^\circ$). Чешуйки такого биотита обнаруживаются в виде включений в альбит-олигоклазе, К-На полевом шпате и кварце, а сами нередко содержат включения апатита. Вторая генерация, образовавшаяся в магмато-пневматолитическую стадию, представлена деформированными листочками зеленого цвета с более низким показателем преломления ($N_g = N_m = 1,643$, $N_p = 1,598$) и отвечает по составу 75% сидерофиллитовой и 25% истонитовой составляющей. Биотит первой генерации нередко опаци-тизирован.

Аксессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом, флюоритом и турмалином. В шлих-протолочках обнаружены рутил, анатаз, топаз, гематит, ильменит, гранат, корунд, галенит, сфалерит, пирит, хлорит, эпидот, барит, магnezит.

В апикальных частях интрузивных тел заметно проявлены процессы автометаморфизма. Наиболее интенсивные автометаморфические изменения связаны с гранит-порфирами. Так, в купольной части интрузивного тела гранит-порфиров горы Бык, по данным Н.Д. Соболева, вкрапленники полевых шпатов и основной массы замещены агрегатами топаза, турмалина, мусковита, альбита, гидрослюд, кварца, флюорита и реже—берилла. Часть из перечисленных минералов выполняет пустоты и образует прожилки в контракционных трещинах интрузивных тел. Цветные минералы (главным образом роговые обманки и биотит) замещаются хлоритом, флюоритом, карбонатом и вторичным биотитом.

Контактовое воздействие интрузивов на вмещающие их породы выражается в спекании глинистых сланцев и песчаников, их осветлении, карбонатизации, каолинизации и ороговиковании. Мощность зон измененных пород колеблется от нескольких сантиметров до 5 м [302].

В приконтактовых глинистых сланцах и песчаниках встречаются прожилки кальцита и флюорита. Известняки в зонах контакта мраморизованы и частично превращены в скарноподобные породы с развитием граната (гроссуляра), диопсида и волластонита. Н.Д. Соболев отмечает, что на

контактах интрузивов гор Бык, Джуца, Козьи скалы, Змейка, Шелудивая и Верблюд развивается датолит. Мощность зон экзоконтактовых зон с гранатом и датолитом достигает 100 м. В контактово измененных мергелях, помимо граната, пироксенов и датолита, имеются новообразования пренита, апофиллита, флюорита, цоизита, клиноцоизита, хлорита, циолита и халцедона.

В табл. 65 приведен количественный минеральный, а в табл. 66 — химический состав типичных пород формации субщелочных гранитоидов Кавказских минеральных вод.

ГРАНИТОИДНАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ №₂³—Q

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПОРОД ФОРМАЦИИ

В заключительную (позднеорогенную) стадию тектоно-магматического развития Большого Кавказа в пределах Транскавказской поперечной зоны синхронно с уже описанной базальт-андезит-трахиандезитовой формацией образуется гранитоидная вулканоплутоническая формация. Интрузивные члены этой формации — известные кавказские "неоинтрузии", а эффузивные — кислые вулканы Эльбрусской вулканической области.

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг в 1891 г. обнаружил и описал молодые гранитоиды на Кавказе, расположенные в бассейне р. Кевсурской Арагви южнее Архотского перевала у сел. Бло (гора Калько), и положил начало их изучению. Дальнейшее изучение "неоинтрузий", открытие целой системы петрологически родственных массивов гранитоидного состава, выявление их петрографической и минералогической специфики связано прежде всего с именами Д.С. Белянкина, В.П. Петрова и Л.А. Варданянца [53, 56, 58, 59, 66, 69, 263, 116, 118]. Исследованию молодых гранитоидных образований Большого Кавказа ряд работ посвятили Г.Д. Афанасьев [20, 21], Г.И. Харашвили [322], А.Д. Ершов и А.В. Копелиович [169], Г.М. Заридзе, И.И. Парадзавили [179], Ю.П. Масуренков [236, 237], А.В. Пэк [277], М.М. Рубинштейн и др. [287], Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский [244], В.В. Ляхович и А.Ф. Свириденко [231], И.И. Кикнадзе [197, 196], Г.Л. Одикадзе [257], А.М. Борсук [79, 85, 89], Е.К. Станкевич [304] и ряд других исследователей. Особое внимание к изучению новейших гранитоидов Кавказа обусловлено тем, что с отдельными массивами пространственно ассоциируют редкометальные месторождения и рудопроявления. Геохимической специфике отдельных гранитоидных интрузивов и связи с ними рудной минерализации посвящено много работ, например, Тырныаузскому вольфрам-молибденовому месторождению [276, 277, 275, 324, 325, 200, 192, 191, 73]. В 1976 г. вышла монография В.В. Ляховича, в которой наиболее полно рассматриваются вопросы геохимии и петрографии гранитоидов и кислых эффузивов Тырныауза [230].

Эффузивы Эльбрусской вулканической области за последние 15 лет были детально исследованы Ю.П. Масуренковым [236, 237], Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским [244].

Нет необходимости в предлагаемой работе приводить геолого-петрографическое описание каждого интрузивного массива или строение вулка-

ногенных толщ, поскольку такие сведения содержатся в перечисленных работах. В настоящем разделе изложены в основном новые данные, позволяющие показать генетическое единство пород формации, их петролого-геохимическую специфику и подойти к решению вопроса о связи эндогенных месторождений с эволюцией гранитоидного расплава.

Тектоническое положение рассматриваемой формации определяется ее приуроченностью к наиболее приподнятому блоку Транскавказской поперечной зоны. Поля развития эффузивов контролируются долготными разрывными нарушениями и пересечением их с разломами субширотного простирания.

Гипабиссальные интрузивы обычно локализованы в узлах пересечения поперечных разрывов с глубинными субширотными разломами, разделяющими структурно-формационные зоны (эльджуртинские граниты и гранит-порфиры Тырнауза, интрузивы гор Тепли, Калько, Кароби, Цурунгала и т.д.).

В восточной части Эльбрусской вулканической области (Нижне-Чегемский вулканический район) эффузивы представлены липаритовыми и липарито-дацитовыми туфами и игнимбритами верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста [237, 238, 244], Е.Е. Милановский и Н.В. Коронковский [244] различают три разновозрастные вулканические фазы: 1) $N_2^2-N_3^3ak$ — липаритовые игнимбриты и туфы водоразделов; 2) $N_3^3ak-ar(?)$ — липаритовые и дацитовые пирокластические образования, выполняющие древние долины (кызбурунская и баксангэсская толщи); 3) Q_3 — дацитовые и липарито-дацитовые туфы современных речных долин. В южной части Эльбрусской вулканической области (Эльбрус-Кюгенский вулканический район) развиты туфы, игнимбриты, лавы и субвулканические экструзивные тела, отличающиеся большим вещественным разнообразием (от андезито-базальтов до липарито-дацитов). Преобладают среди эффузивов липарито-дациты и дациты.

Вулканическая деятельность продолжается здесь с конца среднего плиоцена до голоцена.

Интрузивы гранитоидного состава образуют гипабиссальные массивы лакколитообразной или силлоподобной формы, некки и дайки, дискордантные по отношению к вмещающей их осадочной или очень редко вулканогенной толще. Установление возрастного положения интрузивов представляло собой самостоятельную проблему и потребовало постановки специальных исследований. Дело в том, что большинство интрузивных тел размещено либо в терригенных толщах нижней юры, которые в зонах контактов превращены в полосчатые кварц-полевошпат-биотитовые роговики (массивы горы Тепли, бассейн рек Сонгутидон, Кыртык и т.п.), либо прорывают кристаллические породы палеозойского возраста (эльджуртинские граниты Тырнауза, гранодиорит-порфиры горы Кароби).

Это обстоятельство становится понятным, если учесть, что интрузивные массивы могли обнажиться лишь в наиболее приподнятых и относительно глубоко эродированных блоках Транскавказского поперечного поднятия, в пределах которых осадочные толщи моложе нижней юры, как правило, не встречаются. Отмечая отсутствие объективных данных, позволяющих говорить о точном возрасте "неинтрузий", Д.С. Белянкин

и В.П. Петров в 1950 г. все же высказали предположения в пользу крайней молодости интрузий Горной Осетии на основании соотношения их с тектоническими линиями Главного Кавказа. "Внедряясь по границе юрских сланцев и древних гранитов, контактно изменяя их (Танадон, Сонгутидон и т.д.) и тяготея территориально к тектоническим линиям, связанным с этим контактом, неинтрузии образовались явно после формирования современной геологической структуры страны, которая, как известно, получила современный вид только в позднечетвертичную, а может быть, и раннечетвертичную эпоху" [69]. Впервые надежно установленный геологический факт, подтверждающий крайне юный возраст одной из неинтрузий, был приведен Ю.П. Масуренковым, обнаружившим и описавшим интрузивный шток гранодиорит-порфира, прорывающий в бассейне р. Джунгусу позднеплиоценовые—нижнеплейстоценовые липариты восточной части Эльбрус-Кюгенского района [237]. К сожалению, далеко не во всех случаях удается наблюдать столь определенные геологические факты. Особенно трудно установить хронологическую последовательность в образовании пространственно разобщенных членов формации. Совершенно невозможно, например, на основании геологического наблюдения решить вопрос о возрастных соотношениях между гранитоидами гор Кароби, Цурунгала, Калько, Тепли или балки Эльджурту на Тырныаузе. Единственным источником интересующих нас сведений в таких случаях служит радиогеохронология.

Применение К-Аг метода датирования магматических горных пород позволило впервые Г.Д. Афанасьеву обосновать верхнеэоценовый возраст эльджуртинского гранита Тырныауза и подтвердить плиоценовый возраст липаритов Нижне-Чегемского вулканического района [17, 20, 30]. В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц и Л.Л. Шаниным были разработаны специальная аппаратура и система методических приемов, позволившие осуществить надежное радиологическое датирование большинства пород рассматриваемой формации. Чувствительность и надежность разработанной методики неоднократно проверялись как измерением микронавесок отечественного и международного стандартов, так и датированием магматических горных пород, возраст которых установлен на основании соотношений с фаунистически датированными осадочными толщами или последовательность образования которых отчетливо наблюдается в поле [10, 9, 86]. О надежности радиологических дат, приведенных в табл. 67, можно судить на основании согласующихся значений, полученных по сосуществующим парам минералов (санидин—биотит). Другой критерий надежности — соответствие радиологических возрастов пород тем геологическим взаимоотношениям, которые были установлены в поле. Так, по гранодиорит-порфиру горы Тепли получено $2,25 \pm 0,20$ млн. лет, а по андезито-даците прорывающей его дайке — $0,85 \pm 0,25$ млн. лет. По эльджуртинскому граниту Тырныауза — $1,80-1,90 \pm 0,15$ млн. лет, по прорывающей его дайке гранит-порфира $1,65 \pm 0,15$ млн. лет, по некке липаритов Тырныауза — $1,80 \pm 0,25$ млн. лет, а по прорывающей его дайке витроандезита — $1,2 + 0,20$ млн. лет, по гранодиорит-порфиру р. Сонгутидон — $2,5 + 0,5$ млн. лет и по прорывающему его некке дацита — $2,0 \pm 0,5$ млн. лет.

Таблица 67

Возраст пород гранитоидной вулканоплутонической формации N₂³-Q по данным K-Ar датирования

Порода, местонахождение	Проба	K, %	⁴⁰ Ar рад. нг/г	Ar воз- душный, %	Возраст, млн. лет
1	2	3	4	5	6
Гранит-порфир, гора Кароби	Биотит	6,53	1,95	52,60	4,40±0,20
Гранит-порфир, гора Цурун-гал	"	6,93	1,96	53,58	4,15±0,20
Серые липариты, Верхне-Чегемский вулканический район	Санидин	7,83	1,62	45,70	3,05±0,20
	Биотит	6,95	1,42	70,75	3,00±0,20
Черные липариты, Верхне-Чегемский район	Санидин	5,75	1,10	70,80	2,80±0,20
Гранодиорит-порфир, ледник Мидагравин	Биотит	6,86	1,28	78,80	2,70±0,20
Гранодиорит-порфир, р. Джунгусу	"	6,67	1,19	82,85	2,60±0,20
Липарит верхней толщи плато Джунгу (Верхне-Чегемский район)	"	6,94	1,17	84,86	2,50±0,20
Гранодиорит-порфир, р. Сонгутидон	"	6,72	1,20	13,16	2,50±0,5
Гранодиорит-порфир, гора Тепли	"	7,38	1,13	65,85	2,25±0,20
Гранит-порфир, гора Кыртык Некк дацита, прорывающий гранодиорит-порфир, р. Сонгутидон	"	7,03	0,96	80,85	2,0±0,15
	Валовая проба	3,2	0,5	4,5	2,0±0,5
Порфиroidный гранит (эльджуртинский), бассейн р. Баксан	Биотит	6,72	0,82	60,75	1,80±0,15
	Анортоклаз	4,10	0,53	80,90	1,90±0,15
Лейкократовый K-Na гранит-порфир (фация эльджуртинского гранита), там же	Валовая проба	4,60	0,62	92	2,10±0,20
Некк липаритов, гора Эльджуртубош, Тырнауз	Биотит	7,10	0,89	86,91	1,80±0,25
	Кварц-полеволатовая фракция	2,79	0,30	88	1,60±0,25
Гранит-порфиры, гора Калько	Биотит	7,16	0,72	88,86	1,60±0,15
Дайка гранит-порфиров, прорывающая эльджуртинский гранит, Тырнауз	Валовая проба	3,63	0,41	85,90	1,65±0,15
Некк гранит-порфиров, прорывающий эльджуртинские граниты Тырнауз	Санидин	9,40	0,96	81,83	1,5±0,20

Т а б л и ц а 67 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Дайка витроандезитов, прорывающая липариты, там же	Биотит	6,96	0,54	96	1,2±0,20
Кварц-полевошпатовый метасоматит с молибденитом, Тырнауз	Анортоклаз	9,37	1,0	89,90	1,60±0,25
Дайка андезито-дацита, прорывающая гранодиорит-порфиры горы Тепли	Валовая проба	2,57	0,15	95,96	0,85±0,25
Гранодиорит-порфир, ледник Таймави, бассейн р. Танадон	"	1,82	—	—	0,70
Дацит, гора Эльбрус	"	2,66	—	—	0,50

По инициативе Г.Д. Афанасьева биотит из эльдзуртинского гранита Тырнауза был направлен в одну из наиболее авторитетных в мире лабораторий, возглавляемую Мак-Дугаллом (Австралия, Национальный университет, Канберра). Полученная в этой лаборатории дата — 2,01 млн. лет — практически идентична той, которую дала лаборатория ИГЕМ АН СССР.

Проведенные исследования позволили установить геохронологические этапы формирования всей гранитоидной вулканоплутонической формации (см. табл. 67). Радиологические даты свидетельствуют о том, что развитие всей вулканоплутонической формации заключено в узком временном интервале, охватывающем период времени около 4,5 млн. лет. Эволюция гранитоидного расплава неоднократно нарушалась подъемом отдельных его порций в верхние структурные этажи, в результате чего возникли гипабиссальные гранитоидные тела, представляющие собой последовательные фазы внедрения. В ряде случаев, там, где этому благоприятствовала структурная обстановка, поднимающемуся расплаву удалось прорваться на поверхность с образованием мощных полей вулканогенных пород.

Таким образом, вулканическая деятельность и внедрение интрузий были временно сопряженными процессами, а пространственное размещение продуктов вулканизма и гранитоидных интрузивов контролировалось одной крупной структурой — Транскавказским поперечным поднятием. Обнажение на поверхности интрузивных образований фиксируется в наиболее приподнятых и глубоко эродированных участках этой структуры.

СОСТАВ ПОРОД ГРАНИТОИДНОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ

Результаты химических анализов (табл. 68) свидетельствуют о том, что среди интрузивных членов формации преобладают "непредельные" [336] граниты, реже — гранодиориты. Между крайними по составу наиболее кислыми интрузивами, представленными эльдзуртинскими порфирированными гранитами, и наиболее "основными" среди этого ряда пород — гра-

Таблица 68

Химический состав пород гранитоидной вулканоплутонической формации

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Интрузивная фация								
Гранит-порфир, гора Кароби	69,85	0,35	16,26	0,90	1,45	0,01	1,72	3,26
Гранит-порфир, гора Цурунгала	68,72	0,28	15,92	0,29	2,02	0,02	0,93	2,72
То же	69,17	0,51	16,51	0,67	1,73	—	0,44	2,41
"	68,94	0,31	16,35	0,72	1,75	0,02	0,78	2,45
"	68,19	0,97	15,84	—	2,84	0,04	1,38	2,57
"	70,70	0,30	15,18	—	1,96	0,02	0,68	2,25
Гранодиорит-порфир, ледник Мидагравин	67,45	0,47	15,50	0,54	2,21	0,04	1,37	3,27
Гранодиорит-порфир, бассейн р. Джунгусу	68,58	0,54	15,55	2,04	1,15	0,04	1,17	3,12
То же	67,74	0,51	16,02	2,30	1,08	0,04	0,54	2,92
То же	67,27	0,48	15,31	0,84	2,00	0,09	0,86	3,40
Гранодиорит-порфир, р. Сонгутидон	65,65	0,53	17,20	0,70	2,15	0,04	1,73	4,00
Гранодиорит-порфир, гора Тепли	66,42	0,75	15,35	0,53	3,34	0,08	1,99	3,34
То же	68,47	0,58	14,91	2,34	0,64	0,04	1,26	2,95
"	68,46	0,49	15,54	0,12	2,73	0,07	1,44	2,80
Гранит-порфир, бассейн р. Кыртык	72,12	0,28	14,46	1,41	0,97	0,08	0,75	1,82
То же	71,52	0,40	12,27	3,16	1,13	0,05	—	2,30
То же	73,20	0,32	13,30	0,51	1,44	0,04	0,62	1,44
Порфировидные эльджуртинские гра- ниты, гора Тырнауэ	71,26	0,42	14,90	0,68	1,50	0,02	0,75	1,81
То же	72,37	0,27	14,75	0,57	1,41	0,04	0,53	1,64
"	73,21	0,30	13,87	0,23	1,59	0,02	0,63	1,64
"	72,58	0,35	14,11	0,57	1,53	0,04	0,65	1,72
"	71,88	0,36	14,68	0,57	1,67	0,04	0,20	1,75
"	71,56	0,40	14,19	0,36	1,93	0,05	0,22	1,68
Гранит-порфиры, го- ра Калько	68,02	0,47	16,30	—	2,62	0,03	1,17	3,10
Дайка гранит-порфи- ров, рвушая эльд- журтинские граниты	68,16	0,50	16,24	—	2,26	0,05	1,22	1,54
Дайка андезито-даци- та, рвушая граноди- орит-порфиры, р. Сон- гутидон	67,91	0,29	14,92	0,46	2,11	0,04	1,41	1,85
Шток андезито-даци- тов, рвуших гранит- порфиры, гора Тепли	63,10	0,63	15,47	0,37	2,65	0,08	1,47	3,58
Гранодиорит-порфир, ледник Таймази	66,38	0,54	15,73	1,04	1,88	0,04	0,92	3,62
Дайка витроандези- та, рвушая некк липаритов, Тырнауэ	66,82	0,45	16,84	0,32	1,46	0,07	1,20	3,19

$N_2^3 - Q$, вес. %

Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	P_2O_5	Сумма	Литературный источник
Интрузивная фация							
3,46	0,81	0,8	0,12	—	—	99,62	[322]
4,77	2,14	—	1,18	0,43	—	99,34	
3,38	3,93	0,12	0,70	0,42	0,33	100,00	[69]
3,40	5,34	0,29	0,67	—	0,42	100,47	"
4,26	3,21	0,03	0,71	0,27	0,24	100,10	"
4,04	2,74	0,12	1,04	—	0,20	100,02	"
3,95	3,86	0,22	0,18	0,20	0,13	99,63	[79]
5,34	2,96	0,10	—	0,28	0,17	99,70	"
4,13	3,27	0,50	0,23	—	—	100,23	[237]
4,17	3,14	0,61	1,07	0,12	0,16	100,42	"
4,34	3,24	0,42	0,26	1,41	0,17	100,09	[79]
5,80	1,84	0,03	0,24	0,22	0,21	100,36	[304]
3,58	3,64	0,12	0,63	—	0,13	99,90	[263]
3,96	4,12	Не опр.	0,54	Не опр.	Не опр.	100,11	[55]
4,50	3,43	0,08	0,18	0,11	0,16	100,12	[79]
2,95	3,09	0,40	1,12	—	—	99,51	Б.И. Соловьев,
3,60	4,70	0,77	0,63	—	—	100,53	И.К. Милановский
3,63	4,30	0,30	0,22	0,24	0,12	99,68	[79]
3,28	4,37	0,07	0,80	—	—	99,86	[278]
3,78	3,85	0,11	0,55	—	—	99,67	Б.И. Соловьев
3,57	4,20	0,09	0,62	—	0,11	100,08	[118]
3,17	4,37	0,08	0,60	Не опр.	0,10	99,87	"
4,08	4,11	0,07	0,57	"	0,10	100,08	"
3,99	4,52	0,13	0,46	"	0,20	100,08	А.М. Борсук
4,92	2,70	0,22	0,28	0,13	0,24	100,20	"
4,38	4,26	0,36	0,74	0,24	0,19	100,14	"
3,95	3,89	0,28	1,65	0,82	0,08	99,79	А.Г. Гурбанов
3,99	3,15	0,06	2,38	2,40	0,20	99,53	А.М. Борсук
4,52	2,28	0,36	0,77	1,20	0,19	99,47	"
2,93	3,40	2,88	0,71	—	—	100,30	В.В. Ляхович

Т а б л и ц а 68 (окончание)

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Э ф ф у з и в н а я ф а ц и я								
Серые и черные липариты, Верхне-Чегемский район	74,19 73,70	0,61 0,11	12,24 13,05	1,41 0,65	0,04 0,50	0,08 0,03	0,13 0,08	0,71 0,74
То же	73,07 72,15	0,90 0,04	13,79 14,04	1,38 1,47	0,48 0,96	0,01 0,42	0,66 0,75	1,70 2,14
Дацитовые лавы купола Водораздельный, там же	66,90 73,32	0,28 0,11	14,11 12,49	0,82	1,10 0,55	0,06 0,05	2,10 0,19	2,26 1,10
Липаритовые игнибристы, Нижне-Чегемский район	73,69	0,06	13,84	0,49	0,43	0,04	0,40	1,13
Липариты, Тырнауз	71,34	0,40	15,22	0,85	1,86	0,02	0,84	0,73
То же	71,59	0,50	14,58	0,61	1,78	0,06	0,91	1,59
Дацитовые лавы, гора Эльбрус, поляна Азау	66,04	0,73	15,35	2,37	1,28	0,07	1,89	3,66
То же, р. Уллукам	66,32	0,40	15,84	0,68	3,06	0,06	0,97	2,83
Малкинский поток	66,92	0,68	15,97	1,07	2,76	0,03	0,79	3,45
Липарито-дацит, ледник Ирикчат	68,63	0,42	15,83	1,83	0,69	0,06	0,50	2,46
Липарит, северный склон горы Эльбрус	71,06	0,35	15,33	—	2,01	0,03	1,26	2,14

нодиорит-порфирами ледника Таймази — отмечается вся гамма переходных разновидностей. На рис. 28 показаны средние содержания SiO₂ в интрузивных фазах, сменяющих друг друга во времени. На графике отчетливо видна тенденция к появлению более основных интрузивов на раннем и позднем этапах магматической активности, а для интрузивов, занимающих среднее положение на шкале времени, характерен наиболее "кислый" состав. Вулканогенные породы, субвулканические тела и дайки представлены липаритами, липарито-дацитами и дацитами, значительно реже — андезито-дацитами и андезитами. В табл. 69 приведен количественный минеральный состав всех членов рассматриваемой формации, а в табл. 70—73—состав и оптические свойства минералов первого поколения (интрателлурических вкрапленников). Сравнение состава и свойств минералов первого поколения определенно указывает на генетическое единство эффузивов и интрузивных пород формации. О кристаллизации вкрапленников плагиоклаза из единого расплава свидетельствует также гистограмма частот встречаемости плагиоклазов разного состава во всех породах формации (рис. 29). Распределение частот встречаемости на этой диаграмме близко к симметричному.

Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	P_2O_5	Сумма	Литературный источник
Э ф ф у з и в н а я ф а ц и я							
4,04	4,64	2,37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,46	Н.А. Соловьев
3,56	5,01	2,55	"	"	"	100,05	"
3,27	4,34	0,38	0,47	"	0,09	99,89	"
3,76	3,56	0,46	0,34	"	—	100,09	"
2,20	3,03	3,16	3,30	0,38	—	99,70	В.А. Масуренков
3,64	4,96	2,39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,37	"
3,26	5,46	0,34	1,25	"	"	100,33	"
4,80	2,09	0,47	1,51	"	Не опр.	100,13	"
3,11	4,20	0,50	0,63	0,05	0,09	100,15	"
4,16	3,21	0,13	0,40	—	0,20	99,58	А.М. Борсук
3,80	3,16	0,24	2,48	—	—	99,90	В.Г. Станкевич
4,00	3,48	0,38	—	—	—	99,59	"
2,02	4,30	0,44	2,00	0,68	—	99,73	М.И. Милановский
3,18	4,35	—	0,34	0,10	—	100,15	В.П. Короновский Н.Н. Станкевич

Изменение физико-химических условий в процессе эволюции гранитоидного расплава на глубине и подъема отдельных его порций к поверхности зафиксировано в смене минеральных парагенезисов первого поколения в последовательных фазах внедрения (рис. 30, табл. 69). Порфирировидные выделения в наиболее ранней фазе внедрения — гранит-порфирах горы Кароби — представлены пластинками биотита, резко зональным идиоморфным плагиоклазом и кварцем, слегка сглаженные контуры которого не затушевывают, однако, форм высокотемпературной гексагональной дипирамиды.

Состав плагиоклаза в центральной части резко зональных кристаллов соответствует № 50—45, периферические зоны обогащены альбитовой составляющей и отвечают № 37—24. В зернах кварца наблюдаются при большом увеличении включения плагиоклаза и биотита. К-Na полевого шпата в виде порфирировидных выделений нет, но тонкораскристаллизованная микрогранитовая основная масса состоит из К-Na полевого шпата и кварца, находящихся примерно в равных соотношениях. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, мелкие кристаллики которого включены в биотите, плагиоклазе и цирконе.

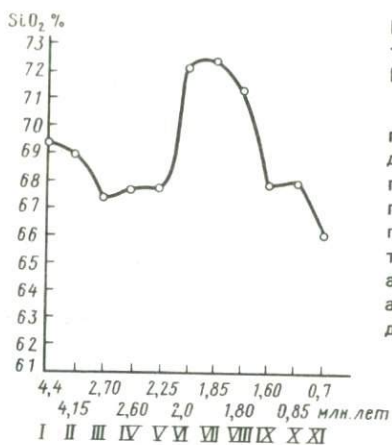


Рис. 28. Содержание SiO₂ в породах гранитоидной вулканоплутонической формации N₂³ - Q

I — гранит-порфир, гора Кароби; II — гранит-порфир, гора Цурунгал; III — гранодиорит-порфир, лед. Мидагравин; IV — гранодиорит-порфир бас. р. Джунгу-су; V — гранит-порфир, гора Тепли; VI — гранит-порфир р. Кыртык; VII — гранит эльджуртинский, Тырныауз; VIII — липарит, Тырныауз; IX — гранит-порфир, гора Калько; X — андезито-дацит, гора Тепли; XI — гранодиорит-порфир, лед. Таймази

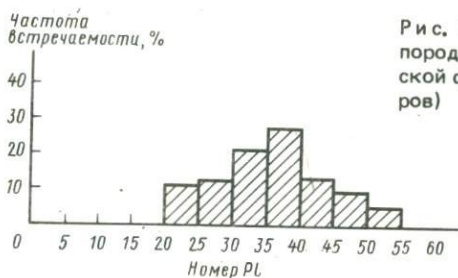


Рис. 29. Вариации состава плагиоклазов в породах гранитоидной вулканоплутонической формации N₂³ - Q (по данным 83 замеров)

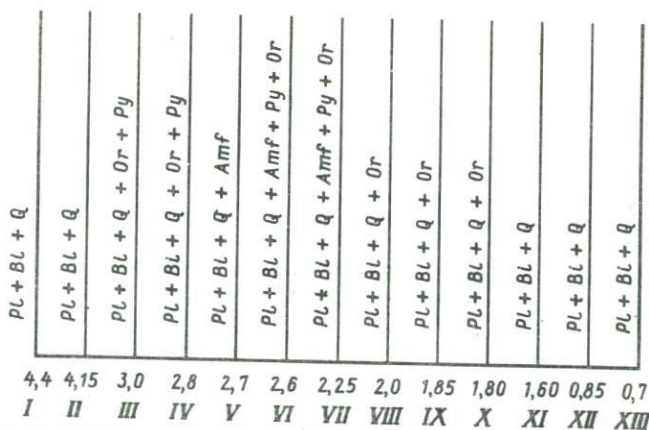


Рис. 30. Схема минеральных парагенезисов первого поколения в последовательных фазах внедрения

I — гранит-порфир, гора Кароби; II — гранит-порфир, горы Цурунгал; III — липариты Верхне-Чегемского района; IV — то же; V — гранодиорит-порфир, лед. Мидагравин; VI — гранодиорит-порфир бас. р. Джунгу-су; VII — гранит-порфир горы Тепли; VIII — гранит-порфир, р. Кыртык; IX — гранит Эльджуртинский, Тырныауз; X — липарит, Тырныауз; XI — гранит-порфир, гора Калько; XII — Андезито-дацит, гора Тепли; XIII — гранодиорит-порфир, лед. Таймази

Таблица 69

Количественный минеральный состав пород гранитоидной вулcano-плутонической формации N₂³-Q, объемн. %

Порода, место взятия	Основ- ная мас- са	Порфиroidные вкрапленники					
		Биотит	Плагиок- лаз	Кварц	Пирок- сен	K-Na по- левой шпат	Роговая обманка
1	2	3	4	5	6	7	8
И н т р у з и в н а я ф а ц и я							
Гранит-порфир, гора Кароби	59,2	4,4	27,0	9,4	Нет	Нет	Нет
Гранит-порфир, гора Цурунгал	28,2	10,1	46,5	14,6	"	"	"
Гранодиорит-порфир, ледник Мидагравин	53,7	0,8	28,4	7,2	"	"	9,3
Гранодиорит-порфир, р. Джунгусу	60,0	3,2	29,8	2,5	2,3	1,5	0,7
Гранодиорит-порфир, гора Тепли	36,1	7,6	36,5	7,8	4,0	4,9	0,9
Гранит-порфир, р. Кыртык	57,0	5,7	27,0	6,1	Нет	4,2	Нет
Порфиroidный эльджуртинский гра- нит, бассейн р. Бак- сан	Нет	6,9	33,2	33,7	"	26,2	"
Гранит-порфир, гора Калько	62,7	15,8	12,6	18,9	"	"	"
Дайка гранит-пор- фира, прорывающая эльджуртинский гра- нит, правый борт р. Баксан близ горы Тырныауз	81,9	2,7	14,5	0,9	"	"	"
Гранит-порфир, гора Эльджуртубаш, бас- сейн р. Баксан	71,8	4,6	18,4	1,1	Нет	4,1	Нет
Некк липаритов, гора Эльджуртубаш, бас- сейн р. Баксан	71,1	5,2	16,6	6,0	"	1,1	"
Гранодиорит-порфир, ледник Таймази	55,0	6,0	39,0	Нет	"	Нет	"
Э ф ф у з и в н а я ф а ц и я							
Серые липаритовые игнимбриты, Верхне- Чегемский район, плато Джунгу	58,2	2,0	4,0	24,3	Нет	11,5	Нет
Черные липаритовые игнимбриты, Верхне- Чегемский район, плато Джунгу	60,4	1,6	4,8	19,8	"	13,4	"
Липариты водораз- дельной части плато	68,8	2,8	19,7	6,1	2,2	0,4	"

Таблица 69 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Джунгу, там же Липаритовые игни- бриды, Нижне-Чегем- ский район	68,6	1,7	5,0	11,4	Нет	13,3	Нет
Дациты, вулканы Кюген-Кая и Кум- Тюбе	65,8	1,3	21,4	0,8	8,4	0,1	2,2
Андезиты, там же	65,2	Нет	21,8	Нет	9,7	Нет	3,3
Дацит, гора Эльбрус	82,4	13,1	4,6	"	Ед.з.	"	Нет

Таблица 70

Химический состав плагиоклазов в породах гранитоидной вулканоплуто-

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Гранодиорит- порфир, гора Топли	54,47	Не обн.	28,11	0,10	Не обн.	0,02	7,76	7,06
То же	55,29	"	29,17	0,19	"	Не обн.	7,20	6,29
Гранит-порфир, прорывающий гранодиорит- порфир, гора Топли	63,7	"	24,0	0,4	"	"	4,4	9,7
Гранодиорит- порфир, р. Сон- гутидон	61,94	0,03	22,95	0,54	0,01	0,06	5,18	8,04
Гранит-порфи, гора Дурунгал	63,08	0,03	22,87	0,40	0,02	0,06	5,20	7,84
Гранодиорит- порфир, р. Джун- гусу	60,72	0,04	23,93	0,50	0,01	Сл.	6,25	7,60
Дацит, Верхне- Чегемский рай- он	60,55	0,03	24,19	0,48	0,01	"	6,48	7,15
Липарито-дацит, гора Эльбрус	59,94	Сл.	24,39	0,30	Не обн.	Не обн.	6,67	7,28
Андезито-дацит, гора Эльбрус	61,08	"	24,27	0,15	"	"	6,55	6,96

*Анализы проведены на электронном микроанализаторе фирмы "Самес" в ИГЕМ АН СССР.

Следующий по времени внедрения интрузив — гранит-порфир горы Пурунгал — существенно не отличается от предыдущего по минеральному составу. Следует лишь отметить, что наряду с биотитом первой генерации, представленным крупными идиоморфными пластинами, в гранит-порфирах горы Цурунгал присутствует мелкочешуйчатый неправильной формы биотит второй генерации, образовавшийся значительно позже всех вкрапленников. Характер автометаморфических изменений в породе такой же, как в гранитах горы Кароби (серицитизация плагиоклазов и хлоритизация биотита), но интенсивность их проявления значительно меньше. Почти не проявлены процессы опацизации, хотя отдельные зерна магнетита нередко наблюдаются около пластин биотита.

Некоторые отличия в составе порфириовидных выделений обнаруживаются в гранодиорит-порфирах ледника Мидагравин. Наряду с биотитом в этом интрузиве присутствуют порфириовидные выделения

ческой формации, вес %

K ₂ O	H ₂ O	П.л.п.	BaO	Сумма	Литературный источник	Рассчитанный состав	Рассчитанный номер плагиоклаза
0,55	Не опр.	Не опр.	Не опр.	98,16*	А.М. Борсук	Ab _{60,5} An _{36,5} Or ₃	36
0,53	"	"	"	98,67*	"	Ab _{59,7} An _{37,5} Or _{2,8}	38
0,5	"	"	"	102,7*	"	Ab _{77,8} An _{19,7} Or _{2,5}	20
0,98	0,12	0,14	0,10	100,04	Г.И. Станкевич, 1976 г.	Ab ₇₀ An _{24,8} Or _{5,2}	25
0,55	0,14	0,22	0,08	100,49	"	Ab _{71,3} An _{25,8} Or _{2,9}	26
0,92	0,16	0,10	0,07	100,30	"	Ab _{65,3} An _{29,5} Or _{5,2}	29
0,67	Не опр.	0,12	0,12	99,90	"	Ab _{63,2} An _{31,6} Or _{5,2}	32
0,94	"	0,52	Не опр.	100,04	"	Ab _{62,6} An _{32,0} Or _{5,4}	32
0,84	::	0,28	"	100,13	"	Ab _{62,2} An _{32,2} Or _{5,6}	32

Таблица 71

Химический состав биотитов в породах гранитоидной вулканоплутони

Порода место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Гранит-порфир, гора Цурунгал	36,45	4,65	16,09	1,17	18,22	0,19	9,04	0,45
Гранит-порфир, лед- ник Мидагравин	37,56	3,78	12,00	4,86	13,68	0,17	14,06	1,23
Гранодиорит-порфир, гора Тепли	36,56	4,75	12,54	1,86	19,60	0,26	19,87	0,80
То же	37,78	4,54	11,83	2,10	19,94	0,28	10,01	1,26
Гранит-порфир, р. Кыртык	34,80	4,15	15,10	5,05	19,00	0,37	8,60	0,43
Порфиоровидный гранит Эльджуртинский, Тырныауз	35,60	4,30	12,96	3,60	19,18	0,40	9,86	0,60
То же	35,10	4,82	13,00	4,24	19,15	0,54	9,68	0,48
Гранит-порфир, гора Калько	35,93	3,60	16,57	5,78	14,00	0,21	11,00	0,20
Гранит-порфир, лед- ник Таймази	36,53	3,68	15,23	1,26	17,43	0,17	12,00	0,43
Гранодиорит-пор- фир, р. Сонгутидон	35,46	3,35	16,90	3,24	16,54	0,38	9,43	1,10
Гранит-порфир, гора Кароби	34,38	4,20	12,98	1,53	19,85	0,17	11,95	1,14
Липарит некка, гора Тырныауз	35,06	4,82	12,65	1,51	21,72	0,40	9,16	1,03
Игнимбрит липари- товый, р. Верхний Чегем	36,97	4,35	12,75	21,01	1,93	0,22	10,78	0,58
Липаритовый туф, р. Нижний Чегем	35,41	4,70	14,80	22,68	0,53	Не обн.	10,34	1,03
То же	35,68	4,39	15,49	16,58	5,77	0,25	10,24	0,67

зеленой роговой обманки ($2 V = -68-70^\circ$, $Mg = 1,683$), примерные соотношения магния и железа в которой по оптическим свойствам отвечают $50 = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ [157]. Роговая обманка замещается мелкими чешуйками вторичного биотита. В центральных частях кристалликов роговой обманки, а иногда и по периферии обнаруживаются чешуйки заметно обесцвеченного, как правило без выраженной спайности, слабо плеохроирующего биотита. Эти чешуйки вторичного биотита резко отличаются по свойствам от пластин густо окрашенного резкоплеохроирующего биотита порфиоровидных выделений. Состав плагиоклаза (№ 40 в центральной части и № 32 по периферии) и его процентное содержание в породе примерно такие же, как в предыдущих интрузивах, а количество порфиоровидных выделений кварца заметно

ческой формации $N_2^3 - Q$, вес. %

	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	F	BaO	Сумма	Литературный источник
	0,36	8,08	0,02	3,30	He опр.	0,54	0,22	99,70	А.М. Борсук
	0,48	9,19	0,05	2,63	He обн.	0,44	0,30	100,25	"
	0,25	8,97	He обн.	2,41	0,07	0,31	0,23	99,35	"
	0,65	8,00	0,14	3,03	He опр.	0,40	He обн.	93,96	[304]
	0,29	8,87	He обн.	2,90	2,90	0,05	0,82	100,29	А.М. Борсук
	0,21	8,60	"	3,10	0,07	0,84	0,23	99,23	"
	0,56	8,00	0,18	3,03	"	0,88	He опр.	99,68	[304]
	0,47	8,78	He обн.	2,91	0,06	0,17	0,26	99,87	А.М. Борсук
	0,24	8,86	"	3,32	0,10	0,53	0,26	99,82	"
	0,30	9,51	0,14	3,03	He опр.	0,40	0,11	99,96	[66]
	0,56	7,20	0,30	4,96	"	0,55	He обн.	100,02	[304]
	0,60	8,68	0,34	2,92	"	0,82	"	99,97	"
	0,69	9,08	0,43	1,33	"	0,44	He опр.	100,29	"
	0,44	8,62	0,17	1,28	"	0,40	"	100,38	[237]
	0,38	8,39	0,07	2,04	"	0,35	0,10	100,25	"

меньше. Существенная смена минеральной ассоциации первого поколения характеризует эффузивные породы (игнимбриты и лавы) Верхне-Чегемского района и следующие за ним по времени интрузивные фазы (гранодиорит-порфиры бассейна р. Джунгусу и горы Тепли). В липаритовых лавах Верхне-Чегемского района в качестве вкрапленников, помимо биотита, плагиоклаза и кварца, характеризующих предыдущие фазы внедрения, присутствуют ромбический пироксен состава гиперстен-бронзита; реже — моноклинный пироксен (авгит) и высоконеупорядоченный К-Na полевой шпат типа санидина (см. табл. 73). Основная масса состоит из стекла с $N = 1,499$, в составе которого примерно 73% SiO₂ [124].

Эта же минеральная ассоциация (биотит + плагиоклаз + кварц + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + К-Na полевой шпат)

Таблица 72

Химический состав К-На полевых шпатов в породах гранитоидной вулкано-

Порода, место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	BaO	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO
Гранодиорит-порфир, гора Тепли	63,34	Не обн.	20,87	—	(0,10)	Не опр.	Не обн.
То же	64,15	"	18,16	—	0,14	"	"
"	65,48	"	18,90	—	0,14	"	"
"	68,00	"	18,73	—	0,24	"	"
"	66,31	"	18,12	—	0,23	"	"
Гранодиорит-порфир, р. Джунгусу	64,00	Сл.	18,08	0,30	0,16	0,01	0,18
Эльджуртинский порфировидный гранит, Тырнауз	65,51	Не обн.	19,28	0,06	Не обн.	Не обн.	0,09
Липарит из некка, Тырнауз	65,22	"	19,36	0,07	"	"	0,10
То же	65,03	"	19,32	0,10	"	Сл.	0,11
Липарит, Верхний Чегем	64,58	"	17,70	0,28	0,21	"	Сл.
То же	64,00	"	18,09	0,31	0,20	0,03	"

* Анализы проведены на электронном микроанализаторе типа "Самеса" в ИГЕМ АН СССР

присутствует в виде порфировидных выделений в гранодиорит-порфирах р. Джунгусу и горы Тепли.

С помощью рентгеновского микроанализатора типа "Самеса" в лаборатории ИГЕМ АН СССР определен состав пироксена в гранодиоритах горы Тепли:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
54,45	0,13	0,53	14,42	Не обн.	11,31	21,71	0,39	0,02	102,98
53,40	0,12	0,53	14,59	"	11,87	21,29	0,38	0,04	102,22

Отчетливо проявлена тенденция к увеличению содержания порфировидных выделений К-На полевого шпата в интрузивных фазах, следующих по времени за эффузивами Верхне-Чегемского района. В гранодиорит-порфирах горы Тепли отчетливы взаимоотношения между биотитом первой генерации, представленным крупными пластинками и пироксенами. В центральной части крупной разложенной пластинки биотита развивается свежий ромбический пироксен состава гиперстен-бронзита, магнетит, а рядом присутствует калинатровый полевой шпат.

плутонической формации N_2^3-O

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма	Литературный источник	Рассчитанный состав
0,26	0,68	15,59	He опр.	He опр.	He опр.	100,84*	А.М. Борсук	$Or_{92,5} Ab_{6,1} An_{1,4}$
0,11	1,11	14,60	"	"	"	100,84*	"	$Or_{94,6} Ab_{3,9} An_{1,5}$
0,15	1,84	13,66	"	"	"	100,17*	"	$Or_{82,1} Ab_{1,7}$
0,15	4,52	12,87	"	"	"	102,71*	"	$Or_{64,7} Ab_{34,6} An_{0,7}$
0,15	4,94	12,74	"	"	"	102,31*	"	$Or_{62,2} Ab_{37,1} An_{0,7}$
1,00	4,56	10,68	"	0,30	0,62	100,29	[304]	$Or_{57,4} Ab_{3,7} An_{5,6}$
0,52	3,36	10,92	0,15	0,08	0,20	100,17	А.Г. Соловьев, 1940 г.	$Or_{6,7} Ab_{30} An_3$
0,33	2,55	12,19	0,14	0,03	0,15	100,14		$Or_{75,5} Ab_{23,4} An_{1,1}$
0,53	2,43	12,21	0,14	0,13	0,03	100,15	[118]	$Or_{75,5} Ab_{23,4} An_{2,2}$
1,04	4,44	11,00	He обн.	0,03	0,70	99,98	[304]	$Or_{59,2} Ab_{36,1} An_{4,2}$
1,03	3,81	11,64	"	0,20	0,50	99,90	"	$Or_{63,5} Ab_{31,7} An_{4,8}$

Иногда вместо ромбического присутствует моноклинный пироксен типа авгита (состав его приведен выше). Наряду с пироксенами в порфировидных выделениях гранодиорит-порфиров горы Тепли обнаружена бурая роговая обманка ($Ng = 1,654$, $2V = -88^\circ$), в которой примерное соотношение $110 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ соответствует 80 [156]. По пироксену и бурой существенно магниальной роговой обманке в ряде случаев развивается вторичная бледно-зеленая слабоплеохроирующая более железистая роговая обманка ($2V = -74^\circ$; $cNg = 14^\circ$; $55 = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$), которая в свою очередь замещается чешуйками слабоплеохроирующего биотита.

В гранит-порфирах бассейна р. Кыртык мы уже не находим среди порфировидных выделений ни роговой обманки, ни пироксена, а количество порфировидных выделений K-Na полевого шпата больше, чем в предыдущих фазах внедрения. Состав же K-Na полевого шпата, насколько об этом можно судить по оптическим свойствам (см. табл. 73), смещается в сторону некоторого обеднения ортоклазовой составляющей. Состав плагиоклаза существенно не меняется в центральной части зональных кристаллов и становится заметно обогащеннее альбитовой составляющей по периферии.

Таблица 73

Оптические свойства и состав минералов первого поколения в породах

Порода, место взятия	Ромбический пироксен				Моноклинный		
	-2V	<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	$\frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mn}}$	-2V	<i>N_m</i>	Mg
Игнимбриты,	79	1,690	1,678	80	—	—	—
толща Джунгу	64	1,703	1,690	70	—	—	—
(Верхне-Чегем- ский район)	60	1,707	1,694	68	—	—	—
Лавы купола	90	1,685	1,673	87	—	—	—
"Водораздель- ный", там же	60	1,707	1,694	68	55	1,722	22
Андезито-даци- ты, вулканы Кю- ген-Кая и Кум- Тюбе, там же	79	1,690	1,679	80	50	1,720	22
	64	1,705	1,693	70	55	1,716	22
					57	1,710	20
Гранодиорит-пор- фир, Джунгусу,	79	1,690	1,679	72	50	1,739	8
там же	54	1,717	1,704	58	—	—	—
Гранит-порфир,	84	1,704	1,692	65	48	—	—
гора Тепли					46	—	—
					50	—	—
Гранит-порфир,	—	—	—	—	—	—	—
гора Кыртык							
Эльджуртинский	—	—	—	—	—	—	—
порфировидный	—	—	—	—	—	—	—
гранит, Тырны- ауз							

Эта же тенденция к увеличению содержания в породе порфировидных выделений К-На полевого шпата, увеличению крупности его кристаллов, а также увеличению альбитовой составляющей в периферических зонах плагиоклаза сохраняется в следующих по времени за гранит-порфирами р. Кыртык порфировидными эльджуртинскими гранитами Тырныауз и штоками прорывающих их липаритов (гора Эльджуртубаш).

В гранит-порфирах горы Калько порфировидные выделения представлены только плагиоклазом, кварцем и биотитом, количество которого резко увеличивается по сравнению с предыдущими фазами внедрения. Все вещество К-На полевого шпата, как и в ранних фазах внедрения, входит в состав микрогранитовой основной массы. Такой же состав вкрапленников характерен для даек андезито-дацитов, рвущих гранодиорит-порфиры горы Тепли, и гранодиорит-порфиров ледника Таймази. При этом отчетливо наблюдается изменение состава всей породы в сторону понижения содержания SiO_2 и K_2O . Наиболее поздние фазы внед-

гранитоидной вулкано-плутонической формации N_2^3-Q

пироксен		К-Na полевой шпат						Номер плагиоклаза
$Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mn$	Ca	-2V	Ng	Np	$\perp(001) \angle Nm$	Состав		
						Or	Ab + An	
—	—	36	1,526	1,521	—	78	22	52, 50, 48, 38
—	—	40	1,528	1,522	—	68	32	33
—	—	32	—	—	—	—	—	—
—	—	30	—	—	—	—	—	—
40	38	25	1,526	1,520	—	78	22	50, 48, 38, 32
40	33	—	—	—	—	—	—	65, 45, 39
36	42	—	—	—	—	—	—	—
35	45	—	—	—	—	—	—	—
56	36	48	1,527	1,520	6	75	25	42, 85, 34
—	—	50	1,526	1,520	—	73	22	—
—	—	50	1,525	1,519	—	82	18	55, 44, 38, 36
—	—	—	—	—	—	—	—	32
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	30	—	—	7	62	38	38, 33, 32, 30
—	—	—	—	—	—	—	—	28, 24
—	—	50	—	—	8	52	48	40, 38, 36, 33
—	—	48	—	—	—	68	32	30, 28, 22

рения представлены дайками витроандезитов и андезитов-базальтов, пересекающих эльджуртинские граниты. Дайки витроандезитов, описанные А.В. Пэком [277], состоят из вкрапленников зонального плагиоклаза (в ядре лабрадор № 70), гиперстена и биотита, заключенных в стекловатой основной массе с микролитами плагиоклаза и пироксена.

Следует отметить, что процессы гидротермального изменения пород наиболее интенсивно проявлены в ранних и самых поздних интрузивных фазах. Об изменениях ранних интрузивных фаз, представленных гранит-порфирами гор Кароби и Цурунгал, уже говорилось. Еще более интенсивно изменены дайки дацитов, рвущих гранит-порфиры горы Тепли, и дайки гранит-порфиров, прорывающие порфирировидные эльджуртинские граниты Тырныауза. Эти изменения выразились главным образом в сильной серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита. Гидротермальные изменения пород интрузивных фаз, занимающих среднее положение на шкале времени, проявлены слабо, либо отсутствуют.

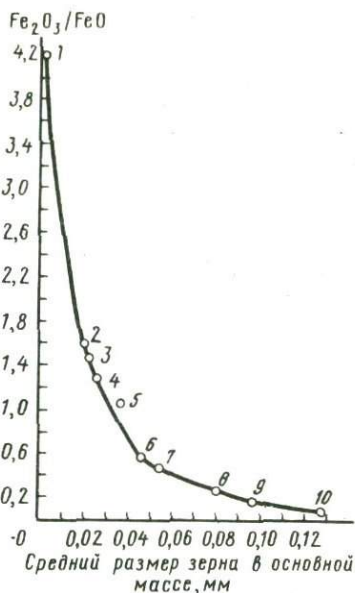


Рис. 31. График относительной глубинности окончательного застывания расплава, формировавшего породы гранитоидной вулканоплутонической формации $N_2^3 - Q$

1 — лавы Верхне- и Нижне-Чегемского районов; 2 — гранодиорит-порфиры ледника Мидагравин; 3 — гранит-порфиры р. Кыртык; 4 — гранодиорит-порфиры р. Джунгусу; 5 — экструзии липаритов, месторождение Тырнауз; 6 — гранодиорит-порфиры ледника Тайнази; 7 — гранит-порфиры горы Кароби; 8 — гранодиорит-порфиры горы Цурунгал; 9 — гранодиорит-порфиры горы Тепли в верховьях р. Архон; 10 — гранодиорит-порфиры горы Тепли в верховьях р. Фиагдон

Чтобы получить представление об относительном уровне окончательной кристаллизации гранитоидного расплава, построен график, на котором по абсциссе отложен средний размер зерен в микрогранитовой основной массе, а по ординате — отношение Fe_2O_3/FeO (рис. 31). На графике хорошо видно, что выбранные величины связаны зависимостью, близкой к прямой. Чем меньше степень раскристаллизации основной массы (т.е. чем ближе к дневной поверхности был расплав в момент окончательной кристаллизации), тем выше отношение окисного железа к закисному. Наименее раскристаллизованы липаритовые лавы и игнимбриты Чегемского района, наиболее (из рассмотренных) — гранодиорит-порфиры гор Тепли и Цурунгала.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ И ПРОБЛЕМА СВЯЗИ С НЕЙ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

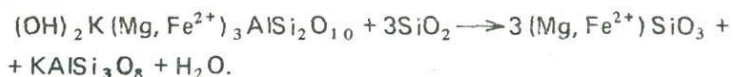
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ

В предыдущей главе были описаны геологическое положение, возраст и состав разнофациальных пород генетически единой гранитоидной вулкано-плутонической формации. Было показано изменение во времени минерального и химического состава пород в процессе развития формации от начальных интрузивных фаз к конечным (см. рис. 28, 30). Механизм кристаллизации расплава и наблюдаемую последовательность в смене парагенетических ассоциаций минералов (см. рис. 30) можно объяснить следующей моделью. Первоначальный расплав представлял собой водонедонасыщенную гранодиоритовую магму, нагретую до температуры 850°C и содержащую около 6% H_2O при $Pe_{H_2O} = 3$ кбар (давление воды, находящейся при данной температуре в равновесии с многокомпонентной системой через проницаемую только для воды мембрану) [363]. Если находящийся в таком состоянии магматический расплав будет испытывать в земной коре восходящее перемещение и при этом будет охлаждаться со скоростью 5°C на 1 км подъема, то в соответствии с данными К.В. Бэрнема [111] он останется постоянно недонасыщенным H_2O вплоть до глубины порядка 11 км, на которых давление нагрузки ($P_{общ}$) станет равным Pe_{H_2O} . На этом этапе своего восхождения от расплава не отделяется флюид, а кристаллизуются минеральные фазы, представленные кальциево-железистыми силикатами. Именно этому периоду кристаллизации отвечает парагенезис биотит + плагиоклаз (ядра зональных кристаллов) + кварц, как наиболее ранний для пород всей формации и единственный для начальных фаз внедрения. На глубинах порядка 10 км давление нагрузки становится равным или несколько меньшим давления флюида ($Pe_{H_2O} = 3$ кбар). Это приводит к эффективному вскипанию расплава, отделению от него флюида, вместе с которым уходит к поверхности и некоторая часть расплава.

Возможность переноса в геологически краткие промежутки времени значительных количеств воды в верхние части магматической камеры была убедительно показана Г.Р. Шоу [393]. К.В. Бэрнем на основании опыта лабораторных исследований утверждает, что процесс этот будет практически мгновенным [111].

Поскольку явления кристаллизационной дифференциации происходили в процессе подъема расплава до уровня, на котором началось вскипание, верхняя часть поднимающейся магматической колонки отличалась более высоким содержанием SiO_2 и щелочей и соответствовала по составу граниту (липариту). Эта верхняя часть магматической колонны и уходит к поверхности с флюидом в виде вулканических извержений, давших игнимбриту и лавы липаритового состава (Верхне-Чегемский район).

Падение парциального давления H_2O в расплаве приводит к повышению температуры кристаллизации, резкому сокращению полей устойчивости водосодержащих минералов (биотита и роговой обманки) и кристаллизации вместо них безводных магнезиально-железистых силикатов (сначала гиперстена, а затем и авгита). Первое появление фенокристов гиперстена и авгита наблюдается в липаритовых лавах и игнимбритах Верхне-Чегемского района, время извержения которых отвечает первому интенсивному кипению расплава. Резкое понижение парциального давления воды в расплаве и повышение в связи с этим температуры его кристаллизации способствует повышению химической активности калия [233, 235], что приводит к выделению из расплава K-Na полевого шпата, появляющегося впервые в виде фенокристов санидина в парагенезисе с ромбическим пироксеном в липаритах Верхне-Чегемского района. Те же причины обуславливают появление пироксена и санидина в следующих по времени за эффузивами интрузивных фазах — гранодиорит-порфирах сел. Джунгусу и гранодиорит-порфирах горы Тепли. В последних мы наблюдаем разложение ранее выделившихся фенокристов биотита с образованием гиперстена и калишпата по типу следующей реакции:



На рис. 32 и 33 показаны изменения содержания калия и фенокристов K-Na полевого шпата в породах последовательных фаз внедрения. Из приведенных графиков следует, что увеличение содержания K в расплаве до некоторого момента происходит по мере подъема его к поверхности, но особенно резко оно нарастает после первого отделения от расплава значительной части флюида (гранодиорит-порфир р. Джунгусу, 2,6 млн. лет).

Снижение в расплаве химического потенциала воды и повышение химической активности K должно было бы привести к изменению состава биотитов в сторону образования бедной глиноземом флогопит-аннитовой слюды [233]. На рис. 34, отражающем состав фенокристов биотита в последовательных интрузивных фазах, мы, однако, такого смещения не наблюдаем. Состав слюды соответствует истонит-сидерофиллитовому ряду и свидетельствует о том, что выделение фенокристов биотита произошло до сброса флюида, т.е. в раннюю стадию кристаллизации расплава. О том, что фенокристы биотита вместе с ядровой частью резко зональных плагиоклазов выделялись на раннем этапе кристаллизации расплава, свидетельствуют и приведенные выше микроскопические наблюдения,

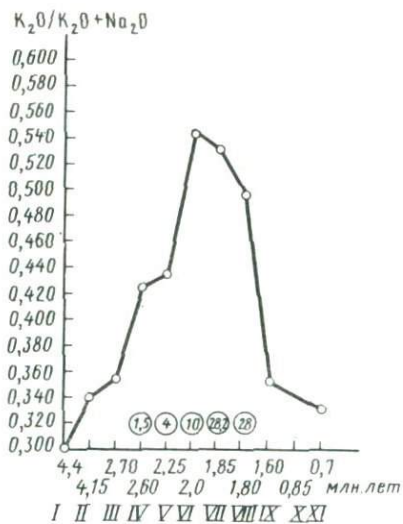
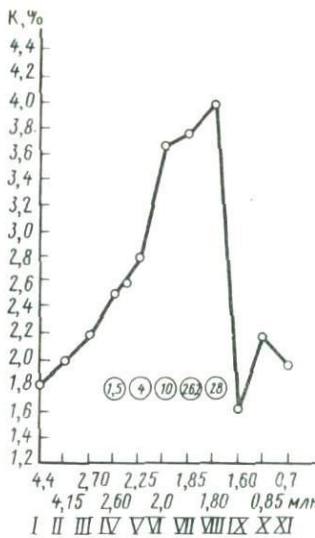


Рис. 32. Содержание К и К-Na полевого шпата в породах последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации $N_2^3 - Q$ (по данным пламенной фотометрии)

Усл. обозначения см. на рис. 28. Цифры в кружках — объем. % фенокристов калинатрового полевого шпата в соответствующих породах

Рис. 33. Изменение $K_2O / (K_2O + Na_2O)$ и содержания К-Na полевого шпата в породах последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации $N_2^3 - Q$ (по данным силикатных анализов)

Усл. обозначения см. на рис. 28

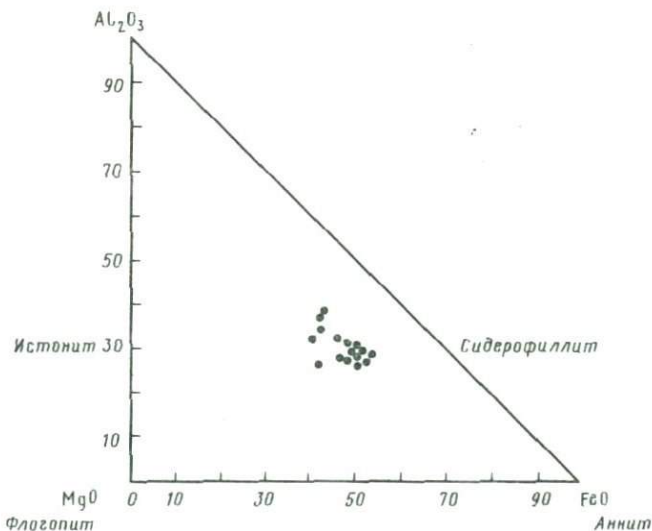


Рис. 34. Состав фенокристов биотита в породах гранитоидной вулканоплутонической формации $N_2^3 - Q$ (по данным силикатных анализов)

а также тот факт, что биотит входит в состав парагенезиса ($PL + Bi + Q$), прослеживающегося во всех фазах внедрения — от самых ранних до поздних (см. рис. 30).

Кристаллизация оставшегося в относительно глубинных условиях расплава продолжает идти после отделения значительной части флюида при резком дефиците воды и возросшей химической активности К, что приводит к увеличению содержания в породе порфиридных выделений К-На полевого шпата. По мере выделения безводных минералов в расплаве постепенно увеличивается содержание воды (среди фенокристов пород исчезают пироксены). Когда давление флюида снова превысит давление нагрузки, происходит повторное кипение расплава и образование эффузивных пород в соответствии с ранее обсуждавшимся механизмом. Поздние интрузивные фазы отличаются большей основностью (витроандезиты и андезиты в виде даек и некков и дациты, андезит-дациты и андезиты среди вулканогенных пород). Это обстоятельство указывает на то, что процесс кристаллизационной дифференциации и фракционирования в магматической камере был достаточно интенсивным и приводил к тому, что глубокие ее части обогащались более основным расплавом, который внедрялся на самых последних этапах магматической активности.

Приведенные данные по смене парагенезисов минералов первого поколения в последовательных фазах внедрения и положению эффузивных пород на шкале времени позволяют предполагать, что отделение флюида в процессе образования всей вулканоплутонической формации происходило по крайней мере два раза — около 3 млн. лет (липариты Верхне-Чегемского района) и после 1,8 млн. лет (липариты Тырныауза).

В связи с этим представляет интерес рассмотрение поведения некоторых элементов в последовательных фазах внедрения, а также времени метасоматических и гидротермальных процессов, связанных с образованием всей формации.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФОРМАЦИИ И ВРЕМЯ ОТДЕЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ

В процессе обособления флюида от расплава происходит перераспределение различных компонентов магмы между сосуществующими фазами, направленное к уменьшению свободной энергии системы, т.е. выравниванию по фазам химических потенциалов. Это положение было экспериментально доказано рядом исследователей [292, 293, 343, 361, 382]. В свете этого положения рассмотрим содержание ряда элементов в породах, слагающих последовательные фазы внедрения гранитоидного расплава. Крисая, отражающая содержание Мо в породах последовательных фаз внедрения (рис. 35, 36), показывает, что наибольшие его содержания характеризуют гранитоиды ранних фаз внедрения (гранит-порфиры гор Кароби и Пурунгала). Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что в гранит-порфирах горы Кароби молибден в виде

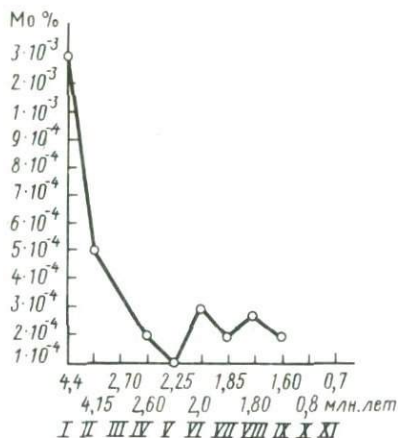


Рис. 35. Содержание молибдена в породах последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации N₂ — Q

Усл. обозначения см. на рис. 28

Рис. 36. Содержание молибдена в фенокристах биотита последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации N₂ — Q

Усл. обозначения см. на рис. 28

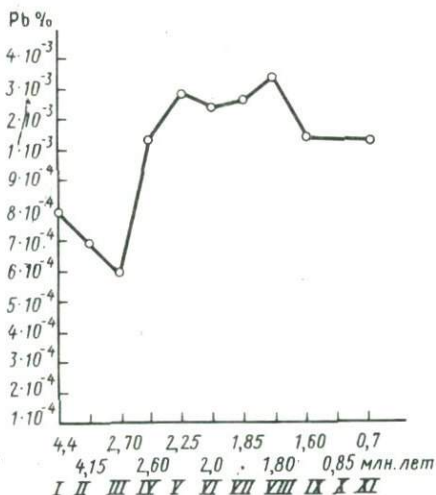
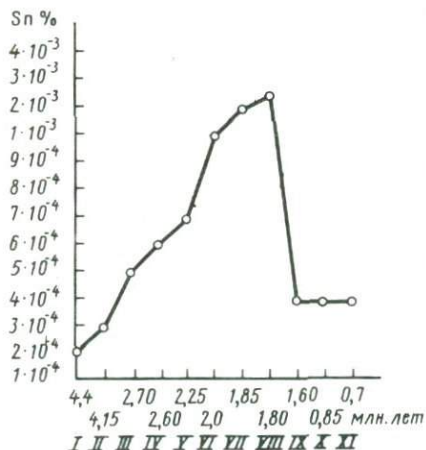


Рис. 37. Содержание олова в породах последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации N₂ — Q

Усл. обозначения см. на рис. 28

Рис. 38. Содержание свинца в породах последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации

Усл. обозначения см. на рис. 28

молибденита входит в состав ритмично-зональных структур, что свидетельствует о выделении его в процессе кристаллизации расплава [272, 273]. Последующие интрузивные фазы обеднены Mo, а в гранитоидах, образовавшихся после первого отделения от расплава флюида, содержание Mo отвечает его кларку в кислых породах. Исключения не составляют и эльджуртинские порфириовидные граниты, развитые в пределах редкометального (вольфрам-молибденового) рудного поля месторождения Тырныауз. Приведенные данные по содержанию Mo в эльджуртинских гранитах Тырныауза находятся в соответствии с описанными в свое время Г.Д. Афанасьевым [20, 21], А.В. Пэком [277] и Н.А. Хрущовым [324, 325] фактами прорыва кварц-молибденитовых жил на месторождении Тырныауз апофизами эльджуртинского гранита. Эти факты убедительно свидетельствуют о том, что внедрение эльджуртинского гранита произошло после образования главной массы рудного вещества. Вместе с тем рудовмещающими на Тырныаузе служат метасоматические породы (скарны) и претерпевшие гидротермальные изменения роговики, прорываемые эльджуртинским порфириовидным гранитом. С эльджуртинскими порфириовидными гранитами не связано сколько-нибудь значительных гидротермальных производных или пегматитовых жил. Похоже на то, что внедрившаяся гранитоидная магма потеряла большую часть флюида еще до внедрения. С гранитоидами же, внедрение которых предшествовало отделению от расплава флюида (Цурунгал, Сонгутидон), связано образование пегматитовых и кварцевых жил с заметной вкрапленностью молибденита [69].

Возвратимся теперь к графикам, отражающим содержание Mo в породах и фенокристаллах биотита исследованных фаз внедрения (см. рис. 35, 36). Учитывая изложенные геологические факты, представляется логичным объяснить понижение содержания Mo в последовательных фазах внедрения уходом его из расплава в обособляющийся флюид и последующим выносом его с образованием молибденосодержащих метасоматических и гидротермальных пород. Модель петрологически близкого процесса обсуждалась К.В. Бэрнемом [111], указавшим на то, что основная метасоматическая и гидротермальная активность, связанная с исходно водонедонасыщенными (при соответствующем $P_{общ}$) магмами, проявляется в узком вертикальном интервале и на сравнительно малых глубинах. Поскольку такие магмы относительно более высокотемпературны, они будут продвигаться до самой поверхности. Выкипание воды из расплава осуществляется при этом в интервале восхождения между 10 и 3 км. Процессы последующего высокотемпературного изменения пород и отложения кварца могут сопровождаться высаживанием молибденита, если исходная магма содержала достаточные количества Mo и S. Вслед за молибденитом, когда температуры несколько понизятся, могут высаживаться сульфиды других цветных металлов, отлагающиеся, по-видимому, почти одновременно с процессами интенсивной серицитизации вмещающих пород и зон эндоконтактов интрузивов.

Петрографическим критерием, указывающим на время первого отделения такого потенциально рудоносного флюида из расплава в сис-

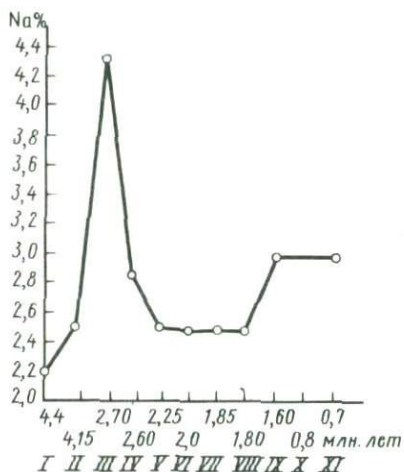
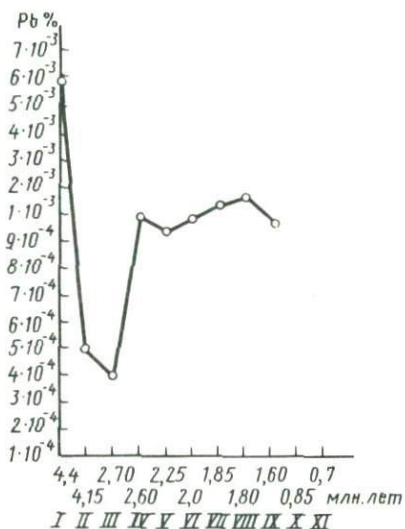


Рис. 39. Содержание свинца в биотитах фенокристов последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации $N_2^3 - Q$

Усл. обозначения к рис. 39 и 40 см. на рис. 28

Рис. 40. Содержание натрия в породах последовательных фаз внедрения гранитоидной вулканоплутонической формации $N_2^3 - Q$ (по данным пламенной фотометрии)

Усл. обозначения к рис. 39 и 40 см. на рис. 28

теме рассматриваемой конкретной гранитоидной вулканоплутонической формации, служит состав следующей за отделением флюида интрузивной фазы (2,7–2,6 млн. лет), в которой к раннему парагенезису фенокристов $Pl + Bi + Q$ присоединяются $Pu + Or$.

Совершенно иначе, чем Mo , ведет себя в процессе кристаллизации расплава и обособления флюида Sn (рис. 37). Оно не переходит во флюид и не выносится из расплава при первом его кипении, а продолжает неуклонно накапливаться в расплаве вплоть до второго кипения, происходящего, вероятно, при более низких температурах расплава и флюида и более низком парциальном давлении H_2O . В процессе второго кипения (1,8–1,7 млн. лет) происходит вынос его из расплава, в результате чего последующие после отделения флюида фазы внедрения оказываются обедненными Sn . Сравнивая график, показанный на рис. 37, с графиками, отражающими поведение K в породах последовательных фаз внедрения (см. рис. 32, 33), нетрудно установить, что они отражают одну и ту же тенденцию — концентрацию K и Sn в магматическом расплаве в процессе формирования рассматриваемой гранитоидной вулканоплутонической формации и одновременное отделение их с относительно низкотемпературным флюидом на последних этапах магматической тава расплава является отсутствие в следующих по времени за вторым отделением флюида фазах внедрения порфиroidных выделений калишпата и значительная степень их гидротермального изменения.

На рис. 38 и 39 показано в тех же координатах изменение содержания Pb в породах и фенокристаллах биотита последовательных фаз внедрения. Из графиков следует, что Pb переходит в высокотемпературный флюид на ранних этапах его обособления и часть его уходит из расплава при первом кипении, после чего идет накопление Pb в расплаве. При повторном отделении от расплава флюида, когда температура флюида и расплава, очевидно, существенно ниже, чем при первом кипении, Pb из расплава не выносятся.

Кривая, отражающая поведение Na (рис. 40), свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации, идущей до первого отделения флюида, происходит накопление этого элемента в расплаве и, по-видимому, значительная часть его входит в состав плагиоклазов. Оставшийся в расплаве не связанный Na уходит с флюидом во время первого кипения. Поведение Na очень близко к поведению Mo (см. рис. 35, 36), во всяком случае есть основание предполагать, что обеднение расплава этими элементами происходит одновременно.

Заслуживает внимания тот факт, что на всех приведенных графиках, отражающих изменение содержания разных элементов в последовательных фазах внедрения, резкий излом кривых наблюдается в одних и тех же двух точках. Первая точка (2,7 млн. лет) отвечает времени внедрения интрузивных фаз после образования эффузивов Верхне-Чегемского района; вторая (1,6 млн. лет) — после липаритов Тырныауза. Это дает основание предполагать, что указанные две точки отвечают времени первого и второго кипения расплава, сопровождающегося образованием эффузивов на поверхности и метасоматическим и гидротермальным процессами в условиях малых глубин.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-АНТРОПОГЕНОВОЙ ГРАНИТОИДНОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ

Для получения информации о геодинамической обстановке, при которой происходило формирование всей вулканоплутонической формации, было предпринято изучение физико-механических свойств пород [185]. Реконструкция напряжений позволяет наметить, какой из геодинамических моментов был наиболее благоприятен для отделения от магматического расплава рудоносных флюидов и локализации эндогенного оруденения.

Петрофизические исследования позволяют восстановить геодинамическую обстановку начиная с поздних этапов кристаллизации магматических тел [184, 186]. Одинаковые по петрографическому составу образования в силу различных условий формирования могут иметь разные физические и механические свойства [181].

Из физико-механических параметров непосредственно в образцах измерялись объемный вес (ρ , г/см³), эффективная пористость ($P_{эфф.}$, %), скорости продольных (V_p , км/сек) и поперечных (V_s , км/сек) волн. По известным формулам физики твердого тела рассчитывались модуль

Юнга ($E \cdot 10^5$ кг/см²), коэффициент Пуассона (μ), анизотропия скорости распространения продольных волн (A). Важное значение придавалось также параметру отношения V_p/V_s , увеличение которого отражает относительное уплотнение структуры породы при сжатии, а уменьшение — при растяжении [183].

ИНТРУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Наиболее ранняя фаза внедрения представлена лейкократовыми плагиогранитами месторождения Тырныауз. Эти гранитоиды слагают интрузивные залежи, дайки и сложноветвящиеся мелкие инъекционные тела [230]. Первоначально лейкократовые плагиограниты представляли собой, по-видимому, нормальные известково-щелочные гранитоиды (типа гранитоидов горы Цурунгал), внедрение которых предшествовало образованию массива эльджуртинских порфировидных гранитов. Впоследствии эти гранитоиды были глубоко переработаны метасоматическими и гидротермальными процессами [200]. Лейкократовые плагиограниты Тырныауза характеризуются значительно повышенным содержанием рудных элементов, в том числе главных элементов месторождения — W и Mo . По данным В.В. Ляховича [230], средние содержания Mo в лейкократовых плагиогранитах достигают 13,5 г/т, а W — 12,9 г/т при их кларках в кислых породах — 1,0 и 1,5 г/т соответственно. Лейкократовые плагиограниты интрузивной залежи "Паук" содержат заметную вкрапленность молибденита.

Под микроскопом в минералах лейкократовых плагиогранитов отмечаются слабые нарушения по сколу. Для зерен кварца характерно слабое облачное угасание и следы перекристаллизации. По физическим свойствам это наиболее стабильные образования (табл. 74). Так, колебание пористости в них составляет от 2,02 до 2,22% при среднем показателе 2,11%. Столь же постоянны и значения скорости V_p , которые меняются от 4,14 до 4,40 км/сек. Очень малая анизотропия (1,3%) скорости распространения продольной волны показывает, что исследованные граниты не претерпели деформационной перестройки структуры.

Стабильность физических параметров свидетельствует в пользу того, что лейкократовые плагиограниты в процессе метасоматоза испытали равномерно-всестороннее напряжения. Уже сформированные породы подверглись неравномерно-всесторонним напряжениям с небольшой разницей по осям, что сказалось на деформационных преобразованиях в минералах. Как установлено экспериментами [183], подобные деформации возникают при небольшой разнице осевого и боковых давлений и обусловлены главным образом концентрацией напряжений в силу упругой анизотропности соседних зерен. В промежутке времени между 4,4—4,15 млн. лет образуются интрузивные тела гор Кароби и Цурунгала, которые обладают сходными физико-механическими свойствами. Для них характерны в основном хрупкие нарушения, обусловленные сдвигом. Амплитуда сдвига малая и равна 1—2 мм. Реже отмечаются элементы пластической деформации (например, рост новых двойников во вкрапленниках плагиоклаза). В результате сдвиговых нарушений образовались трещины скалывания. Большинство трещин залечено более поздними кварцем и биотитом. По

Таблица 74

Возраст и физико-механические свойства интрузивных пород гранитоидной

Возраст по данным К-Аг метода, млн. лет	Порода, место взятия	Объемный вес ρ , г/см ³	Пэфф, %	V_s , км/сек
1,6—0,7	Гранит-порфиры, гора Калько и гранодиорит-порфиры, ледник Таймази	2,46	7,45	3,59
		2,26—2,62	1,58—16,62	2,94—4,70
1,9—1,8	Эльджуртинский порфировидный гранит, месторождение Тырныауз	2,60	1,74	3,26
		2,52—2,65	0,82—4,61	1,60—4,80
2,0	Гранит-порфиры, р. Кыртык	2,26	13,87	3,34
		2,12—2,33	14,74—19,26	
2,7—2,25	Гранодиорит-порфиры, ледник Мидагравин, реки Сонгутидон, Джунгусу и гора Тепли	2,56	4,19	3,37
		2,44—2,60	1,82—7,83	2,77—4,03
4,4—4,15	Гранит-порфиры, горы Кароби и Цурунгал	2,64	1,58	4,18
		2,60—2,68	0,78—3,02	3,23—5,82
20	Лейкократовые плагиограниты, месторождение Тырныауз (интрузивное тело "Паук")	2,61	2,11	4,28
		2,60—2,62	2,02—2,22	4,14—4,40

физическим свойствам породы относятся к гранитоидному ряду с объемным весом, в среднем равным 2,64 г/см³. Средняя пористость этих пород равна 1,58 с колебаниями от 0,78 до 3,02%. Скорость продольных волн в среднем 4,18 км/сек с очень значительным разбросом (3,23—5,82 км/сек). Пониженная пористость и сильные колебания скорости V_i свидетельствуют о том, что кристаллизация расплава сопровождалась деформационными преобразованиями уже закристаллизованного каркаса породы. Высокие значения пористости в отдельных образцах показывают, что часть деформационных трещин все же осталась незалеченной. Остаточные деформации, наблюдаемые в шлифах, и значительные колебания скорости V_s показывают, что кристаллизация магматического расплава, из которого формировались интрузивы гор Кароби и Цурунгала, происходила преимущественно при сжимающих направлениях со значительной разницей по главным осям, что привело к развитию нарушений по сдвигу. По значению пористости породы относятся к мезоабиссальным (около 3—4 км) образованиям.

В следующую группу объединены сходные по физическим свойствам и близкие по возрасту интрузивы ледника Мидагравин, рек Сонгутидон, Джунгусу и горы Тепли (возрастной интервал 2,7—2,25 млн. лет). Под микроскопом в породах из этих интрузивов можно установить слабое

вулcano-плутонической формации Большого Кавказа

V_p , км/сек	$E \cdot 10^5$ кг/см ²	Коэффициент Пуассона μ	Анизотропия V_p , %	V_p/V_s	Преимущественная деформация
<u>2,30</u> 1,92–2,90	<u>2,88</u> 1,91–5,33	<u>0,20</u> 0,13–0,28	7,5	1,56	Слабые хрупкие нарушения
<u>2,27</u> 1,93–2,51	<u>3,82</u> 2,78–5,15	<u>0,23</u> 0,12–0,35	29,8	1,44	Сдвиг с небольшим растяжением
2,00	2,34	0,22	—	—	Сдвиг с растяжением
<u>2,20</u> 1,84–2,58	<u>2,81</u> 1,66–4,10	<u>0,12</u> 0,02–0,19	14,3	1,53	Слабые хрупкие нарушения
<u>2,68</u> 2,12–3,48	<u>4,55</u> 2,47–8,07	<u>0,15</u> 0,07–0,22	5,1	1,56	Пластическое течение
<u>2,83</u> 2,78–2,86	<u>4,73</u> 4,45–4,91	<u>0,11</u> 0,09–0,14	1,3	1,51	Очень слабое пластическое течение

развитие остаточных деформаций. В основном это трещины отрыва, расположенные в пределах минералов. В большинстве случаев они залечены поздними минеральными образованиями. Объемный вес гранитоидов колеблется от 2,56 г/см³ до 2,64 г/см³ и характерен для группы пород, переходных от гранитов к гранодиоритам. В гранодиорит-порфирах отмечается значительное возрастание средних значений пористости (4,19%). При этом фиксируется некоторое падение скорости продольных волн (3,37 км/сек) с колебаниями от 2,77 до 4,03 км/сек. Формирование интрузивных тел происходило, по-видимому, в свободных камерах при относительно спокойных условиях. Застывающие интрузивы испытывали незначительные растягивающие напряжения, которые реализовались в виде трещин отрыва. Высокая анизотропия скорости V_p (14,3%) и слабое проявление остаточных деформаций свидетельствуют о быстром остывании движущегося и кристаллизующегося расплава.

Заметно отличаются по химическому и минеральному составу, структуре и петрофизическим свойствам от только что описанных гранит-порфиры р. Кыртык (бассейн р. Баксан, Кабардино-Балкария). Эти породы слагают межпластовые интрузивные залежи, прорывающие песчаники и аргиллиты лейаса. Для них характерны хрупкие нарушения, особенно проявляющиеся на вкрапленниках кварца, в которых наблюдаются как

трещины отрыва, так и скола сложной морфологии. Такая трещиноватость является следствием действия на породы растягивающих напряжений со сдвигом. Как правило, трещины не заполнены. Это резко сказалось не только на показателе пористости, который в среднем равен 13,87% с колебаниями 10,74—19,26%, но и на понижении объемного веса ($2,26 \text{ г/см}^3$). Скорости продольных волн настолько низки, что не пробиваются на приборе УЗИС-7. Только в одном образце по одному направлению скорость V_p равна 3,34 км/сек. Таким образом, формирование интрузивного тела р. Кыртык происходило в близповерхностных условиях, к тому же в беспокойной обстановке с преимущественным действием на кристаллизующийся каркас породы растягивающих напряжений со сдвигом.

По минеральному и химическому составу, структурному положению, времени и геодинамическим условиям формирования к гранит-порфирам р. Кыртык близки порфировидные граниты Тырнаузского месторождения, получившие название эльджуртинских (балка Эльджурту—левый приток р. Баксан). В отличие от гранит-порфиров р. Кыртык эльджуртинские граниты представляют собой более глубинные, мезоабиссальные образования. Граниты эльджуртинского интрузива несут на себе заметные следы остаточных деформаций. Прежде всего это сетка трещин отрыва, в большинстве своем залеченных тем же веществом, в котором эти трещины расположены. В меньших количествах отмечаются трещины скалывания. Наблюдается два вида трещин по сколу. Менее проявленные нарушения по сколу образовались путем сползания дефектов (в нашем случае газовой-жидких включений в минералах, которые находились в поле неоднородных напряжений). В некоторых участках дефекты, слившись, реализовались в трещину скалывания. Подобные трещины не выходят за пределы минералов. Другие трещины имеют большую протяженность, проходят через несколько зерен. В последних обычно по нарушению происходило перемещение сопряженных блоков с перетиранием вещества стенок. В некоторых участках таких нарушений отмечается песок трения и даже угловатые обломки. Кроме того, наблюдаются слабо проявленные элементы пластической деформации, выразившиеся в появлении новых двойников в плагиоклазах и облачном угасании в кварце. По объемному весу, в среднем равному $2,60 \text{ г/см}^3$, это нормальные граниты. Средняя пористость 1,74% с разбросом 0,82—4,15% указывает на то, что породы испытали значительные неоднородные деформации. Это подтверждается довольно низким средним показателем скорости продольных волн (3,26 км/сек). Анизотропия скорости V_p достигает 30%. Петрофизические характеристики свидетельствуют о том, что кристаллизация эльджуртинских гранитов происходила в беспокойных условиях. Закристаллизовавшаяся интрузивная масса испытывала сильное действие неравномерно-сжимающих напряжений, что привело к развитию хрупких нарушений со сдвигом. В таких условиях интрузив находился и после того, как остыл.

Наиболее молодые интрузивы горы Калько (1,6 млн. лет) и ледника Таймази (0,7 млн. лет), сложенные гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами соответственно, обладают близкими петрофизическими свойствами.

Следы деформационных проявлений в этих породах наблюдаются чаще всего во вкрапленниках кварца, реже — полевого шпата и совсем незначительно — в основной массе. Во вкрапленниках это главным образом трещины срыва, местами переходящие в трещины скалывания. В общем виде характер хрупких нарушений в этих породах похож на деформации в гранит-порфирах р. Кыртык. Однако в гранитоидах горы Калько и ледника Мидагравин эти деформации заметно слабее, что сказалось и на их физико-механических параметрах. Пористость в гранитоидах горы Калько и ледника Мидагравин достигает в среднем 7,45% при разбросе значений от 1,58 до 16,61%. Более стабильны в этих образованиях показатели объемного веса и скорости продольных волн. Приведенные данные показывают, что формирование гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров происходило при преимущественном действии растягивающих напряжений.

СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ И ДАЙКОВАЯ ФАЦИИ

Из гранитоидов субвулканической фации были исследованы штоки и дайкообразные тела липаритов Тырнаузского месторождения. Близкие в фациальном отношении породы представлены дайками и штоками андезит-дацитов, прорывающих гранодиорит-порфиры горы Тепли, а также шток ледника Таймази. В табл. 75 приведены физико-механические свойства этих пород. Остаточные деформации в дайках и штоках липаритов Тырнауза обнаруживаются очень редко и только во вкрапленниках кварца. Выражены они малыми по длине трещинами по сколу. Физико-механические характеристики липаритов значительно варьируют. Объемный вес меняется от 2,34 до 2,59 г/см³ при среднем значении 2,47 г/см³. Пористость колеблется от 2,18 до 9,01% при среднем значении 5,20%. Скорость V_s при среднем значении 4,39 км/сек имеет разброс от 3,88 до 4,84 км/сек. Породы почти изотропны по скорости продольных волн. Все это указывает на то, что формирование даек и штока липаритов произошло в относительно спокойной обстановке. Очевидно, растягивающие напряжения создавали полости, в которые свободно проникал магматический расплав.

Андезит-дациты даек, прорывающих гранодиорит-порфиры массива горы Тепли, заметно серицитизированы. Физико-механические параметры этих пород зависят и от условий, при которых они формировались, и от характера вторичных изменений — в данном случае серицитизации. Остаточные деформации в андезит-дацитах проявлены незначительно — в виде системы мелких трещин во вкрапленниках. Отмечаются также протяженные магистральные трещины, которые, как правило, заполнены кварц-полевошпатовым веществом с вторичным биотитом. Андезит-дациты обладают объемным весом 2,65 г/см³, пористостью, равной 1,75%, и скоростью $V_p = 3,65$ км/сек. Анизотропия распространения скорости V_p не превышает 5,5%. Таким образом, андезит-дациты формировались в сравнительно спокойных условиях при относительно воздействии растягивающих напряжений.

Субвулканические образования горы Таймази, сложенные гранодиорит-порфирами, имеют слабое проявление остаточных деформаций. Это мел-

Таблица 75

Возраст и физико-механические свойства пород субвулканической и Большого Кавказа

Фация	Возраст по данным К-Аг метода, млн. лет	Порода, место взятия	ρ , г/см ³	$P_{эфф}$, %	
Субвулканическая	1,8	Липариты из даек и штока, Тырнауз	2,47	5,20	
			2,34—2,59	2,18—9,01	
	0,85	Андезито-дацит из дайки, гора Тепли	2,65	1,75	
			2,64—2,65	1,62—1,80	
	0,70	Гранодиорит-порфир из штока, ледник Таймази	2,59	4,55	
			2,45—2,63	1,59—7,51	
Эффузивная	2,8—3,0	Липариты, Верхне-Чегемское нагорье	2,36	6,15	
			2,30—2,42	3,49—0,76	
	1,8	Липариты, бассейн р. Баксан (р. Сылтрансу)	2,31	12,16	
			2,30—2,33	10,31—13,95	
			Дациты, гора Эльбрус	2,84	7,32
				1,98—2,53	0,83—19,74

кие трещины в пределах минералов-вкрапленников, которые выполнены слюдой (мусковитом). Прослеживаются в них и магистральные трещины отрыва, заполненные кварц-полевошпатовым веществом с вторичным биотитом. Длина их достигает 3—4 см. Объемный вес гранодиорит-порфиров равен в среднем 2,59 г/см³, пористость — 4,55%, скорость V_p — 4,16 км/сек, анизотропия ее распространения не превышает 4,1%. По физическим свойствам эти породы принадлежат к образованиям, сформировавшимся в относительно спокойной обстановке при действии растягивающих напряжений.

ЭФФУЗИВНАЯ ФАЦИЯ

Из эффузивных покровных образований исследованы липариты Верхне-Чегемского нагорья, среднего течения р. Баксан (близ устья р. Сылтрансу) и дациты горы Эльбрус (см. табл. 75). Остаточные деформации, обнаруживаемые в минералах этих пород, являются результатом либо напряжений, связанных с движением остывающего потока (или раскаленной тучи в случае игнимбритов), либо геодинамических напряжений, которые мог испытывать уже затвердевший поток. Исходя из этих предпосылок, можно предположить, что мелкие деформации в минералах обусловлены движением потока, а крупные протяженные трещинные нарушения —

V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^5$, кг/см ²	μ	Анизотропия A_p , %	V_p/V_s
<u>4,39</u> 3,88–4,84	<u>2,70</u> 2,42–3,01	<u>4,46</u> 3,45–5,51	<u>0,19</u> 0,12–0,23	3,8	1,63
<u>3,65</u> 3,56–3,77	<u>2,32</u> 2,31–2,36	<u>3,38</u> 3,25–3,53	<u>0,16</u> 0,14–0,18	5,5	1,56
<u>4,16</u> 3,83–4,49	<u>2,58</u> 2,43–2,73	<u>4,84</u> 3,99–4,90	<u>0,20</u> 0,16–0,25	4,1	1,61
<u>3,56</u> 2,90–4,38	<u>2,22</u> 1,93–2,70	<u>2,96</u> 1,95–4,17	<u>0,18</u> 0,10–0,21	13,1	1,60
<u>3,31</u> 2,87–3,74	<u>2,31</u> 2,12–2,36	<u>2,82</u> 2,44–3,20	<u>0,21</u> 0,20–0,22	17,1	1,43
<u>4,45</u> 3,87–5,52	<u>2,46</u> 2,00–3,11	<u>3,88</u> 2,56–6,26	<u>0,27</u> 0,24–0,32	8,5	1,81

сдвиговыми перемещениями, которые испытывал уже затвердевший поток.

Липариты Верхне-Чегемского нагорья несут слабые следы остаточных деформаций, проявляющиеся в виде трещин скалывания во вкрапленниках кварца и полевого шпата. По объемному весу, равному в среднем $2,36 \text{ г/см}^3$, пористости — 6,15% и скорости $V_p = 3,56 \text{ км/сек}$ их можно отнести к почти недеформированным образованиям.

Липариты р. Баксан еще менее деформированы, чем липариты Верхне-Чегема. Только во вкрапленниках кварца наблюдаются мелкие трещины скалывания. Объемный вес липаритов р. Баксан равен $2,31 \text{ г/см}^3$, пористость — 12,16% и скорость $V_p = 3,31 \text{ км/сек}$. Однако анизотропия распространения скорости V_p достигает у них 17%, что связано с ориентировкой минералов, обусловленной, по-видимому, течением лавового потока.

Дациты Эльбруса отличаются остаточными деформациями, проявленными только в виде трещин во вкрапленниках кварца и полевого шпата. Объемный вес их равен $2,34 \text{ г/см}^3$, пористость — 7,32%, скорость $V_p = 4,45 \text{ км/сек}$. Анизотропия скорости V_p незначительна и достигает 8,5%. Все это характеризует дациты горы Эльбрус как недеформированные образования.

Петрофизические характеристики пород интрузивной фации свидетельствуют о том, что формирование интрузивов происходило в различных условиях.

Петрофизические свойства лейкократовых плагиогранитов отражают обстановку, которая существовала в процессе метасоматической и гидротермальной переработки этих пород и после нее. Судя по показателю пористости, эта переработка происходила на глубинах не более 2,5–3 км. Слабые остаточные деформации, стабильность упругих свойств и промежуточное значение отношения V_p/V_s указывают на то, что плагиограниты почти не испытали динамических напряжений. Очевидно, окончательное гидротермально-метасоматическое преобразование пород происходило после формирования эльджуртинских гранитов и после максимума геодинамических напряжений, существовавших до этого.

Породы интрузивов горы Цурунгал в процессе кристаллизации испытали повышенные сжимающие напряжения. После того как порода закристаллизовалась и на напряжения могла реагировать как твердое тело, под действием сжатия она начала уплотняться за счет уменьшения пористости. Уплотнение могло произойти только в результате деформационных изменений, которые совершаются под действием сжатия, неравномерного по главным осям. Средние значения пористости, равные в породах интрузива горы Цурунгал 1,60%, а горы Кароби — 1,50%, свидетельствуют об одинаковом сжатии, которое испытывали эти породы. Значительный разброс скорости продольных волн (3,23–5,82 км/сек) указывает на неоднородность деформаций в пределах интрузивов, а также на то, что наименее деформированные образования в интрузиве горы Цурунгал по значению скорости V_p соответствуют деформированным породам гранитного ряда, образовавшимся в мезоабиссальных [181] условиях. Таким образом, сжимающие напряжения, действовавшие на породы этих интрузивов, были обусловлены не только литостатической нагрузкой, но и дополнительными тектоническими напряжениями. Суммарный эффект этих напряжений выразился в уплотнении пород за счет деформации течения для всего объема интрузивного тела. Это сказалось на увеличении коэффициента отношения V_p/V_s до 1,56.

Общие петрофизические черты, присущие гранит-порфирам интрузивов ледника Мидагравин, рек Сонгутидон, Джунгусу и горы Тепли, свидетельствуют о том, что они сформировались в сходных условиях. Для них характерна умеренная средняя пористость (3,27–5,88%). Такая пористость обычно отмечается в породах, сформировавшихся на незначительной глубине. В период формирования указанных интрузивов действовали растягивающие напряжения, что привело к образованию протяженных трещин, по которым магматический расплав поднимался к поверхности сравнительно свободно и кристаллизовался в близповерхностных камерах. Слабое проявление остаточных деформаций указывает на то, что кристаллизация протекала относительно спокойно. Частично закристаллизованный расплав мог испытывать напряжения за счет подпора снизу новых порций.

Интрузив р. Кыртык сформировался также в близповерхностных условиях, но в отличие от пород, охарактеризованных выше, гранодиорит-порфиры этого интрузива испытали сильное действие скалывающих

напряжений с растяжением, что фиксируется большим числом трещин с расшатыванием межзерновых связей. В результате таких преобразований породы стали сильно пористыми (13,87%). По показателю пористости они сходны с эффузивами, например липаритами р. Баксан (см. табл. 75). Кристаллизация происходила в камере, размеры которой, очевидно, были больше, чем объем внедрившегося расплава. При кристаллизации в таких условиях твердый скелет мог растрескиваться за счет подпора новых порций расплава снизу.

Формирование эльджуртинских гранитов происходило в неспокойной геодинамической обстановке. Как видно по среднему показателю пористости (1,74%) и развитию в гранитах остаточных деформаций, магматический расплав кристаллизовался в мезоабиссальных условиях (3—3,5 км) при неравномерно-сжимающих напряжениях. Это привело к образованию в гранитах сдвиговых нарушений с того момента, когда в процессе кристаллизации образовался твердый скелет. Хотя вначале неравенство напряжений по осям было незначительным, но еще горячие породы обладали пониженными по сравнению с холодными прочностными свойствами и были способны к деформациям. По мере охлаждения развивались не только нарушения по сколу, но и нарушения отрыва. В окончательно закристаллизовавшемся и значительно остывшем интрузиве действующие напряжения привели к образованию более протяженных трещин. По этим трещинам происходило перемещение сопряженных блоков с дроблением пород, слагающих стенки нарушения. Это собственно и обусловило значительный разброс (0,82—4,61%) пористости по интрузиву. В деформированных интрузивах суммарная пористость складывается из межзерновой и наложенной на нее деформационной микротрещиноватости. Как правило, мезоабиссальные интрузивы, деформированные при сжимающих напряжениях с небольшой разницей по осям, имеют слабое развитие нарушений по сколу; средняя пористость ниже и колеблется около 1,5%. Физико-механические свойства эльджуртинских гранитов свидетельствуют о том, что по мере остывания они испытывали усиливающееся воздействие неравномерных направлений.

Несколько позже, когда граниты находились уже в холодном состоянии, они испытали действие растягивающих напряжений. Это выразилось, с одной стороны, в появлении пород с незаполненными трещинами отрыва, суммарная пористость которых выше 4%, с другой — падением скорости V_p до 2,38—2,60 км/сек. Понижение скорости V_p в данном случае обусловлено потерей межзерновых сцеплений [181] в холодном состоянии. Таким образом, эльджуртинские граниты кристаллизовались при неравномерно-сжимающих напряжениях. По мере остывания интрузива увеличивались различия в давлении, которое он испытывал по главным осям. В остывшем состоянии граниты испытали действие растягивающих напряжений. Это резко сказалось на уменьшении отношения $V_p/V_s = 1,44$.

Гранодиорит-порфиры, слагающие интрузивы горы Калько и ледника Таймази, сформировались при преимущественном действии растягивающих напряжений. Как и гранодиорит-порфиры из интрузива р. Кыртык, они свободно кристаллизовались в близповерхностных камерах. Однако деформационные преобразования в породах из интрузивов горы Калько

и ледника Таймази развиты гораздо слабее. Меньшая деформированность сказалась на увеличении в них скорости V_p до 3,59 км/сек. Таким образом, интенсивность растягивающих напряжений при формировании гранитоидов горы Калько и ледника Таймази заметно уменьшилась.

Приведенные данные по петрофизическим свойствам позволяют наметить общие черты эволюции геодинамических условий во время становления плиоцен-антропогенной гранитоидной вулканоплутонической формации Большого Кавказа.

Условно можно выделить четыре главных геодинамических периода, отличающихся характером и величиной напряжений, действовавших на кристаллический каркас магматогенных пород.

Первый период (4,5—3 млн. лет) характеризуется сжимающими напряжениями, обусловленными горизонтальными движениями. В этой обстановке формируются интрузивные тела гор Кароби и Цурунгала. В конце их формирования сжимающие напряжения сменились растягивающими с образованием мелких трещинных структур, в которых локализуются дайкообразные тела, связанные своим происхождением с интрузивами гранитоидов.

Второй период (3,0—2,0 млн. лет) отличается тем, что растягивающие напряжения, которые отмечались уже в конце первого периода, достигают максимального размаха. На фоне доминирующего растяжения в некоторых районах образуются глубокие разломы, по которым расплав поднимается к поверхности, — происходят трещинные извержения типа палящих туч с образованием толщи игнимбринов, туфов и лав липаритового состава (Верхне- и Нижне-Чегемские районы). Петрофизические характеристики свидетельствуют о том, что в этот же период доминирующего растяжения формируются интрузивные тела гранодиорит-порфиров ледника Мидагравин, рек Сонгутидон и Джунгусу и горы Тепли. Петрофизические параметры пород указывают на то, что растягивающие напряжения в районах вулканической деятельности были наиболее интенсивными и привели, по-видимому, к возникновению зияющих трещин. Там, где эти напряжения были слабее, расплав не достигал поверхности и кристаллизовался на небольшой глубине в виде гипабиссальных интрузивных тел. Остаточные деформации, которые обнаруживаются в гранодиорит-порфирах, были следствием расширения камер, в которых находилась кристаллизуемая масса. Наиболее ярко это проявилось в петрофизических свойствах гранодиорит-порфиров р. Кыртык. Растягивающие напряжения, действовавшие на интрузивную камеру, могли быть обусловлены силами, приложенными к ней снизу.

Третий период (2—1,8 млн. лет) характеризуется резким проявлением горизонтальных напряжений. Именно в это время происходит формирование эльджуртинских гранитов Тырнаузского месторождения. Максимальная интенсивность напряжений достигается, по-видимому, на конечных этапах кристаллизации массива.

Наконец, в четвертый период (1,8—0,5 млн. лет) снова доминируют растягивающие усилия. Растяжению подверглись уже закристаллизованные и значительно остывающие эльджуртинские граниты. С растяжением связаны вулканическая деятельность на р. Баксан (р. Сылтрансу), внедре-

ние субвулканических тел липаритов Тырнауза, а также образование ряда штоков и даек, сложенных гранодиорит-порфирами (ледник Таймази) и андезито-дацитами (дайки, рвущие гранодиорит-порфиры горы Тепли). На фоне растягивающих напряжений происходят и извержения андезито-дацитовых лав горы Эльбрус.

ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Установлено, что формирование промышленных гидротермальных месторождений разных рудных формаций (скарново-железородных, оловянных, медно-молибденовых) совпадает по времени с периодами, когда доминируют растягивающие напряжения. Сжимающие же напряжения, как правило, способствуют формированию структур, которые впоследствии становятся рудовмещающими. Растягивающие напряжения создают условия, при которых раскрываются трещины, проникающие до глубин, на которых происходит кристаллизация потенциально рудоносного магматического расплава. Одним из механизмов, обуславливающих раскрытие трещин, служит давление снизу, производимое поднимающимся магматическим расплавом.

Реконструкция геодинамических условий формирования пород гранитоидной вулcano-плутонической формации Большого Кавказа указывает на то, что два из четырех выделяемых геодинамических периодов отличались доминантой растягивающих напряжений. Эти периоды охватывают промежутки времени от 3 до 2 млн. лет и от 1,8 до 0,5 млн. лет. Именно эти периоды по петрофизическим данным были наиболее благоприятны для отделения рудоносных флюидов от кристаллизующегося магматического расплава, из которого образовались все породы формации.

Петролого-геохимические данные, приведенные в предыдущем разделе, свидетельствуют, как уже говорилось, о том, что первое отделение флюида от расплава произошло, по-видимому, около 2,7 млн. лет тому назад, второе — около 1,6 млн. лет. С этими моментами кипения расплава в зияющих структурах связана эффузивная деятельность, а в закрытых — метасоматическая и гидротермальная, приведшая к образованию ряда редкометальных месторождений и рудопроявлений [89, 106, 185, 186].

ВЫВОДЫ

Приведенные результаты изучения гипабиссальных интрузивов и вулканогенных пород, образовавшихся в плиоцен-антропогенное время в пределах Главного Транскавказского поперечного поднятия, позволяют рассматривать их в качестве единой комагматичной вулcano-плутонической формации. Основанием для этого служат временная сопряженность эффузивных и интрузивных образований, общность их вещественного состава, выразившаяся как в общности химических составов валовых проб пород, свойствах и составе минералов ранних этапов кристаллизации (интрателлурических вкрапленников), так и в содержании ряда петрогенных и рудных элементов. Внедрение гипабиссальных интрузивов, вулканические

извержения, метасоматическая и гидротермальная деятельность представляются отдельными этапами становления всей формации, связанного с кристаллизацией гранитоидного расплава при различном давлении и температуре. На определенных этапах кристаллизации расплава происходит обособление от него флюида и перераспределение петрогенных и рудных компонентов между расплавом и флюидом. Когда давление обособившегося флюида в процессе подъема расплава к поверхности становится большим, чем давление нагрузки, происходит первое интенсивное кипение расплава — сброс флюида, с которым уходит к поверхности и часть расплава. В зонах наибольшей проницаемости (зияющие структуры) эта часть расплава достигает поверхности и обуславливает вулканические извержения. В закрытых структурах образуются гипабиссальные интрузивы, сопровождаемые значительной метасоматической и гидротермальной деятельностью. В результате резкого изменения парциального давления воды в оставшемся расплаве сокращаются поля устойчивости водосодержащих минералов, повышается температура кристаллизации расплава, увеличивается химическая активность калия. Изменившиеся термодинамические условия фиксируются сменой парагенетической ассоциации фенокристов, характеризующей фазы внедрения расплава, следующие по времени за отделением флюида.

Петролого-геохимические и радиогеохронологические данные свидетельствуют о том, что первое кипение расплава, по-видимому, произошло в интервале времени от 3 до 2 млн. лет тому назад, а второе — от 1,8 до 0,5 млн. лет. В результате первого кипения расплава, происходящего при относительно высоких температурах, флюидом выносятся Mo и Na, а K и Sn остаются в расплаве, накапливаясь до второго, относительно более низкотемпературного кипения. С флюидом, отделявшимся при повторном кипении, выносятся Sn и K. Вынос растворами K фиксируется в породах в виде интенсивной автометаморфической серицитизации.

Петрофизические данные подтверждают наиболее вероятное время образования редкометалльных рудопроявлений в интервале от 3 до 2 млн. лет и от 1,8 до 0,5 млн. лет. Таким образом, наиболее перспективные участки для поиска гидротермальных рудопроявлений, связанные с развитием описываемой формации, те, в которых обнажаются гипабиссальные или субвулканические гранитоидные тела, время формирования которых находится в двух указанных интервалах.

Один из наиболее перспективных районов для поиска редкометалльного оруденения находится в верховьях р. Сонгутидон (Северная Осетия), где выведен на поверхность мощный массив гранодиорит-порфиров (возраст 2,5 млн. лет), прорванных субвулканическими штоками и дайками дацитов (возраст 2,0 млн. лет). В этом районе еще Д.С. Белянкиным и В.П. Петровым была обнаружена вольфрам-молибденовая минерализация, подтвержденная впоследствии работами геологов СКТГУ.

Предлагаемая модель процесса становления вулканоплутонической формации позволяет объяснить наблюдаемую в природе последовательность образования и петролого-геохимические особенности интрузивных, вулканических и гидротермально-метасоматических пород и определить в ней время и условия отделения потенциально рудоносных флюидов [89].

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Исследование геолого-структурного положения, возраста и петролого-геохимических особенностей магматических формаций, образующихся на Большом Кавказе и в прилегающих частях эпигерцинской платформы с верхнего триаса до антропогена, позволяет выявить ряд общих закономерностей, присущих полициклически развивающимся подвижным областям.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Сравнительный анализ близкосинхронных базальтоидных формаций обнаруживает латеральные вариации состава магматических пород, размещенных в структурно-формационных зонах Большого Кавказа, находящихся на разных этапах геологической истории.

От геосинклинальной зоны к платформе в базальтоидах повышается щелочность за счет увеличения содержания K_2O . В том же направлении проявляются закономерные вариации в составе минералов ранних стадий кристаллизации: в пироксенах увеличивается содержание MgO , а ядровые части плагиоклазов отличаются пониженным содержанием анортитовой составляющей.

Отмеченные вариации состава магматических пород и интрателлурических вкрапленников в них определенно свидетельствуют о том, что уровни генерации базальтовых расплавов заметно углубляются от эвгеосинклинальной зоны в сторону платформы, т.е. магмогенерирующий горизонт имеет наклон с юга (от эвгеосинклинальной зоны) на север (под платформу).

Близкие в петрологическом отношении вариации состава базальтоидов характерны для большинства полициклически развивающихся подвижных областей. Так, Т.И. Фролова [320] отмечает, что нижедевонские вулканиты восточного крыла Магнитогорского синклиория Урала отличаются от близкосинхронных им вулканитов западного крыла повышенным содержанием Mg , Ti и щелочностью при увеличении роли калия. Этот факт указанные исследователи связывают с большей стабильностью восточного крыла синклиория и более поздним вовлечением его в процесс геосинклинального развития. В.Г. Тихомиров, Э.И. Тихомирова и Ши Ян-шень, анализируя базальтоидный вулканизм Жаксыконской серии Центрального Казахстана, пришли к выводу о том, что при переходе от

западных консолидированных областей эпикаледонской платформы Центрального Казахстана к более подвижным территориям, примыкающим к варисцийской геосинклинали, состав вулканитов среднего и верхнего девона меняется в сторону понижения роли щелочей, особенно калия. Отмеченные закономерности в развитии вулканизма платформенных и геосинклинальных областей В.Г. Тихомиров и его соавторы считают общими, отражающими зависимость между типами магмопроявлений и характером геотектонических структур. Платформенным жестким областям свойственны излияния базальтовой магмы, происходящие по глубоким расколам фундамента ("глыбовый магматизм"), причем в наиболее стабилизированных зонах щелочность прогрессивно нарастает.

Отчетливо проявлены латеральные вариации состава синхронных магматических формаций в связи с глубинным строением и историей развития тех или иных блоков земной коры на Северном Памире и Южном Тянь-Шане. Как показали исследования Р.Б. Баратова, в Мечетлинской (южной) зоне Южного Гиссара развита каменноугольная, существенно натровая эвгеосинклинальная ассоциация базальтоидов. Синхронно с ней в северной части региона (Османталинская зона) образуется магматическая формация с четко выраженной калиевой специализацией [41]. Последняя характерна для шовных зон и жестких блоков.

В Алтае-Саянской области крупноплощадная зональность в составе вулканических ассоциаций выявлена А.Ф. Белоусовым [50]. В геосинклинальных образованиях рифея и нижнего палеозоя и геосинклинально-орогенном ряду накоплений девона в направлении от Алтая и Салаирского кряжа к Кузнецкому Алатау и Минусинской впадине (т.е. в сторону Сибирской платформы), а также на восточном склоне Кузнецкого Алатау в вулканических ассоциациях верхней части "неметаморфической" серии докембрия базальтоиды обогащаются по сравнению с более западными районами калием. А.Ф. Белоусов указывает, что тенденция к повышению содержания калия в базальтоидах по направлению к платформе сохраняется на всем протяжении рифейско-нижнепалеозойского геосинклинального развития западной части Алтае-Саянской области. В девонской серии базальтоидов северо-восточной части Кузнецкой впадины в северной части Кузнецкого Алатау, в прилегающей северной части Минусинской впадины, в Рыбинской впадине и северо-западной части Восточного Саяна ассоциация базальтоидов приобретает щелочной уклон и повышенную калиевоcть.

В орогенном поясе западного побережья Северной Америки происходит повышение щелочности и кали-натриевого отношения в базальтоидных вулканитах кайнозоя в сторону Северо-Американской платформы [363, 381, 388]. Прекрасно проявлены латеральные вариации состава базальтоидов ордовикского возраста в древней геосинклинальной области Моффат на Британских островах. С севера на юг, в сторону древней материковой суши, базальтоиды изменяют свой состав от толеитового через промежуточный к щелочному [361].

Наиболее ярко и показательны латеральные вариации состава базальтоидов выражены в молодых и современных вулканических поясах, расположенных в зоне перехода от океана к континенту. Так, в кайнозойских базальтоидах Меланезийской островной дуги изменение состава происхо-

дит вкрест ее простирания: в сторону Австралии состав базальтоидов меняется от толеитового через известково-щелочной к щелочному с увеличением кали-натриевого отношения [367].

Ван Беммелен, а затем Танеда показали, что смена составов четвертичных базальтоидов вдоль Индонезийской островной дуги происходит в направлении Суматра—Ява—острова морей Саву, Банда, Тимор и вкрест простирания Индонезийского архипелага к о-ву Сулавеси, т.е. в сторону Австралии и Юго-Восточной окраины Азии. При этом толеитовые базальты сменяются базальтоидами повышенной щелочности вплоть до лейцитовых базальтов [397].

Структурно-магматическая зональность, для которой характерна смена известково-щелочных пород щелочными от восточной части окраины Тихоокеанского вулканического пояса к его западной окраине, граничащей с платформой, прекрасно показана в работах Л.П. Зоненшайна.

Латеральная петрохимическая зональность базальтоидов Курило-Камчатской вулканической дуги отмечалась в целом ряде работ [260, 138, 396, 296, 197, 187 и др.]. Последовательное изменение состава базальтов от толеитовых до щелочных разновидностей соответствует переходу от островной дуги с океаническим типом коры через промежуточный к массиву с молодой материковой корой. Б.Н. Пискунов указывает на то, что петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги определяется зональностью составляющих ее внешнего и внутреннего поясов. Суть этой зональности состоит в том, что в направлении от океана к континенту ассоциации пород, относящихся к известковым сериям толеитового типа, сменяются ассоциациями щелочных базальтоидов.

Латеральные вариации состава продуктов четвертичного вулканизма японских островов еще в 1959 г. были отмечены Куно, а затем подтверждены Сигимурой, Танедой и Куширо [317, 372, 386, 397]. Эти исследователи установили, что с востока на запад в направлении от акватории Тихого океана в сторону Евразийского материка толеитовые базальты сменяются высокоглиноземистыми, затем щелочными оливиновыми. Тогда же Куширо и Куно высказали предположение о том, что различия в составе базальтов обусловлены уровнями их генерации, более глубинными для щелочных базальтоидов. Экспериментальные исследования Ито и Кеннеди [368], а также Грин и Рингвуда подтвердили справедливость предположений Куширо и Куно.

Новые подтверждения латеральной зональности принесли материалы сравнительного анализа современных базальтов океанов и островных дуг, полученные в самое последнее время и докладывавшиеся на I Всесоюзном океанологическом конгрессе в Москве (1977 г.). Так, Т.И. Фролова и А.В. Гущин, анализируя оригинальные, а частично уже опубликованные данные по петрографии и петрохимии кварцево- и оливино-толеитовых базальтов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также Курильской, Алеутской и Южно-Сандвичевой островных дуг, приходят к следующему выводу. Глубина выплавления основного объема базальтов Срединно-океанических хребтов оценивается не более чем в 35—40 км, а базальтов островных дуг не менее 50—60 км. Устойчивые различия базальтов связаны с условиями их генерации на

разных глубинах, а последующая эволюция зависит от геодинамического режима в период их становления [321].

Б.Н. Пискунов и В.И. Федорченко, изучая вулканические ассоциации в зоне океан—островная дуга—окраинное море, установили, что низкокальциевые базальты океанического дна — продукты плавления различных образцов мантийных перидотитов на сравнительно небольших глубинах. Толейтовые серии вулканических хребтов возникают в результате частичного плавления перидотитового субстрата на больших глубинах. Максимальные уровни (не менее 60 км) свойственны очагам щелочно-базальтовой магмы, о чем свидетельствуют обильные ксенолиты шпинелевых перидотитов, иногда с гранатом. Г.С. Харин, исследуя вариации состава базальтов Атлантического и Северного Ледовитого океанов, приходит к выводу, что установленные вариации определяются разными глубинами выплавления магмы из мантийного субстрата и структурно-тектоническими условиями в океанической коре.

Б.П. Золотарев, Г.Л. Кашинцев, Г.Б. Рудник и Т.И. Фролова, анализируя петрохимические особенности вулканических пород островов юго-восточного сектора Тихого океана, установили, что причина геохимических различий базальтоидов, развитых в разных тектонических зонах океана, заключена в специфике геологической истории этих зон и в различной глубине выплавления магм.

Д.С. Коржинский в докладе на Международном геологическом конгрессе (XXV сессия) писал: "Известно, что при движении от геосинклинальных зон (или островных дуг) к континенту или по мере консолидации геосинклинальных зон щелочность магмы возрастает. Это может быть объяснено тем, что в более жесткой среде возникают более глубокие трещины, по которым с более значительных глубин поднимаются более щелочные флюиды. Повышение щелочности магмы с переходом от внешних островных дуг к континентам можно объяснить, как это принимается многими авторами, большей глубиной разломов в консолидированной коре континентов, аналогично повышению щелочности магм по мере консолидации коры в геосинклинальных зонах или по мере перехода от геосинклинальных зон к платформам" [203].

Приведенные примеры, которые можно было бы при желании значительно умножить, определенно указывают на фундаментальную закономерность, присущую полициклически развивающимся подвижным областям и вулканическим поясам. Эта закономерность состоит в том, что тектоно-магматические процессы, почти синхронно происходящие в различных построенных, находящихся на разных этапах эволюции структурно-формационных зонах единой подвижной области, различаются. Магматические породы — производные базальтового расплава — имеют латеральные вариации состава, которые свидетельствуют о том, что от эвгеосинклинальной зоны к платформе происходит значительное углубление уровней плавления. Магмогенерирующий горизонт наклонен от эвгеосинклинальной зоны под прилегающую платформу. Такая же закономерность отмечается при сравнительном анализе состава базальтоидов в области стыка океанической и континентальной литосферных плит: от океана через островные дуги к континенту углубляются уровни выплавления ба-

зальтовых расплавов, магмогенерирующий горизонт "ныряет" от океана под континент. При этом смена состава базальтоидов от эвгеосинклинальной зоны к платформе имеет такую же тенденцию, которая характеризует смену состава базальтоидов от океана к континенту. Отмеченная закономерность позволяет предположить, что в основе соотношений эвгеосинклинальная зона — геоантиклинальная зона — активизированная платформа и ложе океана — островная дуга — активная окраина континента заложен общий принцип.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МАГМАТИЗМОМ ПОДВИЖНОЙ ОБЛАСТИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ПЛАТФОРМЫ

Сравнительный анализ магматизма Большого Кавказа и прилегающей к нему части Скифской плиты показывает, что развитию формации толеитовых базальтов в геосинклинальном прогибе несколько предшествует образование базальтоидных формаций в консолидированных структурах — на южной окраине Скифской плиты и в области активизированной платформы. Ощутимая асинхронность в образовании однотипных магматических формаций в различных структурно-формационных зонах свидетельствует о том, что начало и развитие магматической активности во времени происходит от платформы в сторону эвгеосинклинальной зоны. Заложению (или углублению) геосинклинального прогиба с развитием соответствующих геосинклинальных осадочных и магматических формаций предшествует магматическая деятельность в прилегающей части платформы. При этом магматизм на платформе контролируется глубинными разломами и проявляется в формациях, характерных для платформ. Магматизм, таким образом, опережает структурообразование в верхних горизонтах Земли.

На сопряженность магматизма геосинклиналей и прилегающих к ним частей платформ еще в 1976 г. указывал Ю.М. Шейнманн, обративший внимание на пространственную связь трапповых провинций и складчатых областей. Таким образом, траппы, по данным Ю.М. Шейнманна, связаны с герцинидами Таймыра. Трапповое поле Сибирской платформы, имеющее форму вытянутого клина, как бы опирается на эту складчатую область. Аналогичная картина наблюдается и в случае траппов Декана. Они также примыкают к складчатой области Синда-Белуджистана и к ее продолжению, ныне опущенному под воды Акабского залива. Вдали от этой области мощность лавовой толщи падает и сходит на нет. Такая же сопряженность характерна для трапповой области Ассата-Раджмагала и Восточно-Гималайской подвижной области. Позднедокембрийские траппы Индии сопряжены с докембрийской складчатой областью Аравали, а полоса диабазов Западной Сахары отходит на севере от складчатой области Атласа. Отчетливая пространственная связь долеритов Карру с Капской складчатой областью, комплекса Бушвелда и его продолжения в Родезию в виде "Великой Лайки" с позднедокембрийской подвижной областью Катанги. Ю.М. Шейнманн утверждает, что все крупные трапповые провинции более

или менее отчетливо территориально связаны со складчатыми областями, примыкают к ним, как бы опираются на них. Это дало возможность предполагать, что и структуры, контролируемые на платформах проявления траппового магматизма, связаны со структурами примыкающих складчатых областей. Такими структурами могли быть только глубинные разломы.

Время проявления траппового магматизма Ю.М. Шейнманн связывал с максимальными движениями в складчатой области, сопряженной с платформой. В целом можно утверждать, что все значительные излияния траппов по времени близко совпадают с наиболее значительными движениями в соседних геосинклиналих. Эта корреляция настолько отчетлива, что по возрасту лав платформы можно было бы предполагать время движений в геосинклинали.

Пространственно-временная связь магматизма геосинклинали и прилегающей части консолидированной структуры исследована В.Г. и Э.И. Тихомировыми на примере девонских вулканитов Сарысу-Тенизского поднятия Центрального Казахстана. Указанное поднятие расположено в пределах каледонид Центрального Казахстана. С юго-востока к нему примыкает область герцинид, которая в районе верхнего течения р. Сарысу сгибается, глубоко вдаваясь в каледонскую консолидированную глыбу.

Вулканиты девона образуют окраинный вулканический пояс, вытянутый вдоль границы каледонид и герцинид Центрального Казахстана. Девонский вулканический пояс образует острый угол, обращенный вершиной по направлению к глыбовым складкам Сарысу-Тенизского поднятия, которое как бы "врезано" в срединную зону консолидации Центрального Казахстана. В.Г. Тихомиров отмечает, что создается картина, аналогичная взаимоотношению поперечного прогиба на докембрийской платформе со смежной складчатой областью, описанная Н.С. Шатским [331] в пределах Большого Донбасса и системы Вичита.

Пространственно-временные соотношения вулканитов девона в консолидированной каледонской и мобильной герцинской части Центрального Казахстана аналогичны тем, которые выше были отмечены Ю.И. Шейнманном для траппов платформ и вулканитов прилегающих подвижных областей. Первый, хорошо выраженный этап образования глыбовых складок Сарысу-Тенизского поднятия связан с разломами каледонского фундамента в середине девона и излияниями лав основного состава в зоне, отходящей под прямым углом от смежной геосинклинали.

В.И. Сухов, анализируя мезозойско-кайнозойский магматизм южной части Советского Дальнего Востока, охватывающий Амурскую область и Хабаровский край, выделяет два магматических цикла: юрско-раннепалеогеновый и эоцен-раннечетвертичный, резко отличающиеся по пространственной миграции продуктов магматизма. Для юрско-раннепалеогенового цикла характерна постепенная миграция континентального магматизма в направлении с запада на восток, т.е. от внутренних частей континента в сторону океана. Одновременно с миграцией магматизма в юрско-раннепалеогеновый цикл в направлении от внутренних частей континента к океану в этом же направлении происходит смещение пространственно разобщенной от области рассматриваемого магматизма геосинклинали складчатой области. Магматизм мигрировал более быстрыми темпами. и 266

на сенонском этапе произошло его максимальное сближение с геосинклинально-складчатыми процессами.

Интересные данные о пространственно-временных соотношениях базальтоидного вулканизма океанического ложа Евразийского суббассейна и окаймляющих его окраинно-шельфовых полей приведены в работе В.С. Голубкова и Б.В. Гусева. Они отмечают, что область палеоген-неогеновых базальтов океанического ложа Евразийского суббассейна окаймляется полями развития базальтоидного магматизма в пределах шельфа, к которым относятся мел-палеогеновые толеиты и оливиновые базальты архипелага Де-Лонг, мезозойские базальты и долериты архипелага Анжу, мезозойские долериты Северной Земли, раннемеловые базальты и долериты Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и, возможно, плато Воронина. Аналогичную позицию относительно котловин Северной Атлантики и Скандика занимают базальты и долериты мезозойской провинции Туле. Широкое распространение базальтоидных формаций по окраинам Евразийского суббассейна и Скандика, их более древний возраст относительно океанических базальтоидов хребтов Геккеля, Книповича и Моно, по-видимому, находятся в связи с начальными стадиями развития океанических котловин. Л.П. Зоненшайн и А.М. Городницкий, предлагая вариант мезозойской реконструкции континентов и океанов, ссылаются на работу Дж. Дьюи с соавторами [359], которые показали, что так называемые германские фации триаса расположены в основании разреза мезозоя внешних Альпийских сооружений и представлены грубообломочными отложениями, эвапоритами и пластами базальтов. Образовались эти породы в тех первичных грабенах-рифтах, которые предшествовали раскрытию мезозойского океана Тетис.

Таким образом, выявленные при изучении Большого Кавказа и прилегающей части Скифской плиты пространственно-временные соотношения магматических формаций, характеризующих различные структуры, отражают общую закономерность. Эта закономерность заключается в том, что базальтоидный магматизм геосинклинальных областей (на ранних этапах их развития) и примыкающих к ним консолидированных структур сопряжен и контролируется, по-видимому, едиными глубинными разломами. При этом магматизм на платформе опережает во времени развитие вулканизма в начинающей закладываться (или углубляться) геосинклинальной системе и проявляется в формациях, характерных для платформ. Близкие к отмеченным пространственно-временные соотношения характерны для базальтоидов, развивающихся на окраине континентов и в прилегающих к ним частях океанических бассейнов.

ВОЗРАСТНЫЕ РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

На позднем этапе развития эвгеосинклинальной зоны Южного склона во всех трех структурно-формационных зонах Большого Кавказа образуются габбро-гранитная и диорит-гранитная формации. Петрологические особенности пород этих формаций также зависят от эндогенного режима структурно-формационных зон. Однако эта зависимость проявлена нес-

колько слабее, чем в период заложения эвгеосинклинального прогиба. Она выражается не столько в общем составе пород формаций, обусловленном составом изначального расплава, сколько в термодинамических условиях его кристаллизации и механизме проникновения в верхние структурные этажи земной коры.

Габбро-гранитные формации широко развиты во многих подвижных областях и образуются в позднегеосинклинальном, орогенном и субплатформенном этапах развития. Так, субплатформенной стадии развития Центрально-Уральского поднятия отвечает среднепротерозойский Копанский габбро-гранитный массив, описанный Д.С. Штейнбергом и др.

В Магнитогорском прогибе Урала габбро-гранитная формация представлена нижнекаменноугольными интрузивами, размещенными в приосевой части восточного крыла указанного прогиба (массивы Магнитогорский, Московский, Северные Борки, Кара-Булакский, Чекинский, Грязнушенский, Богдановский. Эти массивы образуются на субплатформенной стадии развития. Вмещающие их эффузивы верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста относятся к контактно-дифференцированной базальт-липаритовой серии комагматической габбро-гранитной формации.

Ю.А. Кузнецов [212] в качестве типичного примера габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа приводит верхнемеловой интрузивный комплекс Центрального Сихотэ-Алиня, описанный Э.П. Изохом, Л.М. Колмак, Г.И. Наговской и В.В. Русс. При этом подчеркивается, что эпоха внедрения позднемезозойских интрузивов Сихотэ-Алиня характеризуется послескладчатыми (платформенными) условиями, пришедшими на смену типичному геосинклинальному режиму. Совокупность раннегерцинских интрузивов габбро-гранитной формации исследована В.К. Моничем в Баянаульском районе Центрального Казахстана. К габбро-диорит-гранодиоритовому формационному типу Ю.А. Кузнецов относит и описанный коллективом авторов во главе с В.С. Колтевым-Дворниковым девонский интрузивный комплекс Бет-Пак-Дала.

Г.Ф. Ляпичев, А.В. Авдеев и другие, изучая общую картину развития магматизма Казахстана от протерозоя до триаса, выделяют габбро-диорит-гранодиоритовую формацию, характеризующую позднегеосинклинальный (орогенный, по Г.Ф. Ляпичеву) этап тектоно-магматического развития. При этом отмечается, что интрузивный гранитоидный магматизм проявляется исключительно в позднегеосинклинальную (орогенную) стадию развития тектоно-магматического цикла. Главная масса гранитоидов внедряется во время воздымания молодых складчатых зон, так что связь их с тектоническими поднятиями очевидна.

На Алтае в пределах Рудноалтайской структурно-формационной зоны развита серия интрузивов среднекарбонového-нижнепермского возраста, среди которых различают габбро, гранодиориты и граниты. В свое время серия этих интрузивных образований была выделена Н.А. Елисеевым под названием змеиногорского комплекса. Впоследствии детально изучавший эти интрузивы В.С. Кузевный пришел к выводу, что они представляют собой единую габбро-гранодиорит-гранитную формацию, характеризующую "эпизвгеосинклинальную" зону Рудного Алтая.

Таким образом, появление габбро-гранитных формаций на позднегеосинклинальном и следующих за ним этапах развития подвижных областей представляет собой общую закономерность. Закономерно и то, что эти формации приходят на смену существенно базальтоидным формациям, характерным для раннегеосинклинальных этапов, т.е. смена составов магматических формаций во времени в пределах одного цикла отличается гомодромным характером. Эта закономерность часто отмечалась в геологической литературе. Габбро-гранитные формации отличаются рядом особенностей. Между крайними по составу членами формации (габбро и гранитами) есть вся гамма переходных разновидностей. Состав главных породообразующих минералов и их количественные взаимоотношения закономерно меняются от габбро к гранитам. Вместе с тем габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты представляют собой четко гомодромный ряд последовательных интрузивных фаз. Каждая последующая фаза в этом ряду прорывает предыдущую и содержит в себе ее ксенолиты.

Широко развиты гибридные породы, свидетельствующие о том, что вещество, из которого образовались последующие фазы, интенсивно реагировало с веществом предыдущих фаз. Вероятной моделью петрологического процесса, в результате которого образовались породы габбро-гранитных формаций, могло быть прогрессивное ("продвинутое") плавление по типу зонной плавки. Начавшись в верхней мантии и постепенно распространяясь на все более высокие горизонты земной коры, такое плавление должно было привести к раннему появлению базальтоидных выплавов (габбро и габбро-диоритовые члены формации). По мере вертикального перемещения зоны магмогенерации менялся состав плавящихся субстратов и падала температура магматического фронта, в результате чего состав выплавов должен был смещаться в гранитную часть ряда. Интенсивное взаимодействие между вновь образующимся расплавом и выделяющимися из него флюидом и продуктами кристаллизации расплава, образовавшимися ранее, обуславливает широкое развитие гибридных пород. Предполагаемая модель удовлетворительно объясняет многие особенности состава и взаимоотношений пород в габбро-гранитных формациях.

Бликие по типу модели образования габбро-гранитных формаций предлагались Ю.А. Кузнецовым и Э.П. Изохом, У. Гамильтоном, В.С. Кузевым и рядом других исследователей.

ВОЗРАСТНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА ОДНОТИПНЫХ ФОРМАЦИЙ

После частной инверсии и образования габбро-гранитных формаций на Большом Кавказе намечается переломный момент в развитии магматизма. Этот перелом фиксируется на границе раннего и позднего мела. Именно к этому времени относится образование во всех структурно-формационных зонах, несмотря на глубокие различия в их строении, единой эссексит-тешенитовой формации.

Петрологически близкая меловой эссексит-тешенитовая формация уже более масштабно проявлена в палеогене (эоцене), когда на Большом Кав-

казе наступление раннеорогенного режима фиксируется по типу осадочных формаций и характеру тектонических структур.

Наконец, в плиоцен-антропогенное время, в позднеорогенную стадию в пределах Транскавказской поперечной зоны почти синхронно развиваются базальт-андезит-трахиандезитовая и гранитоидная вулканоплутонические формации, образовавшиеся из разноглубинных магматических очагов. Сравнительный анализ посленижнемеловых габброидов и базальтоидов с производными толеитового базальта раннегеосинклинального этапа (нижне-среднеюрского) развития альпийского прогиба показывает, что посленижнемеловые базиты отличаются повышенной щелочностью за счет увеличения доли K_2O и повышенной титанистостью. Петрологические особенности субщелочных габброидов и базальтоидов (увеличение магнезиальности пироксенов, уменьшение доли Са в ядровых частях зональных плагиоклазов) свидетельствуют о том, что начало кристаллизации образовавшего их расплава проходило в высокобарических условиях, причем чем моложе формация, тем, по-видимому, глубже уровни магмообразования.

То обстоятельство, что габброиды повышенной щелочности образуются во всех структурно-формационных зонах и обладают общими типоморфными признаками, свидетельствует о зарождении формировавшего их расплава на глубинах, где стерты различия в строении структурно-формационных зон. Таким образом, по мере развития подвижной области и перехода ее к позднеорогенному режиму увеличиваются глубины генерации базальтоидных расплавов.

Основные тенденции в изменении составов пород однотипных формаций, подчиненные латеральной зональности на раннегеосинклинальном этапе (от геосинклинального прогиба к платформе), повторяются во временной ("вертикальной") зональности от заложения геосинклинального прогиба до его замыкания и наступления орогенного режима. Указанная закономерность проявляется почти во всех подвижных областях. В качестве примера приведем снова Магнитогорский синклинорий Урала.

По данным Т.И. Фроловой [320], в силуре эта структура представляет собой типичную эвгеосинклинальную зону, для которой характерна базальтовая (спилит-диабазовая) так называемая поляковская формация. В верхнем девоне в пределах Магнитогорского синклинория образуется базальт-андезит-базальтовая колтубанская формация, родоначальная магма которой соответствовала оливиновым толеитам со слабым щелочным уклоном. Т.И. Фролова и И.А. Бурикова отмечают, что подобные формации характерны для областей повышенной жесткости земной коры и свойственны относительно позднему этапу развития подвижных поясов. Вулканизм колтубанской формации знаменует собой начало позднегеосинклинального развития Магнитогорского прогиба и формируется в качественно иных тектонических условиях по сравнению с раннегеосинклинальным: в условиях прогрессирующей стабилизации коры, широкого проявления блоковой тектоники и заложения вторичных прогибов.

Наконец, в нижнем карбоне в южной части магнитогорского синклинория образуется кизильская базальт-андезит-трахиандезитовая формация, само название которой свидетельствует о прогрессивно увеличивающейся щелочности базальтоидного расплава. Кизильские субщелочные базаль-

тоиды заканчивают позднегеосинклинальную стадию развития Магнитогорского синклинория.

Отчетливые черты закономерной эволюции во времени характеризуют меловой базальтоидный магматизм Малой Курильской гряды [277]. Так, в пределах верхнего мела на Малой Курильской гряде производные толеитовых базальтов сменяются известково-щелочными, а затем и субщелочными базальтоидами. К концу вулканического цикла увеличивается магнезиальность пород с уменьшением во времени отношения железа к магнию и увеличивается роль K_2O (соответственно уменьшается отношение Na_2O/K_2O по мере возрастания общей щелочности). Отмечая высокий уровень K_2O в меловых базальтоидах Малой Курильской гряды и дальнейшую эволюцию состава расплава в сторону трахибазальтов, Т.И. Фролова указывает, что эти тенденции характеризуют магматизм континентальных структур земной коры. Поэтому весь меловой магматизм Малых Курил сходен с магматизмом поздних наложенных прогибов геосинклиналей.

Убедительный пример изменения состава базальтоидов по мере консолидации подвижной области представляет вулканизм Болгарского Среднегорья. Д. Чунев показал, что продукты мелового вулканизма Болгарского Среднегорья характеризуются четко выраженной эволюцией состава от известково-щелочного к щелочному калиевому. Так, базальт-андезитовая вулканогенная формация характерна для большей части Болгарского Среднегорья и проявлена в начальный этап сенонского вулканизма. Следующая по времени трахибазальт-трахиандезитовая формация, установленная пока только в Восточном Среднегорье, отличается повышенной щелочностью за счет увеличения роли K_2O . Представлена она оливиновыми и анальцимовыми базальтами, лейцитовыми базанитами, лимбургитами, трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами. Характерны формы проявления в виде вулканов центрального типа.

А.Ф. Белоусов [49] отмечает статистическое повышение уровня калия в базальтоидах орогенных провинций против геосинклинальных. Это различие, по его мнению, отражает и первично повышенный уровень калия в орогенных базальтоидах, т.е. для позднеорогенных базальтоидов характерен высокий абсолютный уровень содержания калия. С нашей точки зрения, эта особенность связана с углублением уровней выплавления базальтоидных расплавов по мере консолидации подвижных областей.

ОПЕРЕЖАЮЩИЙ МАГМАТИЗМ

Наиболее ранняя в альпийском цикле Кавказа формация субщелочных габброидов образуется на границе раннего и позднего мела. Считается, что это время на Большом Кавказе не отмечено сколько-нибудь примечательными тектоническими событиями. Синхронные субщелочным габброидам K_{1-2} осадочные формации представлены, как правило, карбонатными (флишоидными) толщами. По типу осадочных формаций этот этап развития прогиба зоны Южного склона может быть отнесен к позднегеосинклинальному, предорогенному. Более широко формация субщелочных габброидов проявлена уже в палеогене (эоцене), когда наступление ороген-

ного режима фиксируется по образованию молассовых осадочных формаций, увеличению контрастности движений и т.д. Многочисленные факты свидетельствуют о том, что формации субщелочных габброидов характерны для орогенных этапов развития подвижных областей. Так, орогенный этап развития Вандамской зоны Юго-Восточного Кавказа в позднем мелу и палеогене отмечен соответственно формированием вулканитов трахибазальтовых и гипабиссальных интрузивов щелочно-габброидной формации [1]. Орогенный режим позднего палеогена в Сомхито-Агдамской зоне Малого Кавказа знаменуется появлением вулканитов состава оливиновых базальтов и трахитовых андезито-базальтов. Трахибазальтовая и трахиандезитовая формации развиваются в эоцене на Талыше [8]. Субщелочные габброиды эссексит-тешенитового ряда образуются в среднем эоцене в Аджаро-Триалетской складчатой области [4]. Щелочно-базальтоидный магматизм проявлен на Малом Кавказе в раннеорогенном (верхний эоцен — нижний олигоцен) и позднеорогенном (средний миоцен — нижний плиоцен) периодах [37]. В верхнем плиоцене—антропогене на Малом Кавказе образуются вулканиты трахиандезитовой формации (вулкан Ишхансар) [144]. На границе раннего и позднего мела в пределах Грузинской глыбы формируются трахибазальтовая вулканогенная формация (свита мтавари) и формация субщелочных габброидов, представленная гипабиссальными интрузивами (тешенит-мончикит-камptonитовый ряд пород Кутаисского и Цхалтубского районов).

Орогенный этап развития Южного Тянь-Шаня характеризуется габброидами повышенной щелочности эссексит-тешенитового ряда [42, 41]

Субщелочные габброиды типичны также для областей активизированных платформ, таких, например, как Забайкалье [46, 47, 199, 327]. Таким образом, отнесение формации субщелочных габброидов к орогенным может быть обосновано громадным количеством примеров и, по-видимому, не вызывает особых сомнений. Между тем орогенные магматические формации наблюдаются в ряде случаев там, где синхронные им осадочные формации свидетельствуют о позднегеосинклинальном режиме. Это объясняется тем, что появление магматической формации нового типа свидетельствует о том, что началось изменение эндогенного режима. Изменились уровни магмообразования, условия выплавления и кристаллизации магматических расплавов. Однако масштабность процессов, связанных с новым эндогенным режимом, еще невелика. Эти процессы не успели еще в полной мере сказаться на характере геотектонических движений и привести к образованию соответствующих осадочных формаций. Магматизм, таким образом, выступает в качестве более чуткого индикатора изменения эндогенного режима, чем осадочные формации. Он опережает структурообразование и появление соответствующих осадочных формаций в верхних структурных этажах земной коры. Это и понятно, если учесть, что выплавление магматического расплава и его кристаллизация непосредственно отражают изменение физико-химических (а следовательно, и геодинамических) условий в глубинах; смена же характера тектонических движений и образование новых осадочных формаций сопряжены с перемещением громадного объема консолидированных горных пород, представляющих собой более консервативную систему, чем магматический расплав.

Таким образом, так же как образованию толеитовых базальтов в эвгеосинклинальной зоне предшествует базальтоидный магматизм в прилегающих частях платформы, началу образования нового типа осадочных формаций, знаменующих наступление нового эндогенного режима, предшествует появление магматических формаций.

Опережение магматизмом образования соответствующих осадочных формаций в ряде регионов проявлено достаточно отчетливо и характерно главным образом для позднегеосинклинального или орогенного этапов развития подвижных областей. Так, верхнепалеозойские орогенные гранитоиды Центрального Казахстана в ряде случаев опережают отложения орогенных осадочных формаций. Такое опережение характерно для Атасу-Тектурмасского поднятия Центрального Казахстана.

Орогенные гранитоидные вулканоплутонические формации мела, широко развиты на Болгарском Среднегорье.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ МАГМАТИЗМОМ И КОНТРОЛИРУЮЩИМИ ЕГО СТРУКТУРАМИ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В соответствующих разделах было показано, что на ранних этапах развития тектоно-магматического цикла размещение магматических формаций тесно связано с унаследованными структурно-формационными зонами и контролируется разломами, которые эти зоны разделяют. По мере развития и консолидации подвижной области эта связь постепенно утрачивается. Так, габбро-гранитные формации J_{2-3} Большого Кавказа уже меньше связаны со структурно-формационными зонами, чем базальтоиды J_{1-2} , а субщелочные габброиды K_{1-2} совсем не подчиняются структурно-формационной зональности, четко проявленной на раннем этапе тектоно-магматического цикла.

Структуры, контролирующие магматизм определенного типа, становятся все более крупными и дискордантными по отношению к самой подвижной области. На заключительном этапе развития магматизма на Большом Кавказе контролируется Транскавказской поперечной зоной, которая по своему масштабу представляет, по-видимому, более крупную структуру, чем сама подвижная область. Ареалы развития отнотипного магматизма, таким образом, помогают проследить изменения структурного плана и структурно-формационной зональности в процессе развития подвижной области. Изменение простираения и типа структур, контролирующих магматизм на разных этапах развивающейся подвижной области, можно было бы проследить на примере Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и других подвижных областей. В качестве одного из примеров приведем тектоническое положение варисцийского субсеквентного вулканизма Средней Европы.

Р. Бенек, Г. Катцунг и Г. Реллинг отмечают, что в локализации и внутреннем строении варисцийских вулканических комплексов Средней Европы доминирующую роль играли разрывные нарушения. В начальные фазы вулканизма в отдельных областях основное значение имели разломы северо-восточного простираения, постумные относительно варисцийского

тектогена. Позднее, напротив, в качестве каналов извержения в основном использовались разломы долготного и северо-западного простираний, отражая усиление консолидации области. В этом отчетливо проявляется структурное преобразование тектогена в молодую платформу во время квазикратонного этапа. На позднеорогенном этапе распределение вулканитов контролируется наиболее крупными зонами линеаментов, окаймляющих Восточно-Европейскую платформу. На "квазикратонном" этапе, как указывают отмеченные исследователи, значение этих крупных структур резко возрастает.

Особенно четко изменение типа структур, контролирующих магматизм и связанные с ним магматогенные месторождения полезных ископаемых "в ходе преобразования мобильной геосинклинали в относительно стабильную складчатую область", показано В.И. Смирновым. Так, он отмечает наличие трех генеральных элементов, возникающих в ходе геосинклинального развития и определяющих региональный порядок размещения продуктов магматизма и рудных месторождений: 1) эвгеосинклинальной зоны, или зон ранней стадии; 2) миогеосинклинальных зон, или зон средней стадии; 3) сети рудоконтролирующих разломов поздней стадии.

"Эвгеосинклинальные зоны, возникающие с самого начала геосинклинального развития на коре океанического типа и характеризующиеся породами ювенильной мантийной базальтоидной магмы, с которыми тесно ассоциированы свойственные им магматические и поствулканические рудные месторождения, чрезвычайно отчетливо выделяются в резко подавляющем большинстве складчатых областей мира.

Миогеосинклинальные зоны, формировавшиеся в основном в период главных фаз складчатости на коре континентального типа и выделяющиеся изверженными породами палингенной гранитной магмы с сопровождающими их постмагматическими рудными месторождениями, более расплывчаты в их границах, но все же достаточно определенно могут быть намечены в большинстве складчатых областей.

Сеть разномаштабных и разноориентированных разломов, возникающая в завершающую стадию формирования складчатых областей, накладывается как на эвгеосинклинальные, так и на миогеосинклинальные зоны, уходя за их пределы в краевую часть прилегающих платформ. Она же образует строго ограниченную единую узкую зону, чередующуюся с другими металлогеническими зонами, выступает в виде каркаса разломов, перекрывающего всю складчатую область и края платформ. (В.И. Смирнов, 1965) ;

ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО КAVКАЗА И МОДЕЛЬ ЗОНЫ ЗАВАРИЦКОГО—БЕНЬОФА

Увеличивающийся с каждым годом поток новых фактов, получаемых при изучении различных структур океанического ложа и зон перехода от океана к континенту, заставляет специалистов в области различных геологических дисциплин со все большим вниманием относиться к концепциям новой глобальной тектоники. Если с самого начала ее появления казалось,

что она является полной альтернативой классической схеме геосинклинального развития, то в настоящее время становится очевидным, что многие положения о геосинклиналях находят новое истолкование с позиции тектоники плит. Широко известны опыты палеогеографических и геодинамических реконструкций крупнейших регионов планеты, основанные на тектонике плит [355, 366]. Модели развития средиземноморского орогенитического пояса на основе концепции глобальной тектоники созданы Смитом [387] и Дьюи с соавторами [359]. Применительно к Кавказу такие модели предлагались В.Е. Хаиным, Ш.А. Адамия и др. [4].

В качестве важнейшего элемента гипотезы плитовой тектоники выступает модель зоны Заварицкого—Беньофа.

В.И. Смирнов еще в 1974 г. рассмотрел основные вехи истории магматизма и рудообразования на Большом Кавказе в соответствии с развитием гипотетических палеозон Беньофа, представляющих собой глубоко проникающие каналы, по которым в верхние зоны Земли поступало глубинное эндогенное вещество. При этом В.И. Смирнов отметил, что зона Беньофа может служить прообразом планетарных структур, контролировавших магматизм и металлогению геосинклинальных областей. По мнению В.И. Смирнова, в раннекиммерийское время зона Беньофа располагалась в зоне Южного склона Большого Кавказа и падала на север под эпигерцинскую платформу. К такому же мнению независимо от В.И. Смирнова пришел В.И. Хаин. В позднем палеозое отчетливо устанавливается существование островной дуги в зоне Главного хребта и зоны Заварицкого—Беньофа вдоль ее южного ограничения на границе со Сванетско-Дагестанским глубокоководным желобом. В конце триаса — начале юры начинается особенно интенсивное развитие этого прогиба, подстилаемого океанической или утоненной континентальной корой. С дата, а особенно с конца эоцена он снова начинает испытывать сжатие, а в зоне Главного хребта возобновляется формирование островной дуги, в дальнейшем давшей начало складчатому горному сооружению Большого Кавказа с окраинными морями предкавказских передовых прогибов в тылу. Установленные нами латеральные вариации состава ниже-среднеюрских базальтоидов свидетельствует об углублении уровней магмогенерирующего горизонта от эвгеосинклинального прогиба к платформе и находят удовлетворительное объяснение на основе модели зоны Заварицкого—Беньофа. В нижней и средней юре такая зона действительно могла выходить на поверхность на Южном склоне Большого Кавказа и полого погружаться на север под южную окраину эпигерцинской Скифской плиты. Характер магматических формаций свидетельствует о том, что зона Главного хребта в это время представляла собой структуру типа островной дуги [33, 92], а Бечасынская зона, вероятно, была окраиной континента. Дальнейшее развитие зоны Заварицкого—Беньофа и перемещение ее к югу привело к образованию в тыловой части сначала послебайосских гранитоидов (габбро-гранитные формации J_{1-2}), а затем эссексит-тешениновых формаций границы раннего и позднего мела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геолого-структурного положения возраста и петролого-геохимических особенностей конкретных магматических формаций, образующихся на Большом Кавказе с верхнего триаса до антропогена, указывает на ряд закономерностей, важных как для понимания особенностей развития Кавказа в альпийском тектоно-магматическом цикле, так и для суждения о связи тектонических, магматических и рудо-генерирующих процессов подвижных областей.

В альпийском тектоно-магматическом цикле Кавказская подвижная область четко подразделяется на три крупнейшие структурно-формационные зоны (с юга на север), резко отличающиеся историей развития и глубинным строением: 1) область заложения и развития мезозойского геосинклинального прогиба — собственно эвгеосинклинальная зона Южного склона; 2) переходная, более стабильная геоантиклинальная структура — зона Главного хребта; 3) область активизированной платформы — Бечасынская зона.

В палеогене все эти зоны вовлекаются в общее воздымание, в результате которого возникает единая горная страна — Большой Кавказ.

Период заложения и наибольшего прогибания эвгеосинклинальной зоны (J_{2-3}) отмечен образованием подводно-вулканической формации, являющейся производной толеитового базальта. В процессе метаморфизма породы этой формации превращены в спилиты и порфириты, и в настоящее время вся формация представлена совокупностью спилит-диабазовых пород.

По петрографическим особенностям и геологическому положению спилит-диабазовая формация J_{2-3} зоны Южного склона аналогична базальтоидам, входящим в состав классических офиолитовых ассоциаций. Однако в отличие от офиолитовых ассоциаций, характеризующих геосинклинальные пояса, заложившиеся на коре океанического типа, в зоне Южного склона Большого Кавказа неизвестны мезозойские ультрабазиты или их метаморфизованные аналоги (серпентиниты). Эта особенность отличает раннегеосинклинальный этап альпийского цикла от такого же этапа, но в герцинском цикле на Большом Кавказе, Малом Кавказе, на Урале и т.д., т.е. там, где этот этап проявлен в своем "классическом" выражении.

Считается, что Кавказская подвижная область заложена на раздробленном докембрийском основании, состоящем из кристаллических сланцев и гнейсов. Однако на раннем этапе развития геосинклинальной зоны

в составе магматических пород — производных базальтоидного расплава — не отмечается примеси или влияния сиалического материала. Древние сиалические (если они были) массы либо должны были быть уничтожены под закладывающимся геосинклинальным прогибом (здесь возможно обсуждение разных вариантов процесса "базификации" сиалической коры), либо "растаснены" в стороны в результате раздвига. Надежных геологических фактов, позволяющих решить эту проблему, в настоящее время, по-видимому, нет.

В геоантиклинальной зоне Главного хребта примерно в то же время (J_1-2) образуется габбро-диабазовая формация, петрологически близкая к спилит-диабазовой, но объединяющая более разнообразный по составу спектр пород — от пикритов до андезитов (крайние дифференциаты единой базальтовой магмы). В области активизированной платформы (Бечасынская зона) в нижней юре (плинсбах-тоар) образуется типично платформенная формация долеритов и близкая к ней по времени вулканогенная андезит-трахиандезитовая, крайние по составу члены которой представлены калиевыми трахитами.

В Восточном Предкавказье (уже далеко на север от Большого Кавказа, в области Скифской плиты) бурением обнаружены в типично платформенных осадочных отложениях верхнего триаса—нижней юры магматические породы липарито-дацитовый и долеритовой формаций.

В направлении из области заложения и развития геосинклинального прогиба к платформе мы обнаруживаем латеральную зональность не только в тектоническом строении подвижной области, но и в характере близкосинхронных магматических формаций, образующихся в различных структурно-формационных зонах.

Таким образом, на раннем этапе геосинклинального развития размещение магматических пород контролируется теми же структурами, которые разделяют различно построенные структурно-формационные зоны Большого Кавказа. Изменение состава магматических формаций подчинено той же латеральной зональности, которая выражена в различиях глубинного строения и геологической предыстории структурно-формационных зон.

Латеральная зональность тектоно-магматических процессов отражает общую закономерность строения полициклически развивающихся подвижных поясов.

От эвгеосинклинальной зоны к платформе в магматических породах — производных базальтовых расплавов — ощутимо повышается щелочность за счет увеличения содержания K_2O и TiO_2 . Особенности состава магматических пород и минералов ранних стадий кристаллизации (пироксенов и плагиоклазов) определенно свидетельствуют о том, что уровни генерации базальтовых расплавов заметно углубляются от эвгеосинклинальной зоны в сторону платформы.

Различия между базитовыми формациями трех структурно-формационных зон проявляются не только в условиях выплавления магматического расплава, но и в интенсивности его дифференциации. Так, процессы дифференциации базальтового расплава в геосинклинальном прогибе проявлены крайне слабо. Значительно интенсивнее они в гео-

антиклинальной зоне Главного хребта, габбро-диабазовая формация которой объединяет породы, варьирующие по составу от пикритов до андезитов. Еще более значительна дифференциация в области активизированной платформы (от долеритов до андезито-дацитов и трахиандезитов).

Почти одновременно с развитием базальтоидных формаций в бортовых частях эвгеосинклинальной зоны на стыке ее со структурами ранней консолидации, в пределах которых широко развиты сиалические массы, возникшие в течение предыдущего (герцинского) тектоно-магматического цикла, образуются породы кварц-альбитофировой формации, представленные метаморфизованными андезито-дацитами. В пределах же геоантиклинальной зоны Главного хребта возникает вулканоплутоническая андезито-дацитовая формация, а в Бечасынской зоне — андезито-трахиандезитовая. Резкие различия в составе кварцевых альбитофиров и андезито-дацитов, с одной стороны, и спилит-диабазов и габбро-диабазов — с другой, отсутствие пород, переходных по составу, свидетельствует о том, что кварцевые альбитофиры и андезито-дациты с сопровождающими их гипабиссальными интрузивами гранодиорит-порфиров не являются производными базальтового расплава. Химический и минеральный состав этих пород указывает на их образование из андезитового расплава, который мог образоваться путем анатектического плавления сиалических масс под влиянием тепловой энергии внедряющегося базальтового расплава.

Особое положение занимает андезит-трахиандезитовая формация Бечасынской зоны, породы которой могли произойти из базальтового расплава, контаминированного сиалическим материалом. Петрохимические и минералогические особенности пород свидетельствуют о том, что кристаллизация андезитовых расплавов проходила при увеличивающемся парциальном давлении воды от бортовых частей эвгеосинклинальной зоны к области активизированной платформы.

Характер магматических формаций, развитых в геоантиклинальной зоне Главного Кавказского хребта в лейасе-байосе, а также особенности осадконакопления дают основание предполагать, что эта зона на раннем этапе развития альпийского тектоно-магматического цикла представляла структуру типа островной дуги.

Все породы — производные базальтового и андезитового расплава во всех трех зонах Большого Кавказа и в Предкавказье образовались в относительно узком временном интервале (верхний триас-средняя юра). Однако в пределах этого интервала отмечается определенная асинхронность в образовании магматических формаций. Наиболее ранними (верхи триаса-самые низы юры) оказываются формации в прилегающей части платформы (Восточное Предкавказье), затем образуются формации в зоне активизированной платформы, являющейся частью Большого Кавказа (плинсбах-тоар), позднее возникают формации в геоантиклинальной зоне (плинсбах-байос) и, наконец, в зоне геосинклинального прогиба (тоар-байос).

Ощутимая асинхронность в образовании однотипных магматических формаций в различных структурно-формационных зонах (от верх-

него триаса до байоса) свидетельствует о том, что начало и развитие магматической активности во времени происходят от платформы в сторону эвгеосинклинальной зоны. Заложению геосинклинального прогиба с развитием соответствующих геосинклинальных осадочных и магматических формаций предшествует магматическая деятельность в прилегающих частях консолидированных структур. При этом магматизм на платформе контролируется глубинными разломами, согласными с простираем подвижной области (в данном случае субширотными) и проявляется в формациях, характерных для платформ. Магматизм, таким образом, опережает структурообразование в верхних горизонтах Земли. Магматические же формации на ранних стадиях развития тектоно-магматического цикла служат чуткими индикаторами эндогенных режимов, которыми отличаются различно построенные структурно-формационные зоны.

В инверсионный этап развития эвгеосинклинальной зоны (после байоса до раннего мела) во всех трех зонах образуются габбро-гранитные и диорит-гранитная формации. Петрологические особенности пород этих формаций также находятся в зависимости от геодинамического режима структурно-формационных зон. Однако эта зависимость проявлена заметно слабее, чем в период заложения эвгеосинклинального прогиба. Она выражается не столько в общем составе пород формаций, обусловленном составом изначального расплава, сколько в термодинамических условиях его кристаллизации и механизме проникновения в верхние структурные этажи земной коры.

Вероятной моделью процесса, в результате которого образовались породы габбро-гранитных формаций, могло быть прогрессивное плавление по типу зонной плавки. Начавшись в верхней мантии и постепенно распространяясь на все более высокие горизонты земной коры, такое плавление должно было бы привести к раннему появлению базальтоидных выплавок. По мере вертикального перемещения плавящей "печки" в ней должно было происходить падение температуры, в результате чего состав эвтектоидных выплавок должен был смещаться в гранитную часть ряда. В процессе прогрессивного плавления происходило интенсивное взаимодействие между вновь образующимся расплавом и выделяющимся из него флюидом и продуктами кристаллизации расплава, образовавшимися ранее. Такое взаимодействие должно было бы привести к образованию широкого спектра гибридных пород и появлению щелочных разновидностей, что на самом деле и составляет особенность рассматриваемых формаций.

Предложенная модель, однако, оставляет открытым вопрос о том, что служит энергоносителем, обуславливающим плавление, — поднимающийся в верхние горизонты земной коры базальтоидный расплав или флюиды глубинного происхождения.

На рубеже раннего и позднего мела намечается переломный момент в развитии магматизма на Большом Кавказе. К этому времени относится образование во всех структурно-формационных зонах, несмотря на глубокие различия в их строении, петрологически единой эссек-

сит-тешенит-трахитовой формации. Петрологически близкая меловой эссексит-тешенитовая формация более масштабно проявлена уже в палеогене (зоцене), когда на Большом Кавказе фиксируется наступление раннеорогенного режима по типу осадочных формаций и характеру тектонических структур. Наконец, в плиоцен-антропогеновое время, в позднеорогенную стадию, в пределах Транскавказской поперечной зоны почти синхронно возникают базальт-андезит-трахиандезитовая и гранитоидная вулканоплутоническая формации, образовавшиеся из разноглубинных магматических очагов.

Петрологические особенности субщелочных габброидов и базальтоидов свидетельствуют о том, что начало кристаллизации образовавшего их расплава проходило в высокобарических условиях. Причем чем моложе формация, тем, по-видимому, глубже уровни магмообразования. То обстоятельство, что габброиды повышенной щелочности образуются во всех структурно-формационных зонах и обладают общими типоморфными признаками, свидетельствует о зарождении формирующегося расплава на глубинах, где стерт различия в строении структурно-формационных зон. Таким образом, по мере развития подвижной области и перехода ее к позднеорогенному режиму увеличиваются глубины генерации базальтоидных расплавов. Основные тенденции в изменении состава пород однотипных формаций, подчиненные латеральной зональности на раннегеосинклинальном этапе (от геосинклинального прогиба к платформе), повторяются во временной ("вертикальной") зональности от заложения геосинклинального прогиба до его замыкания и наступления орогенного режима.

По мере развития подвижной области постепенно утрачивается связь между магматическими формациями и структурно-формационными зонами, четко проявленными на раннем этапе тектономагматического цикла. Структуры, контролирующие проявления магматизма определенного типа, становятся все более крупными и дискордантными по отношению к самой подвижной области. Так, на заключительном этапе развития Большого Кавказа магматизм контролируется Транскавказской поперечной зоной, которая по своему масштабу, по-видимому, более крупная структура, чем сама подвижная область.

"Орогенные" формации субщелочных габброидов и базальтоидов образуются раньше, чем наступление орогенного режима фиксируется по появлению специфических осадочных формаций (молаассы) и изменению характера тектонических движений. Субщелочные габброиды нередко встречаются среди осадочных пород, которые по своей формационной принадлежности относятся еще к типично геосинклинальным. Магматизм, таким образом, выступает в качестве более чуткого индикатора начавшегося изменения эндогенного режима, чем осадочные формации. Он опережает структурообразование и появление соответствующих осадочных формаций в верхних структурных этажах земной коры.

Такие магматические формации, которые свидетельствуют о наступлении нового эндогенного режима и размещены среди осадочных формаций еще предыдущего режима, могут называться опережающими.

Для Кавказского сегмента Тетиса выделяются три периода, в течение которых образуются петрологически близкие формации субщелочных габброидов и базальтоидов: 1) граница раннего и позднего мела; 2) эоцен; 3) плиоцен—антропоген. Для Большого Кавказа меловая эссексит-тешенит-трахитовая формация является опережающей.

Детальное изучение пород в пределах генетически единых магматических формаций позволило приблизиться к пониманию связи между магматизмом определенного типа и рудогенезом.

Анализ изменения петролого-геохимических особенностей пород плиоцен-антропогенной гранитоидной вулканоплутонической формации позволил установить, что внедрение гипабиссальных интрузивов, вулканические извержения, метасоматическая и гидротермальная деятельность представляют отдельные этапы становления всей формации, связанные с кристаллизацией гранитоидного расплава в меняющихся условиях давления и температур. Предложена модель становления вулканоплутонической формации. В рамках этой модели показано, что изменение физико-химических условий кристаллизации расплава, связанное с отделением от него флюида, фиксируется сменой парагенетической ассоциации фенокристов, характеризующих фазы внедрения, следующие по времени за отделением флюида. Изучение распределения в минералах и породах последовательных интрузивных фаз молибдена, олова, свинца, калия и натрия дало возможность установить причинно-следственную связь между кристаллизацией расплава, отделением от него флюида и рудообразованием. Время отделения от кристаллизующегося расплава потенциально рудоносного флюида подтверждено независимыми петрофизическими данными, с помощью которых реконструирована геодинамическая обстановка во время образования всей формации. Исследования гранитоидной вулканоплутонической формации позволяют рекомендовать в качестве района, перспективного для поиска редкометального оруденения, верховья р. Сонгутидон в Северной Осетии, где выведены на поверхность гранодиорит-порфиры с возрастом 2,5 млн. лет, прорванные субвулканическими штоками дацитов с возрастом 2 млн. лет. В указанных породах редкометальная минерализация была обнаружена еще Д.С. Белянкиным и В.П. Петровым и подтверждена впоследствии работами геологов СКТГУ. При изучении андезит-трахиандезитовой формации Бечасынской зоны в междуречье рек Черек Балкарский—Чегем (Кабардино-Балкария) обнаружены туфы, субвулканические и гипабиссальные тела трахитов, глубоко переработанных процессами пропилитизации. С указанными породами связана колчеданная и полиметаллическая минерализация. Близость пропилитизированных пород Балкарии к типичным пропилитам Карпат, Центральной Камчатки и др. регионов, а также связанные с ними признаки рудной минерализации дают основание рекомендовать район междуречья рек Черек Балкарский—Чегем на Северном Кавказе как перспективный для постановки поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р.Н., Мамедова Р.А.* Геология и петрология магматических формаций Вандамской зоны Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
2. *Абих Г.В.* Объяснение разреза северной покатости Кавказского кряжа от Эльбруса до Бештау. — В кн.: Кавказский календарь на 1858 г. Тифлис, 1852.
3. *Агалин Г.П.* Некоторые данные по неинтрузиям Абхазии и Сванетии. — Геология на фронте индустриализации, 1935, № 11.
4. *Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Порткаланидзе М.Б.* Эволюция палеогенового вулканизма в процессе развития Черноморского-Аджаро-Триалетского палеорифта. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
5. *Аджигрей Г.Д.* Об участии древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центрального Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, № 4.
6. *Аджигрей Г.Д.* Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий. — В кн.: Геология Северного Кавказа. М.: Наука, 1968.
7. *Азизбеков Ш.А., Корнев Г.П.* Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным и труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956.
8. *Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Исмаил-Заде А.Д., Мамедов М.Н.* Позднеальпийские щелочно-базальтоидные формации Средиземноморского пояса. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
9. *Аракелянц М.М., Борсук А.М.* Опыт К-Аг датирования миоцен-антропогенных магматических пород Большого Кавказа. — Докл. на XV сессии Комис. по опред. абс. возраста. М.: Наука, 1970.
10. *Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л.* Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5.
11. *Асатиани Г.Л.* Среднеюрский интрузивный комплекс Главного Кавказского хребта. — Труды Кавказ. ин-та минер. сырья (КИМС), 1971, вып. IX (11).
12. *Асатиани Г.Л.* Вопросы номенклатуры, генезиса и формационной принадлежности раннеальпийских гранитоидов Главного Кавказского хребта (северо-западная Абхазия). — Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 76, № 3.
13. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
14. *Афанасьев Г.Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Труды ГИН АН СССР. Сер. петрограф., 1950, вып. 69, № 38.
15. *Афанасьев Г.Д.* Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
16. *Афанасьев Г.Д.* Магматические комплексы и геологическое картирование. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
17. *Афанасьев Г.Д.* Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4.
18. *Афанасьев Г.Д.* Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
19. *Афанасьев Г.Д.* Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Большого Кавказа в свете данных абсолютного возраста. — Тез. докл.

- на XI Генер. ассамб. междунар. геофиз. и геодез. союза I Междунар. ассоц. вулканологов. М.: Наука, 1957.
20. *Афанасьев Г.Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Аг методом. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
 21. *Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
 22. *Афанасьев Г.Д.* Некоторые геологические результаты исследований абсолютно возраста горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 9.
 23. *Афанасьев Г.Д.* Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
 24. *Афанасьев Г.Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
 25. *Афанасьев Г.Д.* Петрографо-металлогенические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 5.
 26. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М.* О кайнозойском магматизме Северного Кавказа: Тез. I Всесоюз. вулканол. совещ. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
 27. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М.* Щелочные трахиты на Северо-Западном Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 3.
 28. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М.* Новые данные о послекюрском магматизме Северо-Западного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2.
 29. *Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В., Шанин Л.Л., Шеина И.Н.* Случай неравновесных отношений Ag и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
 30. *Афанасьев Г.Д., Иванов И.Б., Шанин Л.Л.* Возраст верхнетретичных изверженных пород, определенный калий-аргоновым методом. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964.
 31. *Афанасьев Г.Д., Баяк Е.И., Беликов Б.П.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1965, № 9.
 32. *Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А.* и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). М.: Наука, 1968.
 33. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А.* и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
 34. *Афанасьев Г.Д., Кондаков Л.А.* Об экструзивно-эффузивных образованиях Северной Осетии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
 35. *Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г.* Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм осевой части зоны Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1.
 36. *Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К.* Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8.
 37. *Багдасарян Г.П., Джербашян Р.Т., Казарян Г.А., Меликсетян Б.М.* Разнофациальные серии щелочных пород Армянской ССР и их практическое значение. — Матер. V Всесоюз. петрограф. совещ. Алма-Ата: Наука, 1976, т. 2.
 38. *Бакланов М.С.* Главнейшие металлогенические эпохи Центрального Кавказа. — Труды Северо-Кавказского горно-металлургического института. Орджоникидзе, 1957, вып. 15.
 39. *Бакланов М.С.* О некоторых эффузивах Центрального Кавказа и их роли в образовании возможных осадочных месторождений свинца и цинка. — Изв. вузов. Сер. цветная металлургия, 1958, № 1.

40. *Бакланов М.С.* Вулканогенный горизонт Центрального Кавказа как возможный источник осадочных месторождений свинца и цинка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 6.
41. *Баратов Р.Б.* Субщелочные габброиды и базальтоиды — индикаторы глубинного строения Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1. М.: Наука, 1972.
42. *Баратов Р.Б., Мушкин И.В.* Мезозойская трахидолеритовая формация Южного Тянь-Шаня и некоторые аспекты ее дальнейшего изучения. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4.
43. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Тектоническое строение кристаллического ядра Большого Кавказа. — Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
44. *Безносов Н.В., Казакова В.П.* О возрасте вулканогенной толщи Центральной Балкарии. — Сов. геология, 1959, № 6.
45. *Беликов Б.П.* Изверженные породы северо-восточного склона Тriaлетского хребта. — Труды СОПС АН СССР. Сер. Закавказская, 1935, вып. 15.
46. *Белов И.В.* Мезо-кайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны. — Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, 1962, вып. 3.
47. *Белов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
48. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
49. *Белоусов А.Ф.* Проблема генезиса базитных магм. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
50. *Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск.: Наука, 1976.
51. *Белянкин Д.С.* Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. СПб., 1912.
52. *Белянкин Д.С.* К петрографии Архотского туннеля. Геологическая карта по линии Архотского туннеля. — В кн.: Геологические исследования в области перевальной ж.-д. через Главный Кавказский хребет. Пг., 1914.
53. *Белянкин Д.С.* Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. — Изв. Петроградского политехн. ин-та, 1915, т. 23, вып. 2.
54. *Белянкин Д.С.* Опыт петрографической характеристики Бизенги и Балкарии в Центральном Кавказе. — Изв. Петроградского политехн. ин-та, 1915, т. 23, вып. 2.
55. *Белянкин Д.С.* Новейшая Кавказская интрузия в бассейнах рек Архон и Урук. — Изв. Петроградского политехн. ин-та, 1918, т. 27.
56. *Белянкин Д.С.* К петрографии перевала Штулу-вцек в Центральном Кавказе (по материалам П.В. Витенбурга). — Изв. РАН. Серия VI, 1923, т. 17, № 1—2.
57. *Белянкин Д.С.* К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. — Изв. Геолкома, 1924, т. 43, № 3.
58. *Белянкин Д.С.* Неоинтрузия Центрального Кавказа в истоках Фиагдона. — Труды Геолкома за 1919 г., 1925, т. 28, вып. 8—10.
59. *Белянкин Д.С.* Неоинтрузии Центрального Кавказа в истоках р. Фиагдон. — Изв. Петрограф. политехн. ин-та, 1929, т. 28.
60. *Белянкин Д.С.* Магматические породы и полезные ископаемые Западной Грузии — Труды Ин-та петрографии, 1934, вып. 6.
61. *Белянкин Д.С.* К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939, № 2.
62. *Белянкин Д.С., Стефанов П.Н.* О полевом шпате с горы Железной. — Труды Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1924, т. 56, вып. 1.
63. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* История исследования и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. — Зап. ВМО, 1940, ч. 19, № 2—3.
64. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* Заключение замечания к неоинтрузиям Сванетии и Абхазии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. — Труды СОПС АН СССР. Сер. Закавказская, 1940, вып. 24.

65. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* Тешенито-камptonито-мончикиновые интрузии окрестностей г. Ахалцихе. — Труды ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1940, вып. 21, № 7.
66. *Белянкин Д.С., Еремеев В.П.* К изучению неинтрузий горы Тепли на Кавказе. — Труды ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1941, вып. 59, № 20.
67. *Белянкин Д.С., Еремеев В.П., Петров В.П., Фаворская М.А.* О неинтрузиях Бакского (Эцверского) типа на Кавказе. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1943, № 3—4.
68. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* Петрография Грузии. М.: М.: Изд-во АН СССР, 1945.
69. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* Магматизм Северной Осетии. Природные ресурсы севера Осетинской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
70. *Беридзе М.А.* О нижнеюрском вулканизме верховьев рек Авадхар и Лашипсе. — Сообщ. АН ГССР, 1938, т. 52, № 2.
71. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
72. *Билибин Ю.А.* Общие вопросы металлогении золота: Избр. труды, Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
73. *Блинов Ю.И.* Геологическое строение и рудоносность Северного участка месторождения Тырнауз: Автореф. канд. дис. Новочеркасск, 1971.
74. *Богданович К.И.* Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1907 г. — Изв. Геолкома, 1908, т. 27, № 2.
75. *Борсук А.М.* Об интрузивной природе гранодиорит-порфиров Туапсинского района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.
76. *Борсук А.М.* Геолого-петрографический очерк магматических пород между-речья Пшиш-Туапсинка на Северо-Западном Кавказе. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27.
77. *Борсук А.М.* Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 86.
78. *Борсук А.М.* Особенности мезозойского магматизма в пределах Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны на Северном Кавказе: Автореф. канд. дис. М., 1965. В надзаг.: ИГЕМ АН СССР.
79. *Борсук А.М.* Неоген-четвертичная вулканоплутоническая формация Центрального Кавказа. — В кн.: Симпозиум по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966.
80. *Борсук А.М.* Магматические формации и некоторые принципы структурно-формационного районирования на примере Большого Кавказа. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968.
81. *Борсук А.М.* Ранне- и среднеюрский магматизм. Центральный и Западный Кавказ. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. IX.
82. *Борсук А.М.* Послелайосский — домеловой магматизм. Центральный и Западный Кавказ. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. IX.
83. *Борсук А.М.* Магматизм мелового периода. Центральный и Западный Кавказ. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. IX.
84. *Борсук А.М.* Кайнозойский магматизм. Центральный и Западный Кавказ. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. IX.
85. *Борсук А.М.* Неоген-четвертичная вулканоплутоническая формация Центрального Кавказа. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм: Матер. первого регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1969.
86. *Борсук А.М.* Применение К-Аг метода для установления длительности и истории формирования сложных магматических формаций. — Матер. IV Всесоюз. петрограф. сов. Баку: Изд-во АН АзССР, 1969.
87. *Борсук А.М.* Магматические формации в эволюции геосинклинального пояса (на примере альпид Большого Кавказа). — В кн.: Актуальные проблемы современной петрологии. М.: Наука, 1974.
88. *Борсук А.М.* Петролого-геохимические критерии связи некоторых эндогенных месторождений с вулканоплутоническими формациями. — Тез. докл. на Всесоюз. совещ. по источникам рудного вещества эндогенных месторожд. М.: Наука, 1974.

89. Борсук А.М. Образование вулcano-плутонических формаций и время отделения потенциально рудоносных растворов. — Изв. АН СССР, 1975. Сер. геол., № 2.
90. Борсук А.М. Петролого-геохимические критерии связи некоторых эндогенных месторождений с вулcano-плутоническими формациями. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
91. Борсук А.М., Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2.
92. Борсук А.М. Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
93. Борсук А.М., Масуренков Ю.П. Об экстрезивных формах интрузивного процесса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4.
94. Борсук А.М., Борукаев Г.Б. О шаровых текстурах в гипабиссальных габброидах. — В кн.: Проблемы вулканизма: Матер. 2-го Всесоюз. вулкано-геол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.
95. Борсук А.М., Борукаев Г.Б. О меловых габброидах Западного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
96. Борсук А.М., Церцвадзе З.Я. Ртуть и мышьяк в мезо-кайнозойских магматических породах Большого Кавказа. — В кн.: Вопросы магматической геологии. М.: Наука, 1969.
97. Борсук А.М., Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабинско-Малкинской структурно-формационной зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.
98. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
99. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. О возрасте магматических пород Закарпатья в связи с проблемой их рудоносности. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М.: Наука, 1973.
100. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — Тез. докл. XVII сессии Комиссии по определ. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1971.
101. Борсук А.М., Цветков А.А. Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский — Чегем на Северном Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11.
102. Борсук А.М., Цветков А.А. Новые данные о развитии мезозойского магматизма в бассейне р. Черек Безенгийский на Северном Кавказе и возможности использования его трахитов в качестве сырья для керамической промышленности: Авторефераты ИГЕМ за 1973 г. ИГЕМ, 1974.
103. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. О возрасте магматических пород Закарпатья в связи с проблемой их рудоносности: Авторефераты ИГЕМ за 1973 г. ИГЕМ, 1974.
104. Борсук А.М., Кондаков Л.А. Формации субщелочных габброидов и трахитов в мезо-кайнозое Большого Кавказа. — Тез. докл. на совещ. по геол. и полезн. ископ. Кавказа, Крыма и Карпат. М.: Наука, 1974.
105. Борсук А.М., Цветков А.А. Трахиты Черка Безенгийского на Северном Кавказе как возможное сырье керамической промышленности. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975.
106. Борсук А.М., Гурбанов А.Г., Тронева Н.В. Базитовые формации поздних этапов эволюции подвижной области (на примере мезо-кайнозоя Большого Кавказа). — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
107. Борсук А.М., Цветков А.А., Лезин С.И. Пропилитизированные породы Горной Балкарии и связанная с ними рудная минерализация. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.

108. Борсук А.М., Гурбанов А.Г., Кондаков Л.А., Красивская И.С., Плошко В.В., Суханов М.К., Цветков А.А. Структурно-формационное районирование Большого Кавказа и карта магматических формаций. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
109. Бурштар М.С., Волхонина Е.С., Турова А.Д., Чарнобров Н.Г. Тектоника и вулканический магматизм Прикумского района Восточного Предкавказья. — В кн.: Сборник материалов научно-технического совета по глубокому бурению. М.: Недра, 1968.
110. Бурштар М.С., Мышкина Ю.Ф., Швембергер Ю.Н. Осадочно-вулканогенный комплекс (верхний триас — нижняя юра) Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазосности. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
111. Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
112. Варданянц Л.А. К геолого-петрографической характеристике Горной Осетии (Садонский рудоносный район). — Труды Северо-Кавказской Ассоц. науч.-исслед. ин-тов, Ростов н/Д, 1926, № 6.
113. Варданянц Л.А. Геологический очерк Куратинского и Джемаринского ущелий. — Изв. Геолкома, 1927, т. 46, № 6.
114. Варданянц Л.А. Геохимия Горной Осетии. — Зап. Рос. минерал. о-ва. Сер. 2, ч. 61, вып. 2.
115. Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 25.
116. Варданянц Л.А. Характеристика неогинтрузий Главного хребта. — Проблемы сов. геологии, 1937, т. VII, № 7.
117. Варданянц Л.А. Геологический очерк Цейского ущелья (Центральный Кавказ). — Матер. ВСЕГЕИ. Сер. общ., 1940, вып. 6.
118. Варданянц Л.А. Молодые интрузивные породы Тырны-Ауза. — Сов. геология, 1940, № 2—3.
119. Варданянц Л.А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1943, т. 39, № 8.
120. Варданянц Л.А. Тектоническая карта Кавказа и объяснительная записка к ней. М.: Госгеолтехиздат, 1955. (Труды ВСЕГЕИ. Сер. нов.; Вып. 10).
121. Варданянц Л.А. Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (Центральный Кавказ). — Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 8.
122. Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952.
123. Велинов И.Д., Чернополев Н.И. Медная минерализация и околорудные преломления в районе Княжево. — Труды Вьерху Геол. на Болгария. Сер. геохимия, минералогия и петрохимия, 1965, № 5.
124. Вильямс Х., Терлер Ф. Дж., Гилберт Ч.М. Петрография. М.: ИЛ, 1957.
125. Власов Г.М. Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии. — В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка и Курильские острова, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.
126. Влодавец В.И., Шаброва Н.Н. Горы Кабарджин. — Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1953, вып. 7.
127. Волков А.Н., Лившиц М.Х., Сергеев К.Ф. и др. Глубинное строение Курильской зоны современного вулканизма. Проблемы вулканизма. — Матер. II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.
128. Вялов О.С. Краткий геологический очерк Туапсинского района. — Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1931, т. 50, вып. 97.
129. Гавашели А.М. Диабазы северного склона Чаухского массива. — Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 55, № 2.
130. Гавашели А.М. Новые данные о строении диабазового пояса Большого Кавказа. — Докл. АН ГССР, 1972, т. 25, № 3.
131. Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. — Труды Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1957, т. 10.
132. Гамкрелидзе П.Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы южного склона Большого Кавказа. — Сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР, посвящ. А.М. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.

133. *Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
134. *Герасимов А.П.* Краткий геологический очерк района Кавказских минеральных вод. — Матер. к познанию геологического строения Рос. имп., 1911, МОИП, вып. 3.
135. *Герасимов А.П.* О геологических исследованиях в районах Бештау, Кичмаини и Эльбруса. — Изв. Геол. ин-та, 1911, т. 30; № 3.
136. *Герасимов А.П.* Геологическое строение Минераловодского района. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1937, вып. 93.
137. *Герасимов А.П.* Эссекситовая интрузия в Ахалдихском бассейне. ОНТИ, 1937.
138. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
139. *Греков И.И.* Петрохимическая и геохимическая характеристика девонских эффузивов р. Большой Лябы (Северный Кавказ). — Труды по геол. и полезн. ископ. (Сев. Кавказ), 1967, вып. 12.
140. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение серий изверженных щелочно-зональных пород. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М.: Недра, 1970.
141. *Грин Т.Х., Грин Д.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М.: Недра, 1970.
142. *Гурбанов А.Г.* Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардывачской интрузии на Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1972, № 9.
143. *Гурбанов А.Г.* Мезо-кайнозойские магматические формации осевой части Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла: Автореф. канд.дис. М., 1973.
144. *Гущин А.В., Кравченко С.М., Петрова М.А.* Верхнеплиоценовый—четвертичный комплекс вулкана Ишхансар (Малый Кавказ) — представитель трахиандезитовой формации. — Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 3.
145. *Дервиз В.О.* О месторождениях серебро-свинцовых и цинковых руд в Горной Осетии и Дигории. — Изв. Геолкома, 1918, т.36, № 2.
146. *Джанелидзе А.И.* Материалы для геологии Рачи. — Вестник Тбилис. ун-та, 1926, т.6.
147. *Джанелидзе А.И.* Геологические и палеонтологические замечания. — Вестник Тбилис. ун-та, 1926, т.6.
148. *Джанелидзе А.И.* К вопросу об орогенетических фациях. — Сов. геология, 1940, № 5—6.
149. *Джанелидзе А.И.* Об орогенетических циклах. — Сообщ. АН ГССР, 1963, т.30, № 5.
150. *Джанелидзе А.И., Рубинштейн М.М.* Геологическое строение юго-восточной части Кахатинского хребта. — Труды Геол. ин-та АН ГССР, 1957, т.10 (15).
151. *Дзоценидзе Г.С., Крестников В.Н.* Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсуретии, Тбилиси, 1941.
152. *Дзоценидзе Г.С.* Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Тбилиси, 1948.
153. *Дзоценидзе Г.С.* Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. — Геотектоника, 1966, № 3.
154. *Дзоценидзе Н.М.* Новые данные сверхчетвертичных вулканических образованиях Кольского вулканического нагорья и прилегающих районов. — В кн.: Вопросы геологии Грузии, Тбилиси, 1964.
155. *Дзоценидзе Г.С.* Основные черты развития вулканизма в Грузии от палеозоя до миоцена. — Докл. АН СССР, 1974, т.8, № 7.
156. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965.
157. *Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
158. *Дубинский А.Я., Маценко Н.А.* Вулканогенно-осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты. — Сов. геология, 1965, № 8.
159. *Дубянский В.В.* О горных породах Казбека. — Зап. Кавказ, отд. русского геогр. о-ва, 1904, вып.3, кн.24.

160. *Дубянский В.В.* К вопросу о горных породах высших пунктов восточной и западной вершин Эльбруса. — Изв. Варшавского политехн. ин-та, 1910, вып.2.
161. *Дубянский В.В.* О новой вулканической области в долине р.Баксан. — Изв. Варшавского политехн. ин-та, 1912, вып.3.
162. *Дубянский В.В.* К петрографии Эльбруса (породы южных склонов в области фирновых полей). — Изв. Варшавского политехн. ин-та, 1913, вып.1.
163. *Дубянский В.В.* К петрографии Эльбруса. Породы южных склонов в области фирновых полей. — Изв. Варшавского политехн. ин-та, 1914, вып.3.
164. *Дудаури О.З., Хуцишвили О.Д.* О форме залегания и возрасте Ушба-Эцерской интрузии. — Сообщ. АН ГССР, 1966.
165. *Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г.* Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. — В кн.: Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии. Тбилиси, 1972.
166. *Думбадзе Г.Д.* Петрология Санчарского интрузива и вмещающих его толщ: Автореф. канд.дис. Тбилиси, 1969.
167. *Еремеев В.П.* К изучению неинтрузии в районе оз.Кардывач (верховья реки Мзымты, Западный Кавказ). — Труды ИГН АН СССР, 1947, вып.84.
168. *Еремеев В.П., Петров В.П.* Петрографическое описание изоинтрузий, выходящих в бассейне Кодора. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. — Труды СОПС АН СССР. Сер. Закавказская, 1950, вып.24.
169. *Ершов А.Д., Копелиович А.В.* Геология и рудные проявления верховьев р.Цхенис-Цкали (Цанское арсенопиритовое месторождение). М.: Госгеолиздат, 1941.
170. *Ефремов Г.М., Аджирей Г.Д.* Геолого-структурные особенности района полиметаллических месторождений Северной Осетии. — В кн.: Природные ресурсы севера Осетинской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
171. *Жариков В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып.14.
172. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
173. *Заварицкий В.А.* Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. — Труды ИГН АН СССР, 1946, вып.71, № 24.
174. *Залесский Б.В., Кузнецов С.С.* Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции. — Труды СОПС АН СССР. Сер. Закавказская, 1940, вып.24.
175. *Заридзе Г.М.* Габбро-диоритовая неинтрузия по Военно-Сухумской дороге у устья р.Зимы. — В кн.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. — Труды СОПС. Сер. Закавказская, 1940, вып. 24, ч.2.
176. *Заридзе Г.М.* Среднеюрский магматический цикл в Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1944, т.5, № 2.
177. *Заридзе Г.М.* Петрография магматических и метоморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
178. *Заридзе Г.М., Чичинадзе К.И.* Эцерская неинтрузия на Кавказе. — Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 44, № 14.
179. *Заридзе Г.М., Парадашвили И.И.* Трещинная тектоника и генезис эльджуртинских порфиридных гранитов и лейкократовых гранитоидов Тырныауза. Баку: Изд-во АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 5.
180. *Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф.* Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
181. *Звягинцев Л.И.* Влияние условий формирования на физико-механические свойства гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
182. *Звягинцев Л.И., Жоротков О.Н.* Изучение упругих свойств горных пород с целью анализа геологических структур. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973.
183. *Звягинцев Л.И., Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* Образование трещинных структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия. — АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5.
184. *Звягинцев Л.И., Подольский А.М.* Тектоно-физический контроль гидротермального оруденения на примере Охотско-Чукотского и Кавказского вулканического оруденения

- ких поясов. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
185. *Заягинцев Л.И., Борсук А.М.* Геодинамические условия формирования плиоцен-антропогенной гранитоидной вулканоплутонической формации Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 1.
 186. *Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение.* М.: Наука, 1975.
 187. *Ицксон М.И.* К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Сев.Кавказ). — Зап. ВМО, 1940, ч.69.
 188. *Ицксон М.И.* Гранитоидные породы Восточной Дигории Центрального Кавказа. — Труды ВСЕГЕИ, 1941, вып.132.
 189. *Иодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
 190. *Каденский А.А.* Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
 191. *Каленов А.Д.* Генезис молибденового оруденения в скарнах месторождения Тырныауз: Автореф. канд.дис. М., 1940.
 192. *Каленов А.Д.* Очерк минералогии Тырныауза. — Ученые зап. Кавказ. науч.-исслед. ин-та, 1948, т.3.
 193. *Какелия С.А.* Петрографические особенности, структура и рудоносность Северной Абхазии: Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1965.
 194. *Кецховели Д.Н.* Петрология Цейского массива, Тбилиси, 1972.
 195. *Кизевальтер Д.С.* О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6.
 196. *Кикнадзе И.И.* Распределение микроэлементов в интрузивных породах и минералах района сел. Цана (Нижняя Сванетия). — Труды Груз. политехн. ин-та, 1963, № 2.
 197. *Кикнадзе И.И.* Петрология третичных интрузивных пород верховьев р.Цхенис-Цкали. Тбилиси, 1967.
 198. *Кольчевский Н.В.* Краткие описания Садонского серебряно-свинцового месторождения в Алагирском округе на Кавказе. — Горный журн., 1861.
 199. *Комаров Ю.В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972.
 200. *Коновов О.В., Граменицкий Е.Н.* Зональность молибдено-вольфрамового оруденения Тырныауза (Северный Кавказ). — геол. рудн. месторожд., 1972, т. 14. № 1.
 201. *Кондаков Л.А.* Мезозойский магматизм восточной части Лабано-Малкинской зоны (Северный Кавказ). М.: Наука, 1974.
 202. *Кондаков Л.А., Непомнящий Г.З.* Некоторые петрологические особенности проявлений мезозойского магматизма в центральной части Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3.
 203. *Коржинский Д.С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторожд., 1948, вып. 68, № 10.
 204. *Корнев Г.П.* Интрузии и послепостинтрузивные процессы в верховьях р.Пшехи. — Труды Краснодарского фил. Всесоюз. нефтегазового НИИ, 1961, вып. 6.
 205. *Корнев Г.П.* Фациально-петрографическая характеристика и стратиграфическое положение юрских магматических пород Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Вопросы стратиграфии и литологии мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Новочеркасск, 1964.
 206. *Корнев Г.П.* Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое. — В кн.: Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов. Новочеркасск, 1965.
 207. *Козн Л.Х., Ито К., Кеннеди Дж.К.* Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М.: Недра, 1970.
 208. *Красивская И.С.* Основные этапы метаморфизма досилурийских пород между-речья Чегема и Кубани (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6.

209. *Кропачев С.М.* К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962.
210. *Кузнецов И.Г.* Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. — Зап. ВМО. Вторая серия, 1940, ч. 69, вып. 2—3.
211. *Кузнецов И.Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. — Труды ГИН АН СССР, 1951, вып. 131.
212. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
213. *Кузнецов С.С.* Геология северной юрской депрессии в Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа. Л.: Изд-во ЛГУ, 1947.
214. *Кузнецов С.С.* Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами металлогении. — В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
215. *Кузнецов Е.А.* Геологический очерк Садонского месторождения. — Труды Ин-та прикл. минерал., 1930, вып. 46.
216. *Кузнецов А.Г.* Вулканогенная формация Северной Осетии в полосе полиметаллических месторождений, т.1—3: Автореф. канд. дис. Новочеркасск, 1967.
217. *Лебедев П.И.* Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. — Труды Северо-Кавказской ассоц. науч.-исслед. ин-тов, 1930, № 75.
218. *Лебедев А.П.* Юрский вулканизм в Северной Осетии. — В кн.: Природные ресурсы севера Осетинской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
219. *Лебедев А.П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. — Труды ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1950, вып. 113, № 33.
220. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. — Труды СПб. о-ва естествоисп., 1898, т.26, вып.5.
221. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека (1901). — Матер. для геол. России, 1904, т.21.
222. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория и Балкария). — Изв. СПб. политехи. ин-та, 1904, т.2.
223. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа. — Изв. СПб. политехи. ин-та, 1913, т.20.
224. *Леонтьев Л.Н.* Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1949, № 4.
225. *Поверев Т.С.* Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик: Пер. с англ. М.: ИЛ, 1951.
226. *Поддочников В.Н.* Кавказит — не санидиновый, а анортотлазовый гранит. — Труды Ленингр. о-ва естествоисп., 1927, т.57, вып.1.
227. *Ломизе М.Г.* Новые данные по юрскому вулканизму северо-западного Кавказа. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, вып.33.
228. *Ломизе М.Г.* Мезозойский вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969.
229. *Ломизе М.Г., Сомин М.Л.* О ранних проявлениях юрского вулканизма на северо-западном Кавказе. — Вестник МГУ. Сер.4. Геология, 1962, № 6.
230. *Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976.
231. *Ляхович В.В., Свириденко А.Ф.* Распределение вольфрама и молибдена в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1972, № 11.
232. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
233. *Маракушев А.А.* Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. (МГК, XXV сессия, докл.сов.геологов). М.: Наука, 1976.
234. *Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
235. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распространение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып.78.

236. Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
237. Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
238. Мельников В.А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. — Сов. геология, 1962, № 4.
239. Мельников В.А. Новые данные о мезозойском вулканизме Северо-Западного Кавказа. Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
240. Мерлич Б.В. Эксплозивные брекчиевые дайки Закарпатья. — Докл. АН СССР, 1957, т.115, № 2.
241. Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. Львов: Вища школа, 1974;
242. Мефферт Б.Ф. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. — Матер. по общ. и прикл. геологии, 1930, вып.40.
243. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
244. Миланавский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
245. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. — В кн.: Очерки региональной геологии СССР, вып.8, М.: Изд-во МГУ, 1963.
246. Михеев Г.А. Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаут, Большой Зеленчук и Лаба. — Сов. геология, 1965, № 9.
247. Михеев Г.А. Интрузивные комплексы северо-западной части зоны Главного Кавказского хребта: Автореф. канд. дис. Ростов н/Д, 1966. В надзаг.: Ростовский государственный ун-т.
248. Морковкина В.Ф. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). — Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 107.
249. Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2.
250. Моссаковский А.А. Тектоническое положение наземных вулканогенных формаций орогенного класса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 5.
251. Муратов М.В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р.Чвижепсе (южный склон Главного Кавказского хребта). — Докл. АН СССР, 1940, т.18, № 2.
252. Муратов М.В. Юрские порфириновые интрузии в верховьях рек Хасаута и Эшкакона (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 3.
253. Муратов М.В. Тектоника альпийской геосинклинальной области Юга СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т.2.
254. Набоко С.И. Вулканические эксгалляции и продукты их реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
255. Набоко С.И. Образование глин при поствулканических процессах. — В кн.: Матер. по геол., минерал. и использованию глин в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
256. Нетреба А.В. Щелочные габброиды южного склона Северо-Западного Кавказа. — Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, Ставрополь, 1962, вып.10.
257. Одикадзе Г.Л. Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эльджуртинском интрузивном массиве Кабардино-Балкарской АССР. — Геохимия, 1968, № 10.
258. Орлов Б.А., Флерова В.А. Тырнаузское месторождение молибденита. — Редкие металлы, 1937, № 2—3.
258. Мушкетов И.В. Геологические заметки о Кавказских минеральных водах. — Зап. Минерал. СПб. о-ва. Серия 2, 1886, т.22.
259. Павлинов В.Н. О структуре некоторых лакколлитов р-на Кавказских минеральных вод. — Бюл. МОИП, 1946, т.21 (2).
260. Павлинов В.Н. Общие черты строения лакколлитов р-на Кавказских минеральных вод. — Труды МГРИ, 1948, т.23.
261. Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа: Автореф. канд. дис. М., 1965, В надзаг.: МГУ.

262. *Пастушенко Ю.Н.* О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты, Сочи (Юго-Западный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 12.
263. *Петров В.П.* Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. — Труды Ин-та геол. наук. Сер. петрограф., 1955, вып. 165, № 47.
264. Петрография, ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1976.
265. *Пламеневский Л.Н.* Садонское свинцово-цинковое месторождение. — Изв. Горного политехн. ин-та, Владикавказ, 1923, т. 2.
266. *Пламеневский Л.Н.* Асбестоносные породы бассейна р. Клиатдон. Труды Орджоникидзевского ин-та цветных металлов, 1941, вып. 2.
267. *Платонов Н.А.* К минералогии и геологии горы Золотой Курган в районе Кавказских минеральных вод. — Изв. Донского политехн. ин-та, 1928, т. 11.
268. *Плошко В.В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1965.
269. *Плошко В.В.* Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома Кавказа. — В кн.: Вопросы магматической геологии. М.: Наука, 1969.
270. *Плошко В.В., Грицкевич В.П.* Диабаз-пикритовая формация Большого Кавказа. М.: ВИНТИ, 1972, № 12.
271. *Повилайтис М.М.* К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел, о связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1966, т. 14, № 2.
272. *Повилайтис М.М.* Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М.: Наука, 1975.
273. *Поталенко М.Я.* Стратиграфия досилурийских метаморфических толщ Кубани. — Труды по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа, 1967, вып. 12.
274. Принципы геологического картирования магматических формаций. М.: Наука, 1960.
275. *Пэк А.В.* Основные особенности структуры и процесса минерализации месторождения Тырнауз. — В кн.: Природные ресурсы Кабардинской АССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.
276. *Пэк А.В.* Контактный метаморфизм, связанный с неогранитами Северного Кавказа. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1.
277. *Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 56.
278. *Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — Труды ВГРО, 1932, вып. 148.
279. *Ренгартен В.П.* О третичных эффузивах Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4.
280. *Рингвуд А.Э., Грин Д.Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
281. *Робинсон В.Н.* Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. — Изв. Всесоюз. геол. развед. объединение, 1932, т. 23.
282. *Робинсон В.Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейна рек Лабь и Белой на Северном Кавказе. — Труды ВГРО, 1932, вып. 226.
283. *Рубинштейн М.М.* К проблеме геотектонического расчленения Грузии. — Сб. трудов Ин-та геол. и минерал. АН ГССР, Тбилиси, 1951.
284. *Рубинштейн М.М.* Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузии. — Сообщ. АН ГССР, 1955, т. 16, № 6.
285. *Рубинштейн М.М.* Об аргоновом "удревнении" биотитов и использовании этих минералов для целей абсолютной геохронологии. — Труды Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1963, т. 13 (18).
286. *Рубинштейн М.М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, 1967.
287. *Рубинштейн М.М., Хуцаидзе А.Л., Лашхи Б.А.* и др. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Грузии. —

- В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. (XIII сессия). Тбилиси, 1965.
288. *Рубинштейн М.М., Джавахишвили Ш.И.* О корреляции и геохронологическом расчленении магматических и метаморфических комплексов Грузии. — В кн.: *Магматизм, метаморфизм и метасоматизм*, Тбилиси, 1969.
 289. *Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972.
 290. *Рябчиков И.Д.* О летучествах серы и кислорода в магматических и послемагматических процессах. — *Сов. геология*, 1931, № 4.
 291. *Рябчиков И.Д.* Поведение изоморфных примесей при кристаллизации в многокомпонентной системе. — *Геохимия*, 1962, № 12.
 292. *Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.Л.* О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм. — *Докл. АН СССР*, 1971, т.127, № 4.
 293. *Савина Л.И., Сайдаковский Л.Я.* Стратиграфия триасовых отложений Восточного Предкавказья. — *Докл. АН СССР. Сер. геол.*, 1971, т. 198, № 3.
 294. *Савченко Н.А.* Фиагонское рудное поле. Киев: Наукова думка, 1970.
 295. *Сердюченко Д.П.* Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками. — Сев.-Кавказ. петрограф. экспед. 1933 г. СОПС и Петрограф. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1936.
 296. *Скакковский Н.К.* Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. — *Труды Ин-та прикл. минерал.*, 1931, вып.50.
 297. *Славин В.И.* Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. — *Изв. вузов. Сер. геол. и разведка*, 1958, № 6.
 298. *Соболев В.С., Спитковская С.М., Эпштейн Р.Я.* Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области. — *Минерал. сборник Львовского геол. о-ва*, 1955, № 9.
 299. *Соболев В.С., Костюк В.П., Бобриевич А.П.* и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев: Изд-во УАН СССР, 1955.
 300. *Соболев Н.Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолиздат, 1952.
 301. *Соболев Н.Д.* Об анортоклазах в трахилипаритах Северного Кавказа. — *Зап. ВМО*, 1957, вып. 1.
 302. *Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назарова А.С.* и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских минеральных вод. — *Труды ВИМС. Новая сер.*, 1959, вып. 3.
 303. *Сомин М.Л., Белов А.А.* К истории тектонического развития зоны южного склона Большого Кавказа. — *Геотектоника*, 1967, № 1.
 304. *Станкевич Е.К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Наука, 1976.
 305. *Степанов В.Я.* Кислые и основные интрузии центральной части Абхазской АССР. — В кн.: *Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии*, ч. 2. М.; Л.; Изд.во АН СССР, 1940.
 306. *Стороженко И.Д.* Новые данные по геологии диабазов центральной части Кавказа (Горная Дигория). — *Матер. Азовочерноморского геол. упр.*, сб. 3. Ростов н/Д, 1933.
 307. *Суханов М.К., Цветков А.А.* Магматические породы горного массива Чаухи (Центральный Кавказ). — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, № 1.
 308. *Схиртладзе Н.И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. — *Труды Геол. ин-та АН СССР. Тбилиси*, 1958.
 309. *Татришвили Н.Ф.* Диабазы Верхней Рачи. — *Труды ТГУ*, 1940, вып. 13.
 310. *Татришвили Н.Ф.* Неоинтрузии Верхней Рачи. — *Сообщ. АН СССР*, 1941, т.2, № 7.
 311. *Тащина М.В., Чепрасов Б.Л.* О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. — *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1955, вып. 91.
 312. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных пород. М.: ИЛ, 1961.
 313. *Тогонидзе М.Г.* К петрологии гранитовых аплитов и пегматитов Горабского интрузива (Абхазии). — *Сообщ. АН СССР*, 1970, вып. 59, № 3.

314. *Тогоидзе М.Г.* Петрология Горабского интрузива: Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1973.
315. *Устиев Е.К.* Тримитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе. — Труды Петрограф. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6.
316. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геология, 1959, № 3.
317. *Устиев Е.К.* Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
318. *Фаворская М.А.* Неоинтрузии Верхней Сванетии. — Труды ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1947, вып. 84.
319. *Форган К.* Свинцово-цинковое месторождение Стантра. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: ИЛ, 1953.
320. *Фролова Т.И.* Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. — Сов. геология, 1968, № 11.
321. *Фролова Т.И.* Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
322. *Харашвили Г.И.* Коробское месторождение молибдена в Грузии. — Разведка недр, 1936, № 11.
323. *Хильтов Ю.Н.* Геология и петрология Архызского комплекса (Северный Кавказ). М.: Изд-во АН СССР, 1959.
324. *Хрущов Н.А.* Молибден в рудах Тырнауза. — Цветные металлы, 1948, № 2.
325. *Хрущов Н.А.* Месторождение Тырнауза. — Сов. геология, 1958, № 2.
326. *Цветков А.А.* О "кератофирах" Северной Осетии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 11.
327. *Чупров В.В.* Щелочные интрузии Западного Забайкалья и основные особенности их строения. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 6.
328. *Чичинадзе К.И.* Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. — Труды СОПС АН СССР, 1945.
329. *Чхотуа Г.Р.* Интрузивы Абхазии. — В кн.: Интрузивы Закавказья. — Труды Груз. гос. геол. управл., 1941, вып. 2.
330. *Шарданов А.Н.* Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. — Труды Краснодарского фил. ВНИИ, 1960, вып. 3.
331. *Шатский Н.С.* Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965.
332. *Шихалибеили Э.Ш.* Тектоника Севано-Акеринского синклиналия в пределах Азербайджана. — Труды совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области Юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956.
333. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964.
334. *Штейнберг Д.С.* Важнейшие эффузивные и эффузивно-интрузивные (вулканоплутонические) формации Урала. — В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.
335. *Штейнберг Д.С.* Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. — В кн.: Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений редких металлов. — Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
336. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г.* Фации глубинности гранитоидов Урала. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4.
337. *Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогоберидзе В.В., Шубладзе Р.Л.* К вопросу о возрасте некоторых слоев сланцевой серии Большого Кавказа. — В кн.: Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
338. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
339. *Ярошевский А.А.* Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. — В кн.: Кора и верхняя мантия (МГК, XXIII сессия), М.: Наука, 1968.
342. *Abich H.* Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. — Bull. Nat., Moscou, 1874, v. 48.

343. *Abich H.* Prodomus einer Geologie der Kaukasischen Länder. — Mem. Imp. Acad. Sci. St. Petersburg, vi ser., 1858, t. VII.
344. *Bell R.J., Dean P.* Properties of vitreous silic analysis of rondon network models. — Nature, 1966, v. 221, N 5068.
345. *Belt C.B.* Intrusion and ore deposition New Mexico. — Econ. Geol., 1960, N 55.
346. *Birney Mc. A.R., Cass I.G.* Relations of oceanic volcanic rocks to Mid-oceanic rises and heat floor. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, v. 2, N 4.
347. *Birney Mc. A.R.* Anchesitic and rhyolitic volcanism of origin belts. — In: The Earth crust and upper mantle. Washington, 1969.
348. *Borsuk A.M., Sholpo V.N.* Correlation of endogenous processes in the Great Caucasus and adjacent part of the Scythian platform. — In: Geodynamics: Progress and prospects, Moscow, 1977.
349. *Borsuk A.M., Arakelians M.M., Shanin L.L.* Hypabissal intrusives as the roots of volcanoes. — In: Symposium on volcanoes their roots. Oxford, 1969.
350. *Boyd F.R.* Electron probe study of diopside inclusion from Kimberlite. — Amer. J. Sci., 1969, 267-A (Schairer vol.).
351. *Burnham C.* Wayne facies and types of hydrothermal alternation. — Econ. Geol., 1962, N 57.
352. *Burbank W.S.* Structural control of ore deposition in the Red Mountains, Sneffels and Telluride districts of the San Juan Mountains, Colorado. — Colorado Sci. Soc. Proc., 1941, v. 14.
353. *Busch W., Schneider G., Mehnert K.K.* Initial at grain boundaries, Pt II. Melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic and tonalitic composition. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1977, N 8.
354. *Brown I.S.* Ore genesis. N.J.: Hopewell Press, 1948.
355. *Cobbing B.I., Pitcher W.S.* Plate tectonic and the Peruvian Andes. — Nat. Phys. Sci., 1972, v. 240, N 39.
356. *Davic B.T.C., Boyd F.R.* The join $Mg_2Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. — G. Geophys. Res., 1966, N 71.
357. *Degenhardt H.* Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, v. 11, N 4.
358. *Dervis V.M.* Laccolithes des environs de Piatigorsk. N.Y., 1965.
359. *Dewey I.F., Pitman W.C., Ryan B.F., Bonnin I.* Plate tectonics and evolution of the Alpine System. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 10.
360. *Favre E.* Recherches géologiques dans partie central de la chaîne du Caucase. Genève, 1875.
361. *Fitton I.G., Hughes D.I.* Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 8, N 3.
362. *Giusca D.* Die Adulariesireung der Vulkanite in der Gegend von Baia Mare. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1961, m. 7, f. 1/2.
363. *Gilluly I.* Volcanism, tectonism and plutonism of the Western United States. — U.S. Geol. Surv. Denver. Colorado, 1965, N 80.
- 363a. *Greenwood H.I.* The system $NaAlSi_3O_8 - H_2O - argon$, total pressure and water pressure in metamorphism. — J. Geophys. Res., 1961, N 66.
364. *Hess H.H.* Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Pt. 1. — Amer. Mineral., 1949, v. 34, N 621.
365. *Hubbard N.I.* A chemical comparison of oceanic ridge Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 5, N 5.
366. *Hutchison C.S.* Tectonic evolution of Cundaland a phanerozoic Synthesis. — Bull. Geol. Soc. Malaysia, 1973, N 6.
367. *Jakes P., White A.J.P.* Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. — Tectonophysics, 1969, c. 8, N 3.
368. *Ito K., Kennedy G.C.* Melting and phase relations in the plane tholeiite — lherzolite — nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. — Contribs Mineral. and Petrol., 1968, v. 19, N 3.
369. *Killine I.A.* An experimental study of redistribution of basemetals in hydrothermally altered rocks. Unpublished M. Sci. Thesis, Pennsylvania State Univ., 1966.
370. *Kuno H.* Origin of basaltic magmas and of ultramafic rocks; summary and conclusion. — Tectonophysics, 1969, v. 1, N 5—6.

371. *Kuno H.* Origin of Mesozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. volc. Soc., 1959, v. 5, N 3.
372. *Kushiro, Kuno.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — J. Petrol., 1963, N 4.
373. *Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island area. — Bull. volc., Napoli, 1966, t. XXIX.
374. *Mathews D.H., Vine F.G., Cann I.R.* Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. — Geol. Surv. Amer. Bull., 1965, v. 76.
375. *MacDonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas. — In: Studies in volcanology. — Geol. Soc. Amer. Mem., Ser. 116, 1968.
376. *MacGregor I.D.* The effect of pressure on the minimum melting composition in the system MgO — SiO₂ — TiO₂. — Carnegie Inst. Washington Year Book, 1964—65. Washington, 1965, N 64, p. 135—139.
377. *Melson W.G., Bowen V.T., Andel T.H., Silver R.* Greenstones from the central valley of the Mid-Atlantic Ridge. — Nature, 1966, v. 209, N 302.
378. *Melson W.G., Andel T.H.* Metamorphism in the Middle Atlantic Ridge, 22° W Latitude. — Mar. Geol., 1966, v. 4.
379. *McBirney A.R., Weill D.F.* Rhyolite magmas of Central America. — Bull. volc., 1967, v. 31.
380. *Miyashiro A.* Pyroxene garnets in volcanic rocks. — J. Geol. Soc. Jap., 1955, v. 61, N 463.
381. *Moor Y.C.* K/Na ratio Cenozoic igneous rocks of the Western United States. — Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26.
382. *Muir J.D.* The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland. — Mineral. Mag., 1951, N 29.
383. *Murray C.G.* Magma genesis and heat flow differences between mid-oceanic ridges and African valleys. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, N 1.
384. *Olcott Gates.* Bressia Pipes in the Shoshone Range, Nevada. — Econ. Geol., August 1959, v. 54, N 5.
385. *Oliver R.L.* The origin of garnets in the Borrowdale volcanic series and associated rocks. English Lake District — Geol. Mag., v. 93, 1956, N 21.
386. *Sigimura A.* Regional variation of the K₂O/Na₂O ratios of volcanic rocks in Japan and environs. — J. Geol. Soc. Jap., 1961, v. 67.
387. *Smith A.G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys Mediterranean and Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82.
388. *Smith A.L., Carmichael I.S.E.* Quarternary lavas from the Southern Cascades, Western U.S.A. — Contribs Mineral. and Petrol., 1968, v. 19, N 3.
389. *Stille H.* Einführung in Bau Americas. Berlin, 1940.
390. *Steiner A.* Hydrothermal rocks alteration of Wairakei, New Zealand. — Econ. Geol., 1953, v. 48, N 1.
391. *Szeki-Fux V.* Propylitization and potassium metasomatism. — Acta geol. hung., 1964, t. 8, N 1—4.
392. *Szdeczki-Kardoss E.* On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — Acta geol., 1958, v. 5.
393. *Shaw H.R.* Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. — Amer. J. Sci., 1965, v. 56, N 7.
394. *Sobolev V.S., Basarova T.Y., Bakumenko J.T.* Crystallization temperature and gas phase composition of alkaline effusives as indicated by primary melt inclusion in the phenocrysts. — Bull. volc., 1972, v. XXXV, fasc. 2.
395. *Rankama K., Sayama Th.G.* Geochemistry. N.Y., 1949.
396. *Richthofen F.* Principales of the natural system of volcanic rocks. — Mem. Pres. Calif. Acad. Sci., 1968, v. 1.
397. *Taneda C.* Petrochemical studies of the active volcanoes in Eastern and South-eastern Asia. — Bull. volc., 1963.
398. *Trafton B.O.* Experimental hydrothermal alteration of a quartz monzonite porphyry. Unpublished M. Sci. Thesis. Pennsylvania State Univ., 1963.
399. *Treiber J.* Contribution à l'étude des roches éruptives des Monts Gurgui. Études recherches. — Geol., 1962, v. 7, N 1.
400. *Turekian K., Wedepohle R.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1</i>	
Структурно-формационное районирование Большого Кавказа и карта магматических формаций	11
<i>Глава 2</i>	
Латеритные ряды магматических формаций раннего этапа альпийского тектоно-магматического цикла (J_{1-2})	20
Магматические формации геосинклинальной зоны (Южный склон)	—
Спилит-диабазовая формация	—
Формация кварцевых альбитофиров	31
Магматические формации геоантиклинальной зоны (Главный Кавказский хребет)	34
Габбро-диабазовая формация	—
Андезито-дацитовая формация (J_{1-2})	43
Андезито-дацитовая формация (J_{1-2}) зоны Главного хребта в центральном блоке	44
Андезито-дацитовая формация (J_{1-2}) западного блока зоны Главного хребта	54
Магматические формации области активизированной платформы (Бечасынская зона)	64
Долеритовая формация	—
Андезито-трахиандезитовая формация	69
Андезито-базальтовые мандельштейновые порфириды	74
Трахиты	77
Магматические формации Скифской плиты	92
Сравнительный анализ латеральных рядов магматических формаций	94
Выводы	103
<i>Глава 3</i>	
Латеральные ряды магматических формаций инверсионного этапа альпийского тектоно-магматического цикла (J_{1-2})	105
Габбро-гранитная формация загеосинклинальной зоны Южного склона	—
Габбро	109
Диориты и сиенит-диориты	114
Граниты	117
Жильные гранит-аплиты и пегматиты	121
Габбро-гранитная формация геоантиклинальной зоны Главного хребта и области ее сочленения с зоной Южного склона	—
Диорит-гранитная формация (J_{1-2}) области активизированной платформы (Бечасынская зона)	154
Сравнительный анализ латеральных рядов магматических формаций	162
Выводы	167

<i>Глава 4</i>	
Возрастные ряды магматических формаций	169
Формации орогенных базитов	—
Эссексит-тешенит-трахитовая формация (K_{1-2})	—
Эссексит-тешенитовая формация Р	190
Базальт-андезит-трахиандезитовая формация плиоцена-антропогена ($N_2^3 - Q$)	195
Сравнительный анализ возрастных рядов базитовых формаций	208
Формации орогенных гранитоидов	214
Формация субщелочных гранитоидов (N_2)	—
Гранитоидная вулканоплутоническая формация ($N_2^3 - Q$)	221
 <i>Глава 5</i>	
Механизм образования гранитоидной вулканоплутонической формации и проблема связи с ней рудной минерализации	241
Петрологическая модель образования гранитоидной вулканоплутонической формации	—
Геохимические особенности пород формации и время отделения потенциально рудоносных флюидов	244
Геодинамические условия формирования плиоцен-антропогеновой гранитоидной вулканоплутонической формации	248
Выводы	259
 <i>Глава 6</i>	
Некоторые общие закономерности развития магматизма подвижных областей	261
Латеральная зональность тектоно-магматических процессов	—
Пространственно-временные соотношения между магматизмом подвижной области и прилегающей части платформы	265
Возрастные ряды магматических формаций	267
Возрастные вариации состава однотипных формаций	269
Опережающий магматизм	271
Соотношение между магматизмом и контролирующими его структурами в процессе развития подвижных областей	273
Особенности мезозойского магматизма Большого Кавказа и модель зоны Заварицкого—Беньюфа	274
Заключение	276
Литература	282

Александр Михайлович Борсук

**МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*
Художник *Н.В. Илларионова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 16050

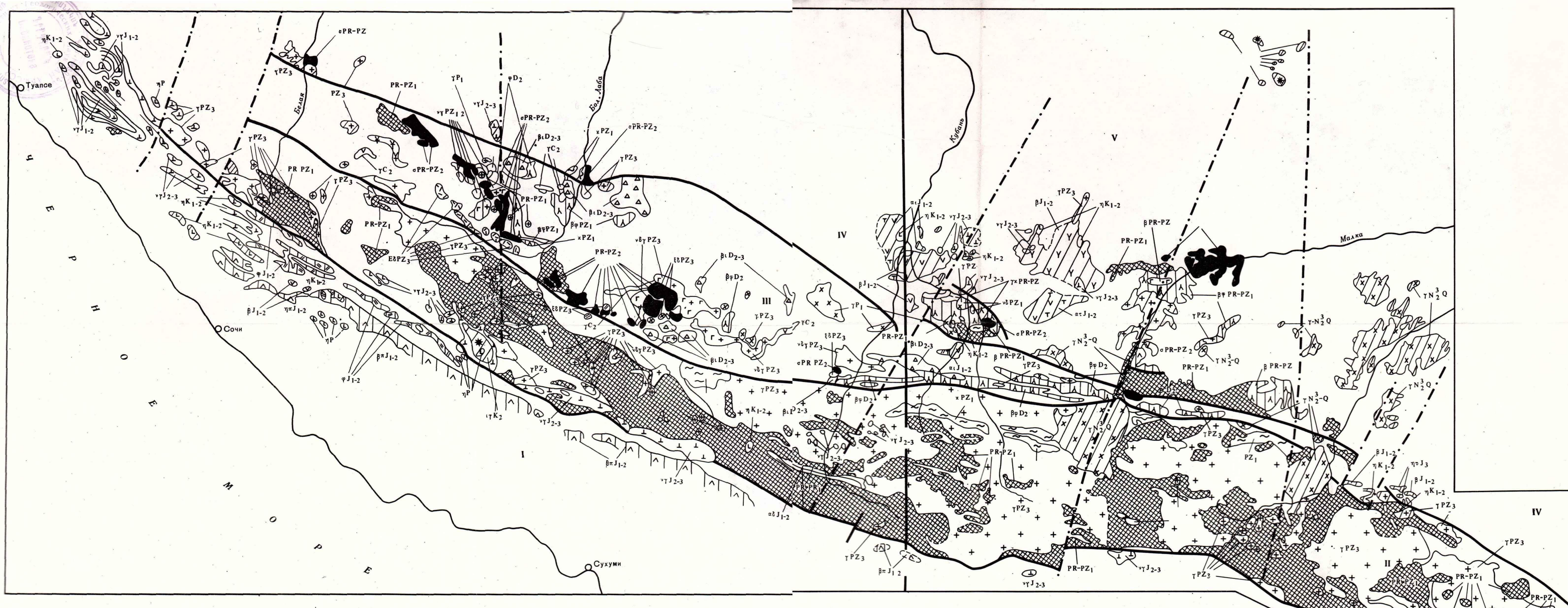
Подписано к печати 08.06.79. Т – 08770
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 18,8+1,0 вкл. Уч.-изд.л. 21,3
Тираж 500 экз. Тип. зак. 37. Цена 3р. 30к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 30 к.

2973



ЭРА	КАЙНОЗОЙСКАЯ				МЕЗОЗОЙСКАЯ				ПАЛЕОЗОЙСКАЯ					
	НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ		ПАЛЕОГЕНОВЫЙ		МЕЛОВОЙ		ЮРСКИЙ		ПОЗДНЯЯ-СРЕДНЯЯ		СРЕДНЯЯ-РАННЯЯ			
	ЭПОХА													
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА I	Эссексит-тешенитовая		Эссексит-тешенит-трахитовая		Габбро-гранитная		Кварцевых альбитофиров		Спайлит-диабазовая				
	ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА II	Эссексит-тешенитовая		Эссексит-тешенит-трахитовая		Габбро-гранитная		Андезит-дацитовая						
	ЗОНА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА III													
	БЕЧАСИЙСКАЯ ЗОНА IV													
	ТРАНСКАВКАЗСКАЯ ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНА V	$\alpha\epsilon N_2^3-Q$ Базальт-андезит-трахандезитовая γN_2^3-Q Гранитоидная вулканоплутоническая $\gamma\epsilon N_2$ Субщелочных гранитоидов												
ЛЕГЕНДА Гранитоидная вулканоплутоническая: γP_1 , γPZ_3 Гранитоидная: γPZ_3 Габбро-диоритовая: $\gamma\beta PZ_1$ Габбро-диорит-гранодиоритовая: $\gamma\beta PZ_3$ Габбро-лейкодиабазовая: βD_2-3 Базальт-трахитовая: βD_2-3 Габбро-платиогранитная: $\gamma\beta PZ_1, 2$ Гранитоидная: γPZ_3 Габбро-лейкодиабазовая: $\gamma\beta J_1$ Габбро-платиогранитная: $\gamma\beta PZ_1$ Гипербазитовая: $\sigma PR-PZ_2$ Гнейсо-гранитная: γPZ_1 Габбро-диабазовая: $\gamma\beta PR-PZ_1$ Плаггиогранито-гнейсовая: $\gamma\beta PR-PZ_1$ Диабаз-альбитофировая: $\beta\beta PR-PZ_1$ Нерасчлененные: $PR-PZ_1$ Энглитов и энглитоподобных пород: $PR-PZ_1$ Гнейсо-гранитная: $\gamma\beta PR-PZ_1$ Плаггиогранито-гнейсовая: $\gamma\beta PR-PZ_1$ Нерасчлененные: $PR-PZ_1$ Магматические формации сублатформенного типа: γPZ_3 Магматические формации переходного типа: γPZ_3 Магматические формации геосинклинального типа: γPZ_3 Граница структурно-формационных зон: —														

Рис. 1. Схематическая карта магматических формаций Большого Кавказа. Составили: Г.Д. Афанасьев, А.М. Борсук, А.Г. Гурбанов, Л.А. Кондаков, И.С. Красивская, В.В. Плешко, М.К. Суханов, А.А. Цветков. Издательство: Кавказского территориального геологического управления.