

С.В.Чесноков, И.С. Красивская

**ВАРИСЦИЙСКИЙ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
Большого Кавказа**



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

С.В. Чесноков, И.С. Красивская

ВАРИСЦИЙСКИЙ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
И ОБРАЗОВАНИЕ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
Большого Кавказа

4404

Ответственный редактор  
доктор геол.-минерал. наук А.М. БОРСУК



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



Чесноков С.В., Красивская И.С. Вариссийский геосинклинальный магматизм и образование континентальной земной коры Большого Кавказа. — М.: Наука, 1985.

В монографии охарактеризованы структурно-геологически, петрографически и петрохимически магматические формации, связанные с вариссийским геосинклинальным циклом и образующие вертикальный эволюционный ряд от докембрия до среднего карбона. Освещена роль раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиоориолитовой формации, объединяющей всю совокупность первых кислых магматитов энсиматической геосинклинальной от плагиоориолитов до слюдяных ортосланцев и ортогнейсов, в сложении зеленокаменных и гнейсоамфиболитовых зон Большого Кавказа. Рассмотрены петрогенетические модели магнообразования во взаимодействии с развитием осадконакопления, метаморфизма и тектогенеза, включая образование метаморфических диапиров.

Ил. 28, табл. 9, библиогр. 119 назв.

Рецензенты: *М.Г. Руб, М.Л. Сомин*

Г Л А В А I  
СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ  
О ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Большой Кавказ издавна служит природным полигоном для постановки и решения фундаментальных проблем геологии. К таким проблемам прежде всего относится выяснение роли геосинклинальных процессов, особенно магматизма, в образовании и развитии континентальной земной коры. Большой Кавказ — одна из немногих складчатых областей, где на сравнительно небольшой территории отчетливо проявились два тектоно-магматических цикла: варисцийский и альпийский. Здесь почти на всю свою мощность доступен для изучения гранитно-метаморфический слой, природа которого (доварисцийский сиалический цоколь или варисцийское новообразование?) составляет предмет дискуссий. Сравнительно хорошая обнаженность и доступность при разнообразии тектонических обстановок позволяет здесь изучать проявления геосинклинального, орогенного и субплатформенного магматизма во взаимосвязи с осадконакоплением, тектогенезом, метаморфизмом и рудообразованием. Разные аспекты этой фундаментальной проблемы так или иначе освещены в обширной геологической литературе по Кавказу [2—4, 9, 16, 20, 25, 29, 31, 74, 78]. Однако многие вопросы, особенно связанные с доальпийской тектоно-магматической эволюцией Кавказа, остаются остро дискуссионными или приобретают дискуссионный характер в свете новых данных, в частности, в связи с характерным для последних работ [16, 29] пересмотром геологии Кавказа с позиций тектоники плит. К настоящему времени еще не создано общепринятой схемы стратиграфии досреднекарбоневых отложений Большого Кавказа. Это хорошо видно при сопоставлении стратиграфических схем, выполненных разными авторами, где одни и те же маркирующие горизонты занимают часто совершенно различное положение (рис. 1, см. вкл). Главная причина этого, вероятно, — сложная дислоцированность и метаморфизм досреднекарбоневых отложений, а также недостаточно разработанная методика изучения магматитов в гнейсовых и зеленокаменных толщах.

Эти недостатки в какой-то мере пытаются восполнить авторы данной работы, в основу которой положен формационный подход к изучению доальпийского магматизма Большого Кавказа.

Развитие формационного анализа магматических пород, в частности метаморфизованных, является одной из главных задач предлагаемой работы.

Наиболее распространенные представления о тектонике и магматизме Кавказа, отраженные в большинстве геологических карт, в том числе тектонической карте Европы и смежных областей [78] и в картах

магматических формаций Большого Кавказа [9, 25], коротко сводятся к следующим.

Большой Кавказ — часть Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) складчатого пояса — представляет собой асимметричный горст-антиклинорий с пологим северным и крутым южным крылом. Его северное крыло к началу юры перед собственно альпийским этапом развития принадлежало южной окраине Предкавказской эпигерцинской платформы, тогда как южному крылу соответствует Южно-Кавказский прогиб, где варисцийские погружения после короткого и, возможно, повсеместного перерыва и относительно слабых деформаций сменились альпийскими. Эти различия в истории становления северного и южного склонов Большого Кавказа ярко выражены в их структуре — значительно более простой для первого и гораздо более сложной для второго [78].

В пределах центрального сегмента Большого Кавказа, где только и выходит на поверхность доальпийское (доюрское) основание, рассматриваемое в данной работе, традиционно различаются с севера на юг четыре главные структурно-формационные зоны: 1) Бечасынская, 2) Передового хребта, 3) Главного хребта, 4) Южного склона.

Бечасынская (Лабино-Малкинская) зона, известная также как Северо-Кавказский или Адыгейско-Черкесский краевой массив, характеризуется пологим падением на север юрско-меловых и палеогеновых отложений. Зона охватывает приподнятый край эпиварисцийской платформы, фундамент которой вскрыт глубокими речными долинами в бассейнах рек Малки и Кубани, а также буровыми скважинами. В составе фундамента преобладают кристаллические и метаморфические сланцы, прорванные позднепалеозойскими ("красными", или "северными") гранитами, относимые к докембрию, поскольку они залегают под молассоидной предположительно кембрийской урлешской свитой (рис. 1). Здесь же известны силурийские филлиты и известняки (лахранская свита), контактирующие с крупным ультрабазитовым Малкинским массивом.

Кристаллические сланцы Бечасынской зоны считаются результатом доварисцийского (чаще всего — байкальского) геосинклинального цикла, не сопровождавшегося горообразованием.

По фундаменту Бечасынская зона представляет собой крупный блок, ограниченный разломами. На севере это субширотный Черкесский разлом, протягивающийся на восток к Пятигорску. На пересечении этим разломом Минераловодского поперечного поднятия расположена знаменитая группа лакколлитов Пятигорья — гипабиссальных гранитоидов позднемиоценового—раннеплиоценового возраста. С юга зона отделена разломами от более приподнятого в настоящее время блока фундамента, образующего зону Передового хребта [78]. Эта южная граница зоны обычно трассируется выходами ультрабазитов и проходит от южной окраины Даховского гранитоидного массива на р. Белой через южные окраины Бескесского гранитоидного и Беденского серпентинитового массивов на р. Большая Лаба, Нижнетебердинского серпентинитового массива на р. Теберда, через северную окраину пос. Поляна на р. Кубани и через верховья рек Мушт и Малка до Тырнауза.

Мезозойские и кайнозойские проявления магматизма. Бечасынской зоны довольно разнообразны и имеют субплатформенный характер. Они детально охарактеризованы в ряде работ [9, 24, 25], а более ранние проявления магматизма подробно рассмотрены в последующих главах данной работы.

Зона Передового хребта, резко сужающаяся на востоке вплоть до возможного выклинивания в бассейне рек Баксан и Чегем, представляет собой по палеозою сложный, разбитый крутыми разрывами синклинирий, по нижней и средней юре — ступень, а по более молодым образованиям — горст, приподнятый как по отношению к Лабно-Малкинской, так и относительно лежащей южнее зоны Главного хребта [78]. Распространенные здесь отложения среднего палеозоя (силур-девон—нижний карбот) носят эвгеосинклинальный характер благодаря мощному развитию вулканитов спилито-кератофировой формации в девоне и, главное, присутствию досилурийских базитов и гипербазитов и зеленокаменных аповулканических сланцев, образующих типичную офиолитовую ассоциацию. Установлена очень сложная покровная структура всего этого комплекса с участием на востоке глубоко метаморфизованных пород зоны Главного хребта. Перемещение покровов происходило, видимо, с юга на север. Среднепалеозойские отложения Передового хребта вмещают небольшие интрузии основных пород и гранитоидов; резко несогласно на них залегают верхний палеозой: лимническая угленосная моласса среднего—верхнего карбона и красноцветная моласса перми заполняют наложенные грабен-синклинали. На водоразделах сохранились останцы чехла ниже- и среднепермских морских терригенных осадков. По составу и структуре они мало отличаются от аналогичных образований смежной с севера зоны, что соответствует принадлежности зоны Передового хребта к эпигерцинской платформе.

Южной границей зоны Передового хребта служит Тырнауз-Пшекишская зона крутых разломов, развивавшаяся в позднем палеозое и сохранившая активность в начале альпийского этапа, поскольку юрские отложения близ этих разломов достаточно сложно дислоцированы. Кристаллические сланцы Передового хребта чаще всего рассматривают как доварисцийское кристаллическое основание, образовавшееся в результате каледонского, байкальского или более древнего геосинклинального цикла. К собственно варисцийским геосинклинальным образованиям относят лишь зеленокаменные толщи силура-девона—нижнего карбона. Однако часть кристаллических сланцев, а именно те, которые залегают в приводораздельной части Передового хребта поверх менее метаморфизованных зеленокаменных пород девона, трактуемых в настоящее время как эрозийный останец тектонического покрова из докембрийских пород комплекса доварисцийского основания, еще недавно [31, 33] считали продуктом метаморфизма наиболее молодых отложений варисцийского геосинклинального разреза — нижекарбонных — на контакте с раннекарбонными интрузиями габбро и тоналитов.

Зона Главного хребта — это наиболее высоко поднятый блок доальпийского фундамента на Большом Кавказе. Зона насыщена

крупными телами варисцийских гранитов; между ними и в их кровле сохранился комплекс гнейсов и кристаллических сланцев ранневарисцийского или байкальского возраста [78]. Варисцийские гранитоиды, формировавшиеся в глубинных условиях, сопряженные с региональным метаморфизмом и мигматизацией, чаще всего считаются позднепалеозойскими, т.е. одновременными с моласообразованием, хотя последнее сопровождалось в среднем карбоне и ранней перми типично субсеквентным наземным риолитовым и трахиандезитовым вулканизмом. В литературе высказывались [62] мнения и о досреднекарбонном, т.е. домолассовом возрасте варисцийских гранитоидов Главного хребта, сопровождавшихся массовой метасоматической калишпатизацией.

Степень метаморфизма пород Главного хребта варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой фации. После обнаружения в кристаллических сланцах остатков криноидей [67] некоторые геологи [3, 74] стали относить весь метаморфический комплекс целиком к варисцийским новообразованиям с палеозойским возрастом исходных пород, другие [16, 29, 78], допуская принадлежность к варисцийским геосинклинальным образованиям лишь фаунистически охарактеризованной части метаморфического комплекса, главную его массу продолжают считать доварисцийским (байкальским или более древним) сиалическим цоколем.

На западе и на востоке метаморфические толщи и гранитоиды Главного хребта погружаются под умеренно дислоцированный чехол мезозоя. Узкие полосы сильно дислоцированных отложений нижней юры прослеживаются внутри зоны Главного хребта, расчленяя ее на ряд подзон — поднятий доюрского фундамента (Софийское, Тебердинское, Балкаро-Дигорское и др.). Принадлежность к юре всех филлитовых толщ, слагающих эти "юрские депрессии" в зоне Главного хребта, давно уже вызывает сомнение [7, 98], поскольку по литолого-петрографическому облику и характеру дислокации многие из этих толщ, в частности в верховьях Аксаута (р. Джаловчат), очень близки к девонским толщам зоны Передового хребта.

Южной границей зоны Главного хребта служит так называемый Главный надвиг — разлом, по которому метаморфический комплекс контактирует с сильно дислоцированными, слабо метаморфизованными (аспидные сланцы) юрскими толщами зоны Южного склона.

Зона Южного склона отвечает альпийскому геосинклинальному прогибу. Она сужена до нескольких километров и приподнята на среднем своем участке, постепенно расширяясь и углубляясь к западу и востоку от него. Центральное положение в зоне занимает Сванетский антиклинорий, в ядре которого из-под несогласно залегающих аспидных сланцев лейаса выступают в едином и непрерывном разрезе морские слабометаморфизованные отложения от девона и, возможно, силура до перми и, может быть, нижнего триаса включительно. Доюрские магматиты в Сванетском антиклинории представлены сравнительно редкими вулканитами. Полное отсутствие гранитоидов и других плутонических пород наряду с нечеткой выраженностью несогласия в основании лейаса породили представление о сквозном геосинкли-

нальном развитии зоны Южного склона на варисцийском и альпийском этапах [21]. Позже оно сменилось представлением о тесной унаследованности здесь альпийского этапа от герцинского [74].

Выступы доюрского основания, в том числе кристаллические сланцы, известны и в других участках зоны Южного склона вблизи ее границы с зоной Главного хребта.

Как отмечалось выше, прежние представления о геологии Кавказа, особенно в отношении его доальпийской тектоно-магматической эволюции, в свете новых данных становятся дискуссионными во многих аспектах. Подробно эти проблемы рассмотрены в следующей главе, здесь же перечислим главные вопросы, выяснение которых явилось целью предлагаемой работы: 1) роль варисцийских и доварисцийских магматических формаций в сложении кристаллического ядра (кристалликума) Большого Кавказа; 2) особенности состава и структурного положения варисцийских и доварисцийских магматических формаций в разных структурах и метаморфических зонах; 3) история варисцийского магматизма на геосинклинальном и орогенном этапах в его взаимодействии с формированием тектонических структур и метаморфизмом; 4) соотношение магматизма и метасоматоза (фельдшпатизации) в образовании гранитоидов.

Эти вопросы и ряд других, более частных, затронутых в работе, являются частью фундаментальной проблемы: роль магматизма в образовании и развитии континентальной земной коры. Изучение стратиграфии и тектоники не входило в задачи исследования. Однако в ходе изучения магматизма в сложно дислоцированных и метаморфизованных толщах, столь характерных для варисцид Большого Кавказа, неизбежно возникали вопросы стратиграфического и тектонического характера. Поскольку биостратиграфический метод оказывается здесь чаще всего малоэффективным, упор был сделан на структурно-геологическую методику в сочетании с петрографическим и формационным подходами. Полученные выводы по некоторым аспектам стратиграфии и тектоники Большого Кавказа часто расходятся с точкой зрения традиционных представлений, что отражено на рис. 1—4 (см. вкл.).

## НЕКОТОРЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

За последние годы получены новые данные, важные для понимания тектоники и магматизма Большого Кавказа. Ниходки фауны в кристаллических сланцах [2, 67] и установление в них нескольких генераций складок ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  и т.д.), связанных с единым — варисцийским тектоническим циклом [75]; обнаружение тектонических покровов в зоне Передового хребта [15, 32] и выявление признаков их гравитационного происхождения [89, 93]; установление широкого распространения силура в Передовом хребте [82, 83]; обнаружение метатурбидитов с градационной слоистостью и субвулканических метаплагиориолитов среди кристаллических сланцев и в их зеленокаменном обрамлении [92, 93], а также ряд других факторов заставляют по-видимому подходить к решению проблем тектоно-магматической эволюции Кавказа. Некоторые из этих проблем рассмотрим подробнее, поскольку, они имеют методологическое значение.

### ПРОБЛЕМА ДОВАРИСЦИЙСКИХ ЦИКЛОВ

На Большом Кавказе четко различаются два тектоно-магматических цикла: варисцийский и альпийский. Выделение доварисцийских циклов является предметом дискуссии.

Варисцийский со всеми его атрибутами цикл проявился в эвгеосинклинальном режиме (типоморфные магматические и осадочные формации, региональный метаморфизм, складчатость, гранитизация и т.д.) и завершился в позднем палеозое горообразованием и накоплением моласс.

Альпийский цикл, не сопровождавшийся заметным региональным метаморфизмом и массовым гранитообразованием, проявился в режиме переходного типа между мио-и эвгеосинклинальным, а на большей части Центрального Кавказа — определенно в субплатформенном режиме и режиме тектоно-магматической активизации. Именно на Центральном Кавказе (и то лишь на северном склоне) четко различаются два структурных этажа, отвечающие варисцийскому и альпийскому циклам. На остальной территории, в частности в зоне Южного склона, несогласие в основании лейаса устанавливается с большим трудом [74] и свидетельствует, скорее, об унаследовании там геосинклинального режима в альпийский цикл от незавершенного варисцийского, чем о коренной структурной перестройке.

Выделение доварисцийских циклов (каледонского, байкальского и более других) основано на явно устаревших утверждениях о принадлежности всех гнейсов и гранулитов к докембрию, об обязательном проявлении на данной территории всех орогенических фаз канона Штилле и т.п. или на косвенных данных, наиболее важными из которых представляются: 1) признаки несогласного залегания урлешской свиты, считающейся кембрийской молассой, на метаморфических сланцах

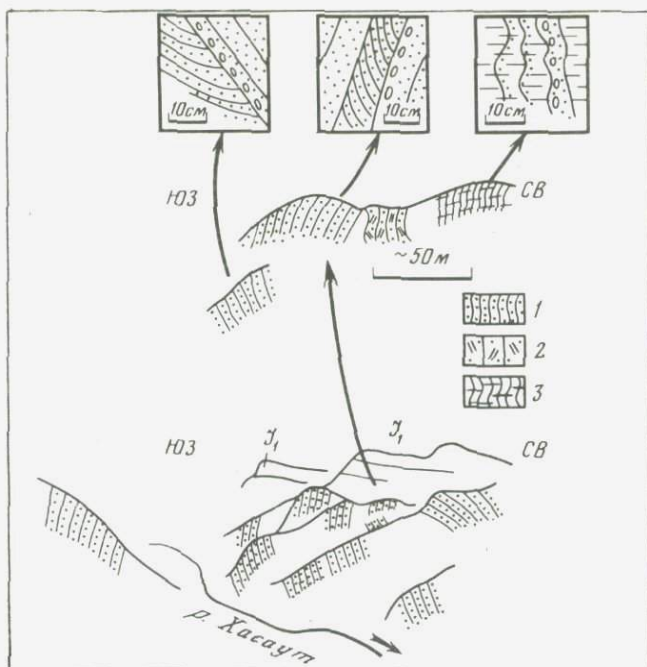


Рис. 5. Характер залегания пород урлешской и лахранской свит в долине р. Хасагт  
 1 — песчаники урлешской свиты; 2 — зеленые песчаники с обломочным биотитом, вероятно, пирокластического происхождения; 3 — филлиты и песчаники лахранской свиты, смытые в каскадные складки с субгоризонтальным кливажом

Бечасынской зоны [64]; 2) некоторые цифры абсолютного возраста, отвечающие докембрию и раннему палеозою (табл. 1).

Однако и те и другие данные нельзя считать достаточным доказательством проявления доварисийских циклов. Урлешские конгломераты, хотя они и содержат среди преобладающей гальки кварца плохо окатанные обломки серицит-хлоритовых филлитов (возможно, местного происхождения), нельзя назвать в строгом смысле базальными. Они слагают прослой в нижней части песчанниковой толщи вблизи ее контакта с метаморфическими сланцами. В целом урлешская свита залегает, по нашим наблюдениям, в виде субвертикальной, с кровлей на севере (судя по косой слоистости), моноклинали, вероятно, ограниченной разломами типа крутых надвигов и осложненной локальным гравитационным выполаживанием (рис. 5). Породы лахранской свиты оказываются при этом сильнее метаморфизованными, чем урлешские. Например, лахранские песчано-глинистые сланцы превращены в филлиты с мелкими изоклинальными кливажированными складками, чего не наблюдалось пока в урлешских песчаниках.

По набору пород (резко преобладают песчаники) и характеру их переслаивания урлешская свита ближе к флишоидной, чем к молассоидной. Отнесение ее к кембрию вызывает сомнение. Так, Г.И. Баранов [29] не исключает ее позднедевонского возраста (аналог пастуховской свиты).

Т а б л и ц а 1  
Значения абсолютного возраста пород для Большого Кавказа

Порода, минерал, литературный источник	Место отбора пробы	Структурно-формационная зона
Мусковитовый пегматит, мусковит, [8]	р. Гоначхир	Зона Главного хребта
Амфиболит, [12]	р. Аксаут	То же
Ортоамфиболит, [12]	р. Белая	Даховский массив
Кварцевый диорит, [12]	"	То же
Кварцевый диорит-порфирит, [12]	"	"
Гранит-пегматит, [12]	"	"
Кристаллические сланцы, мусковит, [8]	р. Даут	Бечасынская зона
Плагиигранит-порфир, полевошпат, [1]	р. Теберда	Зона Передового хребта
Экзоконтакт гранито-гнейса в серпентинитах, флогопит, [1]	р. Мощевая	Бечасынская зона

Обнаруженные нами в видимой кровле (рис. 5) урлешской свиты зеленые рыхлые песчаники, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов и биотита, очень похожи на туфопесчаники с риолитовой пирокластикой в составе толстобугорской свиты среднего карбона, слагающей низы разреза варисцийской (!) молассы. Поэтому нельзя исключить предположение о том, что урлешская свита — это отсутствующее в соседних зонах Большого Кавказа переходное звено между нижнекарбонным флишем и среднекарбонной молассой. Именно этим можно объяснить своеобразие облика и тектонической позиции свиты.

Лахранская свита верхнего силура — нижнего девона [29] не похожа на субплатформенные отложения. Это типично миогеосинклинальная формация — терригенно-карбонатный флиш с линзами внутриформационных конгломератов. Область размыта для флишевого прогиба (в том числе кембрийские известняки, обнаруженные в обломках [64]) могла располагаться достаточно далеко от самого прогиба, вплоть до Украинского щита. На обширный, материковых размеров характер области размыта указывает "зрелый", существенно кварцевый состав лахранских песчаников.

Зеленосланцевые вулканогенно-осадочные толщи (малкинская и шиджатмазская свита хасаутской серии) [33], относимые к протерозою, как залегающие ниже кембрийской урлешской свиты, вполне сопоставимы по набору пород со средним палеозоем Передового хребта, особенно с толщами, облекающими гнейсовое ядро Блыбского поднятия. Многие геологи [29] продолжают вслед за А.Л. Каденским (1956 г.) относить эти свиты к девону, хотя более метаморфизованные породы той же хасаутской серии — кварц-биотитовые сланцы и амфиболиты муштинской свиты относят уже к докембрию.

Если кристаллические сланцы Бечасынской зоны многие геологи считают докембрийскими, связанными с байкальским или более древними циклами, то прорывающие их гранитоиды ("красные" или "северные" граниты) почти единодушно считаются средне- или

Метод определения	К. %	<sup>40</sup> Ar, нг/г	Возраст млн. лет
Rb—Sr			790
K—Ar	1,00	0,074	860±40
K—Ar			760—700
K—Ar			645±10
K—Ar			570±10
K—Ar			490±10
Pb—Sr			865
K—Ar	0,33	0,0080	540
K—Ar	7,45	0,1446	455±20

верхнепалеозойскими, т.е. варисцийскими. Но отнесение этих типично позднекинематических, сопряженных с калишпатизацией гранитоидов к одному циклу, а метаморфизма — к другому неубедительно. Ведь неразрывная связь регионального метаморфизма и гранитообразования такого типа в рамках единого геосинклинального цикла — установленная закономерность, в том числе и в соседних зонах Кавказа [3, 74, 92, 98].

Значения изотопного возраста в табл. 1 для древних образований сочетаются с множеством более молодых значений, полученных для сходных пород в тех же зонах, но лучше согласующихся с геологическими данными (табл. 2). Подробнее об этом будет сказано при обосновании возраста отдельных формаций. Здесь же отметим, что некоторые из "древних" цифр явно нельзя истолковывать как время образования соответствующих пород. Например, возраст мусковитового пегматита с р. Гоначхир в 750 млн. лет невероятен, так как подобные пегматиты пересекают позднекинематические граниты, составляя их жильную серию, а средне- или позднепалеозойский возраст гранитов, точнее принадлежность их к варисцийскому циклу, ни у кого не вызывает сомнений. Столь же маловероятны ордовикский (450 млн. лет) возраст гранитоидов балки Мощевой и тем более принадлежность их каледонскому циклу [11], поскольку эти метаморфизованные и калишпатизированные плагииграниты ("гранито-гнейсы", по Г.Д. Афанасьеву), как будет показано при их описании, неразрывно связаны с коагматичными девонскими плагиириолитами (альбитофирами).

Вероятно, в природе локально действует какой-то механизм, смещающий изотопные соотношения в сторону не только "омоложения", но и "удревнения". Примеры завышенных значений K—Ar и Rb—Sr возрастов и их истолкование известны в литературе [5, 26]. Древние значения K—Ar возраста гранитоидов Нижней Теберды и Мощевой получены для образцов, взятых на контакте с серпентинитами. Досилурийский возраст последних сейчас подтверждается новыми данными [19], а контаминирующее влияние на гранитоиды отмечалось и ранее [11]. Все это наводит на мысль о возможности унаследования

Таблица 2  
 Результаты определения возраста пород Блыбского  
 и Ацгаринского поднятий Передового хребта  
 и их зеленокаменного обрамления

Проба	Порода, место взятия проб	Материал
7-41-1	Пегматит, Ацгаринско-Чиликская подзона Передового хребта	Мусковит
78П14	Плаггиогранит-порфир, Блыбское поднятие, хр. Белые Столбы	Валовая проба
7820ц4	Кварцевый альбитофир, р. Хацавита	То же
7818ж5	Кварцевый альбитофир, хр. Белые Скалы	"
7820И	Кварцевый порфириод (обломок из молассы С <sub>2</sub> ), р. Хацавита	То же
1/77	Плаггиогранит-порфир, Блыбское поднятие, р. Большая Лаба	Мусковит
2/77	Гнейсо-плаггиогранит, там же	"
3/77	Метаплаггиогранит, там же	"
4/77	Гнейсо-плаггиогранит, там же	"
5/77	Гнейсо-плаггиогранит, раннекинематический, там же	"
6/77	Биотит-мусковит-гранатовый плаггиогнейс, там же	"
20/77	Метаплаггиогранит, там же	"
21/77	Метаплаггиогранит, р. Хацавита	"

К, %	Радиогенный ар- гон, нг/г	Содержание		Возраст, млн. лет	Примечание
		<sup>40</sup> Аг <sub>рад</sub> , %	<sup>40</sup> Аг <sub>общ</sub>		
4,43±0,04 <sub>r</sub>	131,5±2,5	73; 85		384±10	М.Л. Сомин, лабора- тория ИГЕМ АН СССР Коллекция авторов, Лаборатория ИГЕМ АН СССР
0,74±0,03	10,7±0,6	39, 78		347±20	
1,38±0,04	34,7±0,8	46; 83		330±15	Коллекция авторов, ла- боратория ИГЕМ АН СССР
0,72±0,03	21,9±0,6	16; 78		392±20	
2,82±0,04	57,7±1,2	58,; 89		273±10	
9,02±0,07	224±3,5	80; 89		326±10	
8,44±0,06	207±3,0	84; 90		322±10	
9,05±0,07	222±3,5	86; 89		322±10	
9,26±0,07	229±3,5	83; 86		326±10	
9,05±0,07	217±3,0	81; 92		316±9	
8,64±0,07	208±3,0	81; 83		318±10	
9,13±0,07	223±3,5	87; 91		322±10	
8,54±0,07	206±3,0	84; 88		326±10	

изотопных соотношений от ассимилируемых или переплавляемых пород.

Отдавая предпочтение геологическим данным, мы сочли возможным рассматривать соответствующие породы в составе варисцийских формаций, вполне допуская докембрийский возраст какой-то части пород в низах стратиграфического разреза.

#### ПРОБЛЕМА ДОКЕМБРИЯ

Отсутствие достоверных проявлений доварисцийских циклов на Большом Кавказе не означает, что здесь нет докембрия в составе единого структурного этажа с нижним и средним палеозоем. Как известно, докембрий не всегда отделен от фанерозоя структурной перестройкой. Непрерывные переходы от рифея к палеозою в едином стратиграфическом разрезе описаны в Гималаях [28], Прибайкалье [88] и многих других складчатых областях. На Кавказе досилурийские подушечные базальты Передового хребта, слагающие, как выяснилось [19], вместе с габбро и серпентинитами видимое основание разреза зеленокаменных толщ среднего палеозоя, вполне могут принадлежать в какой-то своей части к докембрию, хотя и входят в состав варисцийской раннегеосинклинальной базальтоидной формации.

В соседних зонах стратиграфическим аналогом этих базальтов

являются туфотурбидиты, состоящие из переотложенного материала той же формации, но превращенные в зеленые сланцы и амфиболиты. Они также слагают видимое основание разреза [92, 93] ниже углеродистых сланцев предполагаемого силура и при видимой мощности в несколько километров, вероятно, продолжают в докембрий. Поэтому варисцийскую раннегеосинклинальную базальтоидную формацию мы датируем докембрием—нижнем палеозоем.

Ранее к близким, в сущности, выводам пришли Г.И. Баранов и С.М. Кропачев [29], допускавшие, что верхняя часть докембрийской метабазальтоидной буульгенской серии (улучиранская свита) относится уже к нижнему—среднему палеозою с естественным продолжением разреза кверху в виде среднепалеозойской лабинской серии.

Таким образом, варисцийский тектоно-магматический цикл, завершившийся в позднем палеозое субсеквентным вулканизмом и моласообразованием, мог начаться еще в докембрии в типично эвгеосинклинальном режиме на неизвестном, скорее всего, симатическом цоколе.

#### ПРОБЛЕМА КРИСТАЛЛИНИКУМА. ИНФРА- И СУПРАСТРУКТУРА

Термином "кристалликум" удобно обозначать все гнейсы, амфиболиты и прочие кристаллические сланцы, а также связанные с ними плутонические породы. Проблему кристалликума можно

сформулировать так: что представляют собой кристаллические сланцы данной складчатой области — сиалический цоколь (первозданный или сформированный в предшествующий геосинклинальный цикл) или метаморфизованные осадки и магматиты данного геосинклинального цикла? На Кавказе находки фауны в кристаллических сланцах лабинской серии Главного хребта [2, 67] доказали послеордовикский возраст исходных пород и принадлежность соответствующих частей кристаллиникума к варисцийским геосинклинальным образованиям. Уместно подчеркнуть, что эти находки подтвердили предположение о среднепалеозойском возрасте лабинской серии, сделанные ранее на основе сопоставления с менее метаморфизованными толщами Передового хребта [33], что лишней раз иллюстрирует правомерность подобных сопоставлений при решении проблемы кристаллиникума.

На Кавказе эта проблема, тесно связанная с проблемами доварисцийских циклов и докембрия, продолжает оставаться остро дискуссионной. Одни исследователи считают, например, кристаллиникум Главного хребта целиком варисцийским с ниже-среднепалеозойским возрастом исходных пород [3, 74], другие относят часть его (буульгенскую и макерскую серии) к комплексу докембрийского основания [29], первичные взаимоотношения которого с варисцийским структурным этажом замаскированы деформациями и метаморфизмом. В этой связи особое значение приобретает формационный анализ пород, прежде всего магматитов, в разных зонах метаморфизма. Как отмечалось, наши наблюдения подтверждают принадлежность кристаллиникума к варисцийским геосинклинальным образованиям во всех частях четырех структурно-формационных зонах Большого Кавказа с вероятным докембрийским возрастом некоторой части исходных пород.

Рассматривая проблему кристаллиникума, или, что то же самое, проблему цоколя геосинклинали, удобно воспользоваться понятиями "инфраструктура" и "супраструктура". Они введены Е. Вегманном (1932 г.) и развиты Л. Ситтером и Г. Цвартом [117, 119]. Инфраструктура, т.е. нижняя зона складчатого сооружения с мигматизацией и сложной дисгармоничной складчатостью в условиях повышенной текучести пород противопоставляется супраструктуре (верхней зоне), слабо или совсем неметаморфизованной, с менее напряженной складчатостью.

Инфраструктуру нельзя отождествлять с цоколем. Она формируется одновременно с супраструктурой. Инфраструктура складчатых сооружений, особенно фанерозойских, появляется на поверхности не столько вследствие полной денудации супраструктуры, сколько вследствие гнейсового диапиризма [91]. Благодаря этому супраструктуральные породы, образовавшиеся как осадки и вулканиты на поверхности литосферы, а затем перекристаллизованные на глубине в десятки километров, могут снова оказаться на поверхности на одном уровне с породами супраструктуры, имеющими близкий возраст либо относящимися к тому же циклу.

Именно такой случай мы имеем на Большом Кавказе. Кристаллиникум здесь в значительной мере — пластичные выступы варисцийской инфраструктуры. Однако нельзя отвергать возможное присутствие в варисцийской инфраструктуре каких-то древних сиалических ядер, так

или иначе переработанных, и даже наличие где-нибудь в зоне Южного склона выступов уже альпийской инфраструктуры. Поэтому расшифровка тектоно-магматической эволюции кристалликума приобретает важнейшее значение, а сама проблема перерастает в проблему механизма образования континентальной коры.

### ПРОБЛЕМА ШАРЬЯЖЕЙ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Открытие широкого распространения силура, в том числе нижнего, в Передовом хребте [82, 83], и тектонических покровов [15, 32] выявило гораздо более сложную тектоническую структуру Кавказа, чем считалось ранее.

Некоторые крупные синклинали (например, Джентинская) оказались псевдосинклиналями с более древними породами в ядре, а не в крыльях. Некоторые опорные разрезы (например, в долине Большой Лабы ниже Рожкао), считавшиеся моноклинальными (см. рис. 4), оказались сдвоенными и даже строенными, состоящими из слоеподобных тектонических чешуй, каждая из которых имеет свою последовательность стратиграфического разреза. Все это привело к существенному изменению датировки отдельных свит, что видно при сопоставлении стратиграфических схем (см. рис. 1), следовательно, и к вопросу о коренном пересмотре всей досреднекарбоневой стратиграфии Большой Кавказа и его структурно-формационного районирования.

Большинство геологов, описывающих тектонические покровы, считают их шарьяжами, т.е. очень пологими надвигами с горизонтальной амплитудой перемещения в десятки и сотни километров [28, 80, 81]. На разрезах изображаются многоэтажные нагромождения протяженных пологоволнистых тектонических пластин, в которые включены даже крупные интрузии, оторванные от своих "корней", например Чиликский массив [81] (см. рис. 2). Кристалликум Ацгаринско-Чиликской подзоны Передового хребта считается аллоконом, перемещенным из совсем других структурно-формационных зон вместе с пестрой серией интрузивных пород. Обособление тех или иных структурных зон связывается не с особенностями магматической, седиментационной и структурно-метаморфической эволюции, а по существу, со случайной комбинацией пологих и крутых разломов.

Наши наблюдения показали, что на Кавказе, как и в Гималаях, Прибайкалье и других горно-складчатых областях [8, 88, 91], покровы есть результат гравитационного расползания поднимающихся блоков, ограниченных на глубине крутыми разрывами с их выполаживанием кверху. Амплитуда горизонтального перекрытия вряд ли превышает 10—15 км. В качестве поднимающихся блоков часто выступают метаморфические диапиры (пластичные грибообразные вздутия инфраструктуры), в том числе и в случае Ацгаринского покрова (рис. 6).

В пользу нашей трактовки образования тектонических покровов говорят следующие факты.

1. Непосредственно наблюдаемое выполаживание кверху крутозалегающих пород и сместителей крутых разломов в тесной связи

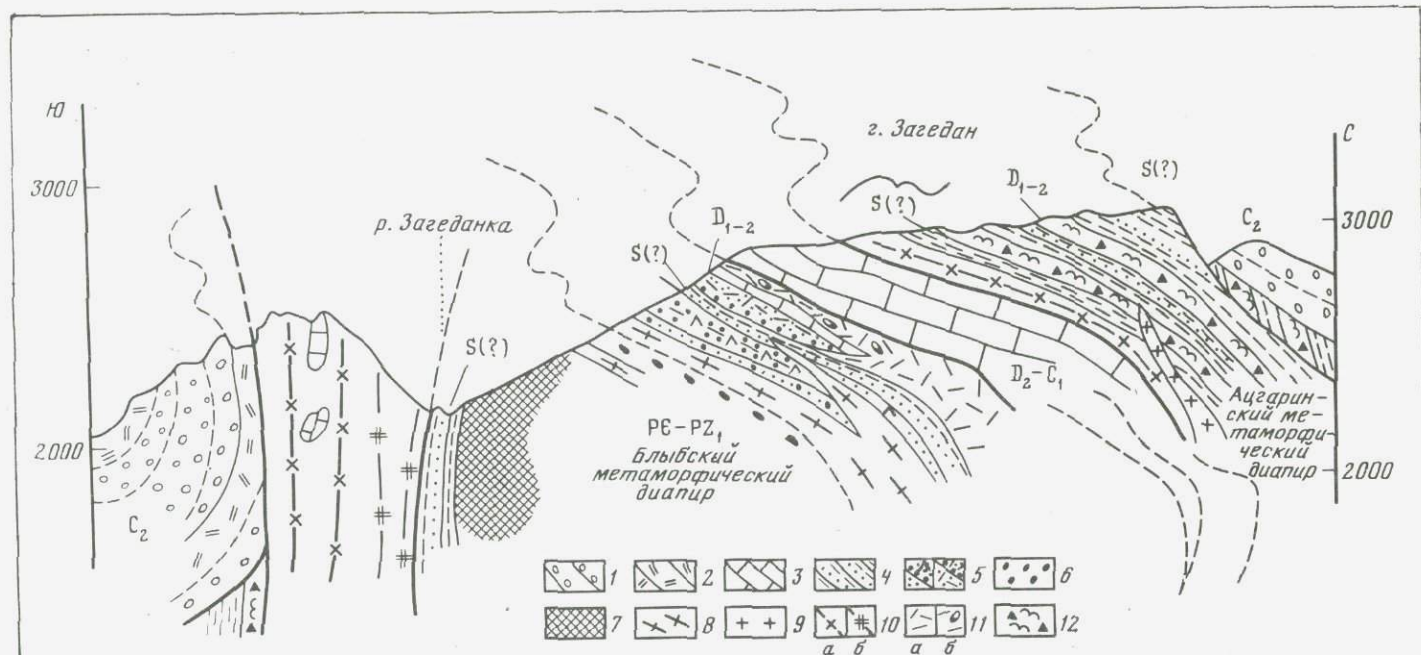


Рис. 6. Ацгаринский тектонический покров в районе горы Загедан  
 1 — моласса среднего карбона; 2 — туфы биотитовых риолитов; 3 — известняки; 4 — углеродистые метapelиты и метapесчаники; 5 — туфотурбидиты: базальтовые (а) и кислые (б); 6 — амфиболиты; 7 — серпентиниты; 8 — раннекинematические гнейсоплагиограниты, 9 — посткинematические тоналит-

и плагииогранит-порфиры; 10 — позднегeосинклинальные рогообманковые габбро и тоналиты (а), в том числе калишлатизированные (б); 11 — раннегeосинклинальные субвулканические плагииориолиты (а) и вулканогенные конгломераты с обломками плагииогранитов и плагииориолитов (б); 12 — микропорфиронды ("аркозоиды")

с крупными формами горного рельефа, современного или предполагаемого древнего: падение внутрь склона, псевдоантиклинали вдоль крупных продольных долин и псевдосинклинали вокруг некоторых вершин, структуры "лацкана" и "пропеллера", т.е. резкая и плавная смена падения каких-либо поверхностей на противоположное по мере их прослеживания по простиранию.

2. Наложение выполаживания на крутошарнирные складки лево- или правосдвигового типа, которые могут образоваться лишь в субвертикально залегающих слоях, а также на многофазные трещинные интрузии протогнейсовидных, с субвертикальной расслоенностью пород позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой формации (Чиликский и Загеданский массивы и т.д. (рис. 4, 6).

3. Развитие в участках выполаживания характерных каскадных складок, которые деформируют все ранние тектонические структуры, наблюдаемые в масштабе образцов и обнажений (в том числе складки и линейность, по крайней мере, двух генераций). Чаще всего они имеют облик обратных складок волочения, "сползающих" по уклону складкообразующей поверхности независимо от ее природы (напластование, магматическая или метаморфическая расслоенность, сместитель разлома) независимо от нормальной или опрокинутой стратиграфической последовательности. Каскадные складки образуются вследствие эффекта волочения при межслоевом проскальзывании, вызванном гравитационным выполаживанием крутых слоев, которые лишаются боковой опоры в ходе неравномерной денудации [88]. Механизм этого процесса показан на схеме (рис. 7). Каскадные складки широко проявлены во всех зонах Большого Кавказа, как и всех других горно-складчатых областях (Гималаи, Альпы, Прибайкалье и т.д.), но об этом редко упоминается в литературе, особенно отечественной. Очевидно, это объясняется тем, что каскадные складки не отделяют от складок иного происхождения, хотя впервые они были описаны как гравитационные "структуры каскада" более 40 лет назад [105]. На Кавказе, в частности в джентинских мраморах, слагающих куэстообразную псевдомоноклинал (рис. 4, 6) в Приводораздельной части Передового хребта, каскадные складки являются складками, по меньшей мере, третьей генерации ( $F_3$ ). Они отчетливо деформируют крутошарнирные складки  $F_2$  лево- и правосдвигового типа, которые, в свою очередь, могли образоваться лишь в уже крутопоставленных слоях, т.е. подвергшихся ранней изоклиальной складчатости  $F_1$ .

4. В полосе выходов кристалликума, считающегося аллохтоном — эрозионным останцом шарьяжа (ацгаринского и др.), пологое залегание не повсеместно. Оно сочетается с субвертикальным залеганием, иногда осложненным каскадными складками, как в центральных, так и в периферических частях, в том числе в "центриклиналях" псевдосинформ, где устойчивые субвертикальные залегания при антикавказском простирании нельзя объяснить иначе, чем диапиризмом.

5. Диапировая природа кристаллосланцевых массивов (Влыбского, Ацгаринского, Дамхурцевского и т.п.) подтверждается ослаблением метаморфизма от центра к периферии и одновременно вверх по стратиграфическому разрезу, о чем свидетельствует положение града-

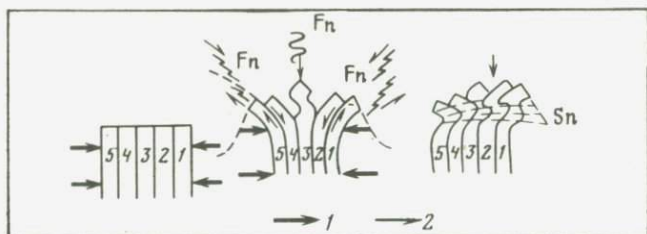


Рис. 7. Схема механизма образования гравитационных каскадных складок в моно-клинальной пачке крутопадающих слоев, лишаящихся боковой опоры в ходе неравномерной денудации

1 — действующие силы, 2 — относительное перемещение слоев,  $F_n$  — конфигурация складок волочения,  $S_n$  — "каскадный" кливаж

ционной слоистости в метатурбидитах. Правда, концентрический характер метаморфической зональности часто бывает нарушен неизбежным при диапиризме пережиманием отдельных толщ и даже зон.

Все изложенное позволяет сохранить традиционное разделение Большого Кавказа на четыре структурно-формационные зоны и считать их полностью автохтонными, длительно, на протяжении и вариссийского и альпийского циклов, развивавшихся на тех местах, где они находятся. Наши представления отражены в геологической карте и разрезах к ней для района (см. рис. 3, 4) верхнего течения рек Малая и Большая Лаба, Зеленчук и Маруха, послужившего главным полигоном для исследования вариссийских магматических формаций.

#### О ПОДХОДАХ К ВЫДЕЛЕНИЮ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЮ ИХ ВОЗРАСТА

С позиции развития уже использованного в литературе определения [23, 24] мы здесь понимаем под магматической формацией всю совокупность продуктов магматизма той или иной стадии тектономагматической эволюции, связанных между собой пространственно и во времени, включая сюда собственно вулканиты (лавы, туфы), туфотурбидиты, субвулканиты, криптовулканиты, гипабиссальные и глубинные магматиты, а также все метаморфизованные эквиваленты этих пород, если их можно коррелировать по возрасту.

Таким образом, в магматическую формацию мы здесь включаем и собственно магматиты, и магматогенные породы типа туфотурбидитов, и метаморфические эквиваленты тех и других.

Вопрос о возрасте магматических формаций, особенно метаморфизованных, еще больше усложнился в свете новых геологических данных, изложенных выше. Например, толща вулканитов, залегающая поверх фаунистически охарактеризованных слоев, совсем не обязательно будет моложе последних. Она может оказаться тектонической чешуей, сложной гораздо более древними породами, как это произошло с раннегеосинклинальной базальтоидной формацией, переводимой теперь из девона—нижнего карбона в досилур [19].

В этом и большинстве других случаев возраст магматических формаций определяется по соотношению с осадочными толщами известного возраста, которое истолковывается на основе тех или иных

представлений о тектонической структуре. Прямое определение возраста магматитов по органическим остаткам возможно только в редких случаях. Для варисцийских формаций нам известны лишь два примера такого рода, оба из зоны Передового хребта: 1) обнаружение Л.Д. Чегодаевым [82] граптолитов нижнего силура в кремнистых прослоях среди подушечных базальтов в районе горы Кизилкол, опровергнувшее прежние представления о среднедевонском возрасте кизилкольской свиты, 2) собственная находка у с. Рожкао в пепловых риолитовых туфах толстобугорской свиты отпечатка флоры, определенного С.В. Мейеном (ГИН АН СССР) как *Cordaites* sp., что не противоречит общепринятому среднекарбонному возрасту свиты.

Установление возраста варисцийских магматитов осложняется тем, что в свете новых данных уже нельзя безоговорочно использовать ранее принятые схемы стратиграфии [31, 33], даже в их модифицированном варианте [29]. Возраст многих свит, считавшийся надежно установленным по фауне и флоре, оказывается неясным или дискуссионным. Особенно важен вопрос о возрасте джентинской карбонатной и андрюкской флишевой толщ — главных маркирующих горизонтов в зоне Передового хребта, с которыми сопоставляются и свиты лабинской серии в зоне Главного хребта.

Относимые раньше к среднему кембрию по находкам археоциат [69] эти мраморы сейчас, после дискредитации упомянутых находок как органических образований [18], датируются верхним девоном — нижним карбоном на основе сопоставления с пастуховской свитой, а также по находкам микрофауны [33, 34]. В тех же пределах датируются аналоги (точнее продолжение) джентинских мраморов на всей южной периферии Передового хребта (в частности, мраморы Джамагатского карьера у горы Теберда и мраморы Тырнауза), а также мраморы в северном крыле Джентинской псевдосинклинали и в составе лабинской серии в зоне Главного хребта [31, 74]. Послекембрийский, точнее послеордовикский, возраст джентинских мраморов очевиден, так как в них довольно обычны остатки криноидей. Однако, против отнесения всех мраморов к верхнему девону — нижнему карбону, т.е. к самым верхам собственно геосинклинального разреза, говорят следующие факты и соображения.

1. В нижней части джентинской толщи нами обнаружено переслаивание мраморов и плагиориолитовых туфотурбидитов. Характерные кварцевые вулканогенные конгломераты с обломками плагиориолитов и плагиогранитов также залегают внутри мраморов (см. рис. 6), а не под ними, как считалось раньше [46]. В Джамагатском карьере среди мраморов, смятых в изоклинальные складки, встречены интрузивные жилы рассланцованных альбитофиров (рис. 8). Во всех случаях плагиориолиты (кварцевые альбитофиры) оказываются или одновозрастными с джентинскими известняками, или несколько моложе их или их аналогов. Но считать плагиориолиты нижнекарбонными нельзя, поскольку их галька и галька плагиогранитов довольно обычны во флишеидных конгломератах андрюкской свиты вместе с галькой известняков, в которых определена фауна среднего девона [29].



Рис. 8. Интрузивные жилы (темное) метаплагиориолитов (кварц-альбитовых порфириодов) среди мраморов Джамагатского карьера, параллелизуемые с джентинскими известняками

Пастуховская свита в своем стратотипе на горе Пастухова совсем не похожа на джентинскую. Она не только слабее метаморфизована, но и содержит прослой кварцевых песчаников, отсутствующих в джентинской толще, а вулканогенные конгломераты с обломками плагиориолитов и плагиогранитов залегают там явно ниже по стратиграфическому разрезу, причем, вероятно, отделены от пастуховской свиты несогласием (рис. 9). Симптоматично, что именно в этом участке, на побережье р. Марухи С.М. Кропачев [45] обнаружил среди филлитов нижнего карбона клиппен среднедевонских известняков с обильной определяемой фауной. Именно эти известняки нам представляются стратиграфическим аналогом джентинских, которые мы и относим условно к среднему и отчасти нижнему девону вместе с залегающими среди них плагиориолитами.

Не считая возможным оспорить нижнекарбонный возраст микрофауны, обнаруженной в карбонатных прослоях среди пачки филлитов примерно в 38 м выше подошвы джентинских мраморов в верховьях р. Загеданки [34], предложим такой вариант разрешения возникшего противоречия.

Эти филлиты, возможно, представляют собой подошву глинистокарбонатной толщи нижнего карбона, смятой в изоклиналиную синклинали, которая как бы вложена в такую же, осложненную чешуйчатыми разрывами синклинали среднедевонских известняков. Отсутствие верхнего девона, представленного в зоне Передового хребта флишем, можно объяснить стратиграфическим перерывом или тектоническим пережиманием. Об исключительно сильной деформированности джентинских мраморов говорят наблюдаемые в них изоклиналиные складки (см. рис. 8), а также линейность растяжения, которая

обнаруживается на плоскостях сланцеватости практически в любом образце мрамора и ориентирована вдоль линии падения ( $a$  — линейность растяжения). Предлагаемая трактовка отражена на геологических разрезах (см. рис. 4) и схеме корреляции (рис. 9). В пользу такой трактовки косвенно свидетельствуют и новые данные по андрюкской свите.

Андрюкская (бахмуткинская, артыкчатская) свита протягивается вдоль северной периферии зоны Передового хребта (р. Андрюк, урочище Кривой мост на Большой Лабе, р. Бахмутка, аул Нижняя Теберда, пос. Поляна на р. Кубани), образуя как бы южное филлитовое обрамление кристаллиникума Бечасынской зоны. В составе свиты преобладают углеродистые филлиты, которые переслаиваются с полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В конгломератах встречаются обломки кварца, кремней, известняков (в том числе с фауной  $D_2$  [29]), плагиориолитов и плагиогранитов, серпентинитов с хромитом, метагабброидов и др. В песчаниках и гравелитах, как правило, видна градационная слоистость, позволяющая определять стратиграфическую последовательность при субвертикальном или опрокинутом залегании, а также встречаются другие признаки флишевых турбидитов (иероглифы подошвы и кровли и т.п.).

Андрюкскую свиту принято датировать средним [29] или нижним — средним девонам [33], хотя упомянутые находки фауны среднего девона сделаны в обломках и, следовательно, определяют лишь нижний предел возраста (моложе  $D_2$ ). Очевидно, решающую роль при таком занижении датировки свиты сыграло ее согласное залегание ниже вулканогенной колчеданосной толщи (сосновской свиты урупской серии), обычно относимой к среднему девону.

В южной периферии зоны Передового хребта у с. Картджурт аналоги урупских вулканитов (контрастная диабаз-альбитофировая ассоциация кизилкольской свиты) залегают под флишеидной картджуртской свитой (карачаевской серией), датируемой или нижним карбоном, или верхним девонам в зависимости от того, считать ли глыбы известняков с фауной среднего и верхнего девона в ее конгломератах обломками или биогермами [29, 49]. По нашим наблюдениям, картджуртская свита в своем стратотипе является близким литологическим и формационным аналогом андрюкской свиты, вероятно, того же возраста, а кажущееся залегание последней под урупскими вулканитами объясняется образованием локального тектонического покрова при гравитационном расползании поднятого блока, сложенного додевонскими базальтами и среднедевонскими плагиориолитами. Сама же андрюкская свита — это чешуйчатый обрывок более молодых, скорее всего верхнедевонских отложений, аналоги которых обнаруживаются и поверх урупских вулканитов, отделяясь от них толщиной кислых туфотурбидитов, сопоставляемых с джентинскими туфотурбидитами.

Следует добавить, что датировки андрюкской свиты по органическим остаткам весьма противоречивы. Помимо фауны среднего девона, в обломках известняков упоминается и фауна нижнего карбона [33]. Но в то же время в полосе выходов свиты сделаны находки флоры

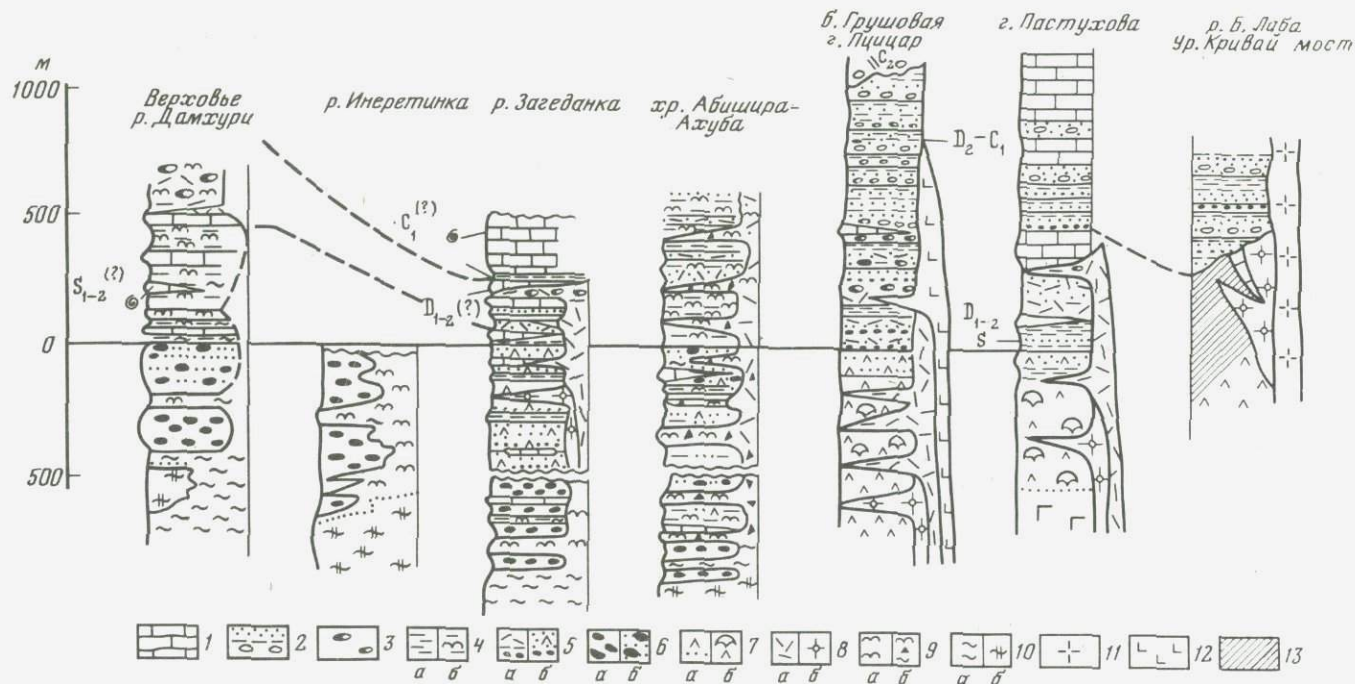


Рис. 9. Схема предполагаемой корреляции разрезов в разных структурно-формационных подзонах района

1 — известняки; 2 — песчано-глинистые сланцы и конгломераты с кварцевой галькой; 3 — вулканогенные метаконогломераты с обломками плагиигранитов; 4 — углеродистые филлиты (а) и слюдяные сланцы (б); 5 — кислые (а) и основные (б) туфотурбидиты; 6 — амфиболиты (а), в том числе с градационной

слоистостью (б); 7 — метабазальты (а), в том числе с подушечной отдельностью (б); 8 — метаплагиорнолиты (а) и метаплагиограниты (б); 9 — светлые слюдяные сланцы (а) и микропорфиroidы — "аркозоиды" (б); 10 — плагииgneйсы (а) и гранитоgneйсы (б); 11 — посткинematические граниты; 12 — габбро-диабазы; 13 — серпентиниты

среднего девона [63] и граптолитов нижнего силура [82]. Не удивительно, что Л.Д. Чегодаев и его сотрудники (устное сообщение), составившие на основе новых биостратиграфических данных Геологическую карту Карачаево-Черкесии, датировали андрюкскую свиту достаточно неопределенно — S:C<sub>1</sub>. Считать эту свиту непрерывной серией осадков столь широкого возрастного диапазона нельзя, хотя бы из-за отсутствия в ней такого характерного и мощного маркирующего горизонта, как кислые туфотурбидиты. Граптолитовые сланцы нижнего силура вместе с ассоциирующими основными вулканитами встречаются во флишевой толще в виде линзовидных блоков, которые являются или тектоническими клиньями подстилающего флиш фундамента, или олистостромами, т.е. пластообразными блоками того же фундамента, сползшими во флишевой бассейн еще в период седиментации. К такому же выводу пришли Ю.Я. Потапенко и Е.В. Хаин (личное сообщение, 1980 г.), изучавшие залегание граптолитовых сланцев у пос. Поляна на Кубани. По существу выходы андрюкской свиты вдоль северной периферии зоны Передового хребта маркируют самостоятельную, со своим типом разреза структурно-формационную подзону, которую можно назвать андрюкской.

Учитывая все это, мы считаем андрюкскую свиту и ее аналоги средне-верхнедевонским терригенно-вулканомиктовым флишем, который вместе с терригенно-карбонатным флишем верхнего девона — нижнего карбона (пастуховская, агурская, гидамская, кыркольская свиты) венчает собственно геосинклинальный вариссийский разрез. В основании терригенно-вулканомиктового флиша, очевидно, имеется несогласие. Оно незначительно там, где этот флиш ложится на кислые вулканогенные турбидиты (балка Грушовая, балка Никитина), и гораздо более резкое на контакте с додевонскими вулканитами сосновской или кизилкольской свит. Из-за противоречивости фаунистических определений и сложной дислоцированности возрастные соотношения между терригенно-вулканомиктовым и терригенно-карбонатным флишем остаются неясными. Вероятно, последний залегает выше с перерывом и несогласием, хотя фациальное замещение также нельзя исключать. За неимением более определенных данных мы обозначили на прилагаемой карте и разрезах (см. рис. 3, 4) обе разновидности флиша средним девонем-нижним карбоном.

Использование радиометрических методов для датировки магматических формаций затруднено тем, что часто неясно, особенно в случае метаморфизованных магматитов, какое именно геологическое событие отражает данная цифра возраста. Время поднятия и остывания? Время метаморфизма? Время кристаллизации исходных пород? Возраст исходного материала для генерации анатектических расплавов? К этим вопросам мы еще вернемся при описании формаций.

Решающее значение структурно-геологического подхода к определению возраста магматических формаций и даже к выделению некоторых из них хорошо видно на примере раннегеосинклинальной плагиигранит-плагииориолитовой формации, впервые выделенной нами [92]. Плагииориолиты (кварцевые альбитофиры), обычно трактуемые как эффузивы в составе контрастной (диабаз-альбитофировой, или спилит-

кератофировой) формации, оказались субвулканическими силлами, вероятно, ранне- или среднедевонского возраста, внедрившимися в более древние, вероятно, доверхнесилурийские базальтоидные вулканы и туфотурбидиты. Одним из доводов в пользу такой трактовки стало положение их в стратиграфическом разрезе: всегда поверх более основных пород (или вулканитов, или туфотурбидитов).

Выделяемые нами варисцийские магматические формации, несмотря на условность и дискуссионность возрастных датировок многих из них, выстраиваются в следующий вертикальный ряд, который отчасти может иметь и латеральный характер:

- |   |   |
|---|---|
| 1) ультрабазиты нерасчлененные  | РЕ—PZ;                                  |
| 2) раннегеосинклиальная базальтоидная формация                            | РЕ—PZ <sub>1</sub> ;                    |
| 3) раннегеосинклиальная плагиогранит-плагио-<br>риолитовая формация       | D <sub>1-2</sub> ;                      |
| 4) формация раннекинematических гранитоидов                               | PZ <sub>2</sub> ;                       |
| 5) позднегеосинклиальная щелочно-базальтоидная<br>(порфирировая) формация | D <sub>3</sub> ;                        |
| 6) позднегеосинклиальная габбро-тоналитовая формация                      | D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub> ;        |
| 7) формация позднекинematических гранитоидов                              | C <sub>1</sub> или PZ <sub>3</sub> (?); |
| 8) ранняя субсеквентная риолитовая формация                               | C <sub>2</sub> ;                        |
| 9) поздняя субсеквентная андезит-трахиандезитовая формация                | P <sub>1</sub> ;                        |
| 10) формация посткинematических гранитоидов                               | PZ <sub>3</sub> .                       |

Последние четыре формации, как уже отмечалось, здесь не будут подробно рассматриваться.

### ГЛАВА III ВАРИСЦИЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

#### УЛЬТРАБАЗИТЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Данная формация объединяет многочисленные тела серпентинизированных ультрабазитов, широко распространенных в пределах всех структурных зон Большого Кавказа как в зеленосланцевых, так и в кристаллических комплексах и являющихся, по современным представлениям [19, 60, 81], главной определяющей частью офиолитового комплекса вместе с нередко ассоциирующими с ними габброидами и базитовыми вулканитами.

В современной структуре ультрабазиты представлены в основном протрузивными телами линзообразной формы, подчиненными главным структурным элементам и имеющими в связи с этим преимущественно общекавказское простираение, согласное с вмещающими толщами. В участках поперечных структур они залегают также согласно с вмещающими породами (например, Маркопиджский массив). Размеры ультрабазитовых залежей — от линз мощностью в дециметры до крупных массивов протяженностью в десятки километров; они интенсивно деформированы — рассланцованы, развальцованы, будинированы. В пределах Бечасынской зоны наиболее крупными являются

Беденский, Малкинский массивы, в зоне Передового хребта — Тхачский, Малокафарский, Кизильчукский, а также более мелкие массивы Блыбского поднятия по рекам Закан, Загеданка, Маркопидж, Уруштен, в бассейнах рек Зеленчук, Теберда, Даут, Кубань; в зоне Главного хребта — в бассейнах рек Дамхурц, Мамхурц, Санчаро, Учкулан, в истоках Кодори и других местах.

Исследование первичного вещественного и химического состава ультрабазитов чрезвычайно затруднено не только в связи с интенсивной серпентинизацией, являющейся главным процессом изменения, но и с широким развитием метасоматической переработки с преобразованием их в низко- и высокотемпературные метасоматиты: талькиты, листвениты, актинолитиды, хлорит- и фуксит-содержащие карбонатные породы, а также гранат-пироксеновые, роговообманковые, биотитовые и другие породы, детально описанные В.В. Плошко [60] и другими исследователями.

Кроме этого, в ряде мест отмечаются вторичные пироксениты: так, А.А. Медведкова и Ю.И. Блинов [51] считают диопсидиты Тырнауза образованиями, связанными с метасоматическим воздействием гранитной магмы на первичные оливиниты и перидотиты. Подобные вторичные бронзититы описаны В.В. Плошко [60] в бассейне р. Лабы в зоне Передового хребта, а в массивах р. Кубань он наблюдал вторичные диаллагиты.

Ультрабазиты Кавказа, по данным В.В. Плошко [60], О.Ш. Надарейшвили [58] и др., представлены серией серпентинизированных пород: гарцбургитов, лерцолитов, дунитов, пироксенитов, верлитов и др. Хотя ультрабазиты и не были предметом нашего специального изучения, следует отметить некоторые наблюдения, важные для интересующего нас формационного аспекта. Так, отмечаемые среди гнейсов и кристаллических сланцев Главного хребта слабо серпентинизированные перидотиты, не являясь изофациальными с вмещающими их породами, скорее всего, представляют собой оливиниты — метаморфические породы. Они образовались в процессе прогрессивного метаморфизма в результате дегидрации серпентинитов, т.е. как вторичные перидотиты, описанные еще в 1931 г. В.С. Коптевым-Дворниковым и Е.А. Кузнецовым на Среднем Урале, а также В.Ф. Морковкиной [56] на Полярном Урале. Серпентинизация ультрабазитов могла происходить неоднократно. Что касается эклогитов, описанных в ряде мест Передового хребта [77], то они повсеместно встречаются вместе с серпентинитами (возможно, продуктами серпентинизации уже вторичных перидотитов) и залегают среди метаморфитов зеленосланцевой фации, т.е. обнаруживают явные признаки перемещения с больших глубин. Совершенно очевидно, что в описанных случаях это "всплывание" эклогитов происходило совместно с протрузиями серпентинитов.

Обилие ультрабазитовых тел в разных зонах доюрского основания Кавказа, ассоциация их с эклогитами, габброидами и базальтами являются хорошим аргументом в пользу представлений о симатическом цоколе варицийской геосинклинали. Следует отметить, что в одной из работ О.Ш. Надарейшвили [58], посвященной габбро-

гипербазитовой формации зоны Главного хребта, наименее изученной в этом плане, эта формация рассматривается также как офиолитовая инициальная досреднепалеозойская ассоциация, определяющая типично эвгеосинклинальный характер изученной им зоны, хотя автор и склонен считать ее реликтом каледонского офиолитового комплекса. В этой связи необходимо сказать, что к настоящему времени какие-либо четкие критерии для разделения ультрабазитов Кавказа на разновозрастные формации еще не получены, что связано с протрузивным характером их залегания, дислоцированностью, высокой степенью гидротермально-метасоматической переработки и др. Это указывает на весьма сложную последовательность метаморфических преобразований ультрабазитов и значительно затрудняет расшифровку их геологической и петрологической истории, как справедливо отмечает Д.С. Штейнберг [97] по поводу уральских серпентинитов. Мы не можем определенно сказать пока, какие именно ультрабазиты и сколько их генераций входит в состав офиолитовой серии, а какие из протрузий являются доофиолитовыми фрагментами симатического основания эвгеосинклинали.

Однако уже сейчас можно наметить два типа ультрабазитов в двух разных ассоциациях. Первый из них — серпентиниты в долине р. Кыфар, которые находятся в тесной связи с габброидами и подушечными базальтами [19]. Это члены офиолитовой раннегеосинклинальной ассоциации, в понимании Ж. Обуэна [59], — отторженцы вулканических офиолитовых покровов, и в данном случае возраст ультрабазитов может быть раннепалеозойским, близким к возрасту базальтов, а сами серпентинизированные ультрабазиты могут быть породами типа коматиитов. Химические аналоги коматиитов на Кавказе имеются (табл. 3).

Второй тип ультрабазитов — серпентиниты Блыбского поднятия, где они внедряются в туфотурбидитовые толщи и где с ними ассоциируют глубинные эклотиты. В этом случае серпентиниты могут быть более древними, возможно, докембрийскими и являться фрагментами меланократового основания геосинклинали.

Процесс протрузии серпентинитов происходил, очевидно, неоднократно. Обломки серпентинитов описаны в среднепалеозойской терригенно-вулканомиктовой флишоидной толще, соответствующей андрюкской (бахмуткинской) свите, в которую обломки серпентинитов попадали вместе с обломками известняков с фауной среднего девона [29]. Ю.Я. Потапенко и Н.И. Пруцким гальки серпентинитов описаны в бассейне р. Кубань [65], а нами обломки серпентинита с хромитом обнаружены в андрюкской свите в долине Большой Лабы (урочище Кривой мост). Все это свидетельствует о размыве серпентинитов еще в среднем девоне. О более поздних протрузиях свидетельствует псевдосогласный контакт близ устья р. Закан расланцованных серпентинитов и конгломератов среднего-верхнего карбона, переполненных гальками серпентинитов.

Химический состав серпентинитов, по данным В.В. Плоско [61], свидетельствует о перидотитовом составе родоначальной ультрабазитовой магмы (табл. 3). Им отмечено, что соотношение Cr, Ni и Co

Таблица 3  
Химический состав ультрабазитов

N пп	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	38,85	Сл.	2,38	3,18	6,75	0,21	46,09	1,20	Сл.
2	35,27	0,71	6,92	6,39	4,46	0,28	29,66	3,72	1,08
3	38,36	—	2,68	5,85	2,88	0,13	39,20	1,15	—
4	37,12	—	0,59	3,92	3,52	0,31	39,47	1,16	—
5	41,05	Сл.	2,75	2,07	4,75	0,11	40,35	2,34	0,08
6	39,90	0,14	2,25	2,08	5,97	0,14	41,29	1,44	0,10
7	44,72	0,52	3,25	6,02	5,52	0,19	25,35	6,97	0,49
8	41,46	0,31	2,70	5,63	4,35	0,17	30,58	4,29	0,15

Т а б л и ц а 3 (окончание)

N пп	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Cl, F	Сумма	Номер образца
1	—	0,02	0,94	0,18	—	—	—	99,86	2366
2	0,32	0,40	10,72	0,12	—	Сл.	—	100,05	2337
3	Сл.	0,22	9,52	0,12	—	—	—	100,11	2379
4	—	1,02	11,87	—	—	0,07	—	99,45	—
5	0,01	0,11	5,36	—	0,36	—	0,06	100,37	—
6	0,03	0,30	4,87	—	—	—	—	99,51	—
7	0,05	0,21	5,58	—	0,26	—	—	—	—
8	0,03	0,22	8,81	0,02	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — оливинит, р. Гвандра, Намшихский массив [58]; 2 — оливинит, там же [58]; 3 — дунит, там же [58]; 4 — серпентинизированный гарцбургит, Малкинский массив [61]; 5 — гарцбургит, гора Закан [61]; 6 — гарцбургит, там же [61]; 7 — средний состав трех метаперидотитов (перидотитовых коматитов) формации Сандспрайт [118]; 8 — средний состав восьми перидотитовых коматитов из формации Комати [118].

(Cr = Ni > Co), характерное для эталонных содержаний этих элементов, сохраняется. По содержанию алюминия, железа, кальция, магния, титан-железному отношению ультрабазиты Кавказа близки к эталонному гарцбургиту.

#### РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ БАЗАЛЬТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В эту формацию включены разнофациальные и в различной степени метаморфизованные продукты раннегеосинклинального инициального базитового вулканизма, развитые во всех структурных зонах Большого Кавказа (Главного хребта, Передового хребта и Бечасынской) и особенно в зоне Передового хребта, где они неоднократно описаны в составе вулканогенной урупской серии, главным образом в сосновской свите и ее аналогах Т.Я. Гончаровой, Д.С. Кизевальтером, М.И. Никитиной, Н.П. Лупановой, Е.А. Снежко, А.М. Деминым, С.М. Кропачевым, И.В. Крутем, Г.И. Барановым и др. В фациальном отношении среди инициальных базитов мы выделяем продукты собственно вулканитовой фации — подушечные базальты, диабазовые порфириты и их туфы и образования туфотурбидитовой фации (туфопесчаники и туфогравелиты с градационной слоистостью).

## Базальты вулканитовой фации

Петрографические и петрохимические особенности базальтовых вулканитов сосновской (кизилкольской) свиты урупской серии достаточно хорошо изучены [17, 29, 38]. Это зеленокаменно-измененные, в разной степени рассланцованные темно-зеленые или зелено-серые породы, нередко подушечного сложения, массивной или миндалекаменной текстуры.

Развиты как порфиновые, так и афировые разности однообразного и простого состава. Среди порфириновых преобладают плагиоклазовые базальты, реже пироксен-плагиоклазовые; пироксеновые играют подчиненную роль. Содержание фенокристов редко превышает 10—20% объема породы; размер их достигает 2—3 мм. Пироксен (авгит) является единственным первичным минералом базальтов; обычно он в той или иной степени хлоритизирован или актинолитизирован. Плагиоклаз везде представлен вторичным альбитом (2—8% *Al*) и содержит мелкозернистые включения эпидота и кальцита. Миндалины заполнены кварцем, кальцитом или пумпеллитом. Основная масса часто сохраняет микролитовую структуру и состоит из микролитов альбита в лейкоксен-эпидот-хлоритовом или карбонатно-хлоритовом агрегате с примесью пирита, гематита. В зонах интенсивного рассланцевания породы превращены в плагиоклазовые порфиритоиды с реликтами микролитовой структуры в альбит-эпидот-хлоритовой или эпидот-актинолитовой основной массе.

Инициальные базальтоиды урупской серии характеризуются слабой дифференциацией по составу: андезиты в разрезах серии встречаются в резко подчиненных количествах [37]. В целом по составу эта формация в зеленокаменных зонах Передового хребта приближается к типу толеитовых базальтов континентов, отличаясь пониженным содержанием  $\text{CaO}$  и повышенным —  $\text{Na}_2\text{O}$ , что, несомненно, является следствием метаморфических процессов. Процесс альбитизации с выносом кальция привел и к некоторому увеличению содержания кремнезема (до 54—55%). Средний состав базальтоидов урупской серии, по данным А.М. Демина, С.М. Кропачева, И.В. Крутя [37], отвечает следующим содержаниям:  $\text{SiO}_2$  — 51,68;  $\text{TiO}_2$  — 0,67;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,84;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 6,06;  $\text{FeO}$  — 6,30;  $\text{MnO}$  — 0,15;  $\text{MgO}$  — 5,82;  $\text{CaO}$  — 5,35;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,47;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,83 (48 анализов). В целом это породы, насыщенные кремнеземом, хотя изредка появляются разности, содержащие нормативный оливин.

Видимые мощности разрезов сосновской свиты и ее аналога — кизилкольской свиты сложены преобладающими метабазами (спилитами с подушечной отдельностью, порфиритами, зелеными туфобрекчиями, туфами) с подчиненным количеством метаандезитов и других пород, колеблются в разных участках Передового хребта от 400—600 до 1000—2000 м и достигают максимума в бассейне р. Даут [29]. Туфы базальтового слоя в основном преобразованы в зеленые альбит-хлорит-эпидотовые или актинолитовые сланцы и в ассоциации с собственно базальтами относительно редки.

## Базальтовые метатуфотурбидиты

Туфотурбидиты до наших работ на Кавказе не были выделены. Однако в ряде разрезов Передового хребта и Бечасынской зоны подобные зеленые сланцы, которые описывались как метатуфопесчаники, играют преобладающую роль, чередуясь с подчиненными породами иного состава (известняками, кислыми вулканитами и пр.).

В этих породах нами во многих местах обнаружена градационная слоистость (рис. 10), что позволяет считать эти породы туфогенными турбидитами, состоящими из базитового пирокластического материала, переотложенного турбулентными потоками в относительно глубоководные участки морского бассейна, где в отсутствие вулканических процессов накапливаются обычно карбонатно-пелитовые осадки. Продукты такого пелагического осадконакопления обнаруживаются как среди основных, так и среди более молодых кислых туфотурбидитов в виде маломощных прослоев (десятки сантиметров) темных углеродистых метапелитовых сланцев (филлитов) и темно-серых мраморизованных известняков. Поскольку туфотурбидиты отлагаются сразу же после извержения [86], они формируют в наиболее глубоких участках морского дна, прилежащих к действующим вулканическим центрам, вулканогенно-осадочный шлейф, практически синхронный с вулканизмом. В таких туфотурбидитных вулканогенно-осадочных зонах можно проследить эволюцию вулканизма более успешно, чем в собственно вулканических зонах, и составить нормальный стратиграфический разрез на основе не просто элементов залегания, а определения последовательности разреза по градационной слоистости.

Зеленые metabазитовые сланцы с градационной слоистостью широко развиты на северном крыле Блыбского поднятия, ниже джентинских известняков и по рекам Хацавита и Уруштен, где видимая мощность их достигает 1,5 км. Подобные зеленосланцевые метатуфотурбидиты (верховья балок Водопадная и Грушевая) распространены в Бескесско-Марухской подзоне Передового хребта между кислыми туфотурбидитами картджуртской свиты и базальтами сосновской свиты; на хр. Абишира-Ахуба восточнее Чиликского тоналитового массива и в Бечасынской зоне: в долине р. Кубань (ниже пос. Поляна и ниже устья Худеса) и в долине р. Баксан (устье р. Гижгит).

Базальтовые туфотурбидиты представлены темно-зелеными сланцеватыми породами с четкой параллельной слоистостью, которая обусловлена разномасштабностью отдельных слоев преимущественно псаммитового облика и нередко подчеркивается метаморфической сегрегацией: обособлением существенно эпидотовых и существенно хлоритовых (актинолитовых) слоев. Обломочные структуры под микроскопом, как правило, распознаются с трудом по сохранившимся кластическим зернам альбитизированного плагиоклаза и очень редким обломкам кварца, которые могут быть и первично магматическими. Как и подушечные базальты, базальтовые туфотурбидиты в зеленосланцевых зонах сложены альбитом, хлоритом, эпидотом, актинолитом с примесью серицита, лейкоксена, гематита; отсутствует пироксен.

Метатуфотурбидиты зеленокаменных зон обнаруживают обычно

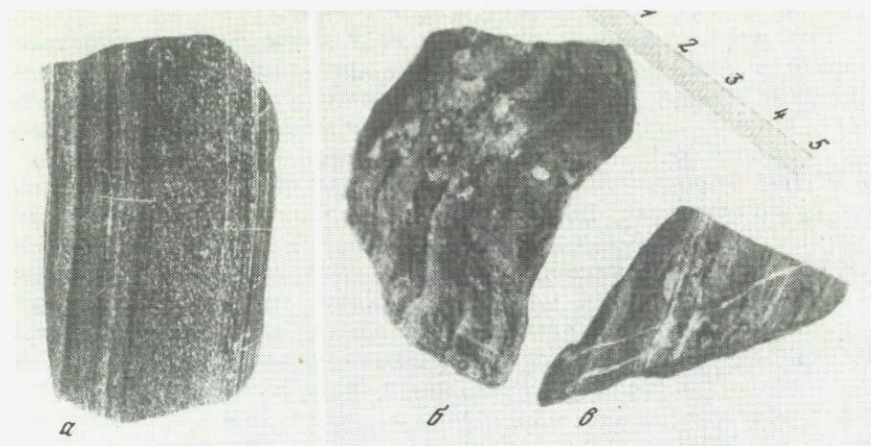


Рис. 10. Базальтовые туфотурбидиты с градационной слоистостью  
*а* — зеленый сланец (обр. 7820ц), *б* — амфиболитовый сланец (обр. 7836Н1), *в* — амфиболит (обр. 7932В)

большую степень метаморфической перекристаллизации, чем собственно metabazity и даже, как отмечалось выше, признаки метаморфической дифференциации. Кроме того, метатуфотурбидиты значительно легче подвергаются метасоматической альбитизации, чем ассоциированные с ними кварцевые альбитофиры или metabazalty других зон.

Так, туфотурбидиты р. Хацавитой и поддженгинского разреза обнаруживают явные признаки альбитизации, в то время как турбидиты близ оз. Кяфар, к востоку от Чиликского массива, оказываются менее измененными, с хорошо видимой градационной текстурой, обусловленной кластическими зернами плагиоклаза. В целом более сильная перекристаллизация туфотурбидитов является, очевидно, следствием большей рыхлости и слоистой текстуры исходных пород, однако она не уничтожает полностью признаки этой текстуры.

Кроме зеленосланцевых metabazитовых туфопесчаников, в более метаморфизованных зонах широко развиты слоистые амфиболиты и переходные к ним от зеленых сланцев амфиболитовые сланцы. Наиболее показательной является смена амфиболитов амфиболитовыми сланцами по мере движения вдоль гребня хр. Абишира-Ахуба от Чиликского массива на запад почти строго вкрест простираения толщ. Здесь хорошо видно, что амфиболиты и сменяющие их амфиболитовые сланцы, чередуясь с другими породами, слагают толщу мощностью более 3 км, составляющую видимое основание стратиграфического разреза всей Ацгаринской подзоны. Далее на запад, в долине р. Ацгары, т.е. вверх по разрезу, амфиболитовые сланцы не встречены и появляются снова в междуречье Б. и М. Лабы близ границы кристаллических пород с зеленокаменными породами уже не Блыбского поднятия, а Бескесско-Марухской подзоны Передового хребта.

И амфиболиты и амфиболитовые сланцы сложены главным образом плагиоклазом и амфиболом (зеленой роговой обманкой) с переменным количеством биотита, кварца, эпидота и редко граната, но различаются характером бластических структур. В амфиболитовых сланцах структура значительно разномасштабнее, чем в амфиболитах, и отражает более низкую степень их метаморфизма.

Для обеих разновидностей рассмотренных пород характерна параллельно-слоистая текстура, которая часто подчеркивается тонкими известковистыми и филлитовыми прослоями и которую трудно объяснить только метаморфической сегрегацией. Действительно, в ряде мест (на гребне Абишира-Ахуба) в амфиболитовых сланцах обнаружена типичная градационная слоистость, которая и позволила установить наряду с менее четкой градационной слоистостью в амфиболитах стратиграфическую последовательность и определить принадлежность исходных пород к базитовым туфотурбидитам.

Достаточно четкая градационная слоистость обнаружена в амфиболитах зоны Главного хребта, в кассарской свите на р. Ардон (см. рис. 10) и в лабинской серии в верховьях р. Дамхурц. Именно градационная слоистость в амфиболитах приводит к выводу, что выделенная М.Л. Соминым [74] Дамхурцевская синклиналь на самом деле является антиклиналью, точнее, крутым метаморфическим диапиром с позднекинематическими гранитами и амфиболитами в ядре. Аналогичная метаморфоза произошла с выделенной С.М. Кропачевым [46] Чиликской синклиналью, оказавшейся структурой антиклинального типа (см. рис. 4).

Как показывают многочисленные специальные исследования метаморфизованных слоистых толщ, в подавляющем большинстве случаев толщи осадочных пород от низов зеленосланцевой до гранулитовой фации (иногда даже в гранулитовой фации) сохраняют хорошо выраженную первичноосадочную слоистость вне зон гранитизации и бластомилонитизации. Более того, метаморфизм нередко подчеркивает, делает более заметными многие текстуры, которые плохо видны в неизмененных осадочных породах. Так, известны примеры обращенной градационной текстуры в метапелитовых толщах, где более тонкозернистые слои "зарастают" крупнозернистыми метаморфическими минералами.

Под влиянием метаморфизма нередко увеличивается контрастность текстур, которые бывают плохо различимы в неизмененных породах. В амфиболитах и амфиболитовых сланцах с градационной слоистостью исходная разномасштабность усугубляется метаморфизмом, так как более крупнозернистые, пористые участки замещаются более крупнозернистыми метаморфическими минералами (роговой обманкой, гранатом) и градационная текстура амфиболитов является, таким образом, унаследованной.

Здесь уместно добавить, что в metabазальтах района Архыза и других участков Передового хребта хорошо распознается также и подушечная текстура, позволяющая даже определить их опрокинутое залегание [19]. Амфиболиты Блыбского поднятия являются, по общему мнению [6, 29, 70 и др.], ортоамфиболитами, образовавшимися

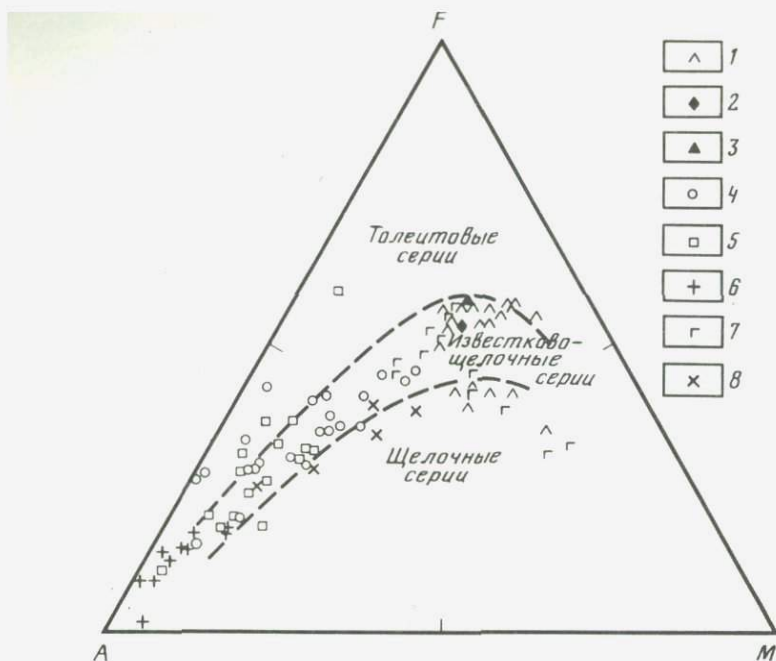


Рис. 11. Диаграмма AFM для пород рассматриваемых формаций

1 — metabазальты, метатуфотурбидиты (зеленые сланцы, амфиболитовые сланцы, амфиболиты); 2 — среднее из metabазальтов кызылкольской и сосновской свит; 3 — среднее из metabазальтов семиродниковской свиты; 4 — метаплагиоролиты; кислые туфотурбидиты и микропорфирронды; 5 — метаплагиограниты; 6 — раннекинематические гнейсоплагиограниты; 7 — позднегеосинклинальные габброиды; 8 — позднегеосинклинальные тоналиты

за счет основных вулканитов, слагающих основание разреза. Для многих амфиболитов с параллельно-слоистой текстурой исходными породами были, вероятно, не сами вулканиты, а базитовые туфотурбидиты. Блыбские амфиболиты, по нашему мнению, являются полным литолого-петрографическим и формационным аналогом ацгаринских амфиболитов — метатуфотурбидитов.

Блыбские амфиболиты, очевидно, наращивают книзу стратиграфический разрез зеленокаменных туфотурбидитов и отвечают более ранним фазам инициального базальтового вулканизма.

Кроме упомянутых местонахождений, подобные тонкослоистые амфиболиты — производные базитовых туфопесчаников — нередко с маломощными прослоями мраморов могут быть отмечены в зоне Главного хребта в составе выделенной М.Л. Соминным [74] клычковой свиты, в долине р. Ардон в составе кассарской свиты, в верховьях р. Индюкой в составе макерской серии, в Бечасынской зоне на р. Баксан в составе чегемской свиты и в других местах.

Несмотря на известные затруднения, вызванные разной интенсивностью метаморфизма базитов, metabазальты и их производные — базальтовые метатуфотурбидиты хорошо коррелируют как по минеральному, так и по химическому составу.

**Таблица 4**  
**Химический состав пород раннегеосинклинальной**  
**базальтоидной формации (вес. %)**

Окисел	7830Д	7820Ц	7822ЕМ	7727Л	7727	7730Р1	2502/2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	44,54	49,81	52,97	57,30	54,14	49,93	47,70
TiO <sub>2</sub>	0,70	1,80	0,73	0,67	0,61	1,01	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,66	15,69	16,70	14,42	15,07	16,73	16,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,74	5,56	2,51	3,09	3,66	2,94	2,87
FeO	10,07	6,81	7,73	6,51	7,23	5,84	6,87
MnO	0,22	0,43	0,18	0,24	0,15	0,21	0,48
MgO	7,79	5,24	4,44	6,02	6,16	3,91	4,30
CaO	5,91	3,05	5,23	6,02	5,72	8,38	6,07
Na <sub>2</sub> O	2,58	5,43	3,27	1,05	1,15	2,79	2,70
K <sub>2</sub> O	0,24	0,06	0,20	0,24	0,45	0,94	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,14	0,08	0,02	0,14	0,02	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,77	3,88	3,90	4,66	4,54	3,95	4,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,35	0,05	0,09	0,03	0,12	0,14
CO <sub>3</sub>	—	1,48	1,79	—	0,49	3,17	3,88
SO <sub>3</sub>							
Сумма	100,43	99,74	99,78	100,31	99,55	99,96	99,82

**Таблица 4 (продолжение)**

Окисел	430/6	189/73	171/72	152/72	7836Н1	7836Д	3040
	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	46,62	49,62	44,69	50,45	46,78	44,50	50,56
TiO <sub>2</sub>	1,99	1,15	4,27	1,29	3,16	2,45	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	18,11	13,22	15,60	16,36	16,17	16,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	1,21	2,40	1,04	2,30	2,27	1,11
FeO	6,46	7,92	9,14	8,06	8,93	6,55	7,97
MnO	0,13	0,25	0,17	0,27	0,20	0,21	0,29
MgO	9,51	6,70	6,43	7,74	6,00	4,41	6,71
CaO	7,16	3,90	10,94	8,50	8,37	11,37	8,17
Na <sub>2</sub> O	3,61	5,72	3,15	3,77	2,85	3,39	3,15
K <sub>2</sub> O	0,56	0,02	0,39	0,69	0,67	1,07	1,62
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,42	0,09	0,34	0,19	0,20	0,18	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,26	4,38	2,54	1,89	3,24	2,60	1,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,85	—	0,59	0,30	0,51	0,49	—
CO <sub>3</sub>	1,28	0,01	—	0,06	—	4,15	—
SO <sub>3</sub>			1,46	0,41			0,26
Сумма	100,34	100,29	99,73	100,19	99,75	99,89	100,22

Таблица 4 (окончание)

Окисел	455	7851B2	7812Г	78П11	8015Б	8015В1		
	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	49,77	44,40	49,93	42,58	46,70	47,48	51,45	50,15
TiO <sub>2</sub>	2,27	2,26	1,01	2,21	1,30	0,60	0,66	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	16,06	16,73	14,51	15,90	15,73	14,80	14,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,13	1,11	2,94	4,24	2,70	2,84	5,83	6,52
FeO	8,97	11,86	5,84	9,59	6,12	4,99	6,15	6,62
MnO	0,23	0,28	0,21	0,27	0,15	0,18	0,14	0,16
MgO	4,87	7,03	3,91	7,25	7,80	10,63	5,73	6,02
CaO	8,77	11,16	8,38	9,34	5,70	8,47	4,95	6,14
Na <sub>2</sub> O	3,93	1,70	2,79	2,73	4,63	3,40	4,08	6,14
K <sub>2</sub> O	0,64	1,12	0,94	0,85	1,35	0,14	0,48	1,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,23	0,11	0,02	0,06	0,28	0,16		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,01	2,67	3,95	2,54	4,30	3,88		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,53	0,12	0,18	0,24	0,08		
CO <sub>3</sub>		—	3,17	3,49	2,20	1,17		
SO <sub>3</sub>						—		
Сумма	99,82	99,81	99,96	99,92	99,66	99,77		

Примечание. 1—16 — базальтовые метатифтурбидиты: 1 — Передовой хребет, Бескесско-Марухская подзона, балка Грушова, обр. 7830Д; 2—6 — Блыбское поднятие; 7—9 — Бечасынская зона, р. Баксан; 10, 11 — Бечасынская зона, р. Кубань; 12, 13 — амфиболитовый сланец — метатифтурбидит, Передовой хребет, перевал Чилик; 14, 15 — амфиболитовый сланец — метатифтурбидит, Бечасынская зона, р. Мушт; 16 — амболит-метатифтурбидит, хр. Абишира-Ахуба; 17 — амфиболит, Блыбское поднятие; 18 — метадиабаз, Передовой хребет, Бескесско-Марухская подзона; 19 — метадиабаз, Передовой хребет, р. Теберда; 20 — метагаббро, Передовой хребет, р. Теберда; 21 — метабазальты кизилкольской и сосновской свит Передового хребта, среднее из 32 анализов [37]; 22 — метабазальты семирониковской свиты, среднее из 18 анализов [37]. Анализы выполнены в лабораториях: 2, 5, 12, 16 — Укрчермет; 8, 14, 15 — Геологического факультета МГУ, остальные — ИГЕМ АН СССР. Микроэлементы определены в ИГЕМ рентгенофлуоресцентным методом. 18—20 — определено (в г/т) соответственно: Ва — нет, 340, 37; Sr — 110, 130, 180; Rb — 10, 33, 7.

В табл. 4 приведены оригинальные анализы базитовых и андезитовых метатифтурбидитов зеленосланцевых и амфиболитовых зон. Характерно, что на диаграмме *AFM* (рис. 11) точки этих пород располагаются кучно, в ограниченном поле, куда попадают и средние составы метабазальтов сосновской, кизилкольской и семирониковской свит [37].

Развитие инициального базальтового вулканизма происходило, таким образом, в двух основных фациях — собственно вулканитовой и туфотурбидитовой, представленных в разобщенных разрезах разных структурных подзон Передового хребта и других зонах Большого Кавказа. Для наиболее изученной зоны Передового хребта стратиграфическое единство базитовых, вулканитовых и туфотурбидитовых (туфопесчаниковых) разрезов урупской серии в настоящее время общепризнано [29]. Это позволяет наряду с полученными нами данными сделать вывод об одновозрастности отмеченных выше залежей бази-

товых туфопесчаников зеленосланцевой и амфиболитовой фации в переслаивании с маломощными пелагическими осадками в разных структурах доюрского основания Кавказа.

Характер развития инициального вулканизма свидетельствует о ранней латеральной неоднородности геосинклинального бассейна, в котором обособлялись эвгеоантиклинальные зоны с центрами подводного вулканизма, сложенные базальтовыми лавами и туфами и комагматичными им гипабиссальными породами, и соседние с ними эвгеосинклинальные прогибы, где синхронно накапливались перетолженные продукты вулканизма в форме базитовых туфотурбидитов. Такого рода эвгеосинклинальными прогибами явились участки Блыбского и Ацгаринского поднятий. Участок Передового хребта к востоку от Ацгаринского поднятия, очевидно, — фрагмент эвгеоантиклинальной зоны: амфиболиты здесь образовались по подушечным базальтам, переходящим в габброиды [19].

Выше базитовых туфотурбидитов и в Ацгаринском и в Блыбском поднятиях залегает алевропелитовая толща черных сланцев, отвечающая периоду затишья базальтоидного вулканизма и сменяющаяся плагиориолитовыми туфами следующего этапа вулканизма. Она вполне сопоставима с силурийскими глинисто-кремнистыми сланцами северной подзоны Передового хребта, возраст которых установлен находками граптолитов во многих пунктах [82]. Если эти сопоставления верны, то базитовые туфотурбидиты и синхронные им базальты могут иметь доверхнесилурийский, нижнепалеозойский, а в нижних частях разрезов, возможно, и докембрийский возраст.

#### РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ПЛАГИОГРАНИТ-ПЛАГИОРИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация объединяет разнообразные продукты самых ранних проявлений кислого магматизма, которые в виде многочисленных пластовых тел насыщают как зеленосланцевые, так и гнейсовые комплексы, а также слагают туфовые, туфотурбидитовые толщи и входят в состав вулканогенных и вулканомиктовых конгломератов, в том числе инъекционных. Эти образования различной фациальной принадлежности и разной степени метаморфизма (в зависимости от положения той или иной структурной зоны) имеют одинаковое положение разных членов этой формации в геосинклинальном разрезе (после ранней базальтоидной формации, но до последующих магматических образований), и ряд общих структурно-петрографических и петрохимических особенностей.

По условиям образования среди пород различают: а) субвулканы лавого облика силловой фации; б) вулканы — кварцевые и базиснокварцевые плагиориолиты, среди которых преобладают туфы; к ним же мы относим плагиориолитовые туфотурбидиты, в том числе туфоконгломераты; в) криптовулканы — инъекционные флюидизационные микробрекчии и конглобрекчии, имеющие облик плагиориолитовых туфопесчаников и туфоконгломератов, но интрузивные формы залегания; г) гипабиссальные и глубинные комагматы плагиориоли-

тов — плагиогранит-порфиры и плагиограниты. В эту же формацию мы включаем метаморфические производные ранних кислых магматитов — светлые слюдяные ортосланцы, широко развитые в кристаллических комплексах Кавказа.

### Плагиограниты<sup>1</sup> и плагиогранит-порфиры

В наиболее типичном виде плагиограниты развиты в зелено-сланцевой оболочке Блыбского диапира. Они слагают пластовые тела мощностью от 6 см и 8 м и более среди базальтовых туфотурбидитов, в том числе Блыбский массив видимой мощностью более 2 км, "нижний" контакт которого вследствие усиления метаморфизма как бы растворяется среди плагиогнейсов ядра диапира. Плагиограниты содержат ксенолиты и "прослой" вмещающих metabазитов и прорываются грубосланцевыми дайками уралитизированного габбро-порфирита и жилами раннекинематических гнейсо-плагиогранитов (см. рис. 4).

Кроме того, сильно метаморфизованные плагиограниты входят в состав Бескесского массива, где они описаны как гранито-гнейсы Г.Д. Афанасьевым [6] и как метаграниты С.С. Кругловым [48]. Их аналоги выделены нами в Чиликско-Ацгаринской зоне, в восточном зеленокаменном обрамлении Чиликского массива, где они залегают пластовыми телами до 20 м мощности среди филлитов предположительно силурийского возраста. С меньшей степенью уверенности к ним можно отнести амфиболизированные метаплагиогранит-порфиры в зоне Главного хребта на р. Лашипе, где они прорывают метапелит-карбонатные толщи лаштракской свиты с остатками криноидей (порфиroidы, по [67]).

Макроскопически плагиограниты — светлые среднезернистые породы с четкой линейно-плоскостной ориентировкой слюд или хлорита и характерными округлыми выделениями голубого или голубовато-серого кварца размером 3—6 мм на розовато-сером или зеленовато-желтом полевошпатовом фоне. По мере усиления динамометаморфизма эти выделения становятся все более светлыми и плоскими, а в гранитах развивается все более совершенная сланцеватость и даже плейчатость. Обычно это сопровождается ростом чешуек мусковита и биотита и плагиофельдшпатизацией, реже калишпатизацией вплоть до образования очкового плагио- и двуполевошпатового гранито-гнейса, в котором лишь плоские линзы светлого кварца напоминают об исходном плагиограните (рис. 12).

В наименее измененных разностях под микроскопом видно, что голубой кварц представлен давленными монокристаллами, напоминающими по облику вкрапленники в некоторых плагиориолитах района, и в то же время ксеноморфными по отношению к соседним таблицам плагиоклаза. Плагиоклаз (2—5 мм) представлен альбитом ( $An_3-10$ ), однако сгущение сосюрита в ядрах кристаллов указывает на их первично более основной состав и нормальную зональность.

<sup>1</sup> Поскольку метаплагиограниты, как и все остальные представители рассматриваемой формации, метаморфизованы в той или иной мере, приставка "мета" здесь и далее опущена.

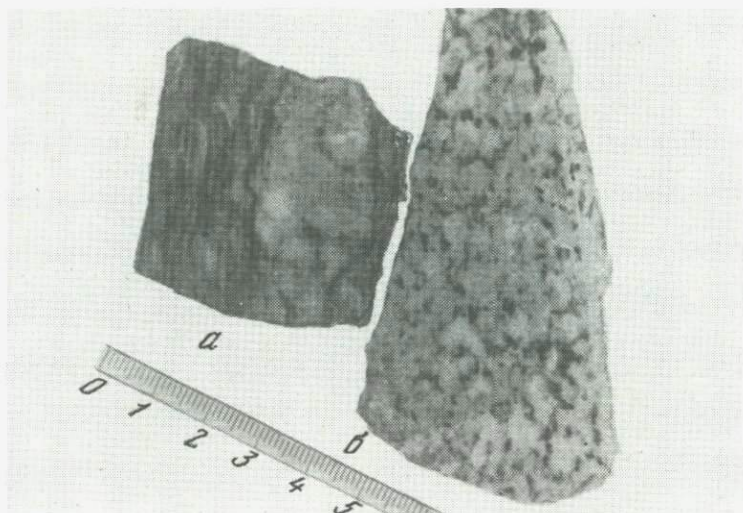


Рис. 12. Очковый гранитогнейс-метаплагиогранит (а) с порфиробластом микроклина и реликтами фенокристов кварца (светлые линзочки) и слабо измененный метаплагиогранит (б) из Блыбского массива (обр. 7812у2, 1/77)

С усилением метаморфизма монокристаллы кварца превращаются в мозаичный агрегат более мелких (0,2—0,5 мм) зерен, а плагиоклаз наполняется зернами эпидста (0,2—0,3 мм) и разно ориентированными чешуйками мусковита (0,2—0,4 мм), он сохраняет долгое время свой идиоморфный габитус (прямоугольные сечения) по отношению к мозаичным агрегатам кварца. Промежутки в этом гипидиоморфно-зернистом кварц-плагиоклазовом каркасе выполнены лепидогранобластовым агрегатом мусковита, биотита (замещаемого диафторитическим хлоритом), эпидота (иногда с ядрами ортита), сфена, Fe—Ti окислов кварца и альбита. Судя по наименее измененным плагиогранитам, встреченным в гальке метаконгломератов, первоначально такие промежутки, составляющие 10—30% от объема породы, вероятно, слагались более мелкозернистым (0,5—1 мм) агрегатом кварца и плагиоклаза с участием первичного биотита (5—10%) и щелочного полевого шпата, встречающегося изредка в небольших количествах (<5%). Таким образом, по своей микроструктуре плагиограниты приближаются к плагиогранит-порфирам.

Плагиогранит-порфиры были обнаружены нами наряду с плагиогранитами описанного типа и плагиориолитами в гальке джентинских метаконгломератов. Для них характерны вкрапленники прозрачного светло-серого кварца (3—4 мм) и белого сосюритизированного плагиоклаза в микрогранитной, микропойкилитовой и гранофировой основной массе, составляющей около 50% от объема породы и состоящей из кварца, альбита, хлоритизированного биотита, шахматного альбита, сфена и рудного минерала. Вкрапленники кварца и плагиоклаза часто образуют сростки до 5—8 мм в поперечнике, похожие на участки гипидиоморфнозернистого плагиогранита.

На севере района в Бескесском массиве плагиогранит-порфиры встречены в виде жилок мощностью 2—15 см. Они секут средне- и крупнозернистые метаплагиограниты блыбского типа, располагаясь как вдоль, так и поперек их крутопадающей гнейсовидности. Это светлые аплитовидные породы с вкрапленниками (0,3—1 мм, ~ 30% от объема) кварца и "наполненного" мусковитом и эпидотом плагиоклаза ( $Al_3-5$ ) в микролепидогранобластовой (<0,1 мм) массе кварца, альбита, эпидота, биотита и мусковита. Часть аплитовидных жилок представлена фельзитами с тем же набором минералов, но без вкрапленников, и с реликтами микропойкилитовой структуры (округлые зерна кварца (0,1—0,2 мм) с включениями лейт альбита). Плагиогранит-порфиры и фельзиты в отличие от посткинematических плагиогранит-порфиров района не обнаруживают зон закалки, а по характеру метаморфизма сходны с вмещающими плагиогранитами. Это и позволяет считать их близкими по возрасту комагматами — жильной серией крупных массивов раннегеосинклинальных плагиогранитов.

В противоположность породам жильной серии раннекинematические гнейсоплагиограниты, развитые в тех же метаплагиогранитах (особенно блыбских) в виде согласных со сланцеватостью жил мощностью от 1—2 см до 10 м и более [93], не обнаруживают никаких реликтов магматических структур. Они сложены сланцеватым микролепидогранобластовым агрегатом кварца, альбита, мусковита, эпидота, биотита (или хлорита по нему), сфена, изредка микроклина, т.е. тех же минералов, которые характерны для метаморфического парагенезиса вмещающих плагиогранитов. Возможно, что эти раннекинematические гранитоиды — производные метасоматической плагиофельдшпатизации — совсем не проходили стадию расплава [93], и их нельзя включать в состав рассматриваемой магматической формации.

Наименее метаморфизованный плагиогранит был встречен в виде линзовидного блока (3×7 м) в серпентинитах Нижнетебердинского массива, разделяющего Бечасынскую зону и зону Передового хребта к востоку от нашего района. Это белая мелкозернистая массивная порода с хорошо различными черными чешуйками биотита (0,5—1 мм и 5—7% от объема). Она сложена альбитизированным плагиоклазом (40—50%), кварцем (30%), шахматным альбитом (~10%), почти нацело хлоритизированным биотитом (очевидно, первичным) и обладает четко выраженной гранитной структурой, переходящей участками в гранофировую. Последняя обусловлена червеобразными вростками кварца в относительно крупных (2—3 мм) зернах плагиоклаза. По этой и другим петрографическим особенностям нижнетебердинский плагиогранит очень похож на "океанические плагиограниты" [103], которые известны в офиолитах Омана и Кипра в виде даек и блоков. В джентинских метакогломератах, связанных с завершением плагиориолитового вулканизма (вероятнее всего, в раннем—среднем девоне), обломки плагиогранофиров нижнетебердинского типа встречается часто, наряду с обломками плагиогранитов блыбского типа и плагиориолитов, что и служит одним из аргументов в пользу объединений этих пород в одну раннедевонскую формацию.



Рис. 13. Метаплагиогранит с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой; плагиоклаз "наполнен" мусковитом и эпидотом, кварц гранулирован, решетчатый калишпат свежий. Бескесский массив, балка Мощевая (обр. 819А)

Именно из плагиогранита нижнетебердинского выхода была получена одна из наиболее высоких цифр  $K-Ar$  возраста по полевошпатовой фракции — 500 млн. лет [9], отвечающая ордовику. Однако пока неясно, можно ли интерпретировать эту цифру как время кристаллизации плагиогранита или она отражает процесс "удревнения" в связи с "избытком" аргона, получившимся либо в результате выноса калия при альбитизации и хлоритизации, либо вследствие залегания в серпентинитах в зоне долгоживущего разлома. В пользу последнего предположения могут говорить и слишком высокие, с нашей точки зрения, цифры  $K-Ar$  возраста — 45 млн. лет, полученные [9] по флогопиту из серпентинитов на контакте с метаплагиогранитами Бескесского массива (балка Мощевая) и интерпретированные как время внедрения гранитов ("гранитогнейсов", по Г.Д. Афанасьеву) с контактовым воздействием на серпентиниты. Гранитоиды балки Мощевой — типичные метаплагиограниты блыбского типа, отличающиеся лишь крупнозернистостью и, вероятно, поэтому меньшей рассланцеванностью, а также большей степенью калишпатизации. Основной каркас породы слагают таблитчатые кристаллы денортитизированного плагиоклаза ( $An_{3-10}$ ) размером до 1 см, наполненного мусковитом и эпидотом, и округлые мозаичные агрегаты кварца, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу (рис. 13). В промежутках находится лепидогранобластовый агрегат биотита, эпидота, мусковита, альбита и кварца, изредка с добавлением сине-зеленой роговой обманки. Буро-зеленый биотит выглядит метаморфическим, причем позднекинематическим, так как не обладает плоскостной ориентировкой, которую, хоть и в слабой мере, обнаруживает мусковит в той же породе. Такой же неориентированный, но мелкочешуйчатый биотит развива-

ется с южной стороны серпентинитового массива в филлитизированных флишоидных сланцах и гравелитах андрюкской (бахмуткинской свиты  $D_2-C_1$ ). В обломках там встречаются наряду с кварцем известняки с фауной и хлоритизированные серпентиниты с хромитом, а также плагиориолиты и плагиогранит-порфиры при полном отсутствии калиевых гранитов. В мощевских метаплагиогранитах, как и в блыбских, калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин) развит неравномерно и выглядит явно метасоматическим. Нет никаких оснований считать эту калишпатизацию иной, чем та, которая сопровождается становление позднекинематических ("красных") гранитов в той же Бечасьинской зоне. Поэтому флогопитизация серпентинитов, скорее всего, связана с этим же калиевым метасоматозом и происходила после начала карбона, тогда как  $K-Ag$  возраст — 450 млн. лет — результат "удревнения", вероятно, в связи с "избыточным" аргоном.

Сходство минерального и химического составов (см. ниже), условий залегания, наличие переходных разностей и сонахождений в обломках вулканогенных конгломератов позволяют считать плагиограниты и плагиогранит-порфиры глубинным интрузивным эквивалентом плагиориолитовых вулканитов и субвулканитов, имеющих раннеили среднедевонский (раннедевонский) возраст.

### **Плагиориолиты (кварцевые и базиснокварцевые альбитофиры)**

Эти породы являются наиболее четко диагностируемым типоморфным компонентом формации. Они неоднократно описаны в составе колчеданосной урупской серии Передового хребта (сосновская или кизилкольская свиты) и особенно широко развиты в районах Бескесского и Урупского месторождений. Слабо метаморфизованные плагиориолиты (кварцевые альбитофиры) слагают пластовые тела среди зеленокаменных базальтовых вулканитов (Бескесско-Марухская подзона) и туфотурбидитов (Блыбская подзона), составляя в этой контрастной ассоциации до 30—50% объема, при этом они не сопровождаются здесь туфами того же состава. Мощность отдельных "пластов" измеряется от нескольких метров до 1 см среди блыбских туфотурбидитов (рис. 14). Правда, столь тонкие "прослои", придающие породе псевдомигматитовый облик, оказываются или отщеплениями более мощных (30—50 см) "пластов", или очень плоскими (1:10 — 1:20) линзами, природа которых не совсем ясна. Чаще всего линзы похожи на протобудины — тонкие послойные инъекции, пережатые в процессе внедрения (микроструктуры совершенно не деформированы). Иногда они напоминают "рваные" светлые обломки, характерные для залегающих выше по разрезу зеленых туфоконглобрекций.

И в крупных, и в мелких телах плагиориолиты имеют облик флюидалных лав с вкрапленниками серого или голубого полупрозрачного кварца и белого плагиоклаза на желтовато- или лиловато-сером фоне афанитовой или тонкозернистой основной массы, имеющей микрофельзитовую, реже микрогипидиоморфную структуру с перехо-

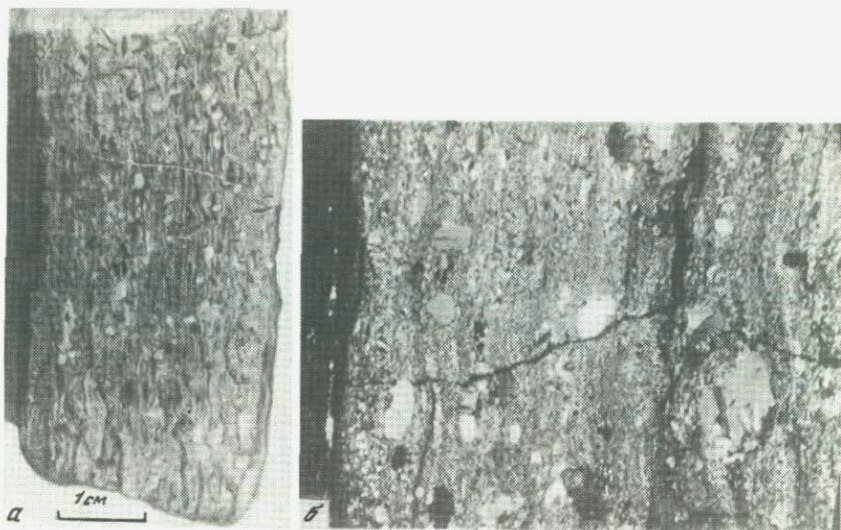


Рис. 14. Линзовидный прослой флюидального метаплагиориолита в базальтовом метатифтурбидите (обр. 7818Ж-4). Блыбское поднятие, хр. Белые Скалы  
*а* — полированный штаф, *б* — прозрачный шлиф в скрещенных николях

дами в лепидогранобластовую. Различаются крупно- и мелкопорфировые плагиориолиты с фенокристами размером соответственно 3—6 (30—40% от объема породы) и 0,5—2 мм (5—10%). Между этими крайними типами существуют промежуточные разности, как и переходные разности к плагиогранит-порфирам, причем все они слагают самостоятельные тела, а сами переходы в пределах одного тела не наблюдаются. В тифтурбидитовых разрезах плагиориолиты залегают выше, чем плагиограниты, хотя разделяющий их интервал может измеряться всего 20—10 м, как в случае проб 78п14 (плагиогранит из пластового тела видимой мощностью 10 м) и 78п15 (плагиориолит из пластового тела мощностью 10 см).

По мере усиления метаморфизма в плагиориолитах вдоль флюидалности развивается сланцеватость, главным образом за счет чешуек серицита и хлорита, затем мусковита и биотита, и одновременно развивается все более четкая линейность, как и в плагиогранитах. Вкрапленники кварца испытывают уплощение и грануляцию, а вдоль сланцеватости часто появляются сегрегационные линзы мелкозернистого кварца.

Метаплагиориолиты с бластофенокристами голубоватого кварца и порфиробластами буровато-красного граната встречены в верховьях р. Дамхурц в виде пластовых тел мощностью 3—5 см среди мраморов лабинской серии, параллелизуемых с джентинскими известняками. Сильно деформированные, хлоритизированные и серицитизированные плагиориолиты с бластофенокристами плагиоклаза (2—3 мм, ~ 30% от объема) и кварца (0,5—1 м, < 5%) залегают среди мраморов восточного продолжения джентинской толщи (Джемагатский карьер у г. Теберда) в виде пластовых жил мощностью от 5—10 см до 10 м, участ-

вующих в изоклинальной складчатости вместе с мраморами (см. рис. 8).

Базисно-кварцевые альбитофиры, имеющие во вкрапленниках только плагиоклаз, встречаются значительно реже, в виде пластовых тел, чаще всего среди базальтовых туфотурбидитов. Одно из таких тел (мощностью 3 м) встречено в русле р. Хацавита среди зеленых сланцев-метатуфотурбидитов, примерно в 10 м выше по разрезу кровли Блыбского массива метаплагиогранитов. Порода имеет облик тонкозернистого светло-серого слюдистого сланца с мелкоочковой текстурой за счет вкрапленников (1—2 м) желтовато-белого плагиоклаза. Эти вкрапленники, часто образующие гломеропорфировые сростки, представлены альбитом с включениями эпидота и серицита, погружены в микролепидогранобластовую основную массу кварца, альбита, эпидота, мусковита и хлорита. Макро- и микроскопически порода напоминает метаморфогенные раннекинематические гнейсоплагиограниты, и лишь наличие гломеропорфировых сростков, совершенно несвойственных плагиомигматитам и раннекинематическим гранитоидам, заставляет считать эти альбитофиры метаморфизованными магматитами, скорее всего субвулканитами.

За пределами района близкие аналоги хацавитских базисно-кварцевых альбитофиров встречены в Бечасынской зоне близ устья р. Гижит севернее Тырныуза, где они залегают в виде псевдомигматитовых жилок толщиной 2—10 см, среди зеленосланцевых базальтовых туфотурбидитов. Вкрапленники плагиоклаза (альбита с включениями эпидота и серицита) образуют гломеропорфировые сростки, но некоторые линзочки тонкозернистого кварца напоминают раздавленные и гранулированные фенокристы кварца. Более метаморфизованный эквивалент этих альбитофиров (биотитовые сланцы — альбитовые порфиroidы) встречен в чередовании с амфиболитовыми сланцами в той же Бечасынской зоне в русле р. Мушт, близ северного контакта массива "красных" позднекинематических гранитов.

Залегание плагиориолитов разного типа в виде пластовых тел среди базальтовых туфотурбидитов невозможно объяснить чередованием вспышек то основного, то кислого вулканизма, если учесть осадочный механизм образования турбидитов и общеизвестную высокую вязкость кислых лав. Приходится считать эти тела субвулканическими силлами, близкими по возрасту к кислым туфам и туфотурбидитам, переслаивающимся с джентинскими известняками. На этом же основании приходится считать субвулканитами того же ранне-среднедевонского возраста и плагиориолиты в контрастном переслаивании с базальтовыми метавулканитами вопреки традиционной трактовке этой ассоциации как контрастно-дифференцированной (спилиткератофиритовой) формации.

### **Плагиориолитовые туфы и туфотурбидиты**

Туфы и туфотурбидиты, т.е. пирокласты, переотложенные суспензионными потоками сразу после извержения, далеко не всегда различимы между собой, тем более что рассматриваемые здесь кислые разности повсюду в районе входят в состав флишоидных пачек пере-

славания. Вопрос об их различении становится мало важным перед тем фактом, что те и другие породы — наиболее достоверное свидетельство плагиориолитового вулканизма, его нельзя отметить в отношении пластовых тел плагиориолитов, которые являются силлами. Кислые туфы и туфотурбидиты в разных зонах занимают одинаковое положение в разрезе: всегда выше вулканитов или туфотурбидитов основного состава и ниже джентинских известняков или терригенно-вулканомиктового флиша, представляя, таким образом, один из главных маркирующих горизонтов (см. рис. 9). В Бескесско-Марухской подзоне они слагают толщу мощностью в несколько сотен метров, залегающую на слоистых псефитовых базальтовых туфах (или туфотурбидитах) с линзовидными включениями плагиориолитов, которую перекрывает терригенно-вулканомиктовый флиш с прослоями углеродистых метапелитов и окварцованных мраморов. Для нижней части толщи наряду с зелеными плагиориолитовыми туфобрекчиями характерны светло-серые туфотурбидиты гравелитовой и песчаниковой размерности, чередующиеся красными радиоляритами. Туфотурбидиты состоят из остроугольных уплощенных обломков плагиориолитов, а также из отдельных кристаллов кварца и плагиоклаза в сланцеватой мелкоочковой кварц-серицитовой связующей массе. Во флишоидной пачке встречаются пластовые тела массивных зеленокаменных мелкозернистых диабазов мощностью до 20 м, параллелизуемые нами с дайками метагаббро-порфиритов, секущих блыбские плагиограниты. Верхняя часть толщи сложена зелеными туфами (или туфотурбидитами) смешанного состава с подчиненными прослоями зеленых яшм и туфопесчаников. Для этих туфов характерны рассеянные светлые обломки (0,5—10 см и более) флюидальных крупно- и мелкопорфировых плагиориолитов в явно более мафической, связующей массе с обилием хлорита, эпидота и актинолита. В обломках преобладают плагиофировые вулканиты среднего (или основного) состава и плагиоклазовые фенокристы. Фенокристы кварца встречаются гораздо реже. Плагиориолитовые обломки чаще всего имеют рвано-уплощенную форму, напоминая фьямме в игнимбритах (рис. 15). Ненарушенность флюидално-порфирового рисунка внутри обломков свидетельствует о том, что такая уплощенность первична, и не является результатом деформаций, хотя порода и подвергалась рассланцеванию с развитием субвертикальной линейности растяжения. Реже встречаются обломки (до 30 см) округлой формы, напоминающие валуны в туфогломератах.

В Блыбской подзоне нижней части приведенного разреза соответствует пачка (5—15 м) серых плагиориолитовых туфотурбидитов (туфопесчаников), чередующихся слоями от нескольких сантиметров до дециметров и более с углеродистыми филлитами, а верхней — пачка (10—30 м) желто-зеленых туфотурбидитов смешанного состава (туфогравелитов, туфопесчаников), зеленых яшм, переслаивающихся сверху с известняками джентинской толщи (рис. 6 и 16). Плагиориолитовые туфопесчаники имеют порфирохластическую структуру: обломки (0,1—1 мм) фенокристов кварца и плагиоклаза, реже основной массы, рассеяны в микрогранобластовой связующей массе кварца, серицита

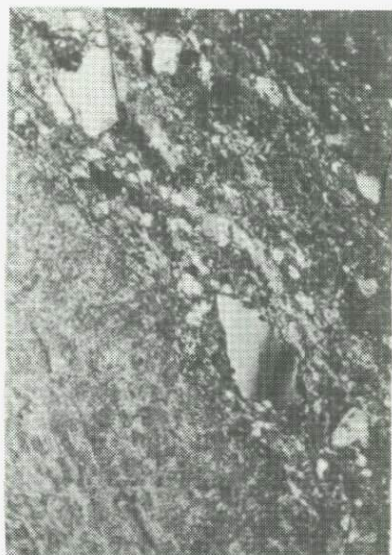


Рис. 15. Зеленый туф смешанного состава с "рваными" обломками плагиориолита (обр. 88/73). Бескесско-Марухская зона, балка Горелая

Рис. 16. Кислый туфотурбидит в переслаивании с джентинскими известняками (обр. 7931п). Блыбское поднятие, гора Маркопидж

и хлорита. От мелкопорфировых плагиориолитов их отличает менее упорядоченное расположение вкрапленников, и главное — наличие градиционной текстуры. Желто-зеленые туфотурбидиты с уплощенными остроугольными обломками вполне аналогичны по составу зеленым туфам Бескесско-Марухской подзоны.

Серые туфотурбидиты — аналоги блыбских, но более метаморфизованные (с биотитом и гранатом), широко развиты в Ацгаринско-Чиликской подзоне, слагая вместе с углеродистыми филлитами и микропорфирами ацгаринскую толщу мощностью в несколько сотен метров, надвинутую на джентинские известняки. Аналоги желто-зеленых туфотурбидитов здесь не обнаружены.

За пределами района аналоги серых и зеленых блыбских туфотурбидитов известны в Малкинской и Хасаутской подзонах Бечасынской зоны, где они занимают сходное структурное положение (выше амфиболитовых сланцев), но обычно относятся к докембрию, как залегающие ниже урлешской свиты, считающейся кембрийской (см. гл. 2).

Более мафический состав зеленых туфов свидетельствует об антидромной направленности плагиориолитового вулканизма, с извержением все более и более основных разновидностей. Обломки плагиориолитов

в зеленых туфах частично представляют вулканическую примесь материала более ранних извержений, а рвано-уплощенные, по-видимому, образовались при одновременном извержении кислых и основных лав. Можно полагать, что на поздних стадиях плаггиоориолитового этапа при общей своей антидромной направленности вулканизм временами мог иметь контрастный (бимодальный) характер.

### **Вулканогенные конгломераты с обломками плаггиогранитов**

Эти породы распространены во всех структурных зонах — и среди зеленосланцевых, и среди гнейсовых комплексов, причем несмотря на разную степень метаморфизма, очень хорошо диагностируются по обломкам плаггиогранитового состава, поэтому служат прекрасными маркирующими горизонтами. Наиболее изучены эти бескварцевые конгломераты, как удачно назвал их С.М. Кропачев [46], в отличие от вышележащих конгломератов с кварцевой галькой (кыркольская свита) в зоне Передового хребта, в составе верхних горизонтов семиродниковской свиты, где они сменяют вверх по разрезу или частично фациально замещают зеленокаменную туфотурбидитовую толщу (разрезы балок Никитиной, Грушевой, р. Марухи); все исследователи подчеркивают здесь их вулканогенную природу [46 и др.]. Кроме упомянутых разрезов, конгломераты с плаггиогранитной галькой распространены в северном обрамлении Блыбского поднятия (на хр. Дженту), в дамхурцевской свите и в верховьях р. Аксаут в зоне Главного хребта, в бассейне р. Хасаут в Бечасынской зоне.

Если в Бескеско-Марухской подзоне Передового хребта (балка Грушевая, р. Маруха) конгломераты тесно связаны с туфотурбидитовой толщей и имеют достаточно ясный вулканогенно-осадочный характер, то природа конгломератов Блыбской зоны представляется нам несколько иной, хотя также связанной с вулканическим процессом. Это, скорее всего, инъекционные вулканогенные образования [93], приуроченные к переходным слоям между кислыми туфотурбидитами и джентинскими мраморами. Представлены они зеленокаменно измененными, сланцеватыми породами с рассеянными обломками плаггиогранитов и плаггиоориолитов (кварцевых альбитофиров). Положение конгломератовой пачки на хр. Белые Скалы и Дженту послужило доводом в пользу доджентинского возраста плаггиогранитных интрузий и предположения о связи их с древним, доварисийским геосинклинальным циклом [4]. Однако особенности состава, строения и залегания этих пород позволяют нам обосновать другую точку зрения. Прежде всего, помимо линз среди кислых туфотурбидитов, конгломераты обнаружены нами в виде прослоя мощностью до 4 м и среди джентинских известняков в верховьях Загеданки (см. рис. 6). Цемент конгломератов аналогичен по составу желто-зеленым кислым туфотурбидитам или смешанным туфам, т.е. изобилует обломками фенокристов плаггиоклаза при обязательном наличии фенокристов кварца, нередко голубого, а в крупных обломках преобладают альбитофиры различного типа, плаггиограниты и другие породы зеленокаменной оболочки, яшмы, известняки, диабазы и др.

Плагииграниты встречаются в виде изолированных галек и валунов размером до 15—20 см и более, резко выделяющихся на фоне более мелкозернистой сланцеватой зеленовато-серой массы. Форма валунов — от почти сферической до сильно уплощенной линзовидной, причем валуны иногда расположены четкообразно вдоль а-линейности растяжения, проявленной в цементе конгломератов так же хорошо, как и во вмещающих туфотурбидитах или мраморах. Многие уплощенные обломки резко асимметричны: один край утолщенный и округлый, а другой — тонкий вытянутый и заостренный. В некоторых обломках видна гнейсовидность (протомагматическая), ориентированная под углом к сланцеватости цемента (рис. 17). Главной же их особенностью является то, что плагиигранитные обломки, как сфероидальные, так и наиболее уплощенные, не несут заметных следов динамометаморфизма и даже катаклаза. Поэтому сильно уплощенные крупные обломки (толщиной 3—5 и длиной до 50—70 см) трудно считать осадочными валунами, деформированными в результате динамометаморфизма. Они больше напоминают магматические послонные инъекции, будинированные в пластическом состоянии в процессе внедрения. Подобный протомагматический будинаж весьма характерен в разных регионах для пластовых интрузий как основного, так и кислого состава.

В рассматриваемых обломках конгломератов находятся магматиты родственного состава, но кристаллизовавшиеся в разных условиях глубинности: равномернозернистые плагииграниты, плагиигранит-порфиры с гранофировой или полнокристаллической основной массой и кварцевые альбитофиры с микрофельзитовой основной массой. Особенности состава конгломератов можно объяснить, если считать обломки в них вулканокластами, поступившими с разных глубин при извержениях, а сами конгломераты — вулканогенными флюидизационными (инъекционными) конглобрекциями, сопровождавшими завершение плагииориолитового вулканизма. Такие интрузивные конглобрекции весьма характерны для кислых вулканоплутонических комплексов [22, 79]. В пользу такой возможности образования джентинских конгломератов свидетельствуют также условия их залегания: это пластообразные тела мощностью в первые метры среди кислых туфотурбидитов и среди тонкослоистых мраморов, в обоих случаях скорее глубоководных, нежели мелководных осадков, причем в самих конгломератах нет признаков градационной текстуры, которая позволила бы считать их туфотурбидитами.

Округлая форма обломков, столь характерная для флюидизационных конглобрекций вообще, возникла за счет окатывания в струях вулканических газов еще до выхода на поверхность. Восходящие газы по пути своего следования производили и дробление пород и разжижение (флюидизацию) обломочной массы с транспортировкой, перемешиванием и окатыванием обломков [79]. Некоторые линзовидные обломки плагиигранитов и плагиигранит-порфиров могли оказаться при этом протомагматическими будинами, образовавшимися сначала на глубине, а затем без существенных изменений вынесенных ближе к поверхности. Большинство же обломков, вероятно,

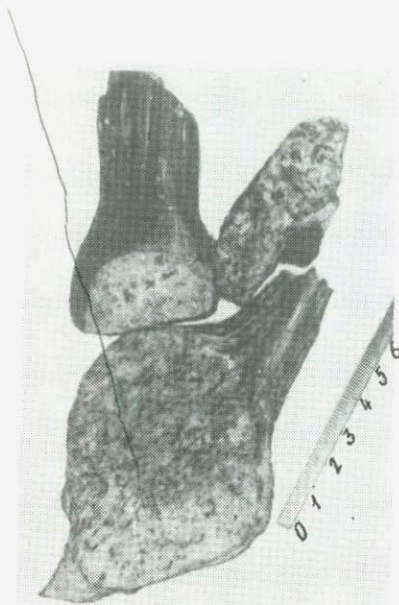


Рис. 17. Обломки протогнейсовидных плагиогранитов и гранит-порфиров в вулканогенном метаконгломерате. Блыбское поднятие, хр. Белые Скалы

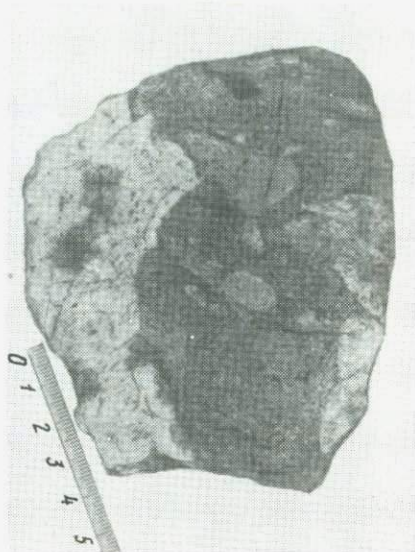


Рис. 18. Сильно метаморфизованный вулканогенный конгломерат (возможно инъекционный) с угловатыми обломками плагиогранитов (обр. К-12). Зона Главного хребта, верховье р. Дамхурц

представляет разноглубинные части единого магматического тела, возможно, образовавшегося на месте того магматического резервуара, который питал плагиориолитовые извержения.

Аналогичными по генезису представляются дамхурцевские конгломераты (рис. 18), которые, как и подджентинские, залегают среди известняков и не сопровождаются туфотурбидитами, как, например, конгломераты балки Никитиной. Они и здесь, в зоне Главного хребта, настолько характерны, что легко узнаются, несмотря на то, что цемент их превращен в кристаллический сланец с гранатом, роговой обманкой, биотитом, и всеми исследователями единодушно параллелизуются с подджентинскими зеленокаменными конгломератами. Аналоги дамхурцевских метаморфизованных конгломератов наблюдаются и в верховьях р. Аксаут, где валуны плагиогранитов в связующей массе кварц-биотитового сланца, переходящего в гнейс, достигают 20 см в диаметре. Близким аналогом подджентинских конгломератов являются, очевидно, зеленокаменные конгломераты с гальками гранофировых плагиогранит-порфиров и альбитофиров р. Хасаут (рис. 19).

Близ южной границы Блыбского кристалликума в русле Б. Лабы нами описана [93] конгломератовидная порода с округлыми включениями гнейсовидного плагиогранита длиной до 20 см в связующей массе слюдяного сланца с гранатом и редкими мелкими порфиробластами олигоклаза. В этом случае не исключено, что валуноподобные обломки являются будинами жильных тел плагиогранитов, но

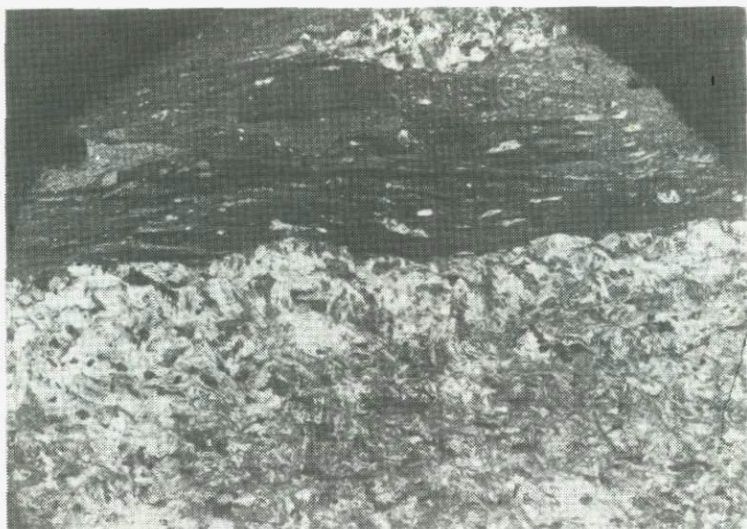


Рис. 19. Метаконгломерат с плагиогранитными обломками сложной формы. Бечасынская зона, р. Шиджатмаз

в разрезе кристалликума такого типа будинированных гранитных тел мы не встречали, в то время как в поддзентинских зеленокаменных конгломератах многие обломки напоминают будинированные гранитные жилы и именно так трактовались С.С. Кругловым [47]. Эта явная аналогия в составе и структуре между двумя конгломератовидными породами, сильно и слабо метаморфизованными, косвенно подтверждает вероятную плагиориолитовую исходную природу слюдяного сланца, который выполняет роль цемента конгломератовидной породы Блыбского кристалликума, которая достаточно очевидна для цемента зеленокаменных поддзентинских конгломератов.

Такое же вулканокластическое происхождение, правда, с выбросом на поверхность и возможностью окатывания уже в водной среде, имеют гальки глубинных магматических пород в нормальных туфоконгломератах. Именно таким образом можно объяснить происхождение валунов плагиогранитов и плагиориолитов в конгломератах балки Никитиной и других участков Передового хребта (р. Марух и др.), которые неоднократно описаны в литературе [37, 50] и являются, по нашим наблюдениям, типичными плагиориолитовыми туфотурбидитами, вероятно, одновозрастными с поддзентинскими туфотурбидитами (см. рис. 6).

Независимо от инъекционного или нормального осадочного механизма образования того или иного из рассматриваемых конгломератов можно считать твердо установленной их вулканогенную породу и приуроченность к завершению этапа плагиориолитового вулканизма в раннедзентинское время (ранний или средний девон). Уместно еще раз подчеркнуть полное отсутствие в вулканогенных конгломератах как инъекционных, так и турбидитовых обломков калиевых гранитов, гнейсов и других кристаллических сланцев, что

говорит об отсутствии гранито-метаморфического слоя под плагиориолитовыми вулканами, а также в возможных участках размыва, например, островах.

Изучение состава вулканогенных конгломератов вновь подтвердило комагматичность плагиогранитов и кварцевых альбитофигов, поскольку среди обломков обнаружилось больше переходных разновидностей, чем в коренном залегании. В первую очередь этому способствовали сравнительно слабый метаморфизм конгломератов и отмеченная выше исключительно хорошая сохранность первичных структур в обломках (см. рис. 17).

### **Микропорфириды (аркозиды) — предполагаемые флюидизационные микробрекчи**

Эти породы, известные в литературе под названиями "микронейсов" и "парагнейсов", в наиболее типичном виде развиты в Ацгаринско-Чиликской подзоне. Они образуют пластовые тела мощностью от 0,3 до 70 м (чаще всего 10—20 м) среди углеродистых филлитов и кислых метатупфопесчаников верхней (ацгаринской) толщи и амфиболитовых сланцев-метатупфотурбидитов нижней (Чиликской) толщи, составляя в них до 30—40% от объема разреза. Это буровато-серые тонкозернистые породы с тонкой параллельной слоистостью. Она подчеркивается сегрегациями мелкозернистого кварца и нередко смята вместе с ними в изоклинальные складки.

Сланцеватость выражена плохо, очевидно, вследствие малого размера (~0,5 мм) и разрозненности чешуек биотита, имеет вид толстоплитчатой (5—10 см) отдельности, на поверхностях которой, однако, четко выражена минеральная линейность. Породы состоят из микровкрапленников (обломков?) размером 0,2—0,5 мм кислого плагиоклаза ( $Al_{10}$ ), обычно полисинтетически сдвойникового, и кварца в более тонкозернистом (0,1—0,2 мм) лепидогранобластовом агрегате кварца, плагиоклаза, эпидота, биотита, мусковита и Fe—Ti окислов при постоянном присутствии рассеянных порфиробластов (0,5—1 мм) граната. Микровкрапленники плагиоклаза (10—40% от объема породы) и кварца (0—5%) по облику напоминают обломки фенокристов в серых плагиориолитовых туфотурбидитах. Это сходство подчеркивается присутствием иногда обломков (до 1 мм) и линзовидных включений (1×6 мм) микрогипидиоморфной основной массы плагиориолитов. (рис. 20). Указанный состав микропорфиридов оказывается довольно выдержанным и среди кислых, и среди базитовых метапесчаников, лишь с уменьшением в последнем случае роли кварца в обломках вплоть до его полного вытеснения плагиоклазом.

По мере усиления метаморфизма и смены зеленых амфиболитовых сланцев их более метаморфизованным эквивалентом — черными слоистыми амфиболитами — вблизи Чиликского массива тоналитов микропорфириды сменяются мелкозернистыми слюдяными сланцами без реликтов обломочной структуры, часто с гранатом и ставролитом, а также плагиогнейсами, в которых плагиоклаз уже выглядит бластическим. Явные метапелиты здесь также имеются в виде угле-



Рис. 20. Микропорфиرويد "аркозид" с уплощенной линзой плагиориолита. Ацгаринская подзона Передового хребта, гора Уруп

родистых слюдяных сланцев с ленточными прослоями (0,5—10 см) светлых слюдяно-кварцевых сланцев без реликтов обломочной структуры, представляющих собой или метапесчаники, или окварцованные мраморы.

Характерные для Макерской подзоны Главного хребта светлые слюдяные сланцы и плагиогнейсы в контрастном переслаивании с амфиболитами оказываются близким аналогом этих слюдяных сланцев по микропорфироидам и, очевидно, имеют такое же происхождение. Микропорфироиды низкой ступени метаморфизма входят в состав зеленокаменного эквивалента Чилинской толщи, контактирующего по субвертикальному разлому с гнейсами восточного экзоконтакта Чиликского массива. Микропорфироиды здесь — зеленовато-белые тонкозернистые сланцеватые породы, состоящие из микро-вкрапленников таблитчатого плагиоклаза (0,1—0,5 мм, 15—20% объема породы) и остроугольно-уплощенного (раздавленного) кварца (0,1—0,3 мм, 5—10%) в лепидогранобластовой массе (<0,05 мм) кварца, хлорита и серицита. Они образуют прослои мощностью от 1 до 10 м среди темно-зеленых базальтовых туфопесчаников, обломочный материал которых представлен плагиоклазом, часто с признаками градационной отсортированности, а цемент — кварц-альбит-эпидот-хлоритовым агрегатом.

Считать микропорфиroidы песчаниками мешает следующее. Они залегают во флишеидных турбидитовых толщах, но сами не обладают градационной текстурой, свойственной здесь же присутствующим песчаникам кислого (плагиоклаз-кварцевого) или основного состава. Другие достоверные признаки осадочного происхождения (косая слоистость и т.п.) в них также не наблюдались. Контакты с амфиболитовыми сланцами-метатуфотурбидитами резкие, без признаков

смешивания материала. Такое смешивание наблюдалось нами, например, в среднеюрских отложениях Горного Крыма, где в турбидитовых песчаниках бодракской свиты туфогенный андезитово-базальтовый обломочный материал сочетается с терригенным, существенно кварцевым. Чередясь между собой, микропорфириды и амфиболитовые сланцы — метатуфотурбидиты образуют такую же контрастную ассоциацию, как субвулканические плагиориолиты и зеленокаменные метатуфотурбидиты в соседней — Блыбской подзоне. Уместно подчеркнуть, что метаплагиориолиты в Ацгаринско-Чиликской подзоне отсутствуют и микропорфириды как бы выполняют их роль среди базальтовых метатуфотурбидитов.

Эти особенности, а также сопоставления с другими регионами (Урал, Гималаи, Прибайкалье), где подобные "аркозоиды", по наблюдениям авторов, широко распространены, причем иногда явно в интрузивном залегании, привели к предположению [93] об инъекционной природе рассматриваемых пород как флюидизационных микробрекчий, слагающих криптовулканические силлы. Возможность того, что микропорфириды образовались по плагиориолитовым пеплам из удаленного источника, кажется менее вероятной из-за громадной мощности (до 70 м) отдельных прослоев и отсутствия реликтов пепловых частиц. Хотя вопрос о природе микропорфиридов остается еще далеким от разрешения, твердо установленной можно считать их связь с раннегеосинклинальным плагиориолитовым вулканизмом и принадлежность к рассматриваемой формации.

### Слюдяные ортосланцы и ортогнейсы

Эти безграфитовые кристаллические сланцы широко развиты в Блыбском, Ацгаринском кристалликуме, в Главном хребте и в Бечасынской зоне. В частности, макерская серия Главного хребта сложена в преобладающей части слюдяными сланцами, состоящими из кварца, мусковита и биотита с переменными количествами граната, андалузита, силлиманита и, как правило, с послойными кварцевыми жилками. Подвергаясь плагиофельдшпатизации, они переходят в плагиогнейсы, при калиевой фельдшпатизации — в гранитогнейсы. Обычно подобные сланцы считаются метапелитами [29], в частности, в связи с повышенным содержанием глинозема в некоторых разностях. Следует заметить, что это высокое содержание  $Al_2O_3$  (до 30% и более, согласно личному сообщению Г.И. Баранова) характеризует сланцы, обогащенные слюдой и минералами глинозема. Множество послойных кварцевых прожилков дает возможность предполагать, что обогащение глиноземом есть следствие кислотного выщелачивания на некоторых участках, а не отражение первично высокоглиноземистого состава всех слюдяносланцевых толщ. Например, типичный кварц-мусковит-биотитовый сланец с гранатом (табл. 5, обр. 13/77) показал вполне умеренное содержание  $Al_2O_3$  (15,72%). Вероятно, процесс кислотного выщелачивания здесь в известной мере аналогичен широко известному во всех складчатых областях метасоматическому образованию кварц-серицитовых сланцев по плагиорио-

литам в районах колчеданных месторождений, например, описанному на Среднем Урале А.Д. Ракчевым [68]. В области развития макерской серии и особенно в лабинской серии Главного хребта наряду со светлыми слюдяными сланцами встречены метапелитовые слюдяные сланцы с графитом, где они чередуются с криноидными известняками (например, в лаштракской (аджарской) свите).

Мы считаем, что значительная часть светлых слюдяных сланцев образовалась при метаморфизме интрузий описываемой плаггиогранит-плаггиориолитовой формации. Так, в обнажениях вдоль Большой Лабы, в районе ее устья хорошо прослеживается постепенное превращение плаггиогранитов Блыбского массива в слюдяной сланец с усилением метаморфизма и рассланцевания; округлые выделения голубоватого кварца переходят в линзочки гранулированного кварца, содержание слюды возрастает, увеличивается размер чешуек, и порода приближается по составу к слюдяному сланцу, контакт которого с интрузивным массивом (рис. 12) нечетко выражен. С.С. Круглов [48] уже давно отметил принадлежность этого массива плаггиогранитов к раннепалеозойскому интрузиву, метаморфизованному в разной степени и выполняющему роль переходного звена между кристал-

Таблица 5

Химический состав пород раннегеосинклинальной плаггиогранит-плаггиориолитовой формации, вес. %

Компонент	1/77	91/73	78П16	78П18	78П9	П3/77	20/77
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	68,34	69,30	67,33	66,69	65,69	68,82	71,87
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,34	0,68	0,45	0,42	0,33	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,88	16,40	14,51	16,17	16,23	16,26	14,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,74	1,24	2,52	2,17	3,43	1,78	1,84
FeO	0,60	0,82	1,49	0,92	0,74	0,55	0,18
MnO	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04	0,02
MgO	1,21	0,57	1,81	1,28	1,20	1,08	0,94
CaO	2,15	2,42	3,06	2,63	3,85	1,96	1,43
Na <sub>2</sub> O	5,30	4,80	3,65	4,89	5,01	4,98	6,76
K <sub>2</sub> O	2,42	2,78	3,61	2,39	2,33	2,55	1,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	Сл.	0,21	0,12	0,10	0,10	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,57	1,14	0,58	1,47	0,34	1,57	0,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	—	0,19	0,23	0,21	0,18	0,02
CO <sub>2</sub>	0,21	0,12	Не обн.	0,10	Не обн.		
Сумма	99,98	99,98	99,69	99,55	99,57	100,21	99,81
г/т							
Ba	1125 (863)		1395	800	970	(1157)	915
Sr	678					(756)	
Rb	(479) 48 (55)		696 88	939 66	1270 34	1000 58 (59)	486 24

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	78П14	18/77	ТВ(33)	364/1	150/73	8114А	ОМ32	КВ(7)
	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	76,67	74,68	74,45	67,00	59,70	76,46	73,0	74,60
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,24	0,22	0,60	1,28	0,11	0,47	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,68	11,34	13,02	13,90	14,60	12,02	13,4	13,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	1,82	2,62	3,72	2,70	—	2,8	1,02
FeO	1,33	1,32		2,74	7,04	1,83	0,92	
MnO	0,07	0,05	0,07	0,15	0,23	0,034	0,02	0,03
MgO	0,41	1,48	0,28	0,76	0,76	1,34	1,0	0,31
CaO	2,45	2,08	1,85	2,45	4,75	0,20	3,0	1,20
Na <sub>2</sub> O	3,39	4,96	5,03	5,22	5,17	5,99	5,3	7,40
K <sub>2</sub> O	1,05	0,24	0,47	1,19	0,81	0,34	0,12	0,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,08		0,09	0,68		0,41	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,17	1,14	1,07	1,67	2,01	1,18	0,89	1,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	0,01	—	—	—	0,12	0,03
CO <sub>2</sub>	He обн.	0,25		—	—	—	0,03	
Сумма	100,08	99,69		99,80	99,73	99,50	101,00	

г/т

Va	214		74				64	371
Sr	126		97				114	298
Rb	20		10				5	10—30

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	7725Б	78П15	78/22Ел	78П15А	8015/А	78П12	78П21	7732В
	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	71,82	77,54	70,74	77,00	75,63	76,10	76,78	66,48
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,17	0,40	0,13	0,28	0,18	0,37	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,57	11,85	13,52	11,93	11,73	12,64	10,88	16,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,21	4,20	1,06	0,57	2,39	0,93	1,45
FeO	2,05	1,36		1,58	2,00	0,38	2,20	1,57
MnO	0,04	0,07	0,03	0,07	0,08	0,01	0,08	0,05
MgO	1,38	0,79	0,32	0,73	0,70	0,12	1,75	1,55
CaO	2,94	0,38	3,00	0,17	0,79	0,17	0,28	4,16
Na <sub>2</sub> O	4,82	5,36	5,17	5,69	6,06	7,01	4,85	4,91
K <sub>2</sub> O	0,56	0,27	0,14	0,26	0,14	0,07	0,10	0,89
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сл.	0,08	0,06	0,02	0,08	0,04	0,14	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,38	1,16	0,52	0,93	1,18	0,25	1,26	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,09	He обн.	0,03	0,03	0,07	0,14
CO <sub>2</sub>	1,90	0,25	1,04	0,32	0,50	—	0,22	0,56
Сумма	99,91	99,54	99,89	99,77	99,67	99,93	99,93	100,14

г/т

Va	—	(151)			(98)	—	—	
Sr	106	46			33	26	48	
		(49)			(59)			
Rb	10	11			(4)	9	10	
		(7)						

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	78П7	78П19	78П5	7826В1	$\frac{7}{2}$ 77	$\frac{6}{22}$ 77	71271	8158Б
	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	71,72	76,54	64,11	72,99	67,95	72,02	69,29	71,57
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,17	0,52	0,40	0,05	0,47	0,51	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,20	12,69	14,63	12,74	13,70	12,33	12,85	14,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	0,90	2,76	0,98	1,92	1,23	1,48	1,38
FeO	3,54	1,49	3,04	2,72	2,43	2,74	2,05	1,20
MnO	0,07	He обн.	0,11	0,031	0,11	0,025	0,08	0,031
MgO	2,73	"	3,08	1,67	1,84	1,91	0,87	0,27
CaO	0,77	0,77	3,92	0,21	4,19	1,02	3,10	3,97
Na <sub>2</sub> O	5,07	6,34	3,71	5,33	4,31	3,93	6,20	4,29
K <sub>2</sub> O	0,12	0,28	0,59	0,35	2,07	1,24	1,40	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,08	0,14	1,87	0,14	0,04	0,14	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,49	0,35	2,51		0,94	3,27	0,88	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,001	0,05		0,10	0,12	0,09	—
CO <sub>2</sub>	He обн.	He обн.	0,69	—	—	0,11	1,60	—
Сумма	100,11	99,61	99,86	99,54	99,75	100,52	100,54	99,50

г/т

Ba 40 — — 403 ср.

Sr 40 41 145 236 ср.

Rb 9 — 15 33 ср.

Таблица 5 (окончание)

Компонент	15577	78ГП	7735УР <sub>2</sub>	7836Г <sub>1</sub>	6/77	13/77	8022В
	32	33	34	35	36	37	38
SiO <sub>2</sub>	62,63	73,54	72,31	69,14	67,94	67,65	70,00
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,25	0,56	0,85	0,59	0,72	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,59	12,76	13,58	15,20	14,93	15,72	14,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	1,22	0,85	1,11	2,05	2,17	0,60
FeO	4,03	1,19	2,35	3,18	3,16	2,55	0,96
MnO	0,11	0,10	0,04	0,06	0,09	0,10	0,05
MgO	3,57	1,39	1,40	1,25	1,53	1,71	0,70
CaO	4,42	4,02	1,24	1,66	1,71	1,52	1,30
Na <sub>2</sub> O	2,58	1,05	4,52	4,78	3,38	3,44	5,33
K <sub>2</sub> O	2,07	1,88	1,50	0,20	3,05	2,44	3,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,14	0,10	0,06	0,14	0,15	He обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,80	1,98	1,17	2,19	1,19	1,87	1,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,04	0,15	0,16	0,08	0,10	0,14
CO <sub>2</sub>	2,50	0,45	0,16	—			1,29
Сумма	100,24	100,02	99,95	99,84	99,84	100,14	99,75

г/т

Ba — 690 790  
(657)Sr 145 160 115  
(100)Rb 18 88 81  
(85)

Примечание. 1—9, 11—13 — метаплагииграниты: 1,5—9 — Блыбский массив, 2—4 — Бескесский массив, 11—12 — Бечасынская зона бассейн р. Хасаут; 10—трондьемиты Твидлингейта, Ньюфаундленд, среднее из 33 анализов [114]; 13,14 — "океанические плагиограниты". 13 — Н. Теберда, 14 — Оман [103]; 15 — трондьемитовые гальки из конгломератов Карраванг, Западная Австралия, среднее из 7 анализов [106]; 16 — плагиогранитная галька из подджентинских конгломератов; 17—27, 30—33 — метаплагииориолиты: 17,19, 21—23, 32 — Блыбское поднятие, 18 — линза в базальтовом метатуфотурбидите, Блыбское поднятие, 20 — Передовой хребет, р. Теберда, 24—27 — Передовой хребет, Бескесско-Марухская подзона, бассейн р. Большая Лаба; 30 — Бечасынская зона, р. Баксан, 33 — кислый метатуфотурбидит, Передовой хребет, Бескесско-Марухская подзона, бассейн р. Большая Лаба; 28, 29 — плагиориолиты Командорских островов [27]; 31 — плагиориолит, о-в Уруп, Курильские острова; 34, 35 — микропорфиroidы Ацгаринской подзоны; 36, 37 — слюдяные ортосланцы, Блыбское поднятие; 38 — слюдяной ортосланец, Бечасынская зона, р. Кубань.

Анализы выполнены в лабораториях: 1 — ГИН АН СССР, 11 — Геологического факультета МГУ; 35 — Укрчермет, остальные ИГЕМ АН СССР. Анализы на микроэлементы выполнены в ИГЕМ АН СССР рентгенофлуоресцентным методом; в скобках — методом пламенной фотометрии.

лическими и зелеными сланцами. Действительно, верхний контакт интрузии с базитовыми туфотурбидитами (на хр. Белые Скалы) практически не отличается от резких контактов небольших силлов кварцевых альбитофиоров и плагиогранит-порфиоров, тогда как южный контакт определить практически невозможно.

Превращение аркозоидов с их микропорфировой структурой в слюдяные сланцы с гранатом наблюдаются вдоль гребня хр. Абишира Ахуба с запада на восток по мере превращения в мешающих их амфиболитовых сланцев в черные амфиболиты. Эти слюдяные сланцы нередко фельдшпатизируются и переходят в гнейсы вблизи Чиликского массива, где переслаиваются с тонкослоистыми амфиболитами таким же образом, как аркозоиды с амфиболитовыми сланцами.

В зоне Главного хребта, в кургашинчатской толще (верховья р. Джаловчат) нами обнаружены (рис. 21) контакты светлых слюдяных сланцев и амфиболитов, которые свидетельствуют об интрузивной природе этих сланцев. Во многих разрезах всех структурных зон светлые слюдяные сланцы чередуются с тонкослоистыми амфи-

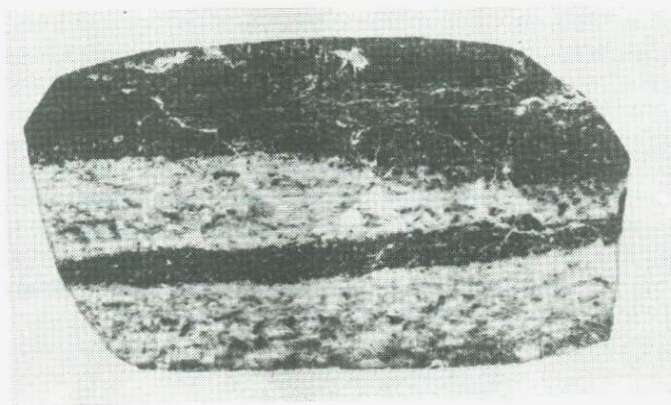


Рис. 21. Прослой ("микросиллы") гранатслюдяного сланца в амфиболите. Зона Главного хребта р. Джаловчат

болитами (предполагаемыми туфотурбидитами), образуя однородные слои мощностью от нескольких дециметров до многих десятков метров, как аркозиды и порфиroidы по плагиориолитам и плагиогранитам в менее метаморфизованных участках тех же зон.

Все это дает основание считать, что часть этих светлых слюдяных сланцев представляет первичные раннегеосинклинальные метаплагиориолиты и метаплагиограниты того же возраста.

### **Особенности вещественного состава раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации**

Постоянная метаморфизованность пород формации, нередко с явным участием привноса и выноса, сильно затрудняет оценку особенностей вещественного состава. Не всегда ясно, какие из них первичные, магматические, а какие вторичные, метаморфические.

Главная особенность состава всех разновидностей пород рассматриваемой формации — их низкая калиевоcть при высоком содержании кремнезема, т.е. плагиогранитный (плагиориолитовый) характер. Это подтверждается и первичным минеральным составом (табл. 6) и петрохимически (табл. 5).

Кварц и плагиоклаз — главные первичные минералы, составляющие в полнокристаллических разностях соответственно 30—40% и 50—60% от объема породы. В порфировых разностях именно ими представлены фенокристы (кварц — от 5 до 10% от объема породы, плагиоклаз — 10—20%). Первичные фемические минералы, как правило, не сохранились, ни во вкрапленниках, ни в основной массе, кроме наполовину хлоритизированного биотита "в океаническом" плагиограните из нижнетебердинских серпентинитов. Судя по шестиугольной форме мелкочешуйчатых хлоритовых псевдоморфоз, незначительная часть фенокристов была представлена фемическими минералами, скорее всего, роговой обманкой. В остальных случаях биотит и амфибол (не говоря уже о мусковите) явно метаморфические, бластические, хотя и замещены кое-где диафорическим хлоритом. Не было обнаружено следов наличия или бывшего присутствия фенокристов щелочного полевого шпата. Интерстиционный, возможно, позднемагматический, щелочной полевой шпат, представленный шахматным альбитом, изредка присутствует в некоторых разностях плагиогранитов, составляя менее 5% объема и лишь в "океаническом" плагиограните (обр. 8114А)<sup>1</sup> достигая примерно 10—13%. В остальных случаях щелочной полевой шпат представлен решетчатым микроклином, контрастирующим своей свежестью и прозрачностью с измененным плагиоклазом. Принадлежность этого калиевого полевого шпата именно к микроклину доказывается, помимо наличия характерной решетки, большим углом  $2V_{Np}$ , превышающим 80° по замерам на федоровском столике. Такие замеры были сделаны для микроклина из метаплагиогранитов Бескесского (обр. 819А, см. рис. 13)

<sup>1</sup> Чистый альбит  $Al_0$  — по микронзондовому анализу в лаборатории ИГЕМ (аналитик С.Е. Борисовский).

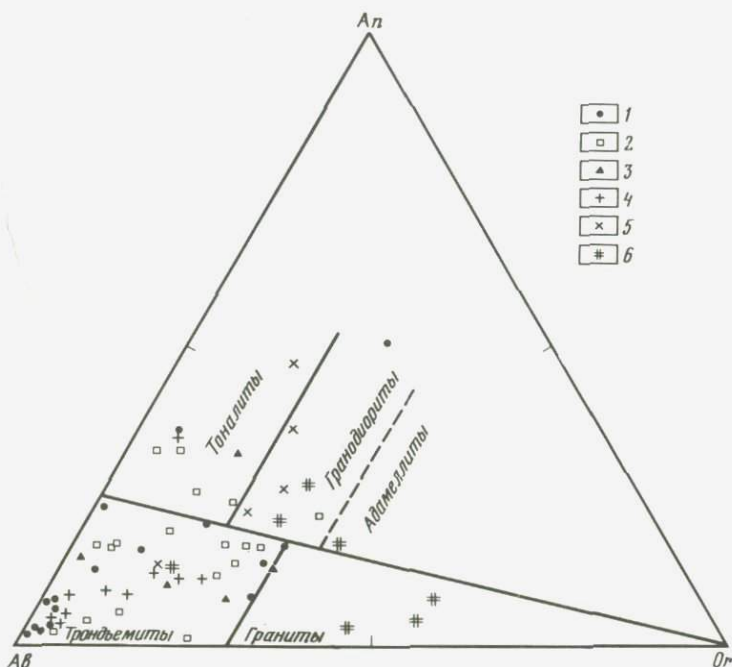


Рис. 22. Нормативные составы кислых пород рассматриваемых формаций на классификационной диаграмме О'Коннора

1 — метаплаггиориолиты и кислые метатрифурбидиты; 2 — метаплаггиограниты, 3 — микропорфиroidы ("аркозойды") и слюдяные ортосланцы; 4 — раннекинематические гнейсоплаггиограниты; 5 — позднегеосинклинальные тоналиты и плаггиограниты; 6 — позднекинематические граниты

и Блыбского (обр. 7821 у 1, см. рис. 12 и 7821 ф 1) массивов, причем в последнем случае решетчатый микроклин  $2V_{Np}=84^\circ$  был подтвержден и рентгеновским анализом в лаборатории ИГЕМ (аналитик В.И. Иванов), показавшим принадлежность его к высоко упорядоченной триклинной разности.

Первичный плаггиоклаз, несомненно, был более основной, судя по реликтам зональности и аналогии с менее метаморфизованными плаггиориолитами других регионов, где его состав обычно соответствует андезину, доходя в ядрах кристаллов до лабрадора [27, 103]. В изученном нами неогеновом полифировом плаггиориолите Курил (см. табл. 6, пр. 8158 Б) — близком аналоге некоторых плаггиориолитов Бескесско-Марухской подзоны (обр. 7826В<sub>1</sub>) фенокристы плаггиоклаза варьируют по составу от  $An_{38}-An_{42}$  до  $An_{52}-An_{57}$ <sup>2</sup>, замещаясь по прожилкам альбитом, тогда как фенокристы пироксена и амфибола полностью замещены хлорит-кальцитовым агрегатом и узнаются лишь по характерным контурам. Таким образом, альбитовый состав плаггиоклаза кавказских пород следует считать всецело результатом деанортитизации при региональном метаморфизме.

<sup>2</sup> По замерам углов погасания с  $N_p^j$  в сечении  $\perp [100]$ , подтвержденных анализом на микрозонде Самеса в лаборатории ИГЕМ (аналитик С. Борисовский).

Таблица 6  
Количественно-минеральный (модальный) состав  
некоторых плагногранитов и плагioriолитов

Порода	1/77	78П16	78П18		78П9	78П14	8114А	7725Б	8015А	78П19	8158Б
	1	2	3		4	5	6	7	8	9	10
Плагиоклаз (деанортитизированный)	29,7	53,4	42,4		13,8	33,6*	39,8	49,9	12,3*	12,6*	29,0*
Кварц	34,0	35,8	15,4		20,9	23,6*	30,0	24,3	4,8*	14,6*	11,5*
"Шахматный" альбит	2,3				4,9						
Плагногранофировые сростания							15,0	22,3			
Микроклин		3,0									
Амфибол											
Биотит		4,3	1,9		4,9						
Мусковит	11,2		5,7								
Эпидот и акцессории	5,6	3,5	4,9		9,6						
Хлорит						1,0		3,5			
Основная масса	16,2	29,7					2,3				
Примечание: Название и местонахождение пород см. в табл. 5. Звездочкой отмечены фенокристаллы. Основная масса пород — микрогранобластовый агрегат кварца и альбита с примесью слюды и хлорита.					36,9	41,8			82,9	72,8	58,3

Наиболее характерные акцессории — сфен, апатит, циркон, ортит, Fe—Ti-окислы, видимо, отражают особенности первичного валового химического состава породы, однако представляют скорее метаморфическую перекристаллизацию, чем магматическую кристаллизацию. Ортит, например, наблюдается часто в виде ядер в крупных явно метаморфических зернах эпидота. Мелкие (<0,1 мм) зерна циркона устанавливаемого главным образом, в шлих-протолочках плагногранитов, своей округлой формой напоминают здесь же присутствующий метаморфический эпидот, хотя встречаются изредка и тонкопризматические кристаллы, возможно, магматического генезиса.

В табл. 5 приведены новые данные химических анализов пород отобранных на территории рассматриваемого района. На нормативной полевошпатовой диаграмме О'Коннора [102] (рис. 22) большинство из них расположено в поле трондьемита, т.е. плагногранита (плагioriолита). Отклонения в сторону гранодиорита и гранита для метаплагногранитов обусловлены увеличением содержания метаморфических слюд и появлением калишпата. Их приходится отнести за счет привноса калия при усилении метаморфизма. Обилие серицита объясняет и преобладание К над Na в одной пробе плагioriолитового туфа (ГП 78), по особенностям первичной минералогии не отличающегося от обычных плагioriолитов с  $K_2O < 1\%$ . Однако относительная обогащенность калием зеленого андезито-дацитового цемента джентинских конгломератов (пр. 7732 В<sub>2</sub> — 0,89%  $K_2O$  против 0,07—0,56% в плагioriолитах и в обломках плагногранитов), вероятно, первична, так как подобная обогащенность калием дацитовых составов характерна и для измененных низкокальциевых кислых вулканитов современных примитивных островных дуг, например Тонга и Ю. Сандвичевой [105].

Вариации содержания главных элементов находятся в тех же пределах, что и для аналогов формации в других регионах, в частности, архейских трондьемитов и кератофилов Карраванг в Австралии [106], раннепалеозойских трондьемитов Литтл-Порт и Твиллинггейт в Ньюфаундленде [112, 114], неогеновых плагioriолитов Командорских островов [27] и т.д.

Содержания Pb, Sr и Ba сильно варьируют (табл. 5), в целом возрастающая в более метаморфизованных разностях плагногранитов, особенно затронутых калиевым метасоматозом. На диаграмме Pb—Sr (рис. 23) плагioriолиты и плагнограниты из зеленокаменных зон наряду с раннегеосинклинальными базальтами и габбро попадают в поля трондьемитов Твиллинггейт и Литтл-порт, тогда как метаплагнограниты Блыбского и Бескесского массива, переходящие в слюдяные сланцы и гнейсы, — в поле континентальных трондьемитов. При этом отношении Pb/Sr варьирует в пределах 0,07—0,47, будучи выше, чем в "океанических" плагногранитах (0,04) [103], но заметно ниже, чем в позднекинематических плагногранитах рассматриваемого района. По величине отношения K/Rb (от 294 до 571) наши плагнограниты и плагioriолиты вполне сопоставимы с их аналогами в других регионах (Литтл-Порт — 462, Твиллинггейт — 395, Карраванг — 290—333, Командоры — 316). Несколько повышенное значение отношения Ba/Sr (от 1,5 до 3) по сравнению с ньюфаундлендскими (0,76—0,77) и другими аналогами обусловлено наличием акцессорного барита, устанавливаемого в шлихпротолочках и, очевидно, имеющего тот же гидротермальный генезис, что и известные в районе баритовые рудопроявления.

Особенности геологического положения и состава раннегеосинклинальной плагногранит-плагioriолитовой формации, а также наличие

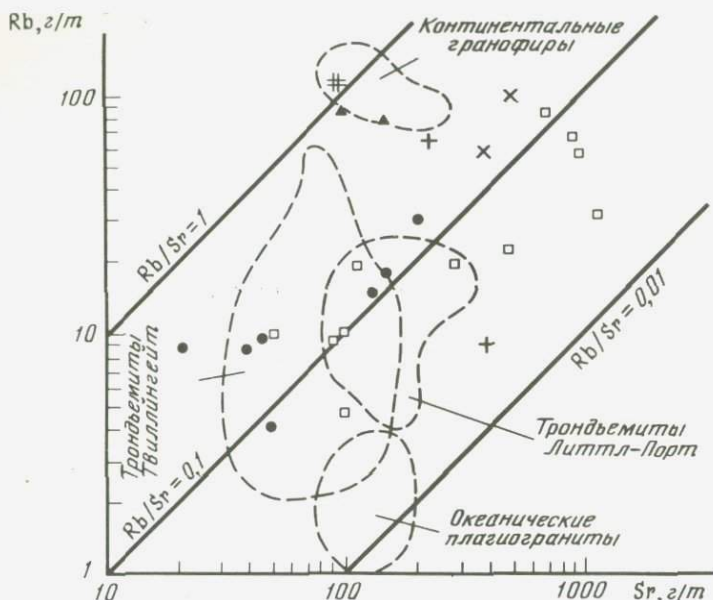


Рис. 23. Диаграмма Rb—Sr для кислых пород рассматриваемых формаций. Условные обозначения см. рис. 22; Поля составов по Дж. Малпасу и Дж. Пейну и Д. Стронгу

ее аналогов в складчатых областях разного возраста, включая древнейшие участки континентальной коры (архей Австралии и т.д.), позволяют считать эту формацию первым "гранитным звеном" в цепи геосинклинальных превращений океанической коры в континентальную. С учетом всех фациальных разновидностей и метаморфических эквивалентов общий объем продуктов первого этапа кислого магматизма оказывается значительно больше принимаемого обычно. Это требует своего объяснения в петрогенетических построениях. Поскольку выплавление плагиогранитов из сиалического корового материала в нашем случае совершенно исключается по всей совокупности геолого-петрографических и геохимических данных, интерес представляют лишь петрогенетические модели, связывающие плагиограниты с эволюцией базальтоидного магматизма. С нашей точки зрения, лучше всего объясняет характерные особенности формации петрогенетическая модель Т. Грина и А. Рингвуда [107], предусматривающая генерацию плагиогранитно-тоналитовых расплавов при частичном плавлении метабазальтов в достаточно глубинных условиях, о чем подробно сказано в гл. IV.

#### ФОРМАЦИЯ РАННЕКИНЕМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОИДОВ И ПЛАГИОМИГМАТИТОВ

Термин "раннекинематический" применительно к гранитоидам был предложен [84] в качестве замены термина "синкинематический" и дополняет термины "позднекинематический" и "посткинематический" в рамках той же тектонической классификации гранитов, соз-

данной Е. Вегманном и П. Эскола и развитой в работах В. Мармо и др. [113, 99]. Кроме того, в группу синкинематических гранитов наряду с гнейсо-гранитами включались также гнейсовидные гранитоиды (гранодиориты, кварцевые диориты и т.п.), связанные с базальтоидным магматизмом и заслуживающие, по нашему мнению, выделения в самостоятельную формацию, например, ранне- или позднегеосинклиналиную, что и сделано в настоящей работе.

В формацию раннекинематических гранитоидов мы выделяем гнейсограниты, тесно связанные с ранним этапом динамотермального метаморфизма плагиофельдшпатизацией и плагиомигматизацией. Их отличительной особенностью являются: 1) плагиогранитный состав, иногда замаскированный наложенной калишпатизацией; 2) сланцеватая текстура с четкой минеральной линейностью; 3) бластические микроструктуры, чаще всего лепидогранобластовая, без явных признаков гипидиоморфизма в отличие от раннегеосинклиналиных метаплагиогранитов; 4) залегание в виде достаточно резко ограниченных тел интрузивного облика, иногда с ксенолитами и апофизами, в отличие от имеющих диффузные границы гранитогнейсов и теневых мигматитов; 5) участие в ранней изоклиналиной складчатости. Обычно гнейсо-граниты слагают согласные, реже кососекающие жилы мощностью в несколько дециметров и метров, редко в десятки метров, среди слюдяных сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов; мелкие жилы близки по составу и строению лейконому плагиомигматитов-артеритов.

Типичные гнейсо-плагиограниты развиты лишь в тех участках кристалликума, где проявлены плагиофельдшпатизация и плагиомигматизация. К таким участкам прежде всего относится ядро Блыбского поднятия в зоне Передового хребта (см. рис. 3 и 4). В Ацгаринской подзоне Передового хребта раннекинематические гранитоиды и плагиомигматиты практически отсутствуют. В зоне Главного хребта раннекинематические плагиомигматиты и гнейсограниты встречены нами в верховьях рек Индрюкой и Гондарай среди гранатовых амфиболитов и силлиманитосодержащих гранат-слюдяных сланцев, в районе месторождения Кти-Теберда, в верховьях рек Алибек, Маруха и др. Именно к раннекинематическим гнейсо-гранитам (калишпатизированным гнейсо-плагиогранитам) относятся, по нашему мнению, "лейкократовые гнейсы", описанные Ю.Я. Потапенко с соавторами [66] в районе р. Кти-Теберда с убедительным обоснованием их интрузивной природы. Ксенолиты раннекинематических плагиомигматитов довольно часто наблюдаются в позднекинематических гранитах Главного хребта, например, на территории г. Теберда у автостанции (рис. 24), на гребне хр. Четет-Чат и во многих других местах. В Бечасынской зоне раннекинематические плагиомигматиты и гнейсо-граниты встречаются среди фельдшпатизированных слюдяных сланцев в долине р. Кубани и ее притоков, а также в виде ксенолитов в "красных" гранитах Малко-Муштинского массива. Жилы гнейсо-плагиогранитов (плагиоаплитов) пересекают метаплагиограниты Блыбского (см. рис. 4) и Бескесского массивов.

Гнейсо-плагиограниты имеют равномернозернистые структуры и



Рис. 24. Ксенолит раннекинематического плагиомигматита в позднекинематическом граните. Зона Главного хребта, гора Теберда

состоят из кислого плагиоклаза (олигоклаза), кварца, мусковита, биотита (иногда замещаемого диафторетическим хлоритом), апатита, сфена и циркона. В участках метасоматической фельдшпатизации в них появляются порфиробласты плагиоклаза (альбита) или калиевого полевого шпата и породы превращаются в очковые гнейсо-граниты. По содержанию слюд различаются граниты разной степени лейкократовости, вплоть до плагиоаляскитов (Na-аляскиты, по Г.Д. Афанасьеву [6]) и плагиоаплитов, а также плагиопегматитов. При этом намечается определенная гомодромность этой серии пород — более лейкократовые различия являются более поздними. Некоторые плагиоаляскиты и плагиоаплиты, несмотря на гранобластовые структуры, производят впечатление позднекинематических образований, поскольку в них не заметна линейность и сланцеватость. Видимо, это связано с незначительным содержанием слюд, но, возможно, они действительно являются позднекинематическими, так как нередко сопровождаются порфиробластической фельдшпатизацией вмещающих светлых сланцев, в результате чего последние приобретают псевдомассивное сложение.

Если внутри кристалликума эти плагиограниты представлены альбит-олигоклазовым разностям, то в зеленокаменной оболочке они сменяются гнейсовидными мусковит-альбитовыми и мусковит-хлорит-альбитовыми сланцами, в том числе порфиробластовыми. В этих альбитовых гнейсовидных сланцах более лейкократовые альбитовые жилы обнаруживают явно секущие взаимоотношения, причем они проникают вплоть до кровли базальтовых туфотурбидитов (верховья р. Загеданки, см. рис. 6). Хлорит в таких жилах иногда имеет признаки образования по биотиту, хотя вмещающие туфотурбидиты — типичные зеленые безбиотитовые серицит-хлоритовые сланцы, а не диафториты.

Трудно сказать пока, где проходит граница между чисто магматическими и метасоматическими разностями этих плагиогранитоидов. Альбитовые гнейсовидные породы среди зеленых сланцев, скорее всего, являются метасоматитами, а мощные жилы гнейсо-гранитов внутри кристалликума, особенно с ксенолитами, вероятно, представляют метаморфизованные магматические граниты, хотя сами расплавы для них имеют метаморфогенную природу.

Количественно-минеральный состав (в об. %) гнейсоплагиогранитов Блыбского поднятия, слагающих жилы в гранат-слюдяных сланцах (обр. 800E1) и амфиболитах (обр. 800E), приведен ниже.

	800E1	800E
Кварц	38,1	24,3
Плагиоклаз (сосюритизированный)	—	150
Альбит	32,0	42,9
Мусковит	27,4	12,8
Биотит (и хлорит по нему)	1,9	3,8
Эпидот	0,3	0,7
Акцессории (апатит, ортит, сфен, циркон)	0,3	0,5

В большем содержании слюд для обр. 800E1, очевидно, сказывается влияние вмещающих пород — слюдяных сланцев. Это влияние еще заметнее в плагиомигматитах. Среди слюдяных сланцев лейкосом плагиомигматитов отвечает по составу биотитовому или двуслюдяному плагиограниту, а среди амфиболитов — роговообманковому или биотит-роговообманковому тоналиту и плагиограниту. При этом цветное число в лейкосоме сильно варьирует в пределах одного штуфа, что заставляет предполагать ведущую роль метасоматического замещения в образовании плагиомигматитовых жилок. В образовании крупных тел раннекинематических плагиогранитов, вероятно, участвовало частичное или полное плавление, вызванное метасоматической плагиогранитизацией, чем и можно объяснить большую степень мобилизации вещества в них по сравнению с плагиомигматитами.

Химический состав раннекинематических плагиогранитов отражен в табл. 7, а положение их точек на диаграмме *AFM* (рис. 11) показывает более высокую общую щелочность (в основном за счет повышенного содержания  $Na_2O$ ) по сравнению с породами ранней плагио-риолит-плагиогранитной формации, что вполне объясняется отмеченной в них плагиофельдшпатизацией.

По содержаниям Rb и Sr гнейсоплагиограниты близки к "континентальным трондьемитам" (рис. 22), отражая большую степень фракционирования по сравнению с раннегеосинклинальными плагиогранитами.

Возраст раннекинематических гранитоидов не вполне ясен. Они, безусловно, моложе раннегеосинклинальных плагиогранитов, т.е. образовались после раннего девона. В верхнедевонских флишевых конгломератах (андрюкских, картджурских и др.), где галька плагио-риолитов и плагиогранитпорфиров довольно обычна, обломков гнейсо-плагиогранитов не было пока встречено (в отличие от молассовых

Т а б л и ц а 7  
Химический состав пород формации  
раннекинематических гранитоидов, вес %

Компо- ненты	800E	800E1	5/77	11/77	12/77	153/75	157/75	179/75	193/75	189/75
SiO <sub>2</sub>	73,02	73,79	70,98	70,89	67,27	72,32	73,52	75,52	73,00	75,79
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,12	0,17	0,09	0,51	0,26	0,08	0,26	—	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	15,68	15,89	16,77	15,98	14,57	14,86	13,30	15,53	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,92	1,18	0,78	1,93	1,17	0,62	0,97	0,24	0,97
FeO	0,85	0,48	0,19	0,24	0,50	0,35	0,22	0,38	0,25	0,22
MnO	0,03	0,02	0,01	Сл.	0,01	0,02	—	—	—	—
MgO	0,54	0,71	0,26	0,09	1,34	0,51	0,26	0,44	0,17	0,17
CaO	1,10	0,43	1,95	0,98	2,79	1,58	1,46	1,34	1,10	1,46
Na <sub>2</sub> O	7,09	2,78	6,58	9,19	8,71	5,48	6,76	5,33	8,52	6,98
K <sub>2</sub> O	0,43	2,91	1,83	0,45	0,41	2,44	1,52	1,91	0,70	0,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,12	0,30	0,05	0,08	0,28	0,22	0,37	0,24	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,71	1,78	0,20	0,10	0,97	0,60	—	0,30	—	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,07	—	0,02	0,16	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,50	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,73	100,02	100,04	99,65	100,66	99,58	99,52	100,12	99,75	99,70

г/т

Ba	364	890
Sr	403	235
Rb	9	74

Примечание. Все образцы из Блыбского поднятия. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР; микроэлементы определялись рентгенофлуоресцентным методом.

конгломератов среднего карбона), но и сами гнейсоплагиограниты не наблюдались в коренном залегании среди этих обломочных толщ.

Остаются пока неясными и соотношения гнейсоплагиогранитов с породами позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой формации. Типичные гнейсограниты, смятые в линейные изоклинальные складки, с минеральной линейностью, вероятно, образовались раньше габбро и тоналитов Чиликского типа, поскольку в последних такая линейность не наблюдается. Поздние же лейкократовые разности, имеющие позднекинематический облик, возможно, формировались параллельно с магматитами следующей формации.

Датирование гнейсоплагиогранитов К—Аг методом по валовым пробам и мусковиту не дало однозначных результатов. Полученные значения возраста (см. табл. 2) колеблются примерно в тех же пределах, что и для раннегеосинклинальных плагиогранитов из тех же участков. В лучшем случае эти значения могут отражать время позднего метаморфизма (мусковитизации). Однако ощутимую разницу (37 млн. лет) для двух упоминавшихся гнейсоплагиогранитов (Пр.800E — 282 ± 30 млн. лет и Пр.800E1 — 319 ± 14 млн. лет), слагающих параллельные жилы всего в 15 м друг от друга, но в разных вмещающих породах, трудно объяснить разновременностью их внедрения, муско-

витазацией или даже поднятием выше критической геоизотермы. Очевидно, эта разница отражает лишь разную степень нарушения (в данном случае явно в сторону "омоложения") первоначальных изотопных соотношений при наложении таких поздних процессов, как хлоритизация и альбитизация, с которыми, по-видимому, связывается и резкая разница в содержании  $K_2O$ , Rb и Sr в этих пробах (см. табл. 5). Эти лишние раз свидетельствует о том, насколько еще велики трудности в интерпретации радиоизотопных датировок метаморфитов и особенно метаморфизованных магматитов.

С учетом всего изложенного выше мы относим формацию раннекинематических гнейсоплагиогранитов и плагиомигматитов к среднему палеозою.

### ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

В эту формацию мы условно выделяем щелочные базальтоиды, описанные Г.Д. Афанасьевым и Н.П. Лупановой [10] в составе выделенной ими в северной части Передового хребта среднедевонской базальт-трахитовой формации. Кислые члены этой формации, как выяснилось позже [42], являются субвулканическими интрузиями верхнего палеозоя. Щелочные базальтоиды встречены среди флишовой андрюкской (бахмуткинской) свиты и представляют собой зеленокаменно измененные породы с вкрапленниками клинопироксена (авгита) и полевого шпата. Клинопироксен частично замещен биотитом, а полевые шпаты, среди которых предполагался даже сандин [10], полностью замещены агрегатом светлых слюд.

Поскольку щелочность этих базальтоидов (до 3%  $K_2O$  и выше) по химическим анализам валовых проб [10], может быть в настоящее время связана лишь с наличием явно вторичных слюдястых минералов, возникают известные сомнения в первичной природе этой щелочности. Она может оказаться следствием калиевого метасоматоза, широко проявленного, по наблюдениям С.В. Савина, Г.И. Баранова [13] и других геологов, в той же Андрюкской подзоне Передового хребта и приводящего, в частности, к микроклинизации интрузивных раннекарбонных габбро-диабазов.

Другим проявлением этого метасоматоза можно считать уже упоминавшуюся биотитизацию флишовой андрюкской (бахмуткинской) свиты вблизи северной границы зоны Передового хребта. Сомнения вызывает и эффузивная природа щелочных базальтоидов, поскольку достоверных признаков синхронного вулканизма (туфов, туфотурбидитов или пирокластического материала) в разрезах флишовой формации нам не удалось обнаружить. В качестве эффузивного "порфиритового горизонта" описывалось [46] пластовое тело массивного метадиабазы с микрофенокристами авгита (замещаемого бурой слюдой) среди рассланцованных плагиориолитовых туфов Бескесско-Марухской зоны. Пластовое тело мы сопоставляем с дайками метагаббро-порфиринов, секущими метаплагиограниты Блыбского массива, и относим и те и другие к ранним проявлениям следующей позднегеосинклиальной габбро-тоналитовой формации. Возможно, что и

рассматриваемые щелочные базальтоиды частично или полностью относятся к этой же группе субвулканитов, затронутых калиевым метасоматозом. Если в ходе дальнейших исследований подтвердится вулканическая природа базальтоидов, их можно будет считать аналогом позднегеосинклинальной порфиритовой андезито-базальтовой формации, мощно проявленной в верхнем девоне Южного Урала [86] и предвещающей становление позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой формации.

#### ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ГАББРО-ТОНАЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В эту формацию мы выделяем пеструю серию интрузивных пород, связанных с возобновлением базальтоидного магматизма после становления плагиогранит-плагиориолитовой формации, но предшествующих позднекинематическим гранитам, которые завершают данный геосинклинальный цикл. В тех складчатых областях, где проявилась поздняя порфиритовая (порфирировая андезито-базальтовая) формация (например, Южный Урал [86]), породы рассматриваемой формации оказываются еще более поздними, но также предшествующими завершению динамотермального метаморфизма и позднекинематическим гранитам. Для нее наиболее типоморфным являются тоналиты (биотит-амфиболовые кварцевые диориты), но встречаются также габброиды, диориты и плагиограниты; принадлежность последних к данной формации не всегда очевидна. В участках проявления калишпатизации диориты и тоналиты переходят в сиенито-диориты и гранодиориты. Породы формации затронуты динамотермальным метаморфизмом, но заметно слабее, чем раннегеосинклинальные магматиты в тех же зонах.

Породы рассматриваемой формации неоднократно описаны в литературе в составе разных комплексов и формаций Большого Кавказа, считающихся разновозрастными: "комплекса малых интрузий", ранне-среднедевонской "габбро-диорит-плагиогранитной" и позднепалеозойской "сиенито-диоритовой" формаций, раннекарбонных "габбро-плагиогранитного" и "габбро-диоритового" комплексов, среднедевонской "габбро-плагиогранитной (Худесский и Хасаутский интрузивные комплексы)" и раннекарбонных "габбро-плагиогранитной (Архызский комплекс)" и "габбро-монцонитсиенитовой (Заканский комплекс)" формаций и др.

Поскольку главным критерием отнесения интрузий к рассматриваемой формации является ее послеплагиориолитовый, но догранитный характер, формационная принадлежность ряда массивов остается неясной. Прежде всего это касается габброидов Верхнетебердинского, Карабекского и Архызского массивов, слабо метаморфизованных, залегающих среди раннегеосинклинальных базальтоидов в ассоциации с ультрабазитами; они могут оказаться как ранне-, так и позднегеосинклинальными. Некоторые обособленные тела плагиогранитов, например залегающие среди силурийских (?) филлитов у оз. Кыфар и отнесенные нами к раннегеосинклинальным, могут оказаться на самом деле позднегеосинклинальными, особенно сильно раслан-

цованными (с образованием линейности) вследствие близости к крупному разлому.

Наиболее типичные представители позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой формации развиты в зоне Передового хребта, где слагают ряд крупных (Чиликский, Ацгаринский, Ажогинский, Загеданский, Заканский, Балканский и др.) и мелких массивов. Они приурочены часто к границам разных структурных зон и залегают субвертикально. Как правило, обладают расслоенностью, параллельной контактам, и гнейсовидностью, но без минеральной линейности (рис. 25). Эта гнейсовидность подчеркивается трахитоидным расположением вкрапленников плагиоклаза и сочетается с четкими гипидиоморфнозернистыми микроструктурами пород, что и позволяет считать ее протогнейсовидностью, образовавшейся в процессе течения магмы с взвешенными кристаллами.

Габбро и диориты имеют роговообманковый состав и содержат включения горнблендитов, напоминающие иногда ксенолиты, а иногда — кумулятные скопления. Габбро и диориты в виде явных ксенолитов встречаются в тоналитах, т.е. намечается определенный гомодромный интрузивный ряд. Все породы в той или иной степени метаморфизованы — пироксен в них не сохраняется, роговая обманка замещается волокнистым актинолитом, плагиоклаз частично деанортизируется и замещается сосюртитом, пренитом и скаполитом, биотит хлоритизирован, сфен замещается лейкоксеновым агрегатом.

Среди тоналитов, преобладающих в массивах, встречаются секущие жилы лейкократовых гранитов, которые, скорее всего, не связаны с тоналитами генетически. В одних случаях это плагиогранит-порфиры, образующие зоны закалки на контакте с вмещающими тоналитами и сланцами и относящиеся к более молодым посткинematicким гранитам. В других случаях аляскитовые жилки в тоналитах практически ничем не отличаются от позднекинematicких аляскитов с типичной гранитной структурой и, видимо, являются таковыми, тем более что среди гнейсов, вмещающих Чиликский массив, развиты типичные позднекинematicкие мигматиты анатектического генезиса; лейкосом, отвечающий по составу лейкограниту, обнаруживает гранитную структуру и имеет биотитовую реститовую оторочку.

Габбро-диориты и тоналиты в отдельных зонах подвергаются метасоматической калишпатизации, особенно Заканский массив и его продолжение в верховьях р. Загеданки (см. рис. 6), при этом диориты переходят в сиенито-диориты, а тоналиты — в гранодиориты; в массивах Заканской полосы калишпатизация сопровождается появлением уже явно магматических жилок — граносиенитов с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой позднекинematicкого облика.

К этой же формации мы относим жилы метагаббро, секущие метаплагиограниты Блыбского массива. Это серия крутопадающих жил мощностью до 2—3 м. В краевых частях метагаббро более мелкозернистые, что очень напоминает зону закалки. В центральных частях породы напоминают полифировый пироксеновый порфирит

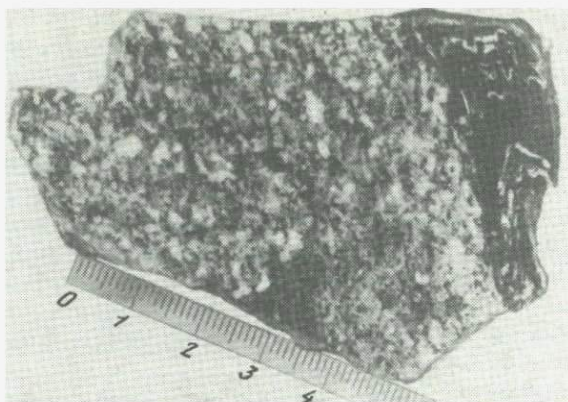


Рис. 25. Протогнейсовидный тоналит с ксенолитом плейчатого амфиболита. Передовый хребт, р. Большая Ажга

с роговой обманкой короткопризматического уралитового облика. Породы менее деформированы, чем вмещающий метаплаггиогранит, с четкой сланцеватостью и минеральной линейностью, хотя и обнаруживают грубую сланцеватость. В то же время габброиды пересекаются лейкократовыми жилками плагиоаляскитового состава.

Тоналиты Загеданского массива пересекают джентинские известняки, т.е. они более молодые, чем средний девон; обломки калишпатизированных разностей (сиенито-диориты) неоднократно описывались в базальных конгломератах среднего карбона в долине р. Марухи и других участках [29]. В позднегеосинклинальных флишевых конгломератах ( $D_2$ — $C_1$ ) обломки тоналитов и сиенито-диоритов неизвестны. Поэтому возраст габбро-тоналитовой формации в зоне Передового хребта находится в пределах поздний девон—ранний карбон. На большинстве геологических карт Загеданский, Чиликский и прочие массивы этой формации датируются нижним карбоном, очевидно, на основе датировки джентинских известняков (см. гл. II). Однако мы считаем, что внедрение габбро, диоритов и тоналитов могло начаться в зонах растяжения — в сводах поднятия еще в раннем девоне параллельно с накоплением флиша в прогибах (см. ниже, гл. IV), а в раннем карбоне произошло лишь завершение становления формации: метаморфизм под динамотермальным воздействием метаморфических диапиров, локальная калишпатизация и т.п. Радиоизотопные датировки К—Аг методом дают значения, отвечающие карбону и перми (например, биотит из Чиликского массива — 330 млн. лет [51], плагиогранит Ажогинского массива —  $245 \pm 12$  млн. лет, см. табл. 2, сиенито-диориты Закана — 320 млн. лет [9] и 248 млн. лет [29] и т.д.). Эти значения можно интерпретировать лишь как время вторичных изменений, поэтому мы датируем позднегеосинклинальную габбро-тоналитовую формацию в зоне Передового хребта  $D_3$ — $C_1$ , полагая наиболее вероятным такой же возраст для нее и в соседних структурно-формационных зонах.

В зоне Главного хребта к рассматриваемой формации можно

отнести гнейсовидные роговообманковые габбро-диориты, тоналиты и плагиограниты верховьев р. Лашипсе, прорывающие амфиболиты и мраморы лабинской серии и, в свою очередь, прорванные массивными биотитовыми гранитами позднекинематического Дамхурцевского массива (см. рис. 3). В более восточных участках Главного хребта, в верховьях рек Аксаут и Теберда к этой формации относятся гнейсовидные катаклазированные биотитовые тоналиты и плагиограниты, изображаемые на большинстве геологических карт как плагиограниты нижнего карбона. Эти породы содержат ксенолиты роговообманковых габбро-диоритов и слагают субвертикальные пластовые тела мощностью от нескольких до десятков метров вдоль бортов грабенообразной тектонической структуры (Архызско-Клычской депрессии, по М.Л. Сомину [74]), разделяющей два крупных блока кристаллических сланцев: Тебердинское (на севере) и Софийское (на юге) поднятия [74]. "Депрессия" сложена интенсивно дислоцированными (с развитием по крайней мере двух генераций складок) флишоидными филлитизированными сланцами, относимыми обычно к нижней юре.

Гнейсовидные тоналиты, как правило, сильно катаклазированные, встречаются в виде линзовидных блоков и среди этих филлитов, например, в русле р. Джаловчат. Эти блоки приходится трактовать как тектонические клинья доюрского фундамента, хотя они могут оказаться согласными интрузиями в филлитах, подвергшимся деформации вместе с вмещающими породами, если подтвердится предположение Г.Д. Афанасьева [7] о принадлежности этих филлитов к палеозою (силуру), а не к юре. С нашей точки зрения, эти филлиты по литолого-петрографическим особенностям и стилю деформаций резко отличаются от субплатформенной песчаниковой нижней юры, залегающей с резким несогласием на гранитах и кристаллических сланцах в той же зоне (гора Муссатчери и др.), но они могут быть сопоставлены с филлитизированной флишоидной толщей  $D_2-C_1$  в Андрюкской подзоне Передового хребта.

В восточных районах зоны Главного хребта к позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой формации можно отнести гнейсовидные тоналиты с ксенолитами метагаббро, переходящие в очковые гранодиоритогнейсы в результате наложения порфиروبластической калишпатизации и позднекинематической прожилковой мигматизации. Эти породы слагают в долине р. Черек Балкарской близ устья р. Каштан-Су согласное тело среди биотитовых гнейсов и амфиболитов и вместе с ними оказываются вмещающими породами для позднекинематических калиевых гранитов. Такого же типа тоналиты, переходящие в гранодиоритогнейсы, залегают среди слюдяных сланцев-порфиридов (метаплагиориолитов) в долине р. Урух в самых северных выходах доюрского цоколя.

Именно к позднегеосинклинальным тоналитам и плагиогранитам, затронутым позднекинематической калишпатизацией, мы относим гранитоиды Кассарского массива в долинах рек Ардон и Бад в Осетии, неоднократно описанные в литературе [7].

В Бечасынской зоне к позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой

Таблица 8  
Химический состав пород позднегеосинклинальной  
габбро-тоналитовой формации

Окисел	806А	8016А	192/72	122/72	144/73	153/73	148/73	152/73
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47,56	47,50	43,75	44,42	49,85	45,55	49,80	50,55
TiO <sub>2</sub>	1,32	0,65	2,12	1,28	1,53	1,52	1,92	2,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,95	15,50	13,88	14,74	16,45	15,70	14,20	13,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50	2,00	2,18	1,14	1,36	1,10	2,20	1,83
FeO	6,30	4,30	8,24	6,53	9,26	7,92	10,10	10,62
MnO	0,20	0,13	0,18	0,17	0,17	0,35	0,23	0,23
MgO	5,16	10,10	5,13	5,64	7,66	3,87	5,27	5,39
CaO	8,05	12,20	9,66	5,89	2,56	9,30	7,84	6,98
Na <sub>2</sub> O	4,05	2,09	5,07	0,47	4,26	4,04	4,25	4,53
K <sub>2</sub> O	2,16	0,99	0,21	3,92	1,05	0,34	0,34	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,16	0,34	0,44	0,27	0,18	0,08	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,45	3,10	3,48	3,23	2,58	2,78	3,09	3,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,96	0,06	0,18	0,21	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,58	0,00	—	—	2,45	0,47	0,80	0,05
NiO	0,0026	0,012	—	—	—	—	—	—
CaO	0,0040	0,0037	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,009	0,05	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,82	99,78	100,18	100,14	99,45	100,13	100,12	99,79
г/т								
Rb	32	10						
	(51)	(15)						
Sr	1301	145						
	(1760)	(190)						
Ba	1300							
	(1340)	(100)						

формации можно отнести массивы габбро-диоритов, переходящие в сиенито-диориты, в устье р. Даут; ортоамфиболиты — метагабброиды, прорывающие порфириды в долине р. Кубань и зеленокаменные габбро-диабазы, прорывающие плагиориолиты и плагиогранит-порфиры в долине р. Хасаут. Эти интрузивные породы были подробно описаны ранее в составе досилурийских (довариссийских) габбро-диоритовой и габбро-диабазовой формаций [44]. Однако в свете изложенного в гл. II о принадлежности всей Бечасынской зоны к варисцидам более оправданно параллелизовать эти интрузии с их аналогами в зоне Передового хребта (табл. 8) и отнести к вариссийской позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой формации D<sub>3</sub>—С<sub>1</sub>, предшествующей позднекинematическим "красным" гранитам. Возможно, что некоторые из меланократовых ранних фаз в составе этих "красных" гранитов, например гнейсовидные гранодиориты с удлиненными ксенолитами диоритов в русле р. Мушт, представляют

Таблица 8 (окончание)

Окисел	160/73	408/1	115—74	15178	7833Ц	809А	7840Г	КА-18	803А3
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	50,92	53,80	54,10	55,97	58,68	60,84	62,06	68,94	71,74
TiO <sub>2</sub>	0,65	1,27	1,43	0,83	0,88	0,78	0,77	0,46	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,85	19,86	16,47	10,12	15,96	17,22	15,37	14,75	14,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	1,23	1,81	2,17	2,23	1,50	1,43	0,23	1,06
FeO	5,04	5,44	4,93	5,06	3,91	3,70	3,73	2,95	1,52
MnO	0,15	0,13	0,08	0,15	0,18	0,07	0,13	0,09	0,08
MgO	3,66	6,74	2,84	11,43	4,19	2,63	3,42	1,88	0,96
CaO	8,07	3,36	6,20	7,99	5,33	5,12	3,52	1,73	2,49
Na <sub>2</sub> O	4,50	2,29	3,03	3,71	3,15	3,48	3,54	5,00	3,61
K <sub>2</sub> O	1,90	1,30	1,72	0,57	2,33	1,83	2,59	1,38	2,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,10	0,25	0,06	0,00	0,20	0,12	0,06	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,52	3,03	2,33	1,21	2,56	1,50	2,09	1,84	1,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,29	0,10	0,1	0,28	0,23	0,18	0,05
CO <sub>2</sub>	5,20	—	2,17	0,15	0,00	0,00	0,60	—	0,11
NiO	—	—	—	—	0,0059	0,0008	—	—	0,014
CaO	—	—	—	—	0,0028	0,0016	—	—	0,011
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,05	—	—	0,0003
Сумма	100,09	99,82	99,50	99,52	99,52	99,61	99,60	99,74	100,51
г/т									
Rb						109			
						(120)			(66)
Sr						398			
						(490)			(410)
Ba						435			800
						(490)			

Примечание. 1 — габбро, Блыбское поднятие, гора Загедан; 2 — габбро, Передовой хребет, р. Теберда; 3, 4 — габбро-диабазы, Бечасынская зона, бассейн р. Кубань; 5—9 — габбро-диабазы, Бечасынская зона, бассейн р. Хасаут; 10, 11 — габбро-диориты, Бечасынская зона, бассейн р. Кубань; 12 — габбро-порфирит, Блыбское поднятие, р. Большая Лаба; 13 — тоналит, Передовой хребет, Ацгаринский массив; 14 — тоналит, зона Главного хребта, р. Алибек; 15 — тоналит, Передовой хребет, Чиликский массив; 16 — жильный плагиогранит-порфир, Блыбское поднятие, гора Загедан; 17 — плагиогранит, Передовой хребет, р. Большая Ажога. Анализ 10 выполнен в лаборатории Геологического факультета МГУ, остальные — в ИГЕМ АН СССР; микроэлементы определены в ИГЕМ рентгенофлюоресцентным методом, в скобках — методом пламенной фотометрии.

собой калишпатизированные тоналиты Чиликского типа. Наложенный характер калишпатизации, придающей красный цвет исходным серым гранитоидам, здесь особенно нагляден, поскольку слоеподобные калишпатизированные участки отчетливо секут протогнейсовидность исходных пород и удлиненные мафические ксенолиты.

В других регионах наиболее близким аналогом рассматриваемой позднегеосинклинальной формации нам представляется изученная А. Хистанен [110], А. Симонен [116] и др. [101] габбро-диорит-тоналит-трондьемитовая серия юго-западной Финляндии (район Каланти). Эта "синкинematическая"<sup>1</sup> интрузивная серия нижнего протерозоя внедрилась в эвгеосинклинальную толщу метаграувак и мета-

<sup>1</sup> См. вступление к разделу "Формация раннекинematических гранитоидов".

пелитов, превращенных в амфиболиты и кинциты (гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы). Они вполне сопоставимы литолого-петрографически с вмещающими породами, например, Чиликского массива, причем часть кинцитов вполне может оказаться, по нашему мнению, аналогом кавказских "аркозоидов".

Как и на Кавказе, для этой интрузивной серии характерны: 1) конкордантные тела ("факолиты"); 2) протогнейсовидность ("линейные и плоскостные текстуры течения", параллельные контактам с вмещающими метаморфитами); 3) гидросиликатный характер мафических минералов всех членов серий: горнблендинты—роговообманковые габбро и диориты, биотит-роговообманковые диориты и тоналиты—биотитовые трондьемиты; 4) гомодромность этой серии с признаками некоторой дифференциации внутри отдельных тел, но с четким обособлением габбро, тоналитов и плагиогранитов (трондьемитов). К этому случаю подходят три петрогенетические модели: 1) фракционная кристаллизация габброидной магмы с осаждением роговой обманки, плагиоклаза и биотита; 2) частичное плавление амфиболита с существенно роговообманковым остатком и 3) частичное плавление амфиболита или эклогита. Из них Дж. Арт с соавторами [101] предпочитают первую, поскольку она лучше всего объясняет наличие роговообманковых кумулятов (горнблендитовых включений) и непрерывность составов от габбро до трондьемита.

Именно эта модель фракционной кристаллизации вполне пригодна и для объяснения происхождения позднегеосинклинальных габбро и тоналитов кавказских варисцид. Однако трондьемиты района Каланти, по объему заметно превосходящие все другие члены серии, вряд ли целиком являются дериватами габброидной магмы. Хотя конкретной информации на этот счет в цитированных работах отыскать не удалось, можно предполагать, что какая-то часть этих трондьемитов (возможно, значительная) является аналогом массивных плагиогранитов в гнейсовом обрамлении Чиликского массива и связана с позднекинематической мигматизацией и анатексисом. В этой связи показательно, что на приведенной в работе [101] геологической карте района Каланти послетрондьемитовыми гранитоидами оказываются только рапакиви — наиболее типичные представители посткинематических гранитов [99, 113], тогда как позднекинематические граниты совсем не показаны, хотя очень широко распространены в составе нижнего протерозоя Финляндии [99, 116].

#### **ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕКИНЕМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОИДОВ И МИГМАТИТОВ**

В эту формацию мы выделяем в полном соответствии с уже обсуждавшейся тектонической классификацией гранитов [99, 113] все гранитоиды, связанные с завершением геосинклинального цикла, т.е. метасоматической калишпатизацией, анатексисом, всплыванием гнейсовых диапиров, окончанием динамотермального метаморфизма и формированием зрелого гранито-метаморфического слоя. Это, главным образом, нормальные двуполевошпатовые (как правило, плагиоклаз-микроклиновые) граниты, биотитовые и двуслюдяные, реже пла-

гиограниты и гранодиориты. Они имеют отчетливо интрузивные формы залегания, пересекают все гранитоиды рассмотренных выше формаций и ранние складчатые структуры, но и сами могут быть изогнуты в складки поздних генераций, особенно в участках проявления поздней мигматизации. Для них характерна типично гранитная микроструктура, которая сочетается с порфиробластовой в участках калишпатизации, и протогнейсовидность близ контактов.

Динамометаморфическая сланцеватость отсутствует или выражена слабо, не сопровождается линейностью, но будучи развитая, может быть параллельна протогнейсовидности или пересекать ее под тем или иным углом [85]. Позднекинематические гранитоиды, залегающие обычно среди кристаллических сланцев в инфракструктуре, в отличие от посткинематических не образуют зон закалки или контактовых роговиков и часто сопровождаются мигматитами того же состава и строения. Но среди слабо метаморфизованных пород супраструктуры они, вероятно, могут образовывать контактовые ореолы.

В варисцидах Большого Кавказа этим критериям прежде всего отвечают так называемые граниты Главного хребта (Уллукамский комплекс), широко развитые в одноименной зоне, и "северные" ("красные") граниты (Малкинский комплекс), развитые в Бечасынской зоне. Этим гранитам, обычно выделяемым в верхнепалеозойскую гранитоидную [9] или гранитовую позднеорогенную [29] формацию, посвящена обширная литература. Они детально описаны в работах Г.Д. Афанасьева [6], А.М. Демина [36], Г.М. Заридзе [41], Г.А. Михеева [54], О.Ш. Надарейшвили [57], Д.М. Шенгелия [94], Г.И. Баранова и др. [29] и др. Петрогеохимические особенности этих гранитов в сравнении с их аналогами в Чехословакии были рассмотрены А.Г. Гурбановым с соавторами [111]. Судя по опубликованным данным, а также материалам наших наблюдений, рассматриваемые гранитоиды в петрологогеохимическом аспекте вполне аналогичны позднекинематическим гранитоидам других регионов, и в частности финляндскому петротипу позднекинематических гранитов [113, 116].

Подробное описание состава и условий залегания рассматриваемых гранитоидов можно найти в упомянутых работах. Здесь же коснемся лишь некоторых спорных вопросов, и прежде всего возраста этих гранитоидов, а также соотношений с другими варисцидскими формациями и метаморфизмом.

Как и в других регионах, например на Урале [84], позднекинематические гранитоиды варисцид Большого Кавказа представлены несколькими фазами внедрения, причем более поздние фазы являются более лейкократовыми. В зоне Главного хребта в гранитах уллукамского комплекса обычно выделяются две такие последовательные фазы: ранняя, представленная серыми двуслюдяными (собственно уллукамскими) микроклиновыми гранитами и относимая к среднему карбону, и поздняя, представленная аляскитами и относимая к нижней перми, а также жильные дериваты гранитов — аплиты и пегматиты [54]. Г.Д. Афанасьев [9] в составе "позднепалеозойской формации" выделяет, кроме того, еще более раннюю фазу, представленную диоритами, гранодиоритами и порфировидными гранитами, относя

ее к среднему карбону, а двуслюдяные граниты — к верхнему карбону. Однако мы считаем, как и Г.И. Баранов, который относит гранитоиды повышенной основности к "раннеорогенным гранитоидам нижнего карбона" [29], что они заслуживают выделения в самостоятельную формацию. Поскольку такие гранитоиды в большей степени связаны с базальтоидным магматизмом, чем с сиалическим анатексисом, правильнее относить их к позднегеосинклинальной габбронотоналитовой формации, затронутой метасоматической калишпатизацией во время или после внедрения позднекинематических гранитов.

Однако среди биотитовых плагиогранитов и даже плагиогранодиоритов часть нужно относить к позднекинематической формации, поскольку по структурам, текстурам и условиям залегания они полностью аналогичны нормальным плагиоклаз-микроклиновым гранитам, являясь как бы их заменителем в некоторых участках, а главное — сопровождаются мигматитами того же состава и строения.

Такие позднекинематические плагиограниты встречены нами, например, на гребне хр. Чегет-Чаг близ пос. Архыз — на западном окончании Тебердинского поднятия в зоне Главного хребта. Они образуют серию параллельных крутопадающих жил мощностью от нескольких дециметров и до нескольких метров среди слоистых амфиболитов, чередующихся с мигматизированными биотитовыми гнейсами. Последние здесь преобладают и вмещают такие же параллельные жилы нормальных плагиоклаз-микроклиновых гранитов мощностью в несколько десятков метров и более. Те и другие жилы имеют резкие контакты, нередко с пересечением слоистой текстуры вмещающих пород; протогнейсовидность, обусловленную сгущениями чешуек биотита параллельно контактам тел и отщепления — апофизы, которые можно считать артеритовыми мигматитовыми жилками.

В биотитовых гнейсах, кроме того, встречены жилки раннекинематических мигматитов, пересекаемые позднекинематическими жилками (рис. 26). Рассматриваемые позднекинематические плагиограниты состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и редких зерен микроклипертита, который подобен микроклину из нормальных гранитов в соседних участках. Амфиболиты на контакте сильно биотитизированы в зоне толщиной 5—7 см, вплоть до превращения в биотитовые слюдиты. Причиной плагиогранитного состава позднекинематических гранитов явился здесь своего рода "местный дефицит" калия, возникший в нормальном гранитном расплаве, в результате выноса из него калия еще в процессе внедрения в мафические породы путем магматического замещения.

В зоне Передового хребта позднекинематические плагиогранитоиды особенно широко развиты среди восточного обрамления Чиликского тоналитового массива. Биотитовые плагиогранодиориты (Пр. 7840 В<sub>2</sub>, см. табл. 9) и плагиограниты там слагают крутопадающие жилы мощностью 1—2 с резкими, иногда явно секущими контактами среди плейчатых мигматизированных гранат-биотитовых плагиогнейсов, образовавшихся, вероятно, по аркозонам. Плагиогранитоиды сложены плагиоклазом, кварцем и биотитом, микроклин встречается редко. Структура пород типично гранитная, текстура массивная,

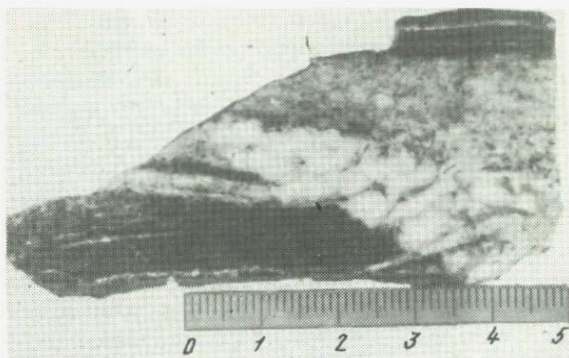


Рис. 26. Жилка позднекинематического гранита, пересекающая раннекинематический плагиомигматит. Зона Главного хребта, р. Гондорай

иногда протогнейсовидная, но без рассланцевания и без линейности. Лейкосомы мигматитов (жилки толщиной от 1—2 мм до 1—2 см) вполне аналогична по составу и структуре крупным жилам плагиогранитоидов, причем гранитная структура и массивное сложение сохраняются даже в плейчатых мигматитовых жилах в отличие от раннекинематических плагиомигматитов.

Такая же дисгармоничная плейчатость свойственна позднекинематическим мигматитам нормального гранитного состава, например, в долине р. Баксан близ устья р. Тютю-Су в зоне Главного хребта и множества других мест. Поскольку какой-либо выдержанности в ориентировке мелких складок не наблюдается, они скорее всего образовались вследствие местного увеличения объема породы при позднекинематической мигматизации наподобие дисгармоничных складок, возникающих при переходе ангидрита в гипс. Жилки плагиогранитов толщиной 1—2 см по составу и строению сходны с мигматитовыми и прорезают тоналиты Чиликского массива. Таким образом, рассматриваемые плагиограниты внедрились после тоналитов и одновременно с позднекинематической мигматизацией, которая здесь имела плагиогранитоидный характер в силу пока неясных причин.

В Бечасынской зоне позднекинематические плагиогранодиориты и плагиограниты (см. табл. 9), близкий аналог чиликских, но сильно хлоритизированные, развиты в долинах рек Кубани и Худеса. Они слагают плейчатые жилы мощностью от нескольких метров до дециметров среди слюдяных сланцев-порфиридов [44], напоминающих "аркозоиды" Передового хребта. Помимо хлоритизированного плагиоклаза, кварца и хлоритизированного биотита, в них содержится иногда и шахматный альбит, образовавшийся, вероятно, по калишпату первичного или вторичного генезиса. Четкая гранитная структура сохраняется даже в наиболее смятых участках жил, что можно считать доказательством принадлежности этих гранитоидов к позднекинематическим. Косвенным подтверждением этого служит встреченный нами в той же зоне близ устья р. Индыш типичный раннекинематический гнейсогранит с четкой минеральной линейностью.

Т а б л и ц а 9  
Химический состав пород формации  
позднекинематических гранитоидов, вес %

Окисел	7840В <sub>2</sub>	8011Б	189/72	204/72	6	1189	По [116]
SiO <sub>2</sub>	60,31	74,14	71,65	64,98	73,52	72,76	73,04
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,28	0,42	0,85	0,13	0,17	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,81	14,00	12,88	14,32	14,61	15,21	14,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,53	1,56	1,22	0,64	0,17	0,61
FeO	4,94	0,65	1,01	4,77	0,50	1,29	1,16
MnO	0,13	0,04	0,03	0,08	—	0,05	0,02
MgO	3,51	0,40	0,16	2,24	0,44	0,59	0,39
CaO	2,69	0,58	4,11	2,00	0,48	2,06	1,14
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,47	5,07	3,35	3,12	2,99	2,78
K <sub>2</sub> O	2,31	4,55	1,61	2,44	5,78	3,52	6,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,10	0,20	0,46	—	—	0,51
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,63	0,97	0,45	2,25	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,14	0,08	0,13	—	0,023	0,08
CO <sub>2</sub>	0,21	0,00	—	—	—	—	—
Сумма	99,50	99,93	100,59	99,55	99,83	99,75	100,02

г/т

Ba	436
Sr	109
Rb	118

Примечание. 1 — биотитовый плагиогранит гранит, хр. Абишира-Ахуба, к востоку от Чиликского массива; 2 — двуслюдяной гранит, зона Главного хребта, р. Учкулан; р. 3,4 — хлоритизированный плагиогранит из плейчтой мигматитовой жилы, Бечасынская зона, р. Кубань; 5 — двуслюдяной гранит, Главный хребет р. Макера [31]; 6 — биотитовый гранит, Главный хребет, р. Дамхурц [31]; 7 — микроклиновый гранит Южной Финляндии [116]; среднее из 18 анализов. Анализы 1—4 выполнены в ИГЕМ АН СССР; микроэлементы определены рентгенофлуоресцентным методом.

“Красные” граниты малкинского комплекса в той же Бечасынской зоне обычно параллелизуются по возрасту (несмотря на некоторые петрографические различия) с уллукамскими гранитами Главного хребта и чаще всего также относятся к среднему карбону.

Итак, в большинстве современных работ позднекинематические гранитоиды кавказских варисцид отнесены к верхнему палеозою и считаются одновозрастными с вулканогенной молассой среднего карбона—верхней перми, причем комагматами соответствующих вулканитов [29]. Однако существует и иное представление о домолассовом, предсреднекарбовом возрасте этих гранитоидов и связанной с ними калишпатизации. Оно было впервые выдвинуто в 1969 г. Ю.Я. Потапенко [62], обнаружившим валуны микроклиновых гранитоидов в конгломератах верхнего карбона в зоне Главного хребта, затем поддержано Г.А. Михеевым [55] и до некоторой степени М.Л. Соминым [74]. Эта точка зрения отражена на геологической карте Кавказа масштаба 1:500 000 1976 г., где рассматриваемые гранитоиды в порядке своего рода “компромисса” индексированы отчасти средним

палеозоем (PZ<sub>2</sub>) и отчасти просто карбоном (C), а на врезке масштаба 1:1 500 000 — средним верхним палеозоем (PZ<sub>2-3</sub>), тогда как верхним палеозоем (PZ<sub>3</sub>) индексированы лишь граниты, прорывающие молассу в зоне Передового хребта.

Вопрос о возрасте позднекинематических гранитов выходит далеко за рамки геологии Кавказа, поскольку речь идет о пространственно-временных и генетических соотношениях между гранитообразованием, сопряженным с региональным метаморфизмом, и кислым субсеквентным вулканизмом, сопровождающим моласообразование.

Главным аргументом в пользу позднепалеозойского возраста этих гранитов (в свое время считавшихся даже докембрийскими на основе их залегания среди "докембрийских" кристаллических сланцев) служат радиоизотопные, главным образом K—Ar, датировки. Их достаточно много приведено в литературе, и, за исключением явно "омоложенных" юрских и "меловых" значений (а такие тоже имеются [9]), большинство данных группируется в пределах 318—250 млн. лет [9,29 и др.], что соответствует позднему палеозою. Другим аргументом служат сообщения [38] о прорывании лейкократовыми гранитами верхнепермских мраморов в западной и восточной частях Главного хребта.

Однако Г.А. Михеев и др. [55] в той же западной части Главного хребта указывают на трансгрессивное залегание нижнепермских конгломератов на аляскитовидные граниты, тем самым ставя под сомнение верхнепермский возраст мраморов, прорванных гранитами, а также послемолассовый возраст самих гранитов.

Радиоизотопные датировки в данном случае, подтверждая принадлежность гранитов к вариссийскому циклу, не могут решить поставленный вопрос, поскольку для других, несомненно, более древних гранитоидов (позднегеосинклинальных, раннекинематических и даже раннегеосинклинальных), а также метаморфитов они колеблются в основном в тех же "позднепалеозойских" пределах (см. табл. 2). Это еще раз подтверждает представление, что радиоизотопные датировки гранитоидов и метаморфитов в лучшем случае фиксируют время их поднятия выше критической геоизотермы. Столь обычное совпадение этих датировок с временем моласообразования становится вполне понятным.

В пользу представлений о домолассовом (предсреднекарбонном) возрасте позднекинематических гранитоидов говорят их обломки, в том числе всех разновидностей гранитов уллукамского комплекса (от биотитовых и двуслюдяных гранитов до аляскитов), обнаруженные Ю.Я. Потапенко, В.А. Снежко и Г.А. Михеевым [55] в конгломератах верхнего карбона. Галька розовых микроклиновых гранитогнейсов была найдена нами и С.Н. Бубновым в верховьях р. Загеданки в низах разреза угленосной вулканогенной толстобугорской свиты, с которой начинается весь разрез сероцветной молассы среднего—верхнего карбона, слагающей узкий прогиб вдоль южной периферии Передового хребта (см. рис. 2 и 3). Выше по разрезу в конгломератах, содержащих примесь риолитовой пирокластики и чередующихся с туфами биотитовых риолитов, т.е. все еще принадлежащих толстобу-

горской свите среднего карбона, С. Н. Бубновым была собрана обширная коллекция валунов калиевых гранитов: биотитовых, двуслюдяных и других, а также гранитогнейсов, слюдяных сланцев и т.п. (С. Н. Бубнов, личное сообщение, 1981 г.).

Следовательно, в начале среднего карбона одновременно с субэвральным кислым вулканизмом где-то поблизости происходил размыв зрелого гранито-метаморфического слоя с интрузиями типичных позднекинематических гранитов. Поскольку в досреднекарбонových конгломератах подобные обломки пока неизвестны, можно считать, что размывались вариссийские гранитоиды, уже образовавшиеся к среднему карбону в прилежащих участках Большого Кавказа.

Еще одним доводом в пользу домолассового возраста позднекинематических гранитоидов служит их пространственное совмещение с кислыми вулканидами среднего карбона, выделяемыми нами в раннюю субсеквентную формацию. Одним из таких мест является обрамление Чиликского массива, где позднекинематические плагиогранитоиды и мигматиты окаймляются выходами среднекарбонových конгломератов с прослоями туфов биотитовых риолитов (см. рис. 3, 4).

Согласно современным петрологическим представлениям (например, [53, 96 и др.]) порфиновые риолиты являются производными перегретых маловодных расплавов, тогда как плутонические граниты, сопряженные с магматизацией, — производными водонасыщенных, более низкотемпературных расплавов, которые не могут переместиться далеко от места своей генерации и образовать вулканиды. Поэтому комагматичность риолитов и позднекинематических гранитов, а тем более их одновременное образование фактически в одном и том же участке кажутся маловероятными.

Позднекинематические граниты внедрились после завершения раннего этапа зонального динамотермального метаморфизма и раннекинематической плагиомигматизации. Это доказывается соотношениями, которые постоянно наблюдаются в обнажениях как на Кавказе (см. например, рис. 24, 26), так и в других регионах, например на Урале [85]. Вмещающие метаморфиты еще не успели остыть к моменту их внедрения. Позднекинематические гранитоиды кавказских варисцид, судя по отсутствию зон закалки, как и в других регионах, неразрывно связаны с поздней мигматизацией и фельдшпатизацией, преимущественно калиевой, завершившими формирование зрелого гранито-метаморфического слоя. Лейкосом поздних мигматитов по минеральному составу, текстуре и структуре вполне аналогичен гранитам из соседних крупных тел, причем часто мигматитовые жилки оказываются просто апофизами этих крупных тел. Однако нередко наблюдаются участки гнейсов, затронутые поздней фельдшпатизацией, которые по облику приближаются к протогнейсовидным позднекинематическим гранитам и выполняют роль связующего звена между метасоматическими гранито-гнейсами и магматическими гранитами. Все это и позволяет применить к позднекинематическим гранитоидам кавказских варисцид ту же трактовку, что была использована применительно к позднекинематическим вариссийским гранитоидам Урала [85, 87], а именно считать их производными взаимодействия трех процессов: метасоматической

фельдшпатизации, сиалического анатексиса и магматического замещения. Эти процессы чередовались и накладывались друг на друга, будучи связанными с воздыманием метаморфических диапиров и поздним этапом динамотермального метаморфизма, который отчетливо различается лишь в зонах, переходных к зеленосланцевым.

В свете всего изложенного наиболее вероятным временем проявления этих процессов, в том числе образования позднекинematических гранитоидов, является ранний карбон.

#### РАННЯЯ СУБСЕКВЕНТНАЯ РИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В эту формацию мы совместно с С.Н. Бубновым выделили уже упоминавшиеся кислые вулканиты, входящие в состав разреза сероцветной угленосной молассы среднего карбона и представленные главным образом туфами биотитовых риолитов, в том числе пизолитовыми, а также пепловыми разностями с отпечатками наземной флоры. Все это свидетельствует о субазральном характере извержений и позволяет использовать туфовые пачки в качестве надежных маркирующих горизонтов. Нижнюю часть разреза среднекарбоневой молассы, содержащую пачки этих вулканитов, обычно выделяют в толстобугорскую свиту, а верхнюю часть, без таких пачек, — в малоурупскую свиту [29 31]. Сами вулканиты в литературе освещены слабо. В работах Г.Д. Афанасьева [10] и других геологов [29, 31] можно найти лишь очень краткие сведения об их составе. По данным С.Н. Бубнова (личное сообщение, 1982 г.), в среднекарбоневых кислых туфах преобладают обломки фенокристов биотита, кварца, плагиоклаза ( $Al_{15-35}$ ) и калишпата (ортоклаза), а по валовому химическому составу туфы отвечают риолитам и риодацитам с содержанием  $K_2O$  от 3 до 5,5%.

Судя по характеру разреза молассы, риолитовые извержения начались почти одновременно с началом горообразования и размывом уже сформированного гранито-метаморфического слоя. Генерация риолитовых расплавов, очевидно, происходит за счет плавления сиалических пород вариссийской инфраструктуры в достаточно глубинных условиях, если принять во внимание утверждение Т. Грина и А. Рингвуда [107], что фенокристы кварца (а для рассматриваемых вулканитов они характерны) указывают на начало кристаллизации расплава при 20 кбар общего давления, т.е. на мантийных глубинах. Возможно, что новообразованные сиалические породы в составе вариссийской инфраструктуры (скажем, раннекинematические кислые метамагматиты) были затянуты на десятки километров тектоническими процессами, которые как бы компенсировали воздымание глубинных гнейсовых диапиров. Так могла проявиться связь с собственно геосинклинальным этапом вариссийского развития, а понятие "субсеквентный вулканизм" в таком случае наиболее точно отражает суть явления.

**ПОЗДНЯЯ СУБСЕКВЕНТНАЯ  
АНДЕЗИТ-ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ**

В эту формацию мы выделяем лавы и туфы андезитов и трахиандезитов, дацитов, андезито-базальтов, базальтов и трахибазальтов, входящих в состав разреза красноцветной нижнепермской молассы. В литературе можно найти лишь краткую характеристику этих вулканитов [9, 29, и др.]. Как установлено С.Н. Бубновым (личное сообщение, 1981 г.), в эволюции раннепермского вулканизма четко видна антидромная тенденция от дацитов до базальтов, причем многие из описанных в литературе "трахиандезитов" и "трахибазальтов" оказываются вулканитами нормального ряда, подвергшимися калиевому и натриевому метасоматозу.

**ФОРМАЦИЯ ПОСТКИНЕМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОИДОВ**

В эту формацию мы объединяем весьма пеструю группу гранитоидов гипабиссального и субвулканического облика, которые прорывают дислоцированные и в разной степени метаморфизованные породы вариссийского структурного этапа, причем нередко образуют зоны закалки и контактовых роговиков, а сами не несут следов деформации и об-



Рис. 27. Жилка посткинематического плагиигранит-порфира, пересекающая протогнейсовидный тоналит Загеданского массива. Обр. 7732а

щего с вмещающими породами метаморфизма. Эти гранитоиды встречены нами во всех главных структурно-формационных зонах: Бечасынской, Передового хребта и Главного хребта. В Бечасынской зоне они представлены дайками розовых и белых гранит-порфиров, прорывающих в районе Эльбрусского месторождения (долины рек Кубани и Худеса) кристаллические сланцы, в том числе порфиroidы и позднекинематические мигматиты. В Андрюкской и Бескесско-Марухской подзоне Передового хребта к ним относятся детально изученные В.М. Карпушиным [42] "позднепалеозойские гранитоиды", прорывающие терригенно-вулканомиктовый флиш, а местами также и нижепермскую молассу (см. рис. 2, 3). В Ацгаринской подзоне типичным представителем посткинематических гранитоидов являются многочисленнные дайки и прожилки плагиогранит-порфиров и тоналит-порфиров, прорывающие слюдяные сланцы — микропорфиroidы (см. рис. 6) и позднегеосинклинальные тоналиты (рис. 27).

В зоне Главного хребта именно к посткинематическим гранитоидам, вероятно, пермского (по С.Н. Бубнову) возраста нужно отнести дайку розовых флюидальных кварцевых порфиров, прорывающую в долине р. Аксаут позднекинематические граниты уллукамского типа. Г.И. Баранов (личное сообщение, 1981 г.) относит дайку дацитового состава к жилой серии уллукамских гранитов и считает это одним из подтверждений ранее им выдвинутого предположения [29] об антидромном характере уллукамского комплекса. Однако подобные дайки, безусловно, связаны с новым этапом магматизма, который является посткинематическим по отношению к метаморфическим и тектоно-магматическим процессам, создавшим варисцийский кристалликум. По мнению С.Н. Бубнова (личное сообщение, 1982 г.), которое мы разделяем, часть посткинематических гранитоидов является интрузивным эквивалентом кислых вулканитов среднего карбона и ранней перми, а часть отвечает автономной позднепалеозойской или даже мезозойской тектоно-магматической активизации варисцид на территории района.

#### ГЛАВА IV

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВАРИСЦИЙСКОГО ЭТАПА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Наиболее ранние события распознаваемой геологической истории Большого Кавказа связаны с варисцийским базальтоидным вулканизмом. Он начался еще в докембрии, точнее не определимом, на симатическом цоколе и продолжался в раннем палеозое. В качестве древнего симатического цоколя, вероятно, выступала океаническая кора — дно океана Тетис. Трудно пока сказать, был ли этот океан первичным или образовался при деструкции какого-то древнего сиалического континента. Приведенные в предыдущих главах данные о природе кристалликума и тектонических покровов говорят скорее в пользу первой точки зрения. В современной структуре Большого

Кавказа древнейший симатический цоколь, возможно, представлен блоками эклогитов и серпентинитов, выжатых из глубинных горизонтов благодаря серпентинитовому диапиризму. Можно полагать, что главная масса базитов исходной коры после эклогитизации стала уже частью континентальной верхней мантии, наличие эклогитов в которой является одним из важных отличий ее от океанической верхней мантии [76, 91].

Варисийская эвгеосинклиналь Большого Кавказа приобрела расчлененный рельеф с началом базальтоидного вулканизма. Относительно приподнятые участки, где располагались вулканы, чередовались с удлиненными депрессиями морского дна, где в условиях длительной прогибания накапливались турбидиты и пелагические глинисто-карбонатные илы. На базальтоидной стадии вулканизма в турбидитовые прогибы практически не поступало терригенного материала и они заполнялись переотлагаемым материалом подводных извержений, а также продуктами разрушения обнаженных участков симатического цоколя. Современным аналогом базальтовых туфотурбидитов можно считать описанные И. Мурдмаа [30] базальтовые пески рифтовых долин океанических хребтов. Туфотурбидитовые прогибы располагались на месте современных выходов кристалликума Главного хребта, на месте Блыбского и Ацгаринского поднятий в Передовом хребте и на месте Бечасынского кристалликума. Сопряженные с этими прогибами вулканические поднятия пока наметились лишь в зоне Передового хребта по выходам собственно вулканической фации базальтоидной формации: это район горы Карабек; верховья р. Кяфар-Агур; участки колчеданных месторождений Бескес, Быковское, Уруп, Худес и др.

Пока еще трудно судить о вариациях химизма базальтоидного магматизма по латерали и во времени. Вулканы промежуточного состава (андезито-базальты, андезиты) не играют здесь заметной роли в отличие, например, от Урала. Они обнаруживаются лишь вблизи палеовулканических центров, например Урупского, а в туфотурбидитовых разрезах мощностью в несколько километров преобладает базальтовый материал.

К середине силура базальтоидный вулканизм полностью затихает, и в лагранское время (поздний силур—ранний девон) в туфотурбидитовых прогибах накапливаются лишь глинисто-карбонатные и терригенные турбидиты, "зрелый", существенно кварцевый материал которых поступил с континента, очевидно с Восточно-Европейской платформы.

В конце раннего или начале среднего девона наступила плагиориолитовая стадия раннегеосинклинального вулканизма с унаследованием в значительной мере структурного плана базальтоидной стадии. Плагиориолитовые вулканы тяготели к более ранним базальтоидным центрам, а плагиориолитовые туфотурбидиты отлагались в тех же прогибах, где до того накопились мощные толщи базальтоидных турбидитов. Однако оси максимального прогибания, вероятно, смещались в стороны, так как разрезы плагиориолитовых туфотурбидитов имеют регрессивный характер (погружение материала вверх). В отличие от базальтоидной стадии главная масса расплавов плагиориолитовой стадии застревала на пути к поверхности в виде гипабиссальных, суб-

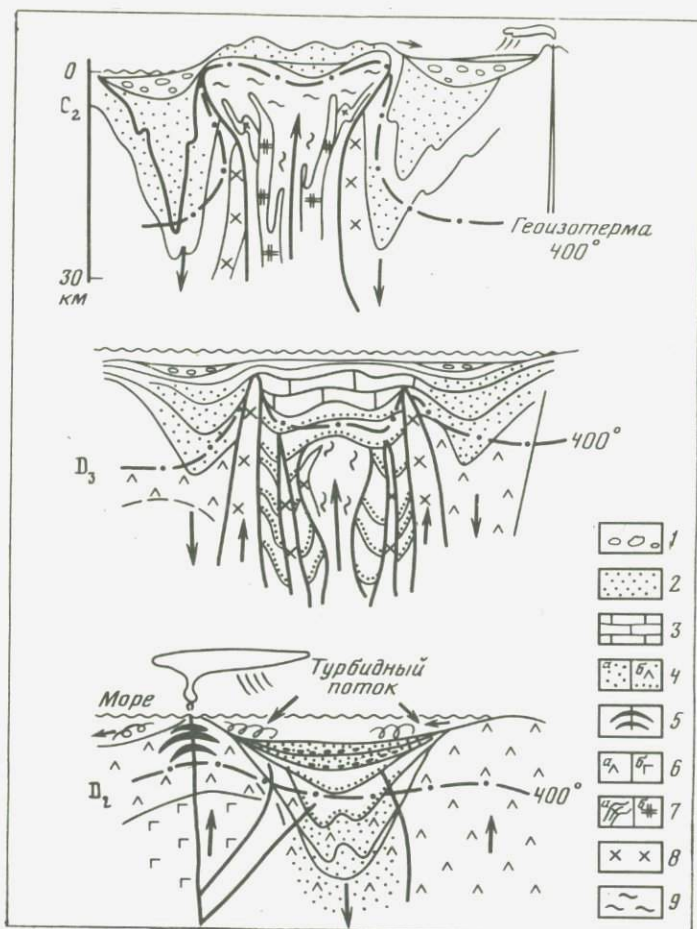


Рис. 28. Схема развития метаморфического диапира на месте турбидитового прогиба  
 1 — вариссийская моласса; 2 — терригенно-вулканомиктовый флиш; 3 — известняки; 4 — вулканогенные турбидиты: кислые (а) и основные (б); 5 — субвулканические плагиориолиты и гипабиссальные плагиогранит-порфиры; 6 — базальты (а) и габбро (б); 7 — гранитоиды раннекинематические (а) и позднекинематические (б); 8 — позднегеосинклинальные тоналиты, диориты и габбро; 9 — гнейсы и мигматиты

вулканических и криптовулканических тел. Возможно, что массовое внедрение этих тел и обусловило начало частной инверсии туфотурбидитовых прогибов, превратившихся затем в Блыбский, Ацгаринский, Дамхурцевский и т.п. метаморфические диапиры.

Предполагаемое взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов при трансформации прогиба в диапир показано на схеме эволюции (рис. 28). Проявление первых кислых магматитов вариссийской геосинклинали сразу в больших объемах после длительной эволюции базальтоидного магматизма, их плагиогранитный состав, отсутствие промежуточных членов и в то же время петрохимическое родство с базальтоидами хорошо объясняет петрогенетическая модель, предложен-

ная Т. Грином и А. Рингвудом [107] и развитая впоследствии австралийскими и канадскими геологами [100, 106]. Эта модель предусматривает генерацию плагиогранитных расплавов при селективном выплавлении из metabазальтов, или эклогитов в присутствии воды, или амфиболитов, при достаточно большом общем давлении, соответствующем глубинам свыше 30 км.

Приведенные выше геологические данные о симатическом цоколе варисцийской геосинклинали и длительности раннегеосинклинального базальтоидного магматизма вполне удовлетворяют условиям, предполагаемым этой моделью. Пока неясно, какой из двух возможных вариантов состава исходных пород (эклогитовый или амфиболитовый) реализуется в нашем случае. Столь же неясно, есть ли различия в условиях генерации разновозрастных плагиогранитных расплавов в турбидитовых и вулканитовых зонах и в чем они заключаются? Поиски ответа на эти вопросы будут темой дальнейших исследований.

Формирование колчеданных месторождений (Урупского, Бескесского, Быковского и др.), тесно связанных с центрами плагиориолитового вулканизма, вероятно, происходило вскоре после его завершения в среднем девоне путем гидротермально-метасоматического замещения прежде всего жерловых и субвулканических фаций плагиориолитов. Замещению также могли подвергаться терригенные турбидиты (силурийские?), которые переслаиваются с углеродистыми метапелитами и залегают поверх раннегеосинклинальных базальтоидов. Именно так, по нашему мнению, могли образоваться колчеданные руды с градиционной слоистостью на Урупском месторождении, описанные Н.С. Скрипченко [71] как гидротермально-осадочные. Намечившиеся в результате наших работ новые аспекты связи колчеданных месторождений с плагиориолитами будут предметом дальнейших исследований авторов.

К позднему девону произошло смещение осей максимального прогибания к южной и северной периферии зоны Передового хребта, где флишевые прогибы в значительной мере тяготеют к зонам вулканических поднятий ранней базальтоидной стадии. В вулканогенно-турбидитовых зонах, инъецированных плагиориолитовыми субвулканитами и криптовулканитами, также происходило прогибание, замедленное по сравнению с флишевыми зонами, но достаточное для обеспечения  $P$ — $T$ -условий регионального метаморфизма даже амфиболитовой фации. Этот метаморфизм неразрывно связан с формированием изоклинальных складок  $F_1$  громадной амплитуды с квиважом осевой плоскости, часто совпадающим с напластованием. Для объяснения этой связи вполне пригодна геодинамическая модель, предложенная для варисцийских гнейсовых и зеленокаменных зон Урала [85 и др.]. Главной причиной складчатости и метаморфизма является погружение—всасывание в прогибах навстречу сначала субгоризонтальному, пологоволнистому фронту геоизотерм и геоизобар, т.е. изоград раннего регионального метаморфизма. По мере достижения амфиболитовой фации развивается плагиомигматизация, а в участках (послойной формы), состав которых при метасоматической плагиофельдшпатизации уже приблизился к составу плагиогранита, происходит генера-

ция метаморфогенных плагиигранитных расплавов. При выжимании вдоль поверхностей раннего кливажа вверх, в менее прогретые зоны, эти расплавы образуют жилы раннекинематических плагиигранитов, которые сами подвергаются динамотермальному метаморфизму, складчатости и метасоматической калишпатизации.

В позднем девоне происходит возобновление базальтоидного магматизма, вероятно, только в интрузивной форме с образованием позднегеосинклинальной габбро-тоналитовой и щелочно-базальтоидной формаций. Последовательная генерация габброидных, диоритовых и тоналитовых расплавов с отчетливо гомодромным характером эволюции объясняется моделью фракционной кристаллизации габброидной магмы с осаждением пироксена и роговой обманки [101]. Тоналитовые расплавы могли образоваться при селективном плавлении амфиболитов, ксенолиты которых весьма обычны в тоналитах. Мелкие прожилки граносиенитового и гранитного состава в габбро и тоналитах, обнаруживающие гипидиоморфную структуру без признаков деформации, по-видимому, являются магматическим продуктом метасоматической фельдшпатизации и, по существу, относятся уже к позднекинематическим гранитам.

Генерация гранитоидных расплавов позднекинематической формации происходила путем анатексиса в уже метаморфизованных и плагииомигматизированных породах в условиях амфиболитовой и гранулитовой метаморфических фаций в соответствии с известными петрогенетическими моделями [53 и др.].

Возобновление базальтоидного магматизма в конце девона могло явиться дополнительным источником тепла для анатексиса. Внедрение позднекинематических гранитов путем магматического замещения сопровождалось метасоматической калишпатизацией, которая на верхних уровнях накладывалась на уже раскристаллизованные расплавы, а на нижних уровнях могла участвовать в подготовке их генерации подобно плагиифельдшпатизации раннекинематического этапа. Позднекинематические расплавы, имевшие состав нормального калиевого гранита (в соответствии со своим происхождением путем анатексиса сиалических пород), при внедрении в амфиболиты иногда обеднялись калием, расходуя его на процессы биотитизации, и давали начало позднекинематическим плагиигранитам. Появление в некоторых зонах, особенно в Передовом хребте, плагиигранитов и плагииомигматитов позднекинематического облика, очевидно, как-то связано с подобной потерей калия.

Внедрение позднекинематических гранитов и калишпатизация, вытесняемая в некоторых зонах поздней плагиифельдшпатизацией и альбитизацией, были сопряжены с воздыманием метаморфических диапиров в виде грибообразных тел округлой или серповидной в плане формы. Этот процесс, подготовленный погружением—всасыванием ранне- и позднегеосинклинальной стадией, означал уже переход в конце раннего карбона к орогенной стадии варисийского этапа.

Орогенная стадия (средний карбон—ранняя пермь) ознаменовалась типично субсеквентным, субаэральным вулканизмом, проявленным почти исключительно в зоне Передового хребта. Именно эта зона оказывается главной областью варисийского молассонакопления, а

ее отдельные участки (Блыбское и Ацгаринское поднятие и др.) главными участками воздымания и размыва. Риолитовый состав среднекарбонových вулканитов и их порфиновый характер с наличием кварца в фенокристаллах свидетельствуют о генерации расплавов в сиалической коре, но на достаточно больших (десятки километров) глубинах [106, 107]. В соответствии с изложенной выше геодинамической моделью исходными породами для анатектического выплавления риолитовых расплавов могли быть кислые породы в составе вариссийской инфраструктуры, т.е. кислые составляющие гранулито-базитового слоя. Происхождение тепла, вызвавшего селективное плавление, временные и генетические соотношения с позднекинematicкими гранитоидными расплавами остаются неясными. Неясны также условия генерации раннепермских андезитовых и трахиандезитовых расплавов и их соотношения с гранитоидными расплавами посткинematicческой формации. Намечающийся антидромный характер эволюции субсеквентного вулканизма в целом и раннепермского в частности можно объяснить разрастанием области магмообразования в низах континентальной коры с вовлечением в расплав все больших объемов пород большей основности.

Кислые породы в низах континентальной коры, сформированной в результате вариссийского геосинклинального цикла, могли неоднократно затем служить (и в конце палеозоя, и в мезозое, и кайнозое) исходным материалом для генерации кислых расплавов, если обеспечивался достаточный тепловой поток, независимо от его природы. Новообразованная вариссийская континентальная кора "полного профиля", т.е. с гранито-метаморфическим и базито-метаморфическим слоями, была характерна лишь для того острова (или полуострова), каким была в конце палеозоя Центральная часть Большого Кавказа. Эта неповсеместность образования континентальной коры при завершении геосинклинальных процессов объясняет многие особенности более поздних проявлений магматизма, а также металлогении всего региона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение доальпийских магматических формаций Большого Кавказа позволяет сделать следующие основные выводы.

Гранито-метаморфический слой, выходящий на поверхность в четырех главных структурно-формационных зонах Большого Кавказа, и базито-метаморфический слой, главным образом скрытый на глубине, т.е. континентальная кора в полном объеме образовалась при завершении в позднем палеозое варисцийского геосинклинального цикла, начавшегося еще в докембрии на океанической (симантической) коре. Доварисцийская континентальная кора (гнейсы, граниты и т.п.), которая могла образоваться в результате каледонского, байкальского или еще более древних геосинклинальных циклов, в пределах Большого Кавказа в настоящее время не обнаружена. На данном этапе исследований не удастся отделить породы симантического цоколя варисцийской геосинклинали от раннегеосинклинальных ультрабазитов и базальтоидов, хотя значительная часть этого цоколя могла войти в состав верхней мантии континентального типа, превратившись в эклогиты.

Эволюция варисцийского магматизма, тесно связанная с развитием осадкообразования, тектогенеза и метаморфизма, выражается в смене следующих формаций, некоторые из них, возможно, частично перекрывают друг друга во времени:

1. Ультрабазиты неразделенные	Р <sub>ε</sub> —PZ <sub>1</sub>
2. Раннегеосинклинальная базальтоидная	Р <sub>ε</sub> —PZ <sub>1</sub>
3. Раннегеосинклинальная плагиогранит-плагиориолитовая	D <sub>1-2</sub>
4. Раннекинematических гранитоидов	PZ <sub>2</sub>
5. Позднегеосинклинальная щелочно-базальтоидная	D <sub>3</sub>
6. Позднегеосинклинальная габбро-тоналитовая	D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>
7. Позднекинematических гранитоидов	C <sub>1</sub> (?) или PZ <sub>3</sub> (?)
8. Ранняя субсеквентная риолитовая	C <sub>2</sub>
9. Поздняя субсеквентная андезит-трахиандезитовая	P <sub>1</sub>
10. Посткинematических гранитоидов	PZ <sub>3</sub> .

Продукты наиболее раннего в геологической истории Большого Кавказа кислого магматизма представлены породами раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации, в том числе их метаморфическими эквивалентами, составляющими значительную часть кристалликума. Первично плагиогранитный состав расплавов

и их относительно позднее (к раннему или среднему девону) появление сразу в огромных объемах после длительного (докембрий—ранний палеозой) развития базальтоидного магматизма хорошо объясняется петрогенетической моделью Т. Грина и А. Рингвуда [107], которая предусматривает селективное плавление метабазитов (эклогитов в присутствии воды или амфиболитов) на глубинах более 30 км, т.е. после накопления достаточно мощной толщи раннегеосинклинальных осадков и магматитов.

Полученные данные о природе раннегеосинклинальных плагиориолитов, в частности о преобладании среди них субвулканических фаций, а не эффузивов, свидетельствуют в пользу представлений о гидротермально-метасоматическом, а не эксгаляционно-осадочном происхождении колчеданных месторождений Передового хребта и их аналогов в других регионах.

Раннекинематические гранитоиды, первоначально имевшие плагиогранитный состав, тесно связаны с плагиомигматитами, в том числе метасоматическими, и являются магматическими производными метасоматической плагиофельдшпатизации, сопровождавшей развитие зонального регионального метаморфизма и консолидационной складчатости  $F_1$  с кливажем  $S_1$  в условиях погружения—всасывания в геосинклинальных прогибах.

Позднегеосинклинальная габбро-тоналитовая формация связана с возобновлением в позднем девоне базальтоидного магматизма, преимущественно в интрузивной форме, с генерацией тоналитовых расплавов в результате селективного плавления амфиболитов.

Позднекинематические гранитоиды двуполевошпатовые, реже плагиоклазовые, представлены несколькими интрузивными фазами в гомедромной последовательности — от биотитовых и двуслюдяных гранитов до аляскитов и аплитов. Эти гранитоиды и позднекинематические мигматиты тесно связаны с метасоматической калишпатизацией и анатексисом сиалических пород в варисцийской инфраструктуре при дальнейшем развитии метаморфизма. Их внедрение путем магматического замещения происходило одновременно с ростом крутых метаморфических диапиров, всплывавших сквозь систему ранних крутых изоклинальных складок  $F_1$  и переходивших вследствие гравитационного выполаживания в локальные тектонические покровы. Увеличение теплового потока, необходимого для анатексиса сиалических пород, отчасти обусловлено возобновлением базальтоидного магматизма в позднем девоне.

Субсеквентный вулканизм, сопряженный с молассообразованием, сопровождавшийся извержением в среднем карбоне риолитов, а в ранней перми — дацитов, андезитов, трахиандезитов и трахиандезитобазальтов, был связан с более глубинным магмообразованием, хотя и с участием корового анатексиса.

Посткинематические гранитоиды, возможно, отчасти комагматичны субсеквентным вулканитам, а отчасти входят в состав магматических формаций, связанных с самостоятельными эпизодами магмообразования в сиалической коре в конце палеозоя и позже.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Рубинштейн М.М.* Материалы и геохронология Кавказа: Тр. XX сес. Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М.: Наука, 1969.
2. *Адамия Ш.А.* Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
3. *Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М.* и др. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, N 7.
4. *Ажгирей Г.Д.* История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. — Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ, 1962, т. 3.
5. *Амшинский Н.Н., Дергачев В.Б., Мелневский В.Н.* Геологические аспекты калий-аргонового датирования гранитоидов. — Тр. Зап.-сиб. отд. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1974, вып. 1.
6. *Афанасьев Г.Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 69, N 38.
7. *Афанасьев Г.Д.* Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
8. *Афанасьев Г.Д., Бенеш К., Бойко А.К.* и др. Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапом развития подвижных поясов в сочленении с платформами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, N 11.
9. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А.* и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горно-складчатой системы). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, N 7.
10. *Афанасьев Г.Д., Лупанова Н.П.* О среднепалеозойских щелочных эффузивах на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, N 4.
11. *Афанасьев Г.Д., Рубинштейн М.М., Шенгелия Д.М.* Новые данные о каледонских гранитоидах Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, N 2.
12. *Аянов В.М., Бессонов О.А., Лебедев Г.И.* Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского кристаллического массива на Северо-Западном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
13. *Баранов Г.И.* Некоторые вопросы петрогенетической и металлогенетической роли метасоматических процессов на Северном Кавказе. — Тр. по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа, 1972, вып. 13.
14. *Баранов Г.И., Донченко Г.Л., Сидоренко В.Ф.* Новые данные о строении древнего основания среднепалеозойского синклиория Передового хребта на Северо-Западном Кавказе. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа, 1972, вып. 13.
15. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
16. *Баранов Г.А., Греков И.П.* Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.
17. *Баранов И.Я., Быков Н.В.* Палеовулканические структуры и колчеданное оруденение Передового Кавказского хребта (междуречье Малая Лаба—Кольтобе). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, N 4.
18. *Белов А.А., Кропачев С.М., Розанов А.Ю.* О возрасте метаморфических толщ Передового хребта Северного Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, N 1.

19. Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, N 2.
20. Белов А.А., Солин М.Л. Доальпийские комплексы Кавказа (стратиграфическая изученность и тектонические следствия). — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979.
21. Богданов А.А. О термине "структурный этаж". — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, N 1.
22. Борсук А.М. Петрология мезозойских комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 86.
23. Борсук А.М. О некоторых понятиях, терминах и направлениях исследований в области формационного анализа магматических горных пород. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979.
24. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979.
25. Борсук А.М., Гурбанов А.Г., Кондаков Л.А. и др. Структурно-формационное районирование Большого Кавказа и карта магматических формаций. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
26. Борсук А.М., Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, N 11.
27. Борсук А.М., Цветков А.А. Магматические формации западной части Алеутской островной дуги. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, N 9.
28. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.
29. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
30. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
31. Геология СССР. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. Т. 9. Ч. 1. Геологическое описание.
32. Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геология, 1974, N 2.
33. Греков И.И., Лунев А.Л., Михеев Г.А. и др. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, N 6.
34. Греков И.И., Момот С.П. О возрасте доверхнепалеозойских карбонатно-терригенных отложений Передового хребта к западу от реки Большого Зеленчука (Северный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, N 4.
35. Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малка. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа, 1972, вып. 13.
36. Демин А.М. О структуре Главного хребта Большого Кавказа между Эльбрусом и р. Малой Лабой. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, N 2.
37. Демин А.М., Кропачев С.М., Круть И.В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, N 11.
38. Демин А.М., Круть И.В. Домезозойские магматические комплексы в палеозойских структурных зонах Северного Кавказа. — Сов. геология, 1967, N 9.
39. Джавахишвили Ш.П. Кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1970.
40. Ефремов Г.М. Два типа гранитондов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. — Сов. геология, 1941, N 2.
41. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1967.
42. Карпушин В.М. Позднепалеозой кислый магматизм Бескесско-Марухской геолого-структурной зоны Северного Кавказа в междуречье Большой Лабы—Урупа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, N 2.
43. Кизевальтер Д.С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, N 1.
44. Красивская И.С. Досилурийские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
45. Кропачев С.М. О клиппене известняков среднего девона в глинистых сланцах нижнего карбона на р. Марух (Северный Казахстан). — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, N 5.
46. 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.

47. *Круглов С.С.* О псевдоконгломератах в метаморфических толщах палеозоя Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Сб. трудов ГИН ГССР, посвящ. акад. А.И. Джанелидзе. Тбилиси: Мецниереба, 1959.
48. *Круглов С.С., Робинсон В.Н.* О контакте древнейших и нижнепалеозойских образований в бассейне р. Лаба. — Тр. Кавказ. экп. ВАГТ и МГТУ, 1962, т. 3.
49. *Круть И.В., Ляценок А.И., Яковлев Л.И.* О девонском возрасте карачаевской серии Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, N 5.
50. *Лупанова Н.П.* О палеозойских конгломератах балки Никитиной. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, N 11.
51. *Медведкова А.А., Блинов Ю.И.* К вопросу о геологии и петрохимии гипербазитов Тырнауза (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, N 6.
- 026 мератах балки Никитиной. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, N 11.
51. *Медведкова А.А., Блинов Ю.И.* К вопросу о геологии и петрохимии гипербазитов Тырнауза (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, N 6.
52. *Мельников В.А.* К стратиграфии палеозоя Северо-Западного Кавказа. — Сов. геология, 1964, N 1.
53. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971.
54. *Михеев Г.А.* Автометасоматические изменения в позднепалеозойских гранитах Главного хребта. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1972, вып. 13.
55. *Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А.* О возрасте гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, N 2.
56. *Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967.
57. *Надарейшвили О.Ш.* О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта. — Тр. КИМС. Сер. геол., 1963, вып. IV (6).
58. *Надарейшвили О.Ш.* Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 10.
59. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967.
60. *Плошко В.В.* Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома (Северный Кавказ): Вопросы магматической геологии. М.: Наука, 1969.
61. *Плошко В.В.* Формационный тип альпинотипных гипербазитов (на примере юга Восточно-Европейской платформы Кавказа и Карпат). — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
62. *Потапенко Ю.Я.* О верхнем пределе возраста гранитоидов Главного хребта и связанной с ними микроклинизации. — Сов. геология, 1969, N 10.
63. *Потапенко Ю.Я., Ниценко Т.А., Снежко В.А., Соловьев Ф.С.* Первая находка среднедевонской флоры на Северном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
64. *Потапенко Ю.Я., Момот С.П.* О литологии и возрасте урлешской свиты Северного Приэльбрусья. — Сов. геология, 1966, N 4.
65. *Потапенко Ю.Я., Пруцкий Н.И.* Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, N 5.
66. *Потапенко Ю.Я., Снежко В.А., Срабонян М.Х.* Генезис и особенности минерального и химического состава лейкократовых гнейсов реки Аксаут. — В кн.: Минералого-петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1972.
67. *Потапенко Ю.Я., Стукалина Г.А.* О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, N 5.
68. *Ракчеев А.Д.* Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецких месторождения на Среднем Урале. — Сов. геология, 1956, N 51.
69. *Робинсон В.Н.* Палеозой Большого Кавказа. — Вестн. ЛГУ, 1948, N 3.
70. *Самохин А.А.* Структурные особенности массива Больших Балкан на Северном Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, N 6.
71. *Скрипченко Н.С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966.
72. *Снежко Е.А.* О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа. — Тр. Новочеркас. политехн. ин-та, 1958, т. 36—50.

73. *Снежко Е.А., Греков И.И., Миклухо-Маклай А.Д.* О возрасте карачаевской серии Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, N 5.
74. *Сомин М.Л.* Доюрское основание южного склона и Главного хребта Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
75. *Сомин М.Л., Видяпин Ю.П.* Складки ранней генерации в породах лабинской серии Большого Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 19, N 3.
76. *Стишов С.М.* Природа границы Моховичича. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, N 1.
77. *Татришвили Н.Ф.* Об открытии эцлогитов на Большом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, N 4.
78. Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2500000/ Под ред. А.В. Пейве, В.Е. Хаина, М.В. Муратова. М.: Наука, 1978.
79. *Туговик Г.И.* Эксплозия и рудный процесс. М.: Недра, 1974.
80. *Хаин Е.В.* Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабь (Передовой хребет Северного Кавказа). — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, N 3.
81. *Хаин Е.В.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, N 4.
82. *Чегодаев Л.Д.* Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа. — Сов. геология, 1977, N 12.
83. *Чегодаев Л.Д., Савченко Н.А.* Первая находка нижнесилурийских граптолитов на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, N 2.
84. *Чесноков С.В.* О ранне- и позднекинematических гранитоидах Восточноуральского антиклинория. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 1, вып. 2.
85. *Чесноков С.В.* Проблема ильменогорских гнейсов. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971.
86. *Чесноков С.В.* Вулканогенные турбидиты и проблема кислых вулканитов карамагыташской свиты контрастной (спилито-керафитовой) формации. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974.
87. *Чесноков С.В.* Ильменогорские гнейсы в тектоническом аспекте. — В кн.: Проблемы петрологии, геохимии и минералогии щелочных пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974.
88. *Чесноков С.В.* О структурных этапах Западного Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 5.
89. *Чесноков С.В.* О природе тектонических покровов Кавказа и Гималаев. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 53—55.
90. *Чесноков С.В., Егоров И.Н., Мосейкин В.В.* Эффузия или интрузия? (О природе и возрасте порфиров Байкальского хребта). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, N 12.
91. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 5.
92. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Кристаллинику Большого Кавказа как продукт развития энзиматической варисийской геосинклинали. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
93. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Роль геосинклинали магматизма в создании гранитометаморфического слоя (на примере Передового хребта Большого Кавказа). — В кн.: Петрология индикаторных магматических формаций и их рудоносность. М.: Наука, 1981.
94. *Шенгелия Д.М.* Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1972.
95. *Шенгелия Д.М., Кецховели Д.Н.* Породы гранулитовой фации ущелья р. Махар на Северном Кавказе. Сообщ. АН СССР, 1969, т. 56, N 1.
96. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: Материалы к симпозиуму. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971.
97. *Штейнберг Д.С., Чащухин И.С.* Степень серпентинизации дунитов платиноносного пояса как функция температуры процесса. — В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977.
98. *Эдлашвили В.Я., Левинадзе Р.Д., Гогоберидзе В.В., Шубладзе Р.Р.* К вопросу о возрасте некоторых свит сланцевой серии Большого Кавказа. — В кн.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Ганатлеба, 1979.
99. *Эскола П.* Особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

100. *Arth J.G., Barker F.* Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for genesis of trondhjemitic tonalitic magmas. — *Geology*, 1976, N 4.
101. *Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Fridman I.* Geochemistry of the Gabbrodiorite-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. — *J. Petrol.*, 1978, vol. 19, N 2, p. 289—316.
102. *Barker F.* Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. — In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam etc.: Elsevier, 1979, p. 1—12.
103. *Coleman R.G., Donato M.M.* Oceanic plagiogranite revisited. — In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam etc.: Elsevier, 1979, p. 149—168.
104. *Dewey J.F., Pankhurst R.J.* The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern. — *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1970, vol. 68, N 11.
105. *Ewart A.* A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. — In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam etc.: Elsevier, 1979, p. 13—121.
106. *Glikson A.Y., Sheraton J.W.* Early precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and North Western Scotland and the geochemical evolution of shields. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 17, N 1.
107. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rocks suite. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1968, vol. 18, N 2.
108. *Harrison J.V., Falcon N.L.* Gravity collapse structures. — *Geol. Mag.*, 1934, vol. 17, N 12, p. 529—539.
109. *Hebeda E.H., Boelrijk N.A.I., Prieem H.N.A.* et al. Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in southern sterna spuis. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 47, N 1, p. 81—90.
110. *Hietanen A.* Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra and the svecofennian of Finland. — *J. Res. US Geol. Surv.*, 1975, vol. 3, p. 631—643.
111. *Klominsky J., Palivcova M., Cambel B., Gurbanov A.G.* Petrochemical correlation and J/S classification of variscan granitoids from the Czech Massif, West Carpathians (Czechoslovakia), and the Caucasus Mts (USSR). — *Geol. zb. Geol. Carpatica*, 1981, vol. 32, N 3, p. 307—315.
112. *Malpas J.* Two contrasting trondhjemite associations from trunspoiled ophiolites in western Newfoundland: Initial report. — In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam etc.: Elsevier, 1979, p. 165—188.
113. *Marmo V.* On granites. — *Bull. Geol. Surv. Finl.*, 1967, N 222.
114. *Payn J.G., Strong D.F.* Origin of the Twillingate trondhjemite north-central Newfoundland: Partial melting in the roots of an island arc. — In: *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam etc.: Elsevier, 1979, p. 489—516.
115. *Platen N. von.* Experimental anatexis and genesis of migmatites. — *Geol. J.* 1965, Spec. Iss., N 1.
116. *Simonen A.* Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, 1960, N 189.
117. *Sitter L., Zwart H.* Tectonic development in supra and infrastructure of a mountain chain. — In: *Rep. 21 sess. Intern. geol. congr. Norden*, 1960.
118. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* An introduction to the geology of the Barbetron granite-greenstone terrain. — *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, N 2, p. 9—28.
119. *Zwart H.J.* The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. — *Geol. Rdsch.*, 1964, Bd. 53, H. 1.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I.	
Существующие представления о тектоно-магматической эволюции Большого Кавказа .....	3
Глава II.	
Некоторые дискуссионные проблемы геологии Большого Кавказа в свете новых данных .....	8
Проблема доварисийских циклов .....	12
Проблема докембрия .....	13
Проблема кристалликума, инфра- и супраструктура .....	15
Проблема шарьяжей и структурно-формационное районирование .....	
О подходах к выделению магматических формаций и определению их возраста ....	18
Глава III.	
<b>Варисийские геосинклинальные магматические формации</b> .....	24
Ультрабазиты нерасчлененные .....	24
Раннегеосинклинальная базальтоидная формация .....	27
Базальты вулканитовой фации .....	28
Базальтовые метатифотурбидиты .....	29
Раннегеосинклинальная плагиогранит-плагиориолитовая формация .....	35
Плагиограниты и плагиогранит-порфиры .....	36
Плагиориолиты (кварцевые и базисно-кварцевые альбитофиры) .....	40
Плагиориолитовые туфы и туфотурбидиты .....	42
Вулканогенные конгломераты с обломками плагиогранитов .....	45
Микропорфиroidы (аркозоиды) — предполагаемые флюидизационные микробрекчи .....	49
Слюдяные ортосланцы и ортогнейсы .....	51
Особенности вещественного состава раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации .....	56
Формация раннекинematических гранитоидов и плагиомигматитов .....	60
Позднегеосинклинальная щелочно-базальтоидная формация .....	65
Позднегеосинклинальная габбро-тоналитовая формация .....	66
Формация позднекинematических гранитоидов и мигматитов .....	72
Ранняя субсеквентная риолитовая формация .....	79
Поздняя субсеквентная андезит-трахиандезитовая формация .....	80
Формация посткинematических гранитоидов .....	80
Глава IV.	
Основные черты варисийского этапа тектоно-магматической эволюции Большого Кавказа .....	81
Заключение .....	86
Литература .....	89

**Чесноков Станислав Вячеславович**  
**Красивская Ирина Сергеевна**

**ВАРИСЦИЙСКИЙ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
И ОБРАЗОВАНИЕ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
Большого Кавказа**

*Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Л. М. Бекасова*  
Художественный редактор *М. Л. Храмцов*  
Технические редакторы *В. В. Лебедева, О. В. Аредова*  
Корректор *М. П. Тарасова*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 29227

Подписано к печати 24.07.85. Т — 17203  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага для глубокой печати  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 6,0 + 0,6 вкл. Усл.кр.-отт. 6,7. Уч.-изл.л. 7,9.  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 569  
Цена 1р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
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

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати

**Носик Л.П. Изотопные методы при изучении минералообразования.** 13 л. 2р.

Книга посвящена изотопным методам, используемым для изучения физико-химических условий образования минералов. Установлены закономерности изменения изотопных эффектов при различных физико-химических условиях образования минералов.

Для геологов, геохимиков.

**Природные и синтетические алмазы.** 20 л. 3р.

Книга посвящена исследованию реальной структуры природных и синтетических алмазов. Обсуждаются модели структурных дефектов и механизмы их влияния на некоторые физические свойства алмаза.

Для геологов, геохимиков, минералогов.

*Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":*

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск; Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

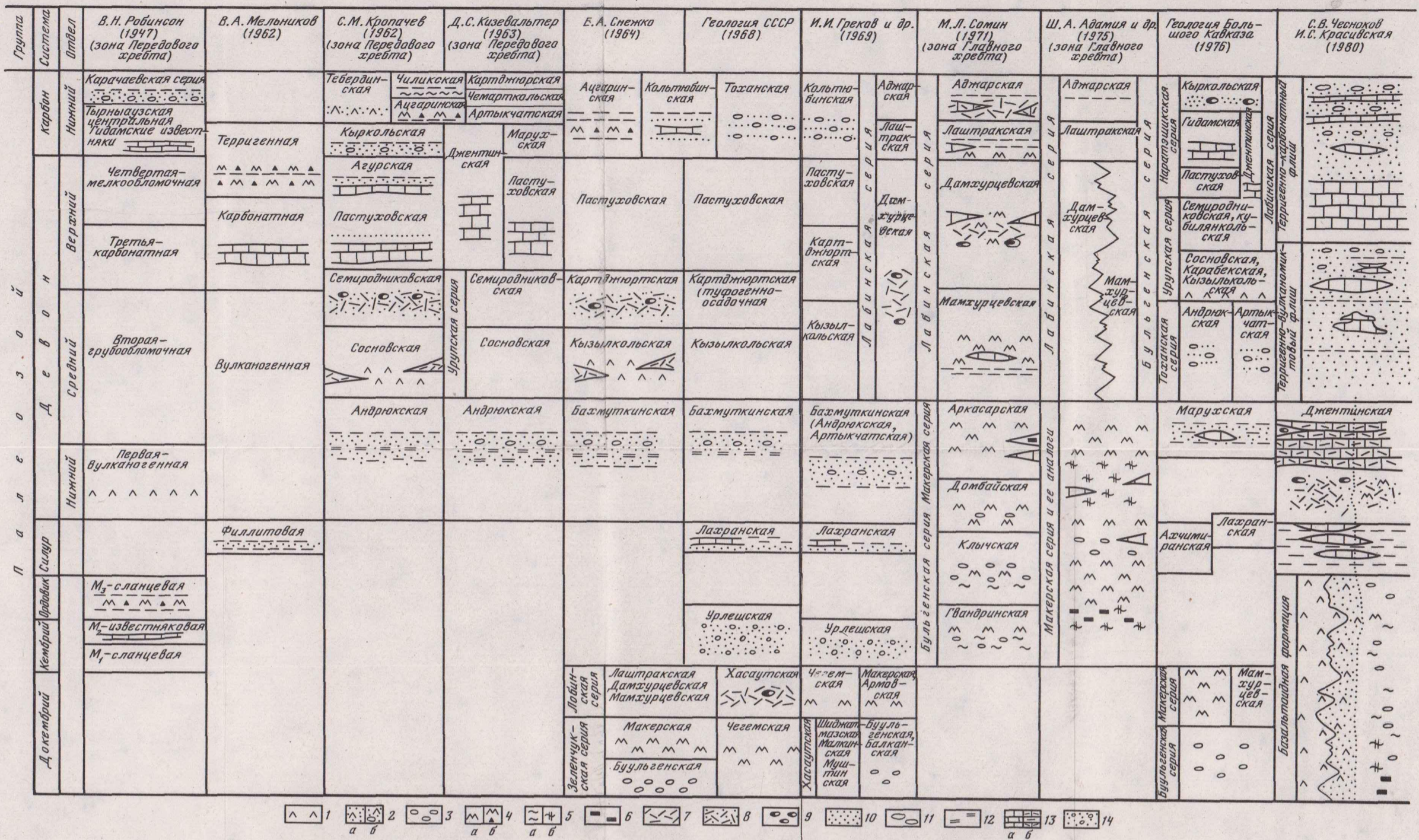


Рис. 1. Сопоставление стратиграфических схем для Северного Кавказа  
 1 — базальты и их туфы; 2 — туфотурбидиты, превращенные в зеленые сланцы (а) и амфиболитовые сланцы (б); 3 — амфиболиты; 4 — слюдяные сланцы (а) и "микронейсы" (метаморфизованные флюидизационные микробрекчи — "аркозойды") (б); 5 — плагионейсы (а) и гранитонейсы (б); 6 — метаморфиты гранулитовой фации; 7 — кварцевые альбитофиры (плагниориты) и их туфы; 8 — кислые туфогенно-осадочные толщи

(туфотурбидиты); 9 — вулканогенные мета конгломераты с обломками плагногранитов; 10 — терригенно-вулканогенные флюидные толщи; 11 — полимиктовые конгломераты с галькой кварца; 12 — углеродистые метapelиты; 13 — известняки и мраморы (а), в том числе с прослоями кислых туфотурбидитов (б); 14 — полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями внутриформационных конгломератов

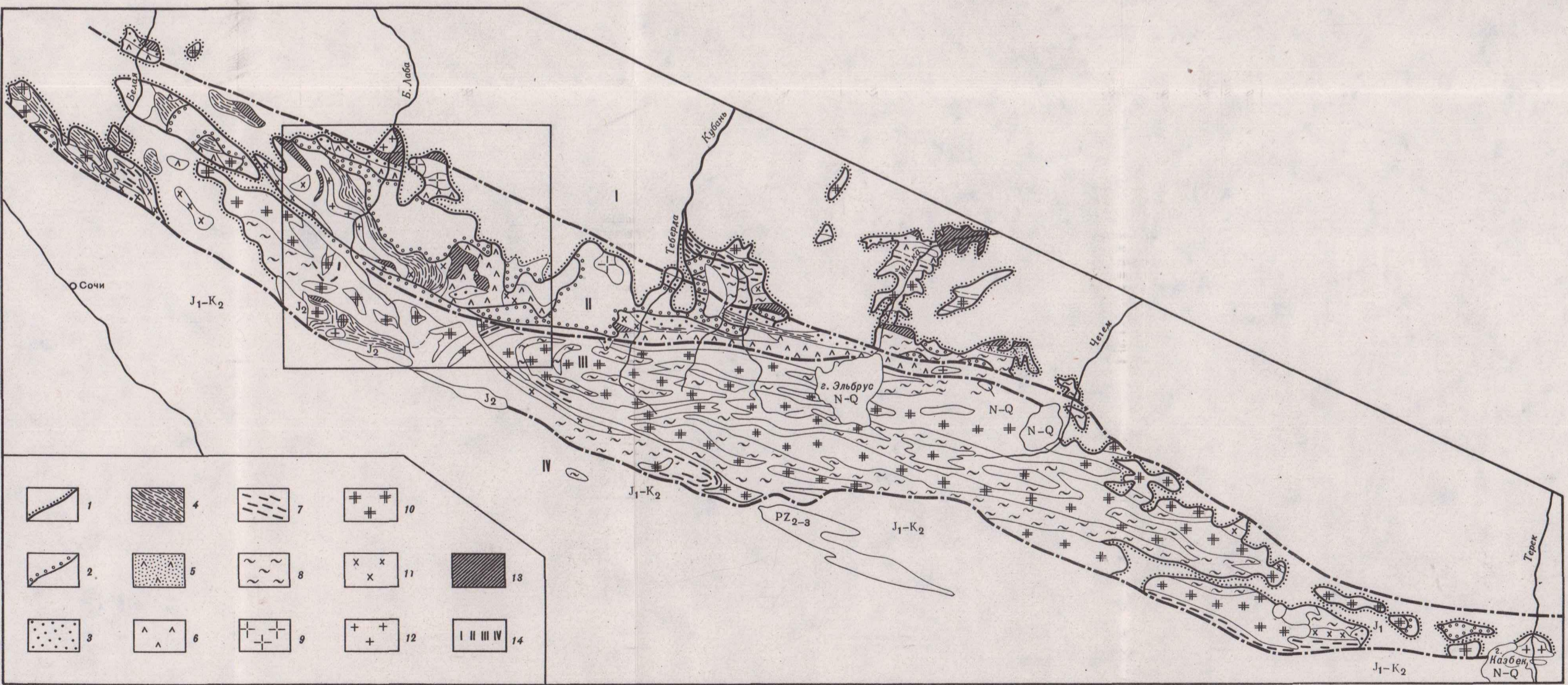


Рис. 2. Схема размещения варисцидских магматических формаций в структуре Большого Кавказа. Составлена авторами на основе схемы магматических формаций западной и центральной части Северного Кавказа [9], Геологической карты Кавказа м-ба 1:500000 (Мингео, СССР, 1976 г.)  
 1 — эпиварисцидский субплатформенный чехол (P<sub>2</sub> — J) и геосинклинальные отложения альпийского цикла (J<sub>1</sub> — K<sub>2</sub>); 2 — варисцидская вулканогенная моласса (C<sub>2</sub> — P<sub>1</sub>); 3 — терригенно-вулканогенный и терригенно-карбонатный флиш (D<sub>2</sub> — C<sub>1</sub>) в Бечасынской зоне также с (7) и S<sub>1</sub>; 4 — углеродистые метapelиты и кислые туфотурбидиты, а также джентинские известняки и их аналоги (S<sub>1</sub> — D<sub>2</sub>); 5 — базальтовые туфотурбидиты (PC — PZ<sub>1</sub>), в том числе с силлами плагниоритов D<sub>1-2</sub>; 6 — раннегеосинклинальные базальтовые вулканы

(PC — PZ<sub>1</sub>), в том числе с силлами плагниоритов D<sub>1-2</sub>; 7 — существенно амфиболитовые (метатуфотурбидитовые) толщи (PC — PZ<sub>1</sub>), включая раннекинематические плагнограниты и плагниомигматиты (PZ<sub>2</sub>); 8 — существенно слюдяносланцево-гнейсовые толщи, включая метаплагнограниты (D<sub>1-2</sub>) и раннекинематические плагнограниты и плагниомигматиты; 9 — пост-кинематические гранитоиды (PZ<sub>3</sub>); 10 — поздние кинематические гранитоиды и мигматиты (PZ<sub>4</sub>); 11 — позднегеосинклинальные габбро, диориты, тоналиты и плагнограниты; 12 — раннегеосинклинальные метаплагнограниты (D<sub>1-2</sub>); 13 — ультрабазиты и метаультрабазиты (PC — PZ<sub>1</sub>); 14 — главные структурно-формационные зоны: Бечасынская (I), Передового хребта (II), Главного хребта (III) и Южного склона (IV)

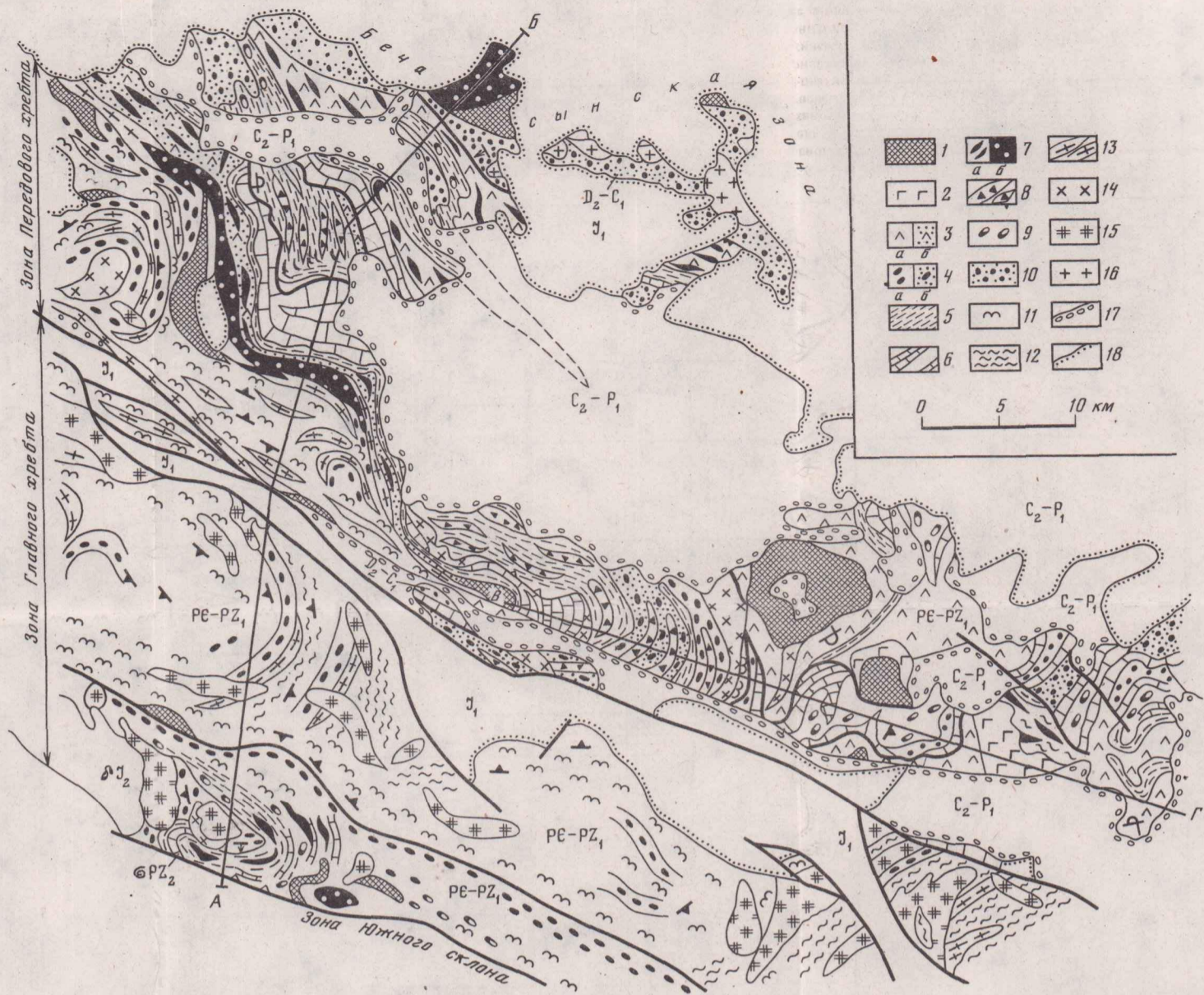


Рис. 3. Схематическая геологическая карта западной части Центрального Кавказа. Составлена авторами с дополнениями по материалам СКГУ, А.М. Демина [65], С.М. Кропачева [88], М.Л. Сомина [149], В.М. Карпушина [82], А.А. Белова и В.Л. Омельченко [37], Л.Д. Чегодасва [165], Е.В. Хайна [159, 160] и др.

1 — ультрабазиты; 2 — габбро и диориты; 3 — раннегеосинклинальные базальты (а) и базальтоидные туфотурбидиты (б); 4 — амфиболиты (а) и амфиболитовые сланцы (б) по базальтоидным туфотурбидитам; 5 — углеродистые метapelиты, в том числе с прослоями метапесчаников и

кислых метатифурбидитов; 6 — известняки; 7 — раннегеосинклинальные плагиириолиты (а) и плагииграниты (б); 8 — микропорфириды ("аркозойды"); 9 — вулканогенные конгломераты с обломками плагиигранитов; 10 — терригенно-вулканомиктовый флиш D<sub>2</sub> — C<sub>1</sub>; 11 — светлые слюдяные сланцы и плагигнейсы; 12 — гнейсы и гранитогнейсы; 13 — раннекинematicкие гнейсо-плагииграниты, в том числе калишпатизированные; 14 — позднегеосинклинальные тоналиты, в том числе калишпатизированные; 15 — позднекинematicкие граниты и плагииграниты; 16 — посткинematicкие гранитоиды PZ<sub>1</sub>; 17 — сероцветная моласса C<sub>2</sub> — C<sub>3</sub>, в том числе субсквентные риолиты, и красноцветная моласса P<sub>1</sub>; 18 — субплатформенные отложения P<sub>2</sub>, T и J<sub>1</sub>

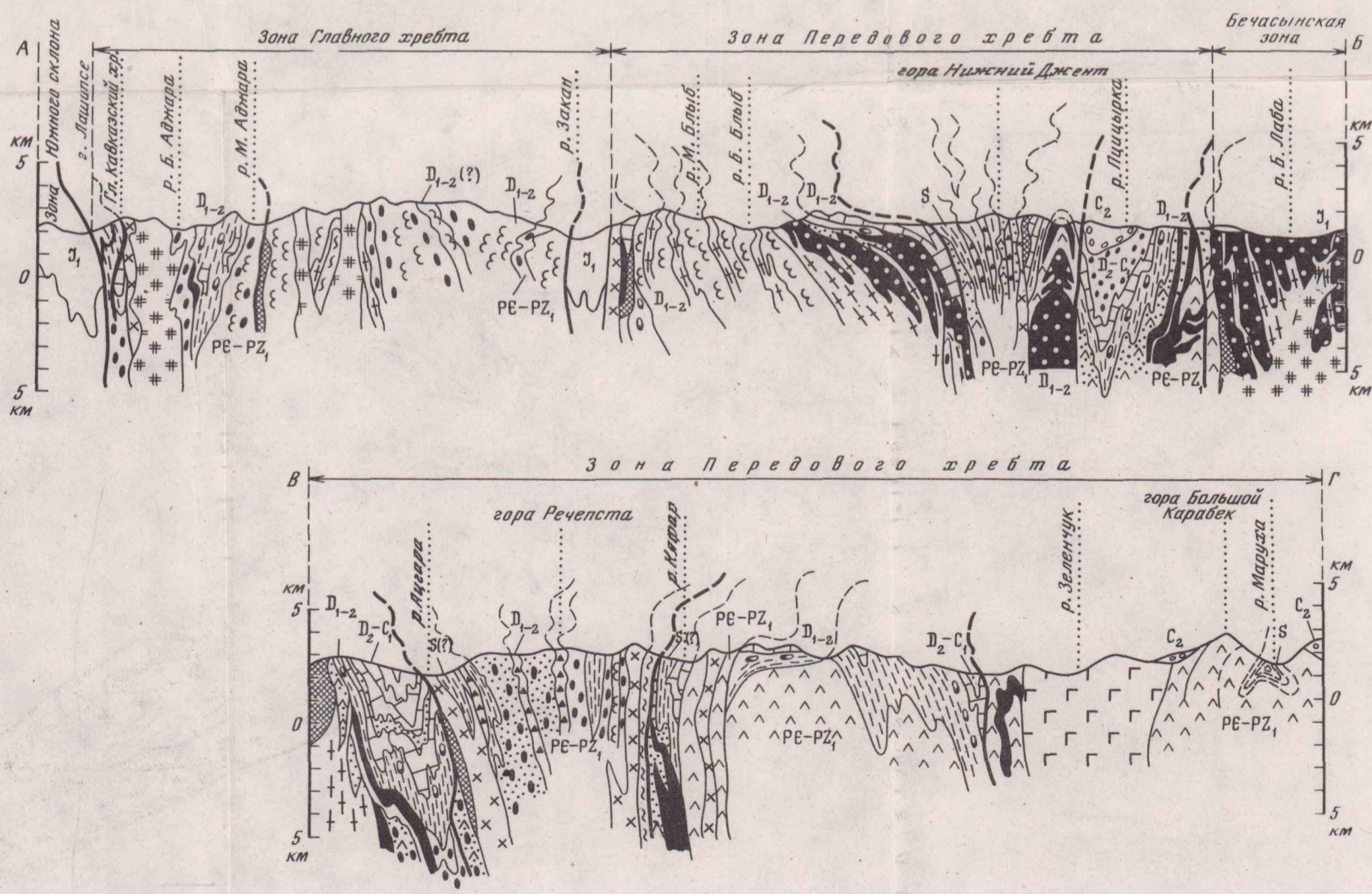


Рис. 4. Геологические разрезы к карте рис. 3



1 р. 20 к.

4404