А. В. Окросцваридзе

ГЕРЦИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Тбилиси
1995

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. АЛЕКСАНДРЕ ДЖАНЕЛИДЗЕ

А. В. Окросцваридзе

ГЕРЦИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Тбилиси
1995

УДК 552.321.1(479)

А.В. Окросцваридзе

ГЕРЦИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Книга является результатом комплексных геологических работ, проведенных автором на Большом Кавказе в течение 1980-1995 годов. Она была готова к публикации уже в 1997 году, но это тогда не удалось осуществить. Однако, несмотря на то, что прошло не мало времени, работа не потеряла своей актуальности и так как, по всей вероятности, в ближайшем будущем не предвидится проведение новых геологических исследований гранитоидов Большого Кавказа, автор счел целесообразным опубликовать ее с добавлением новых данных.

В первой части книги кратко обсуждается проблема гранитообразования, современное состояние его изученности, роль и место гранитоидного магматизма в процессах эволюции земной коры и образовании месторождений полезных ископаемых.
Основная часть книги опирается на богатый фактический материал автора и в ней, на фоне теории литосферных плит, комплексно исследован герцинский гранитоидный магматизма Большого Кавказа и предложена его генетическая модель. Вместе с тем, в конце работы детально охарактеризовано, выявленное автором, Окрила-Ачапарское золоторудное проявление, пространственно и генетически связанное с Сакенским гранитоидным интрузивом.

Книга предназначена как для специалистов, так и для студентов высших школ.

Р е д а к т о р
член-корреспондент Грузинской Национальной Академии наук Д.М.Шенгелиа

Р е ц е н з е н т
доктор геолого-минералогических наук, профессор О.З.Дудаури

Публикуется при финансовой поддержке ООО "ГОЛДЕН ФЛИС"

Published with the financial support of the LTD “GOLDEN FLEECE”

ა.ვ.ოქროსცვარიძე

კავკასიონის ჰერცინული გრანიტოიდული მაგმატიზმი

წიგნი მომზადდა ავტორის მიერ კავკასიონზე 1980-1995 წლების განმავლიბაში ჩატარებული კომპლექსური გეოლოგიური სამუშაოების შესრულების შედეგად და დასაბეჭდად მზად იყო 1997 წელს, მაგრამ ობირქტური მიზეზებისy გამო ეს ვერ მოხერხდა. მიუხედავათ იმისა, რომ მას შემდეგ საკმაოდ დიდი დრო გავიდა ვფიქრობთ, რომ შრომა კვლავ ინარჩუნებს აქტუალობას. ამავე დროს, როგორც ჩანს უახლოეს მომავალში არ ისახება კავკასიონის ჰერცინული გრანიტოიდების კვლევის პერსპექტივები, რის გამოც გადავწყვიტეთ მისი გამოქვეყნება ახალი მონაცემების დამატებით.

წიგნის შესავალ ნაწილში მოკლედაა განხილული გრანიტწარმოშობის პრობლემა, მისი კვლევის დღევანდელი მდგომარეობა და გრანიტოიდული მაგმატიზმის როლი და ადგილი დედამიწის ქერქის ევოლუციის და სასარგებლო წიაღისეულის ფორმირების პროცესებში.

წიგნის ძირითადი ნაწილი ემყარება ავტორის მიერ მოპოვებულ მდიდარ ფაქტიურ მასალას და ლითოსფერული ფილების თეორიის ფონზე კომპლექსურადაა შესწავლილი კავკასიონის ჰერცინული გრანიტოიდული მაგმატიზმი და შემოთავაზებულია მისი გენეტური მოდელი. ამასთან ერთად, შრომის დასასრულს, დეტალურადაა აღწერილი საკენის ჰერცინულ გრანიტოიდულ ინტრიზივთან სივრცობრივად და გენეტურად დაკავშირებული ავტორის მიერ მიკვლეული ჰოკრილა-აჩაპარას ოქროს მადანგამოვლინება.

A.V.Okrostsvaridze

HERCYNIAN GRANITOID MAGMATIZM OF THE GREATER CAUCASUS

The book has been prepared by the author as a result of the research work carried out during 1980-1995 in the Greater Caucasus and it was ready for publication in 1997, but due to certain reasons it was not printed. Though, quite a long time has gone since then, we consider that the work still remains urgent. Besides, the situation shows that the investigation of Caucasian Hercynian granitoids most likely will not be carried out in the nearest future. Due to this reason we have decided to publish it adding new data.

The first part of the book shortly deals with the contemporary situation in the investigation of granitoids- the role and place of the granitoid magmatizm in the evolution of the continental crust, and the processes of formation of mineral resources.

The main part of the book relies on the vast factual material obtained by the author of the book. On the base of the theory of lithospheric plates, Caucasian Hercynian granitoid magmatizm is thoroughly investigated and petrogenetic model is introduced. At the end of the work, a Hokrila-Achapara gold ore-mineralization, revealed by the author of the book, and related in space and genetically to the Sakeni Hercynian granitoid intrusive, is described in detail.

О г л а в л е н и е

Предисловие

Геология герцинского гранитоидного магматизма Большого Кавказа вызывает большой научный и практический интерес, так как они являются одним из важнейших компонентов герцинской орогенной системы Большого Кавказа и, вместе с тем, с ними связан ряд значительных месторождений полезных ископаемых. Для герцинского гранитоидного магматизма изучаемого региона не существует единой петрогенетической модели и поэтому главной целью автора была попытка создания такой модели, которая полностью бы отражала роль, место и рудообразующий потенциал отмеченного магматизма в эволюции орогена Большого Кавказа.

Как известно, большая часть континентальной коры сложена гранитоидными породами и фактически с их генерацией связаны процессы ее формирования. Исходя из вышесказанного, ясно, что без детального изучения гранитоидного магматизма невозможно полностью восстановить картину формирования и эволюции континентальной коры.

Изучение гранитоидного магматизма помимо глобального познавательного значения, имеет и большой практический интерес, так как с процессами гранитообразования часто генетически связаны месторождения благородных, редких и цветных металлов. В результате проведенных работ в кристаллическом фундаменте Большого Кавказа, нами была установлена пространственная и генетическая связь нескольких значительных рудопроявлений с герцинскими гранитоидами, на чем мы детально остановимся в последней главе.

Исследования показали, что кристаллический фундамент Большого Кавказа представляет собой сложную аккреционную структуру, сформированную в различных геодинамических режимах, где развились различные генетические типы гранитоидов. Комплексное изучение этих гранитоидов показало, что их формирование, в целом, было обусловлено субдукцией океанской коры под Восточно-Европейскую континентальную плиту, что в свою очередь было определено процессами сужения Палеотетиса.

В первой главе книги кратко охарактеризована история изученности гранитоидов и некоторые спорные вопросы их генезиса. Рассмотрен сложнейший вопрос эволюции гранитообразующих процессов, проблемы формирования континентальной коры и обсуждаются вопросы связи гранитоидного магматизма с рудообразующими процессами. В этой же главе даны авторские интерпретации основных терминов и понятий петрологии гранитоидов.

Во второй главе кратко охарактеризованы структурно-формационные зоны кристаллического фундамента Большого Кавказа. В третьей главе даны результаты геолого-петрографических исследований региона и выделены четыре герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа. В четвертой главе, с помощью вариационного анализа, исследованы петрохимические особенности изученных гранитоидов.

В последующих главах рассмотрены геохимические особенности герцинских гранитоидов Большого Кавказа, изучены породообразующие минералы, а также термобарический и флюидный режимы их образования. В девятой главе дана петрогенетическая модель герцинских гранитоидов Большого Кавказа. Книга заканчивается описанием и анализом обнаруженного автором Окрила-Ачапарского золоторудного проявления, связанного с Сакенским гранитоидным интрузивом герцинской генерации.

Работа подготовлена в отделе петрологии Института геологии им. А.И.Джанелидзе. Полевые исследования, при которых было отобрано более 3000 образцов, основывались на классических принципах петрологии. Во время камеральных работ было описано более 5000 прозрачных шлифов и до 200 полированных аншлифов. Было проведено более 1000 полных силикатных анализов пород и 270 анализов мономинералов. Атомно-абсорбционным методом, примерно в 2000 анализах, а количественно-спектральным - до 3000, в породах была определена концентрация рудных элементов. На микрозондовом анализаторе "CAMEBAX MICROBEAM" было выполнено до 5000 точечных анализов минералов, рендгеноструктурным методом было изучено 110 мономинеральных фракций, а методом изотопного разбавления в 40 образцах определено содержание редкоземельных элементов. В 70 образцах гранитоидов криометрическим методом исследованы газово-жидкие включения, а в 25 образцах методом хроматографии было определено количественное содержание 12 различных газов.

В заключение автор выражает благодарность тем лицам, которые внесли свой вклад при подготовке и публикации этой работы, друзьям, коллегам, студентам и местному населению которые помогали мне при проведении сложных, но очень интересных и многолетних полевых работ. Выражаю глубокую благодарность всем сотрудникам тех лабораторий, где были проведены аналитические работы добытого нами материала.

Глубокую благодарность выражаю основателям грузинской петрологической школы, ныне покойным члену-корреспонденту АН Грузии, профессору Г.М.Заридзе и доктору геолого-минералогических наук, профессору Н. Ф. Татришвили, которые дали возможность автору работать в петрологии гранитоидов и чьи исследования во многом определили направление этой работы.

Особую благодарность выражаю одному из лидеров грузинской геологический школы, академику АН Грузии И.П.Гамкрелидзе, за пример беззаветного служения геологии и за ценные научные консультации. Большую благодарность выражаю члену-корреспонденту АН Грузии, профессору М.В.Топчишвили, который всегда поддерживал меня, и по настоянию которого эта книга была опубликована.

С чувством большого уважения вспомнаю великолепную личность, доктора геолого-минералогических наук, профессора Д. А. Великословинского, консультации которого во многом помогли мне в подготовке данной работы.

Выражаю искреннюю благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору Г. Л. Одикадзе, который всегда с особым вниманием следил за моей научной работой, своими полезными советами оказывал большую помощь и служил примером профессионального и добросовестного отношения к науке.

За оказанную помощь и поддержку при работе над данным исследование выражаю искреннюю благодарность, кандидатам геолого-минералогических наук М.Г. Тогонидзе, К.С.Чихелидзе, Г.Л.Чичинадзе, ныне покойной Д.Н. Кецховели и всем сотрудникам отдела петрологии Геологического института АН Грузии.

Выражаю благодарность моим друзьям-геологам, кандидатам геолого-минералогических наук И.З.Мгалоблишвили, Л.Б.Башелеишвили и Д.И.Блуашвили за поддержку при проведении полевых работ на Большом Кавказе, которые, как самые лучшие воспоминания, навсегда останутся в моей памяти.

Большую благодарность выражаю моей супруге, кандидату филологических наук, Н.Л. Инаури, которая всегда поддерживала меня в научной деятельности и с помощью которой была подготовлена английская, краткая, версия этой работы.

И, наконец, особую благодарность выражаю кандидату геолого-минералогических Д. Киласония которая внесла большой вклад в подготовку рукописи данной работы.

Условные сокращения

Ab – альбит
Act- актинолит
Adu-адуляр
Alm –альмандин
Amph - амфибол
An - анортит
Andl - андалузит
Andr - андрадит
Apt - апатит
Aug - авгит
Bt - биотит
Cc –кальцит
Chl - хлорит
Cor - кордиерит
Cum - куммингтонит
Ep - эпидот
Grt- гранат
Hbl – роговая обманка
Ilm - ильменит
Ksp- калиевый полевой шпат
Mgt-магнетит
Mikr - микроклин
Ms - мусковит
Ol - оливин
Ort - ортоклаз
Pl - плагиоклаз
Px - пироксен
Qtz - кварц
Ser - серицит
Sf - сфен
Sill - силлиманит
Spi - шпинель
St - ставролит
Tu - турмалин
Zr - циркон
Zs–цоезит

Цифры при символах железо-магнезиальных минералах (Grt_{47}) – их общая железистость, для плагиоклаза (Pl^{20}) – номер, а для калиевого полевого шпата (Ksp^{10}) – содержание в нем альбитового компонента

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды, являясь основыми продуктами плутонического магматизма, сложены зернистыми кристаллами полевых шпатов и кварца. В них в небольшом количестве рассыпаны чешуи слюд и реже амфиболов. По всей вероятности этимологически слово "гранит" происходит от латинского слова **"granium", что означает – зернистый** и по Э. Вегману этим названием мы обязаны Валериусу (1700-1785), который впервые применил этот термин для обозначения зернистых пород, состоящих из полевых шпатов, кварца и слюд. Следует отметить, что часть исследователей под термином "гранит" понимают весь спектр гранитов, а другие эти породы объединяют в термин "гранитоид". В данной книге для обозначения широкого спектра гранитов будет использован термин "гранитоиды", а под термином "гранит" будет подразумеваться общепринятое определение гранита.

1.1. Основные этапы исследования гранитоидов

Первый серьезный научный анализ гранитоидов дан в известном труде выдающегося шотландского естествоиспытателя Джеймса Хаттона (1726-1797) "Теория Земли". Он первым определил пространственно-временную связь геологических событий, а также установил роль магматизма, седиментации и эрозии в процессе формирования земной коры и показал, что гранитоиды представляют собой интрузивные породы, которые секут и дробят вмещающую среду. Он же первым указал на то, что основой изучения гранитоидов и вмещающих пород являются их детальные полевые исследования, следовательно, можно сказать, что Д.Хаттон является одним из ученых, заложивших основу научного изучения гранитоидов и в целом геологии, как науки.

Исторически были сформированы две основные теории образования гранитоидов. Одна группа исследователей утверждала, что они являются магматическими образованиями, а по мнению другой группы – формирование гранитоидов происходило метасоматическим путем. Этот спор начался еще в XIX веке и особенно обострился в 50-х годах XX-го. Видными приверженцами теории магматического генезиса гранитоидов были П.Нигл, Н.Боуен, А.Левинсон-Лессинг и др. – т.н. плутонисты. Согласно их концепции гранитоиды являются продуктами кристаллизации базитовой магмы. Идею формирования гранитоидов путем метасоматического преобразования осадочных пород развивали Х.Рамберг, Х.Рид, Х.Вегман и др. – т.н. нептунисты. Следует отметить, что ученые обоих направлений частично разделяли идеи друг друга, в частности, по мнению магматистов метосоматизм вызывается действием эманаций гранитоидной магмы, а, по мнению метасоматистов, в некоторых случаях, метасоматизм вызывает генерацию гранитоидных расплавов. В процессе изучения гранитоидов оба этих направления столкнулись с целым рядом серьезных проблем, из-за чего появились новые, более модернизированные теории.

Первая, более или менее сформированная теория происхождения гранитов встречается в трудах французских геологов XIX в., которые высказали предположение, что тепло и эманации, идущие из глубины земли, ведут к процессам, сегодня называемым гранитизацией. В 80-х г. Эль де Бомон и его школа вопросы гранитизации подняли на очень высокий уровень. Они были первыми исследователями, которые допустили возможность выплавления гранитного расплава из земной коры. По их мнению, выплавленная гранитная магма, под воздействием сжимающих сил, часто переходит в мобильное состояние и в верхних горизонтах земной коры образует секущие, интрузивные тела. Как видим, сущность вопроса сформирована прекрасно, но термин "анатексис" еще не упоминается.

Новым этапом в "гранитоидной" дискуссии можно считать труды скандинавских геологов, в частности, работу J.Sederholm (1907). Он в результате детального изучения финских докембрийских образований, пришел к выводу, что мигматиты формируются в результате частичного плавления пород в условиях высокого давления и высокой температуры. Этот процесс он назвал палингенезом или возрождением. Позже P. Eskola (1933) ввел понятие анатексиса, по которому первыми выплавляются кварц-полевошпатовые ассоциации. По его мнению, мобилизованное вещество может испытать миграцию и дать не только лейкократовые жилы мигматитов, но и гранитоидные тела, даже батолитовых размеров.

Этапную роль в истории изучения гранитоидов сыграли труды Х. Рида (1950, 1957), показавшего сложное и противоречивое лицо этих пород земной коры. Не случайно свою работу он назвал "Гранитные противоречия" и все же сумел увидеть единство и закономерность развития гранитоидных систем. По его мнению, орогены во время своего развития рождают единый, последовательный генетический ряд гранитоидов, названный "гранитной серией" (Рид, 1957). Во время расчленения гранитных серий он руководствовался степенью их перемещения от очага и выделял следующие группы: автохтонные граниты → паравтохтонные граниты → аллохтонные граниты (интрузивные граниты) → гранитные плутоны. Как видим, принцип схемы рекомендованной Х.Ридом прост и очень практичен. Вместе с тем, несмотря на внешнюю формальность, он наполнен структурно-тектоническим, генетическим и историко-геологическим содержанием. Практическая реализация этой схемы невозможна без детальных полевых работ. Это естественно, так как Х.Рид большое внимание уделял полевой геологии, считая, что проблема происхождения гранитоидов в первую очередь проблема полевой геологии, а не минералогии, петрографии или геохимии (Рид, 1957), с чем трудно не согласиться.

В определении генезиса гранитоидов большую роль сыграли экспериментальные работы, начатые в 30-х г. прошлого века, которые представляют собой теоретическую основу формирования гранитоидов ультраметаморфическим путем. В результате этих исследований экспериментально подтвердилась возможность существования водных силикатных растворов.

Эвтектическому плавлению гранитов посвящены прекрасные теоретические труды O. Tuttle (1955, 1959). В условиях высоких давления и температуры он исследовал систему $Ab+Ort+Qrt+H_2O$ и установил, что примерно при давлении 1000 бар и температуре 640-650^{0}C в этой системе имеет место тройная эвтектика, что отвечает составу естественных гранитов. Исследования O. Tuttle развили Д.Винклер (1966) и G.Platen (1968), экспериментально установив, что получение гранитоидных расплавов возможно в результате плавления осадочных пород и доказали, что существование анатектических гранитных расплавов вполне реально.

В конце 60-х годов у петрологов созрела идея о различных путях происхождения гранитоидов. В начале 70-х годов выходит фундаментальный труд К. Менерта (1971) "Образование мигматитов и гранитов". Автор приходит к выводу, что формирование гранитоидов возможно, как за счет привноса материала, так и изохимически и выделяет три типа гранитоидов: анатектические, магматические и метасоматические. В этой работе он приходит к выводу, что самым реальным путем образования гранитоидов является частичный или полный анатексис пород. В 1976 году публикуется работа E. Ragen (1976) "Геология гранита", где на основании большого фактического материала гранитоидные породы рассматриваются как конвергентный тип, т.е. предполагается, что их формирование возможно различными путями из различных источников, что было принято многими исследователями.

1.2. Классификация гранитоидных пород

Как известно, классификация предметов и явлений представляет собой фундамент научных исследований. Она основывается на различных принципах, но в итоге позволяет определить сущность и причины формирования и преобразования объектов и систем. Существует несколько схем классификации гранитоидов, в частности – минералогическая, химическая, геодинамическая, генетическая и их комбинации. Здесь мы кратко рассмотрим несколько наиболее распростаненных вариантов.

Минералогическая классификация. Первая классификация гранитоидов опиралась на минералогию и на ее основании были выделены биотитовые, мусковитовые, роговообманковые и другие разновидности гранитов. Затем эта классификация усложнилась и за ее основание была принята модальная минералогия, т.е. соотношение основных модальных минералов. Самым успешным оказался вариант A. Shtrekeisen (1976). По его определению гранит представляет собой зернистую плутоническую породу, в которой доля кварца меняется от 20 до 60% и в которой плагиоклаз составляет 10-65% от всех полевых шпатов. Он разработал QAP классификационную диаграмму, где Q является модальным кварцем, A- модальным щелочным полевым шпатом и P – модальным плагиоклазом. Эта классификационная диаграмма в дальнейшем была доработана другими исследователями, но принцип остался тот же. В целом, классификация, основанная на модальных пропорциях минерала проста и хороша теоретически, но сложна для практического применения. В отличие от минералогической химическая классификация гранитоидов оказалась более информативной и практичной.

Химическая классификация. Как известно, гранитоиды, в основном, состоят из окисей кремнезема, глинозема, кальция, натрия и калия, и именно на их соотношениях основываются многочисленные химические классификации этих пород. Одним из известных вариантов такой классификации является их разделение на щелочные, субщелочные и известково-щелочные серии. Успешно работает в гранитоидах, так же как и в целом в магматических породах, классификация, основанная на соотношении SiO_2-(Na_2O+K_2O). Здесь следует отметить вариант, разработанный E. Middlemost (1985), в котором выделено 14 разновидностей гранитоидов. Простую, но удачную классификацию гранитоидов разработал S. Shand (1947) он, по параметрам соотношений алюминия, кальция, натрия и калия, подразделил гранитоиды на три большие группы: ультраалюминиевые, алюминиевые и ультращелочные (A=molAl_2O_3; C=molCaO; N=molNa_2O; K=molK_2O). По этой классификации гранитоидные породы являются ультраалюминиевыми, когда A>CNK, алюминиевыми – когда CNK>A>NK и ультращелочными, когда A<NK. Эта классификация оказалась востребованной большим числом исследователей и она и сейчас часто применяется в петрологии гранитоидов. Впоследствии выяснилось, что отмеченный геохимический тип гранитоидов, формируется преимущественно в определенных условиях геодинамического режима (табл. 1.1).

Таблица 1.1. Средние химические данные ультраалюминиевых, алюминиевых и ультращелочных пород (Chyes, 1985)

Окиси	Ультраалюминиевые	Алюминиевые	Ультращелочные
n	199	158	25
SiO_2	71.45	67.43	74.01
TiO_2	0.32	0.55	0.23
Al_2O_3	14.76	14.67	11.59
FeO_T	2.49	4.13	3.08
MnO	0.13	0.12	0.10
MgO	0.78	1.64	0.55
CaO	2.01	3.53	0.48
Na_2O	3.72	3.72	4.33
K_2O	3.52	3.20	5.09
P_2O_5	0.14	0.17	0.06
Total	99.32	99.16	99.52
A/CNK	1.10	0.93	0.86
NK/A	0.67	0.65	1.09

Геодинамическая классификация. Первые систематические исследования для восстановления тектоно-магматических режимов образования гранитоидных пород провел D.Pearce et al.(1984). С использованием малых элементов - Rb, Y, Yb, Nb, Ta, они предложили целый ряд тектоно-магматических дискриминационных диаграмм и с этой позиции выделили 4 генетические группы гранитоидов: гранитоиды океанских хребтов, островодужные гранитоиды, внутриплитовые гранитоиды и синколлизионные гранитоиды (табл. 1.2).

Таблица 1.2 Тектоно-магматическая классификация гранитоидов (Pearce et al.,1984)

Граниты океанских хребтов (ГОХ) Граниты нормальных океанских хребтов Граниты аномальных океанских хребтов Граниты бассейнов задних островодужных хребтов Граниты бассейнов передних островодужных хребтов
Граниты островных дуг (ГОД) Граниты островных дуг с преобладанием толеитовых базальтов Граниты островных дуг с преобладанием щелочных базальтов Граниты активных континентальных окраин
Внутриплитовые граниты (ВПГ) Граниты интраконтинентальных хребтов Граниты истощенной континентальной коры Граниты океанских островов
Коллизионные граниты (КГ) Син-тектонические граниты, связанные с коллизией континент-континент Пост-тектонические граниты, связанные с коллизией континент-континент Син-тектонические граниты, связанные с коллизией континент-дуга

Силикатные расплавы представляют собой настолько сложные системы, что их простые классификации не отражают реальной картины и естественно, комплексные классификации являются более информативными. Ниже предлагаем несколько вариантов классификации гранитоидов.

Гранитоиды S и I типов. Появление в геологии теории литосферных плит и выяснение процессов эволюции гранитообразования породило необходимость создания новой, более совершенной теории генезиса гранитов.

Новым этапом в изучении гранитоидов орогенных систем можно считать опубликованную в 1974 г. статью австралийских геологов A. Chappel, G.White (1974) "О двух контрастных типах гранитов". В ней фанерозойские граниты юго-западной Австралии разделены на два типа - S и I. В гранитах S типа они объединяют образования, полученные в результате плавления сиалических метатерригенных осадков, а под I типом они выделили гранитоиды, сформированные преимущественно в результате выборочного плавления метабазитов. В более поздних работах (White, Chappel, 1983, 1988) в гранитоидах I типа выделены два подтипа: образования бедные K_2O, связанные с зонами субдукции и несубдукционные диориты и гранодиориты. Ниже предлагаем таблицу, в которой дана более детальная характеристика этой классификации.

Гранитоиды ильменитовой и магнетитовой серий. В 1977 году японский геолог S.Ishihara (1977) предложил подразделить гранитоиды на две категории, в частности, на ильменитовую и магнетитовую серии. По его данным, силикатная магма магнетитовой серии характеризуется более высокими показателями Mg/Fe, чем те же породы ильменитовой серии. Генетически магма магнетитовой серии имеет более высокую фугитивность O_2 и формируется на больших глубинах, чем магматический расплав ильменитовой серии. Корреляция этой классификации с классификацией S и I типов гранитоидов такова: все гранитоиды магнетитовой серии соответствуют образованиям I типа, но ильменитовая серия охватывает, как S так и I тип гранитоидов. Впоследствии, эта классификация гранитоидов, несмотря на целый ряд положительных моментов, стала менее популярной, чем классификация гранитоидов по S и I типам

Таблица 1.3. Краткая характеристика особенностей S и I типов гранитоидов Лачландского складчатого пояса юго-западной Австралии (Chappel, White, 1974)

N	I тип	S тип
I	Металюминиевая минералогия; приобладание роговой обманки над биотитом, среди акцессорных преобладает сфен	Пераллюминиевая минералогия; преобладают мусковит и биотит, роговая обманка отсутствует, немного кордиерита и (или) аллюмосиликатов; среди акцессорных преобладает монацит
II	Ксенолиты богатые роговой обманкой	Пелитовые или кварцевые метаосадочные ксенолиты
III	Связаные высокие концентрации Na_2O	Связаные низкие концентрации Na_2O
IV	Молекулярный $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)<1.1$	Молекулярный $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)>1.1$
V	Нормативный диопсид или малое содержание нормативного корунда	Нормативного корунда >1%
VI	Широкий спектр пород от мафических до фельзических	Узкий спектр фельзических пород
VII	Устойчивое содержание элементов внутри плутона	Неустойчивое содержание элементов внутри плутона
VIII	Инициальные $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0.704-0.706	Инициальные $^{87}Sr/^{86}Sr$ >0.708
IX	Обычно нескладчатые, резкие контакты с хорошо выраженными контактными ареалами	Часто складчатые, иногда окруженные высокометаморфическими породами

Гранитоиды А типа. До начала 80-х годов считалось, что в фанерозое процессы формирования гранитоидов были связан лишь с орогенными складчатыми поясами. В 1979 году M.Loisell, D.Wones (1979) выделили гранитоиды А типа (анорогенные гранитоиды), которые обеднены Са, но обогащены щелочами. Эти гранитоиды, как правило, образуют изометричные массивы, связанные с анорогенными кратонами или континентальными рифтами. В гранитоидах А типа отмечается высокая концентрация K_2O, F, Cl, Ga, Nb, Ta иY и низкое содержание H_2O и CaO. Как правило, для гранитоидов этого типа характерен минерал флюорит и обогащенные фтором слюды и амфиболы. Магма гранитоидов А типа отличается высокой температурой (>830^{0}С) и часто находится в ассоциации с мафическими породами и анортозитами. Считается, что типичными представителями этих пород являются рапакиви, которые широко распространены в Финляндии, в рифте Осло и во многих регионах земной коры. Большинство исследователей предполагают, что формирование анорогенной гранитоидной магмы связано с действием плюмов, которые, в большинстве случаев, вызывают также и рифтинг.

Гранитоиды С, М и Н типа. В 1982 году J.Didier вместе с группой петрологов предложил оригинальную, несколько измененную схему классификации орогенных гранитоидов. Эти гранитоиды он разделил на две большие группы: коровые (С) и мантийные (М). В гранитоидах С типа он в свою очередь выделил два подтипа: C_s – гранитоиды, которые сформировались за счет плавления верхнекоровых магматических пород и C_i – гранитоиды которые образовались в результате плавления нижнекоровых магматических пород. Под М типом он выделил смешанные, мантийно-коровые, а также мантийные гранитоиды. К гранитоидам этого типа он отнес породы преимущественно средней кислотности: кварцевые диориты, гранодиориты и адамеллиты. Позднее, эти породы B. Barbarin (1991) выделил как гранитоиды Н типа, т.е. гранитоиды гибридного генезиса.

Гранитоиды с низким содержанием калия. Сравнительно больше внимания хотелось бы уделить группе гранитоидов с низким содержанием калия, которую в геологической литературе называют "трондиемитами", "тоналитами", "натриевыми гранитами" и "плагиогранитами". До всеобщего признания теории тектоники литосферных плит на эти породы не обращали большого внимания. Как выяснилось впоследствии, в зонах конвергенции литосферных плит они образуют мощные интрузивные образования, а также встречаются в верхней части офиолитовой ассоциации. Кроме этого, как известно, породы такого типа представляют собой главную составляющую часть архейского гнейсового комплекса.

Термин "трондиемит" в геологической литературе появился в начале XX-го в. и определяет зернистую, полнокристаллическую, магматическую, лейкократовую породу, состоящую, в основном, из натриевого плагиоклаза и кварца, а биотит и калиевый полевой шпат отмечаются в небольшом количестве. Сначала этот термин не был популярным, а такие породы не считались магматическими образованиями. Даже самый преданный магматист N.Bowen относил эти породы к натриевым метасоматическим образованиям, но затем целым рядом исследователей достоверно было доказано существование трондиемитовой магмы и впоследствии для этих пород термин "трондиемит" был утвержден Международным союзом геологических наук (IUGS).

В последние годы возрос интерес к гранитоидам с низким содержанием калия, так как выяснилось, что самые древние континентальные образования земной коры представлены именно этими типами пород, т.н. "серыми гнейсами". Говоря другими словами, с образованием этих пород связано появление континентальной коры Земли. Повышенное внимание к "серым гнейсам" и появление теории тектоники плит вызвало большой интерес к островодужным плагиогранитам, так как последние по петрохимическим данным оказались образованиями, похожими на "серые гнейсы". В 1961 году вышла статья P.Larsen и R.Poldervaart, где они генезис батолита плагиогранитного состава Болд Рока объясняют частичным плавлением основных пород. Позднее, B.Hamilton (1969) связал происхождение низкокалиевых гранитоидов с частичным плавлением метабазитов в условиях субдукции.

Океанские плагиограниты. В 1975 г. выходит известная статья П.Колмана и З.Петермана "Океанские плагиограниты", в которой авторы приходят к заключению, что эти породы являются результатом дифференциации базальтов океанской коры. Хотя в последующей работе у П. Колмана (1983) появляются сомнения в формировании гарнитоидов именно этим путем, и он отмечает, что образование плагиогранитов с аномально низким содержанием калия путем простой дифференциации балазьтов невозможно. Как полевые, так и экспериментальные данные показывают, что даже самая обедненная калием базальтовая магма в результате дифференциации формирует породы более богатые этим элементом, чем отмеченные плагиограниты, следовательно вопрос генезиса плагиогранитов и вообще трондиемитов до конца не решен и поэтому петрологи прибегают к идее метосоматизма. В этом случае, по мнению некоторых исследователей, имел место привнос флюидов Si и Na, что вызвало плагиогранитизацию базальтовых пород.

Как известно, химизм гранитоидных расплавов, в некоторой степени, определяется геодинамическим режимом их образования, что и отражено в составе пород. Геотектоническая дискриминация гранитоидов по основным химическим элементам не всегда дает желательные результаты, так как под воздействием вторичных геологических процессов они нередко испытывают частичную миграцию. В отличие от них малые элементы, такие как Zr, Y, Nb и редкоземельные элементы являются стабильными по отношению к отмеченным процессам. Исходя из этого, вышеотмеченные элементы можно использовать для восстановления тектоно-магматического режима образования магматических пород. D.Clarke (1992), суммируя все петрохимические и геохимические данные предложил следующую классификацию гранитоидов (табл.1.4).

Как видно из этого краткого обзора, в исследовании гранитоидных пород отмечается целый ряд противоречий, но бесспорно, что они являются конвергентными образованиями, т.е. эти породы формируются в различных структурах земной коры с помощью различных механизмов. Не вызывает сомнения, что исследование гранитоидов находится на правильном пути и мы, постепенно приближаемся к их детальной расшифровке.

Заканчивая этот раздел, остановимся на петрологической терминологии, которая иногда слишком противоречива. Исходя из этого, ниже приводится авторская интерпретация.

Таблица 1.4 Таблица классификации гранитоидных пород по Д.В.Кларку (1992)

Типы гранитоидов	Ультраалюминиевые	Алюминиевые	Ультращелочные
Параметры	A>CNK	CNK>A>NK	A<NK
Характерные минералы	Кордиерит, гранат, топаз, турмалин, шпинель, корунд	Ортопироксен, клинопироксен, кумминктонит, роговая обманка. эпидот	Фаиалитовый оливин, эгирин, арфетсонит, рибекит
Общие минералы	Биотит, мусковит,	Биотит, мусковит в малом количестве	Биотит в малом количестве
Окисленные минералы	Ильменит	Магнетит	Магнетит
Акцессорные минералы	Аппатит, циркон, монацит	Аппатит, циркон, алланит	Аппатит, циркон, алланит, флюорит, криолит и пирохлорит
Другие химические показатели	F/Cl>3	-	Низкое - CaO, Al_2O_3, H_2O, Ba, Sr, Eu высокое - SiO_2, Na, Fe/Mg, Na+K, Zr, Nb, Ta, ΣREEs, Y F/Cl<3
Изотопный состав $^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7050-0.7200	0.7030-0.7080	0.7030-0.7120
Изотопный состав εNd	в основном <<0	в основном =0	высокие вариации
Типичные минеральные месторождения	Аплит-пегматитовые; полиметаллические : Sn-W-U-Mo- Cu и Be-B-Li-P	Порфиритовые Cu-Mo	Sn-W-U-Mo и греизены редких металлов (Nb-Ta)
Геодинамический режим образования	Связанные с коллизионной тектоникой включающей утолщение континентальной коры	Связанные с зонами субдукции континентальные окраины и островные дуги	Результаты растяжений пост-тектонических или анорогенных комплексов внутриконтинентальных хребтов

Гранитизация. Под этим термином часто подразумевают метасоматический гранитообразующий процесс и противопоставляют его магматическому процессу формирования гранитоидов. В нашей работе он имеет более широкое понятие и выражает ту общность эндогенных процессов, которые вызывают гранитизацию тех или иных пород.

Ультраметаморфизм. Понимается как далеко зашедший метаморфизм, во время которого вещество из твердой фазы переходит в жидкое состояние (структурным, фазовым и химическим путем). Он объединяет целый ряд процессов: региональный метаморфизм, анатексис, палингенез и др.

Анатексис. И.Седерхолм, **а**втор этого термина, понимал его значение, как плавление осадочных пород в результате повышения температуры. Сегодня этот термин приобрел более широкое значение, и под этим процессом подразумевают любой фактор плавления осадочных пород. Часто этот термин отождествляют с палингенезом, который вначале использовался для определения пород магматического генезиса, подвергшихся повторному плавлению. По моему мнению лучше использовать эти термины в их первоначальном значении и отделить их друг от друга.

Несколько неопределенно понятие "**интрузивная фаза**". Некоторые исследователи все петрографические разновидности в магматических образованиях выделяют в самостоятельные фазы, а некоторые в одну фазу объединяют большой спектр магматических пород, начиная от габбро и кончая гранитами. Термин "интрузивная фаза" автор понимает, как результат тектоно-магматического события, которая существованием секущих контактов и независимых структур отделена во времени от других магматических образований.

Сравнительно подробнее остановимся на понятиях **"магматические серии"** и **"магматические формации".** Исследование магматических пород показало, что они локализованы в земной коре в виде генетических или пространственных ассоциации. Как известно, любое научное исследование начинается с классификации, т.е. с систематизации предметов и явлений. Фактически термины "магматические формации" и "магматические серии" были введены с целью систематизации магматических явлений. Оба этих понятия, в определенной части, перекрывают друг друга, из-за чего их иногда считают тождественными. Традиционно, под термином "магматические серии" подразумевают непрерывное и направленное петрографическое и петрохимическое изменение вещества, где больше внимания уделяется веществу и его генетической общности. Это не отрицает связи системы с вмещающей средой, так как направленное изменение вещества должно быть обусловлено закономерным изменением геологической обстановки. В отличие от "серии" основными признаками "формации" считаются состав, структура и взаимодействие магматического расплава с вмещающими породами.

В петрологической литературе понятие **"гранитные серии"** впервые ввел X. Рид, в своей книге "Гранитные серии в подвижных зонах" (1957). По нашему мнению, в складчатой системе выделение "гранитных серий" более оправдано, так как; если придать этому термину большую геодинамическую нагрузку он наиболее реально отразит сущность гранитоидного магматизма. В орогенной системе формирование гранитоидов связано с общей тенденцией ее развития. На различных этапах эволюции орогенной системы из одного субстрата образуются различные гранитоиды, и поэтому целесообразнее использовать генетически связанные между собой гранитные серии, а не формации, которые не отражают полностью процесс эволюции гранитоидных систем. Таким образом, в орогенной системе наверное правильнее поддерживать принцип использования термина "гранитоидная серия" – это закономерная генетическая ассоциация магматических пород, которые сформировались из единого субстрата с определенным механизмом генерации магмы во время одного тектоно-магматического цикла эволюции орогенной системы.

1.3. Эволюция процессов гранитообразования и некоторые вопросы формирования континентальной коры

Анализ истории исследования гранитоидов и сопоставление всей научной информации в глобальном масштабе показывает, что отношение отдельных исследователей к проблеме гранитоидов обусловлено тем типом и возрастом региона, где они проводили исследования. В настоящее время однозначно установлено, что гранитообразующие процессы меняются параллельно эволюции земной коры, т.е. на каждом этапе истории Земли господствовали гранитообразующие процессы определенного генетического типа.

Самые древние гранитоидные образования, представленные т.н. "серыми плагиогнейсами", датируются 3.8-3.0 мл. лет. Вопрос их происхождения до сегодняшнего дня остается спорным. Согласно одной теории, они представляют собой продукты, обогащенные водой и выплавленные непосредственно из мантии. По другой теории – первичная кора земли была базальтового состава, которая затем, в результате действия мантийных флюидов, испытала гранитизацию.

Главная роль в формировании первичной континентальной коры, принадлежит большому содержанию флюидов в мантии. Но здесь возникает существенный вопрос. Почему этот процесс гранитизации затронул лишь часть Земной коры? По мнению S.P.Taylor и S.P.McLennan (1985) вероятно, гранитизация протекала в масштабе всей Земной коры, но в результате сильного столкновения с астероидом (который породил Луну), площадь соприкосновения оказалась дегазированной, что вызвало в этой части приостановление процессов гранитизации.

По всей вероятности, механизм гранитообразования изменился в позднем архее - раннем протерозое (3.0-1.7 млрд. лет). В этот период земная кора становится довольно мощной (30-40 км), что и обусловливает метаморфизм гранулитовой фации. Как известно, во время метаморфизма этого типа происходит выделение флюидов, вызывая гранитизацию расположенной над ней коры. Начиная со среднего протерозоя (1.7-1.3 млрд. лет) главным процессом в гранитообразовании становится переплавление уже существующей гранит-гнейсовой коры. Впоследствии, уже с древнего рифея (< 1 млрд. лет) из-за снижения геотермического градиента, возрасла мощность земной коры, что в свою очередь стало причиной образования литосферных плит, вследствие чего процессы гранитообразования испытывают локализацию лишь в подвижных зонах над зонами субдукции. Соответственно уменьшаются и темпы роста континентальной коры (Taylor, McLennan, 1985).

В позднем протерозое и в фанерозое гранитообразующие процессы вновь связаны с подвижными поясами. Вместе с тем, к палингенезу гранит-гнейсовой коры добавился анатексис мощных песчано-глинистых пород. Таким образом, на различных этапах развития земной коры господствовали разные механизмы гранитообразования, и параллельно с их изменением изменялся и генетический тип гранитоидов.

Как известно, большая часть континентальной коры Земли сложена гранитоидными породами, поэтому существует непосредственная связь между их генерацией и процессами формирования континентальной коры, так как процесс массовой генерации гранитоидных пород фактически является механизмом образования континентальной коры.

Проблема образования и эволюции континентальной коры всегда была и остается одной из важнейших при исследовании Земли. По сравнению с океанской корой континентальная кора более древняя, сравнительно мощная и более разнообразная. Она, главным образом, сложена гранитоидными породами, а основные, ультраосновные, осадочные и метаморфические породы находятся в подчиненном положении. Континентальная кора является уникальным образованием Солнечной системы, формирование которой находится в прямой зависимости от взаимодействия воды и силликатов и генерации гранитоидов.

По определению V.Pollard (1979), континентальная кора Земли представляет собой то основание, на котором протекали последующие стадии эволюции жизни, что и привело к появлению Homo sapiens. Поэтому процессы ее образования и роста вызывают большой научный интерес, ибо, если бы не континентальная кора, жизнь на Земле, по всей вероятности, развивалась бы в другом направлении.

По S. S. Taylor и S. M. McLennan (1985), основные части континентов сформировались в допозднепротерозойское время из ювенильной магмы, но особенно интенсивные корообразующие процессы протекали в интервале 3.2-2.5 млрд. лет. В этот период земная кора в результате утолщения разделилась на гранулит-базитовую и гранулит-гнейсовую. Незначительная часть новой континентальной коры сформировалась в конце протерозоя и в фанерозое, после начала действия субдукционного механизма, но тогда возникает вопрос – каким путем расширялись континенты? Особую дискуссию вызывает вопрос разрастания континентальной коры со среднего протерозоя. С одной стороны, в этот период континенты расширялись путем аккреции островодужных комплексов или вертикальным расслоением субокеанских комплексов, что вызывало генерацию гранитоидных расплавов. С другой стороны, поверхности континентов прогрессивно уничтожались в результате химической и физической эрозии, а осадочные породы в зонах субдукции после попадания в режим высокого метаморфизма, погружались и плавились в мантии. Таким образом, со среднего протерозоя часть массы континентальной коры в результате рециклинговых процессов находилась в постоянной динамике.

Модель стабильности континентов предлагает R.L.Armstrong (1968, 1973), для поддержания этой теории использует изотопные данные и геохимический баланс дробления и выветривания континентальной коры, хотя различными авторами та же геохимия и изотопия были использованы как аргументы сетевого роста континентальной коры (Morbath, 1978; Tailor, McLennan, 1985; Stein, Hofmann, 1994). Эти авторы главным механизмом роста континентальной коры считают процесс генерации ювенильных гранитоидных расплавов из мантии. Несмотря на сетевой рост континентальной коры, большая часть ученых считает, что ее рост завершился 2.5 млрд. лет назад, а в фанерозое этот процесс был незначительным. Эта идея была подкреплена изучением в гранитоидах изотопов Nd и Sr в Каледонидах, Герцинидах и Гималаях, хотя последние изотопные исследования в Кордильерах Северной Америки (DePaolo, 1981, 1988; Samson et al., 1989; Samson, Patchett, 1991) и в Лачландском складчатом поясе в Восточной Австралии (Hensel et al., 1985) показали, что здесь большая часть фанерозойской континентальной коры является ювенильной и, соответственно, рост континентов был значительным.

Как показали наши исследования, позднепалеозойские гранитоиды Большого Кавказа являются результатом эволюции герцинского орогена и их формирование представляет собой классический пример роста континентальной коры в результате аккреции островодужного комплекса к активной континентальной окраине. Следует отметить, что, по данным наших исследований, большая часть герцинских гранитоидов Большого Кавказа формируется в результате ультраметаморфизма песчано-глинистого субстрата, часть является результатом мантийно-корового гибридизма, а незначительная часть - результатом селективного плавления базитового субстрата.

1.4. Гранитоидный магматизм и процессы рудообразования

Одной из главных задач изучения гранитоидов является оценка их рудоносности и установление роли гранитоидного магматизма в процессах рудообразования. В современной земной коре существует большое количество рудных месторождений. Судя по их размещению они сформированы прямым или косвенным путем из гранитоидов, находящихся с ними в пространственной ассоциации, либо гранитоидные тела сами испытывают оруденение.

Целым рядом исследователей (Рейф, 1990; и др.) с большой уверенностью было показано, что флюиды, выделенные из гранитоидных расплавов, содержат металлы и в том случае, если магматический расплав характеризуется их ординарным содержанием. По расчетам этих же исследователей, концентрация металлов в гранитоидных расплавах такова, что при идеальных условиях, даже интрузив среднего размера может дать месторождение промышленного значения. Исходя из этого, потенциальные возможности оруденения имеют почти все гранитоидные расплавы, однако в формировании месторождения полезных ископаемых, помимо источника, немаловажную роль играют и другие факторы: существование барьера, термодинамический режим, концентрация флюидов и др.

В последние годы к возможным вариантам взаимосвязи гранитоидного магматизма и оруденения добавился еще один вариант. Как показали изотопно- геохимические данные, в формировании некоторых рудных месторождений принимали участие и немагматические растворы (Hall et al., 1974; и др.). Согласно этой концепции, тепловые поля гранитоидных интрузивов вызывают активизацию циркуляции подземных вод, в результате чего они часто вымывают металлы из гранитоидных тел и отлагают их на физико-химических барьерах. Исследователи такой механизм рудообразования называют рециклингом и его реальной картиной считают гидротермальные процессы рудообразования, протекающие в современных спрединговых зонах (Rona, 1984; и др.). Следует отметить, что строение и генезис оруденений, связанных с гранитоидами, с одинаковым успехом можно объяснить как ортомагматической концепцией, так и рециклинговой моделью, но ни одна концепция не дает ответа на главный вопрос - почему именно с этим, а не с другим телом связано оруденение, которое как по своему строению, так и по генезису и геологической позиции одинаково? Может быть, в формировании рудных месторождений, связанных с гранитоидами, принимают участие оба отмеченных механизма? Где же истина? Для этого мы прибегаем к высказыванию E.Raguin: "Как видно, лишь в исключительных и счастливых случаях происходит слияние рудообразующих факторов и образование месторождений" (Raguin, 1976).

Детальные исследования последних лет показывают, что с определенными генетическими типами гранитоидов связаны конкретные оруденения. С гранитодами S типа, преимущественно, связаны месторождения Sn, W, Ta, Nb, Be и Li и других редких металлов. С гранитоидами I типа, в основном, связаны месторождения Cu, Mo, Ag и Au, а с гранитоидами A типа - месторождения Zr, Nb и редкоземельных элементов.

Примерно такую же картину распределения металлов показали проведенные нами исследования в герцинских гранитоидных образованиях Большого Кавказа. Подробно в последней главе настоящей работы будет рассмотрена связь оруденения с герцинскими гранитоидами Большого Кавказа.

2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОАЛЬПИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Большой Кавказ представляет собой фанерозойскую орогенную систему, которая прослеживается приблизительно на 1200 км от Таманского до Апшеронского полуострова достигая максимальной ширины 180 км в своей центральной части. С севера он ограничивается Восточно-Европейской плитой, а с юга - Внутрикавказским массивом. В его формировании четко выделяются два этапа: доальпийский и альпийский. На Большом Кавказе, и в целом на Кавказе, альпийский этап начинается трансгрессией, региональным несогласием и формационным изменением пород. Доальпийские образования Большого Кавказа в геологической литературе рассматриваются как кристаллический фундамент или кристаллическое основание, обнаженная часть которого простирается приблизительно на 200 км, а максимальная ширина не превышает 40 км.

Кристаллический фундамент Большого Кавказа, в основном, сложен каледонскими и герцинскими плагиогнейсами, гранитогнейсами, гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и фрагментами офиолитов. Из-за ряда причин лучше изучены осадочный чехол (Топчишвили, 1993; Беридзе, 1970; и др.), магматические образования (Дудаури, 1972, 2003; Борсук, 1979; и др.) и геодинамика (Гамкрелидзе, 1984; и др.) альпийского этапа Большого Кавказа. Что касается доальпийского кристаллического фундамента, то несмотря на успехи, достигнутые в его изучении, остаются и проблемы. К ним относятся - корреляция осадочных пород, идентификация тектонических покровов, взаимосвязь между метаморфизмом и процессами гранитообразования, возрастное и генетическое расчленение гранитоидов, выявление рудных минерализованных зон и др.

Недавно вышел в свет фундаментальный обобщающий труд И.П.Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа (2005) о докембрийско-палеозойском региональном метаморфизме, гранитоидном магматизме и геодинамике Кавказа, который является крупным достижением в исследовании региона. В этой монографии, основанной на концепции тектоники литосферных плит, даются и результаты исследований доюрских гранитоидов Большого Кавказа. Показано, что гранитоидный магматизм в целом, является отражением вариаций термобарического поля во внешних оболочках земли, представляя собой прямое следствие геодинамического режима различных структурных единиц земной коры.

2.1. Краткий обзор геологического исследования

Изучение кристаллического фундамента Большого Кавказа началось с конца девятнадцатого века, а более детальные полевые и микроскопические исследования начали проводиться с начала двадцатого века. Первые наиболее полные работы были выполнены в 30-40-х г. (Дембо, 1937; Чхотуа, 1941; и др.).

В 50-х и 60-х годах двадцатого столетия начинается интенсивное исследование кристаллического фундамента Большого Кавказа. В изучении метаморфических и магматических пород большую роль сыграли труды Г. М.Заридзе (1961, 1970), Г.М.Заридзе и Н.Ф. Татришвили (1958, 1959, 1967), Г.Д.Афанасьева (1968, 1971), А.М. Демина (1960), Е.А.Снежко (1958), Г.И.Михеева (1958), Д.М.Шенгелиа (1965), Г.Л. Одикадзе (1969), Г. Д Думбадзе (1969), Т.Г.Чхотуа (1971) и др. В этот же период вопросы геологического строения и тектоники изучали П.Д.Гамкрелидзе (1963, 1964), Ш.А.Адамия (1968), М.Л.Сомин (1965, 1969, 1971), Ш.И. Джавахишвили (1970), О.М. Хуцишвили (1972) и др.

В конце 50-х г. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили разработали теорию, по которой метаморфиты Большого Кавказа образовались в результате наложенного алометаморфизма, а гранитоиды сформировались путем метасоматической гранитизации габброидов и плагигранитов. В эти годы отмеченные авторы не отрицали образование гранитоидов магматическим путем.

В начале 60-х г. начался пересмотр путей происхождения метаморфитов и гранитоидов. В результате изучения метаморфитов Баксанского ущелья Д.С.Кизевальтер (1960) заключил, что тектоно-структурное своеобразие метаморфитов Главного хребта противоречит идее их контактного образования. М.Л. Сомин (1965) произвел полный анализ кристаллических пород фундамента Главного хребта и пришел к выводу, что гранитоидные тела не являются причиной образования метаморфитов. Он также привел веские аргументы в пользу изохимической природы генезиса метаморфитов и в результате изучения акцесорного циркона кристаллических сланцев установил их метатерригенную природу. Этот факт позволил М.Л. Сомину (1965) и Е.А.Снежко (1968) использовать стратиграфический принцип при подразделении метаморфитов Главного хребта Большого Кавказа и выделить три главных серии: макерскую, буульгенскую и лабинскую. В 1965 году И.И.Баранов и И.И.Чернов опубликовали данные о мигматитах, которые секутся улукамскими гранитоидами, что однозначно указывает на региональный характер генезиса мигматитов. Эти выводы еще более укрепили мнение о нахождении на Главном хребте гранулитовых сланцев (Шенгелиа, 1968), а на Передовом хребте - эклогитов (Афанасьев и др., 1969; Татришвили, 1970).

Рассмотренные выше данные оказали существенное влияние на петрологов изучающих Большой Кавказ. Уже с начала 70-х г. идея метасоматизма отодвигается на задний план. Появились работы, в которых метаморфические комплексы рассматривались как результат изохимического регионального метаморфизма (Джавахишвили, 1970), а граниты - как анатектические автохтонные образования (Шенгелиа, 1972). В этот же период в лабинской серии были найдены криноидеи, которые дали возможность датировать эти породы ордовиком (Потапенко, Стукалина, 1971). Так как между лабинской и макерской сериями несогласия не отмечается, появилось основание рассматривать метаморфические комплексы Главного хребта Большого Кавказа как единое раннегерцинское образование (Адамия и др., 1973).

В начале 70-х г. уже было доказано, что обломки фундамента Главного хребта в конгломератах появляются лишь с верхнего палеозоя (Шенгелиа, 1969, 1972; Хуцишвили, 1972; и др.). Эти аргументы еще более упрочили мысль о том, что размыв кристаллического фундамента Большого Кавказа начался с этого времени.

Пересмотр взглядов на метаморфизм и магматизм кристаллического фундамента Большого Кавказа дал стимул новым петрологическим исследованиям. Начиная с этого времени особенно активно работы велись грузинскими петрологами Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили, Ш.И.Джавахишвили, Г.Л.Одикадзе, Д.М.Шенгелиа, О.Ш.Надареишвили, Д.Н.Кецховели, Г.М.Думбадзе, Т.Н.Чхотуа, Г.К.Цимакуридзе, Р.А.Ахвледиани, Г.Л.Чичинадзе, М.А.Кекелиа, И.Ш.Шавишвили и др. Отмечу монографию Д.М.Шенгелиа (1972), в которой обосновано анатектическое происхождение большей части палеозойских гранитоидов Северного Кавказа и предложено их формационное деление. В восточной части Софийского поднятия Г.Л.Чичинадзе (1978) впервые описал прогрессивную региональную зональность метаморфитов. В этот же период Г.И.Баранов, И.И.Греков, А.Н.Долгих и другие (1979) для всего кристаллического фундамента Большого Кавказа составили геологическую карту метаморфитов в масштабе 1:200 000.

80-е годы характеризуются детализацией исследований кристаллического фундамента Большого Кавказа (Шенгелиа и др., 1981, 1989; Мгалоблишвили, 1980; Швелидзе, 1986; Окросцваридзе, 1987) и Передового хребта (Шенгелиа и др., 1984, 1986; Шавишвили и др., 1989). Особенно интенсивно проводились работы по изучению метаморфических образований Большого Кавказа (Кахадзе, 1984; Попорадзе, 1985; Цуцунава, 1988; Шенгелиа М.Д., 1989; и др.). Итогом стала опубликованная коллективная монография "Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа" (Шенгелиа и др., 1991). В эти же годы появились работы, в которых синтезированы петрологические и тектонические данные и предложена новая геодинамическая модель образования кристаллического фундамента Большого Кавказа (Адамия, Шавишвили, 1979; Адамия, 1984; Баранов, Греков, 1982; и др.). Что касается герцинских гранитоидов, то в последние годы их изучению уделялось меньше внимания, вследствии чего в настоящее время не существует единой петрологической модели для этих пород, которая в совершенстве отражала бы их роль, место и рудообразующий потенциал в процессе образования кристаллического фундамента Большого Кавказа. Поэтому данная работа является попыткой восполнить этот пробел.

2.2. Структурно-формационные зоны

Кристаллический фундамент Большого Кавказа по своему строению, составу, возрасту консолидации и истории геологического развития является сложным гетерогенным образованием. С севера на юг в нем традиционно выделяются четыре структурно-формационные зоны: Бечасынская, Передового хребта, Главного хребта и Южного склона, разделенные мощными тектоническими нарушениями (рис. 2.1). Эти зоны, во время альпийского орогенеза, испытали дробление на целый ряд геоблоков. В результате этого процесса кристаллический фундамент Большого Кавказа фактически принял современный вид.

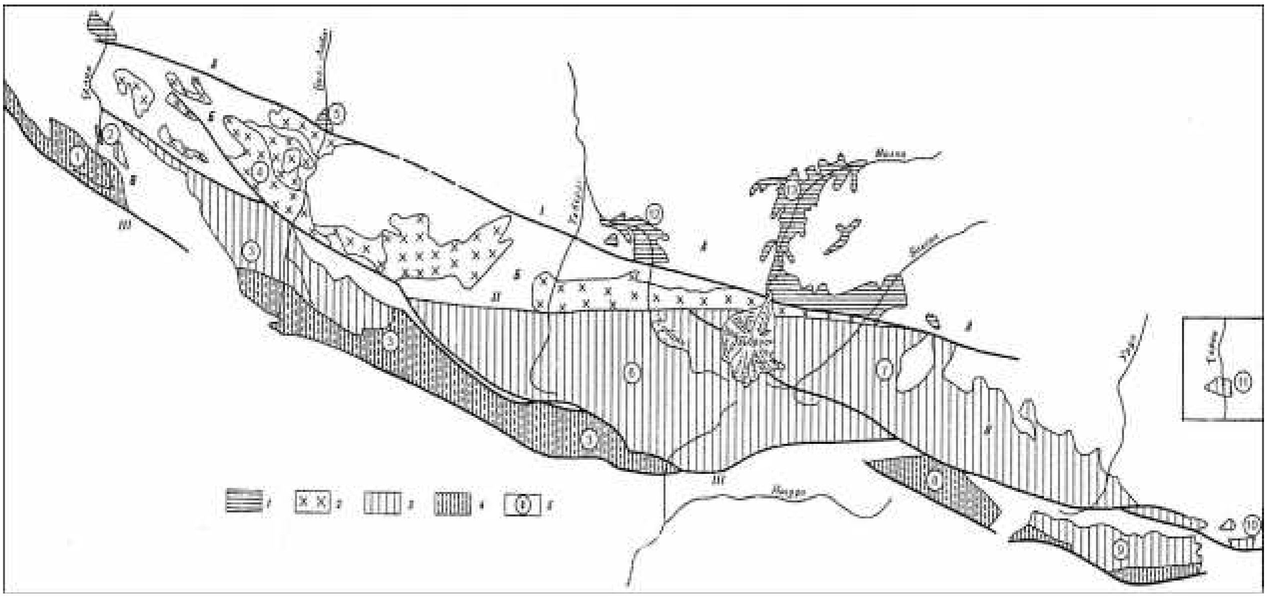


Рис. 2.1. Схема строения обнаженной части доальпийского фундамента Большого Кавказа (к северу от Главного надвига) (Петрология метаморфических.., 1991).
А-В – доальпийские структурно-формационные зоны: А – Бечасынская, Б – Передового хребта, В – Главного хребта; 1-4 – основные выходы домезозойских комплексов в зонах и подзонах: 1 – в Бечасынской зоне, 2 – в зоне Передового хребта, 3 – в Эльбрусской подзоне Главного хребта, 4 – в Перевальной подзоне Главного хребта; 5 – поднятия (выступы) доальпийского фундамента (цифры в кружках): 1 – Чугушское, 2 – Атамажинское, 3 – Софийское, 4 – Блыбское, 5 – Бескесское, района р.Мошевая, 6 – Тебердинское, 7 – Балкаро-Дигорское, 8 – Шхарское, 9 – Адайхохское, 10 – Унальское, 11 – Дарьяльское, 12 – Кубанское, 13 – Кисловодское; I – Северный, II – Пшекиш-Тырныаузский, III – Главный надвиг.

Бечасынская зона. Является крайне северным обнажением кристаллического фундамента Большого Кавказа и характеризуется фрагментарными выступами. Ее основные обнажения отмечаются в ущельях рек Баксан, Малка, Кубань, Дауд, Большая Лаба и Белая. Из-за сложной стратиграфии этой зоны, предложено несколько вариантов ее расчленения. По Ю.Я.Потапенко (1982) метаморфические породы Бечасынской зоны включают в себя две серии: хасаутскую и чегемскую. Некоторые исследователи считают, что границы между этими сериями везде тектонические (Баранов, Кропачев, 1976; Баранов, 1987). Более древней по степени метаморфизма считается чегемская серия (Кизевальтер, 1960), но по структурными и литологическими признаками хасаутская серия древнее (Потапенко, 1982).

Хасаутская серия обнажается в северной части Бечасынской зоны и ее средняя мощность составляет примерно 2500 м. Она в основном сложена биотит-кварцевыми, биотит-альбит-кварцевыми и серицитовыми сланцами. Эта серия сечется калиевыми гранитами р. Малка, которые оказывают на нее активное магматическое воздействие. Чегемская серия прослеживается на запад от Чегемского ущелья и до ущелья р. Кубань. Ее мощность 2000-2700 м. Она, в основном, сложена мономинеральными кварцитами и мусковит-альбитовыми и мусковит-хлорит-альбитовыми кристаллическими сланцами.

Породы Бечасынской зоны метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и здесь четко выделяются все три субфации: добиотитовая, биотитовая и гранатовая (Потапенко, 1982). Спорным является вопрос возраста метаморфитов этой зоны. По Ю.Я. Потапенко (1982) их реальный возраст варьирует от 550 до 800 млн. лет.

В Бечасынской зоне выделяют четыре возрастные группы магматических образований: докембрийскую, ранне- и позднегерцинскую и альпийскую. К первой группе относят массивные плагиогранит-порфиры, диабазы, диабаз-порфиры и различные порфириты. К раннегерцинской возрастной группе относят серпентиниты, гранит-гнейсы габбро-плагиогранитовой ассоциации и гранодиорит-гнейсы. К позднегерцинским образованиям относят мощный гранитоидный интрузив Малка, который имеет активный магматический контакт с вмещающими метаморфитами (Потапенко, 1982).

Зона Передового хребта. Представляет собой субширотную троговую систему, которая с севера и с юга ограничена мощными региональными разломами. По степени метаморфизма зона подразделяется на метаморфизованную доверхнепалеозойскую и неметаморфизированную верхнепалеозойскую части. Геологическое строение доверхнепалеозойской части зоны Передового хребта очень сложное. По различным признакам (стратиграфическим, структурным, метаморфическим) выделяется четыре комплекса (снизу вверх): Блибский. Урупский, Марухский и Речепстинский.

Блыпский комплекс сложен додевонскими фемосиалическими гнейсами и сланцами и представляет собой автохтонную подошву зоны Передового хребта. В Урупском комплексе выделяются Кизилкольский и Тоханский девон-нижнекарбоновые покровы, которые сложены вулканогенно-осадочными породами. Под названием Марухского комплекса выделяется среднепалеозойский офиолитовый аллохтон. Речепстинский комплекс объединяет доверхнепалеозойские Ацгарский и Джентуйский покровы. С 70-х г. границы между комплексами рассматривались как преимущественно стратиграфические (Кизевальтер, 1960: и др,), а позже, в основном, как надвиговые (Баранов, Кропачев, 1976; Шенгелиа, 1984; Греков и др.,1985). Блыбский и Речепстинский комплексы испытали интенсивный региональный метаморфизм, но этот процесс слабо задел Марухский офиолитовый аллохтон и вулканогенно-осадочные породы Урупского комплекса.

Блибский комплекс обнажается в западной части зоны Передового хребта, в бассейнах рр. Большая и Малая Лаба и слагает поднятие с одноименным названием. А.А.Самохин (1962) в Блыбском комплексе выделил балканскую и армовскую свиты.

Балкарская свита, максимальной мощностью 2000м, обнажается в ущелье р. Малая Лаба и, в основном, сложена амфиболитами и роговообманковыми гнейсами. В верхней части балкарской свиты Н.Ф.Татришивили (1970, 1982) обнаружила небольшие согласные тела эклогитов, которые постепенно переходят в гранатовые амфиболиты. Детальные геологические наблюдения показывают, что эти тела, сформированные в условиях высокого давления, представляют собой естественную часть среза. Армовская свита, мощность которой превышает 1500 м сложена альбитизированными мусковитовыми и мусковит-роговообманковыми сланцами и плагиогнейсами. Нижняя часть срезра представлена крупнозернистыми кварц-гранат-мусковитовыми сланцами с многочисленными включениями кианита.

Степень метаморфизма Блыбского комплекса относят к высокой ступени ставролитовой фации кианит-силиманитового типа (Шенгелиа и др.,1991). В породах этого комплекса отмечаются активные ретроградные процессы: роговая обманка замещается актинолитом, биотит и гранат – хлоритом, ставролит и плагиоклаз – мусковитом.

Отмечается также метасоматическая альбитизация. Изотопный возраст Блыбского комплекса K-Ar методом определил Г.Д.Афанасьев (1968, 1971). По его данным, возраст роговой обманки, биотита и мусковита соответственно отвечает 383±20, 373±20 и 354±10 млн. лет. По Rb-Sr изотопному методу возраст метаплагиогранитов ущ. р. Большая Лаба определяется 376±40 млн. лет. Инициальные данные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отвечают 0.70343 (Красивская, Сомин, 1991). Возраст этих плагиогранитов определен также Sm-Nd методом (Журавлев, Красивская, 1989). Для анализа были использованы как образцы породы, так и мономинеральные фракции апатита, ортита и сфена. Результаты оказались неоднозначными. Изохронный возраст ортита и сфена определен как 400±11 млн. лет, а сфена и апатита – примерно 460 млн. лет. Если полученные данные примем за возраст формирования субстрата, тогда результаты полученные стронциевой изохроной соответствуют 376±40 млн. лет (Красивская, Сомин, 1991), что можно считать временем кристаллизации выплавленного плагиогранитного расплава.

Предположение об аллохтонной природе Речепстинского комплекса впервые высказали Г.И.Баранов и И.Н.Греков (1974). В нем выделяют четыре основные тектонические пластины: Ацгарскую, Абишира-Ахубскую, Чиликскую и Кяфарскую (Красивская, Сомин, 1991), вопрос взаимоотношения которых является дискуссионным.

Ацгарская пластина, в основном, сложена метатерригенными породами – слюдяно-хлоритовыми микрогнейсами, филлитами и кварц-графитовыми сланцами, в которых отмечается альбитовые амфиболиты. Абишира-Ахубская пластина обнажается западнее верховьев р. Ацгара и структурным несогласием перекрывает Ацгарскую пластину. В строении этой пластины доминируют мелкозернистые рассланцованные альбитовые амфиболиты и роговообманковые сланцы. Чиликская пластина структурно перекрывает Абишара-Ахубскую пластину. Она сложена мелкозернистыми гранат-мусковит-биотит-плагиоклазовыми сланцами и плагиогнейсами. В них отмечаются пропластки гранатовых кварцитов и кварцевых амфиболитов. Кяфарская пластина сложена гранат-ставролитовыми кристаллическими сланцами, между которыми редко отмечаются кварцевые амфиболиты и биотитовые плагиограниты. Ее взаимосвязь с Чиликской пластиной спорна. Минеральные парагенезисы этого комплекса показывают, что температурные условия метаморфизма в его различных частях меняются от хлорит-серицитовой субфации до силлиманит-биотит-мусковитовой. Отсутствие в парагенезисах кианита и андалузита осложняет точное определение барического типа метаморфизма. Д.М.Шенгелиа и др. (1984, 1986), опираясь на анализ высококальциевых гранатов, считают, что метаморфизм Ацгарской и Джентуской пластин отвечает кианит-силлиманитовому барическому типу.

Менее изучен изотопный возраст Речепстинского комплекса. K-Ar методом возраст мусковита из пегматита Кяфарской пластины, определен как 390 млн. лет, а мусковита из мусковит-гранатовых сланцев Ацгарского покрова как 387± 10 млн. лет (Красивская, Сомин, 1991). Самый большой возраст K-Ar методом (470±14 млн. лет) был получен по роговой обманке амфиболитов Абишира-Ахубской пластины (Хаин, 1984). Опираясь на эти и другие данные допускается, что рассмотренные породы образовались перед поздним девоном, т.е. они являются образованиями каледонского тектоно-магматического цикла.

Верхнепалеозойские образования Передового хребта несогласно налегают на среднепалеозойские и несогласно же перекрываются нижнеюрскими осадками. Нижние части среза представлены неметаморфизированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами, а верхние - эффузивным образованием. Таким образом, начиная с позднего палеозоя породы зоны Передового хребта не испытывают процесс метаморфизма.

Зона Главного хребта наиболее хорошо обнаженная и самая большая структурно-формационная единица кристаллического фундамента Большого Кавказа. В отличие от других зон, здесь интенсивно проявляется герцинская складчатость, метаморфизм и магматизм. По локализации гранитоидов М.Л.Сомин (1971) в этой зоне выделил две подзоны – Эльбрусскую (северную) и Перевальную (южную), поскольку с первой подзоной, в основном, связаны двуслюдяные калиевые гранитоиды, а во второй подзоне преобладают кварцевые диориты и гранодиориты. Следует отметить, что эти подзоны по составу метаморфитов, характеру магматизма и геодинамической позиции образования, отличаются друг от друга так же, как и другие структурно-формационные зоны и поэтому их можно было выделить в ранге зон.

Эльбрусская подзона представлена породами Эльбрусско-Макерского метаморфического комплекса и ими полностью сложены Тебердинское, Балкаро-Дигорское и часть Шхарского, Софийского и Адайхохского поднятии. В пределах этой подзоны можно выделить три структурно-стратиграфических уровня: нижний, средний и верхний (Баранов, 1987). Нижняя часть соответствует выделенной им же гондарайской свите, которая представляет собой мигматитизированную инфраструктуру. Этот уровень обнажают срезы рр. Кубань, Баксан, Шхельда и др. Большую роль в строении инфраструктуры играют ортогнейсы, которые недостаточно изучены и сегодня рассматриваются как часть мигматизированного субстрата. Их обнажают срезы рр. Шхельда, Нахар, Адил-Су, Гондарай, Киркит и Улу-Муруджь. Как видно, ортогнейсы занимают более низкие уровни, чем мигматиты, но не везде отделяются от них. Ортогнейсы представляют собой однородные, светло-серые, среднезернистые породы, минеральный состав которых очень беден: Qrt+Bt+Pl+Ksp+Mu+Grt. Средняя часть макерской серии представлена парагнейсами и кристаллическими сланцами, а мигматиты развиты локально и носят, в основном, контактовый характер. Полные срезы этой части макерской серии отмечаются в ущельях рр. Баксан и Аксаут. В Баксанском ущелье, у турбазы Азау обнажается та часть метаморфического комплекса, которую Г.И.Баранов и С.М.Кропачев (1976) выделили под названием донгузорунской свиты. В зоне Главного хребта возможными аналогами донгузорумской свиты являются куспартские гнейсы (левые карнизы р.Черек Балкарский), депуховская свита (у с.Бурон) и определенная часть среза р.Кырты.

Верхняя, третья часть Эльбрусско-Макерского метаморфического комплекса представлена немигматизированными метапеллитами (мощн.1000 м), известными в литературе под названием аркасарской свиты (Сомин, 1971). Характерным минералом этой свиты является андалузит, часто отмечаются гранат и кордиерит, редко – ставролит. В составе аркасарской свиты отмечаются многочисленные окатанные цирконы, что явно свидетельствует о терригенном характере этой свиты, стратиграфические аналоги которой известны в верхней части р.Аксаут и в ущ. р.Чегем.

Верхняя граница Эльбрусско-Макерского метаморфического комплекса по геологическим данным является доверхнепалеозойской, т.к. в верхнепалеозойских отложениях его материал не отмечается. Что касается нижней границы этого комплекса, то изотопные данные дают неоднозначные цифры. Цирконы ортогнейсов Адыл-Су Е.В.Бибикова, М.Л.Сомин и И.С.Красивская (1989) U-Pb методом датировали как 382±20 млн. лет. Х.Липолд и др.(1987) ^{207}Pb-^{206}Pb методом датировали эти цирконы как 500 млн. лет, а их древний компонент – 2 млрд. лет. По последним данным М.Л.Сомина и др. (1991) возраст цирконов этого метаморфического комплекса соответствует 400-420 млн. лет (U-Pb метод), а возраст их древнего компонента - 1500-2000 млн. лет. Опираясь на эти данные получим, что ортогнейсы являются позднесилурскими образованиями, и возможно их формирование было связано с каледонским тектоно-магматическим циклом.

Перевальная подзона представлена породами Лабино-Буульгенского метаморфического комплексками подразделяется на две части: первая целиком обнажается восточнее р.Санчара и, в основном, слагает Софийское поднятие, а вторая обнажается западнее этой реки и слагает целиком Чугушское и частично Софийское поднятия. Восточная часть этого комплекса соответствует выделенной ранее Буульгенской серии, а западная – Лабинской.

В низах восточной части комплекса выделяется гвандринская свита (Сомин, 1971), которая прослеживается от водораздельного хребта рр. Гвандры и Сакени до ущелья р.Марух. Она, в основном, сложена мелкозернистыми гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманко-плагиогнейсами и кристаллическими сланцами. Общая мощность серии более 500 м и выше ее замещают почти однородные амфиболиты изменчивой мощности (100-800 м), которые М.Л. Сомин (1971) описал под названием кличской свиты. На границе домбайской свиты, которая продолжает ее выше, часто отмечаются мраморные толщи мощностью до единичных метров. Большая часть последней свиты обнажается на левых карнизах ущ. р.Домбай-Ульген. Ее выходы известны также на обоих склонах Местиачальского хребта, севернее Архыз-Кличской депрессии. Свита сложена биотитовыми и двуслюдяными сланцами, двуслюдяными, мелкокристаллическими плагиогнейсами, подчиненно отмечаются амфиболиты и кварцевые амфиболиты и довольно часто встречаются линзы мраморов.

В ущелье р. Сисина, левого притока р. Сакени, Г.Л.Чичинадзе (1978) под этим же названием выделил слабометаморфизированную сисинскую свиту, сложенннную биотитовыми и двуслюдяными мелкозернистыми плагиогнейсами, кварц-биотитовыми сланцами и редко амфиболитами. Следует отметить, что в породах этой свиты часто отмечается андалузит и кордиерит и изредка – гранат.

Западнее р. Марух, в районе "Верцхлис тба" обнажается небольшой, изолированный выход метаморфических пород, который Д.М. Шенгелиа, Д.Н.Кецховели и Г.Л.Чичинадзе (1974) выделили под названием свиты "верцхлис тба" и отнесли его к верхнему горизонту Лабино-Буульгенского метаморфического комплекса. Свита, в основном, сложена однородными двуслюдяными, альбитовыми и микроклиновыми сланцами, мощность которой не превышает 650-750 м. Они же в этой свите впервые описали черные (графитовые) калишпаты.

О возрасте Буульгенской серии можно судить лишь по изотопным данным. Гранатовые амфиболиты р. Северная Птиши датированы Sm-Nd методом (Сомин, Журавлев, 1990), и их возраст отвечает примерно 320 млн. лет. Такие же возрастные данные были получены при датировке U-Pb методом цирконов диоритовых ортогнейсов р. Клич (Бибикова и др., 1991). Таким образом, эти данные указывают на герцинский возраст регионального метаморфизма и ультраметаморфизма Буульгенской серии.

Наиболее полный срез западной части комплекса (Лабинская серия) представлен на правых карнизах рр. Дамхурц, Мамхурц и Лашипсе. Здесь М.Л. Соминым (1971) были выделены четыре свиты: мамхурцская, дамхурцская, лаштракская и аджарская.

Нижняя часть мамхурцской свиты сложена биотитовыми, биотит-роговообманковыми и лейкократовыми плагиогнейсами. В средних частях свиты возрастает роль амфиболитов, а ее верхняя часть отличается смешанным строением. Здесьна фоне чередования роговообманковых и слюдистых плагиогнейсов, отмечается мощная (10 м) пачка мраморов. Общая мощность свиты достигает 1000 м. Дамхурцская свита преимущественно сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Хлоритовые, слюдяные и гранатовые сланцы и гнейсы занимают подчиненное положение. С этой свитой пространственно связаны мраморные толщи, мощность которых иногда превышает 50 м. Общая мощность свиты 600-700 м. Лаштракская свита, в основном, сложена слюдисто-гранатовыми метапелитами, хлорит-гранатовыми, слюдисто-ставролитовыми, хлорит-альбитовыми и графитовыми сланцами. В подчиненном положении отмечаются амфиболитовые и кианитовые сланцы и мраморы. По целому ряду геологических фактов устанавливается, что лаштракская и аджарская свиты, являются аллохтонными чешуями. Главным аргументом отмеченного является тот факт, что в составе этих свит отмечается кианит, тогда как в более глубоких срезах Лабинской серии следов высокого давления не наблюдается. Аджарская свита сложена альбит-кварцевыми порфироидами, кианитовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. В ней отмечаются мощные пачки мраморов, в которых были найдены криноидеи постордовикового возраста (Потапенко, Стукалина, 1971). В правом срезе р. Лашипсе эта свита испытывает дублирование, а плоскости надвига маркируются серпентенитами (Сомин, 1971).

Таким образом, большая часть пород Лабино-Буульгенского метаморфического комплекса испытала зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа. В нем развиты андалузитовые и ставролитовые минеральные ассоциации, но не отмечаются кианитовые парагенезисы. Исключение составляют аджарская и лаштракская свиты, метаморфизованные в условиях кианит-силлиматитового типа метаморфизма (Шенгелиа, Кецховели, 1982) и по всей вероятности, являющиеся аллохтонными чешуями.

Зона Южного склона. Доюрский фундамент Большого Кавказа в зоне Южного склона обнажается фрагментарно в виде небольших выступов в лейассовых осадках. В этой зоне сравнительно широко представлены верхнепалеозойско-триасовые, слабо метаморфизированные осадки, которые, в основном, обнажаются в Верхней и Нижней Сванетии (Дизская серия), а также в виде небольших фрагментов в Кахетии.

Севернее Горабского интрузива обнажается небольшой выход амфиболитов, перекрытый нижнеюрской базальной формацией (Дудаури, Тогонидзе, 1970). Небольшое обнажение доюрских метаморфических пород, сложенное кристаллическими сланцами и мигматитами, отмечается также в срезе р.Шоудиди (правый приток р.Ацгара), которое трансгрессивно перекрыто нижнеюрскими породами (Адамия и др.,1975). В верховьях р. Ацгара обнажается т.н. Ацгарский тектонический выступ, который в виде узкой полосы (100-200 м) прослеживается примерно на 12 км (Дудаури и др., 1973). Основная часть обнажения сложена сильно раздробленными микроклинизированными и хлоритизированными слюдяными гранитами, а небольшая часть - слюдяными кристаллическими сланцами и мигматитами. По мнению О.З. Дудаури с соавторами (1973) это обнажение представляет собой часть Буульгенской серии, которая непосредственно граничит с этим тектоническим выступом, а существующая между ними депрессия заполнена лейассовыми осадками. С этим трудно согласиться, так как по набору пород этот тектонический выступ резко отличается от гранитоидов Буульгенской серии и, по всей вероятности, является аналогом гранитоидов Макерской серии (Окросцваридзе, 1989), что исключает генетическую связь Ацгарского выступа с Буульгенской серией. В этом случае можно рассмотреть два предполагаемых варианта принадлежности этого выступа. Первый - возможно Ацгарский тектонический выступ является частью Кавказского срединного массива, обнажанного здесь в виде тектонической чешуи; второй – возможно является частью аллохтона, который шарьирован с севера в позднепалеозойское время.

Из этого краткого обзора ясно, что доюрский фундамент Большого Кавказа по своему литологическому составу, стратиграфии, метаморфизму, характеру магматизма и истории геологического развития является сложным гетерогенным образованием. Существует мнение, согласно которому осадочные породы отмеченного фундамента представляют собой единый стратиграфический срез, но детальный анализ показывает, что у этих метаморфизированных осадочных комплексов больше различий, чем общего. Так, например, Бечасынский комплекс имеет гораздо более пестрый и меланократовый состав, чем Эльбрусско-Макерский. В составе Блыбского комплекса метаморфиты играют значительно большую роль, чем в породах какого- либо другого комплекса. Макерская серия резко отличается от Буульгенской своим более сиалическим составом. Такие различия отмечаются и в других стратиграфических единицах. Схожесть этих комплексов и серий незначительная. Например, проводят параллель между Макерской серией и Речепстинским комплексом, но не литологически, не петрохимически и тем более не по характеру метаморфизма эти образования не являются идентичными. На неоднородность кристаллического фундамента Большого Кавказа указывают и различного уровня и характера метаморфизм, метасоматизм и ретроградные процессы. Отличие отмечается также и в стиле тектонических структур этих комплексов. Все эти данные позволяют предположить, что кристаллический фундамент Большого Кавказа имеет коллажное строение, которое могло сформироваться только в результате больших горизонтальных перемещений (Сомин, 1991).

3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Как уже было показано, кристаллический фундамент Большого Кавказа - сложное гетерогенное образование, в котором выделяется несколько крупных структурно-формационных зон, в формировании которых важную роль сыграл герцинский гранитоидный магматизм и который вызывает большой интерес как с научной, так и практической точки зрения.

В результате проведенных нами комплексных работ в кристаллическом фундаменте Большого Кавказа были выделены четыре генетических разновидности герцинских гранитоидов, которые являются основными составляющими четырех плутонических серий: 1 - габбро-плагиогранитовой; 2 – габбро-адамеллитовой; 3 - плагиогранит-гранитовой и 4 – гранодиорит-аляскитовой (рис. 3.1). Каждая серия является естественным генетическим рядом плутонических пород, из которых инициальными породами первых двух являются габброиды, а двух последних - кислые породы.

Каждая из серий характеризуется определенным составом субстрата, своеобразием механизма генерации магмы и конкретной геодинамической позицией образования, что отражено в их геологических, петрохимических, минералогических и геохимических особенностях. Исследуемые гранитоиды ниже охарактеризованы по плутоническим сериям, что целесообразнее с научной точки зрения.

3.1. Габбро-плагиогранитовая серия

Габбро-плагиогранитовая серия представляет собой непрерывный гомодромный ряд пород, начиная от габброидов и заканчивая плагиогранитами. В ряде работ последних лет показано, что эти магматиты создают независимую габбро-плагиогранит-плагиориолитовую формацию, которая формируется после "офиолитовых" базитов и ранних андезитов и заканчивает раннеорогенный магматизм (Борсук и др., 1986). Фактически эти кислые магматиты представляют собой первые гранитоидные образования на пути преобразования океанской коры в гранитную и, по всей вероятности, процесс формирования габбро-плагиогранитовой серии является одним из механизмов роста континентальной коры в режиме тектоники плит.

В кристаллическом фундаменте Большого Кавказа породы габбро-плагиогранитовой серии герцинской генерации обнажаются фрагментарно, и они, в основном, локализованы в тектонических чешуях, "вытащенных" вдоль Главного надвига. Типичными образованиями этой серии являются магматиты тектонических выступов Бешта, Каменистая и Сгимазук. По целому ряду критериев к этой же серии должны относиться плагиограниты, локализованные в Блыбском, Чиликском и Бескесском массивах (см. рис. 3.1).

Массивы Бешта и Каменистая обнажаются вдоль Главного надвига в Абхазии и имеют линзообразные формы общекавказского простирания. Массив Каменистая, который обнажается в верховьях р.Лашипсе на 17 км ^{2} с севера и с юго-запада находится в тектоническом контакте с нижнеюрскими сланцами, а с юго-востока и северо-востока – с метаморфическими породами лаштракской и дамхурцевской свит. С юго-востока на небольшом участке его сечет Санчарский гранодиоритовый интрузив батского возраста. Массив Бешта обнажается в верховьях одноименной реки на 12 км^2 и ограничен нижнеюрскими сланцами, контакт между которыми целиком тектонический. По геологической позиции, по петрологическим, минералогическим и геохимическим признакам, породы отмеченных кристаллических массивов проявляют полную идентичность.

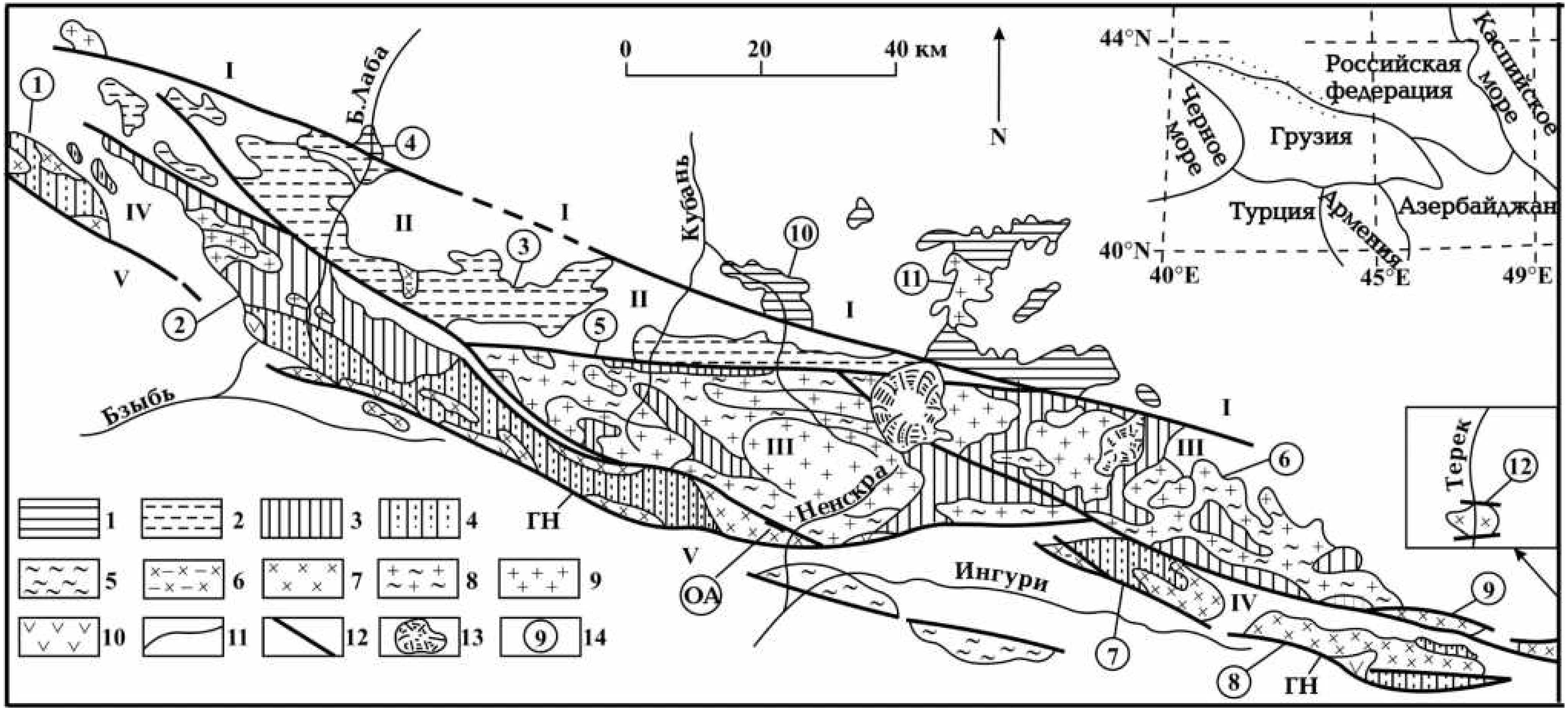


Рис. 3.1. Схематическая геологическая карта кристаллического фундамента Большого Кавказа и его географическое положение (ограничено точками).

Структурно-формационные зоны: I – Бечасынская, II- Передового хребта, III- Эльбрусская подзона зоны Главного хребта, IV-Перевальная подзона зоны Главного хребта, V- Южного склона.

Усл. обознач.: 1-Бечасынская зона, 2- Зона Передового хребта, 3- Эльбрусская подзона зоны Главного хребта, 4-Перевальная подзона зоны Главного хребта, 5-Зона Южного склона, 6-габбро-плагиогранитовая серия, 7–габбро-адамеллитовая серия, 8-плагиогранит-гранитовая серия, 9-гранодиорит-аляскитовая серия, 10-среднеюрские гранитоидные интрузивы, 11- стратиграфические и магматические контакты, 12- тектонические несогласия **(ГН- Главный надвиг),** 13-ледники. 14 - цифры в кружках – **тектонические поднятия**: (1-Чугушское, 2-Софийское 3-Блыбское, 4-Бескеское, 5-Тебердинское, 6-Балкаро-Дигорское, 7-Шхарское, 8-Адайхохское, 9-Унальское, 10-Кубанское,11-Кисловодское, 12-Дарьяльское).

Примечание: ОА–Окрила-Ачапарское золоторудное проявление; Дарьяльское поднятие перенесено с востока.

Как было отмечено в предыдущей главе, район массивов Бешта и Каменистая так же, как и вся западная часть кристаллического фундамента Большого Кавказа, характеризуется сложным геологическим строением. Метаморфические породы района, т.н. лаштракский метаморфический комплекс (Сомин, 1991), в основном сложены гранат-слюдистыми сланцами, альбит-кварцевыми порфироидами, кварцитами, амфиболитами и серпентинизированными ультрабазитами. В породах этого комплекса отмечаются мраморные толщи мощностью до нескольких метров, где была обнаружена фауна криноидей постордовикского возраста (Потапенко, Стукалина, 1971). Этот комплекс создает сложную систему надвигов чешуйчатого строения. Основываясь на геологических данных Г.И.Баранов (1976) допустил аллохтонное расположение Лаштракского метаморфического комплекса, что подтвердилось последующими исследованиями (Шенгелиа и др., 1984). Об аллохтонном строении этих пород говорит и тот факт, что в их составе отмечаются кианитовые парагенезисы, тогда как в более глубоких срезах метаморфитов кристаллического субстрата Большого Кавказа существование следов высокого давления нигде не неблюдается. Как показывают детальные минералогические исследования, отмеченные породы сформировались в условиях метаморфизма кианитового барического типа ставролитовой фации (Шенгелиа, Кецховели, 1982).

По современной геодинамической модели (Хаин, 1975) кристаллический субстрат Большого Кавказа сформировался в островодужных геодинамических условиях. В регионе широким распространением пользуются высокотемпературные образования, а существование метаморфитов с высоким давлением является спорным. Часть исследователей считает, что на Большом Кавказе парного метаморфического пояса не существует, а по мнению некоторых исследователей, породы Лаштракского метаморфического комплекса представляют собой образования не только со средним давлением, но и образования с высоким барическим режимом и поэтому допускают его наличие на Большом Кавказе (Шенгелиа и др., 1991). Мы разделяем эту точку зрения и считаем, что возможно современные срезы плохо обнажают породы этого пояса, либо наложенные процессы стерли следы высокого давления. Исходя из отмеченного ясно, что соприкасающиеся метаморфиты тектонических выступов Бешта и Каменистая являются аллохтонными породами высокого барического давления и синхронные магматические образования должны были сформироваться в этих же условиях.

Массивы Бешта и Каменистая сложены плагиогранит-гнейсами, кварцевыми диоритами, диоритогнейсами и габбро-диоритогнейсами. Несмотря на их магматическое происхождение они не создают изолированные, секущие тела, а представляют собой образования слоистообразных и линзовидных форм, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Их распределение не подчинено какой-либо закономерности, но линзовидные формы преимущественно имеют основные тела, а слоистые – кислые тела. Весь этот комплекс пород сечется многочисленными жилами альбитофиров и кварцевых кератофиров различной мощности (0,4-2,0 м), которые совместно с вмещающими породами испытывают сильный катаклаз, брекчирование и милонитизацию.

Плагиограниты представляют собой светло-серые, зеленоватые, мелко- и среднезернистые породы гнейсовой текстуры и лепидобластовой структуры и характеризуются интенсивной хлоритизацией и эпидотизацией. Их минералогический состав прост: Pl^{10-40}+Qtz+Chl+Ep±Grt±Sf+Mgt; калишпаты и слюды, как правило, в них не отмечаются. Лишь в одном обнажении массива Каменистая, у Санчарского перевала, в плагиогранитах встречаются метасоматические калишпаты и чешуи серицита (обр. 1249). В плагиоклазах наблюдается реликтовая зональность и процесс деанортизации. В целом, породы испытывают сильный катаклаз и милонитизацию.

Гранодиоритогнейсы, диоритогнейсы и кварцевые диоритогнейсы представляют собой уцелевшую, реститовую часть субстрата, петрографическое различие которых вызвано перераспределением минералов. Это темно-серые зеленоватые, преимущественно мелкозернистые породы гнейсовой текстуры и гранобластовой структуры. Их минеральный состав изменчив: $Pl^{40\text{-}70}$+Qrt±Cpx±Act±Hbl±Ep±Ap±Sf±Grt±Ser. Нередко реликтовые пироксены отмечаются в центре роговой обманки, что свидетельствует об их вторичной природе. Таким образом, в результате проведенных мною геолого-петрографических работ было установлено, что массивы Бешта и Каменистая представляют собой единый гомодромный ряд магматических пород, начиная с габброидов и заканчивая плагиогнейсами. Они секутся многочисленными жилами альбитофиров, кератофиров и кварцевых кератофиров различной мощности, которые совместно с вмещающими породами испытывают сильное брекчирование и катаклаз.

Сгимазугский массив обнажается в Верхней Сванетии вдоль Главного надвига и имеет линзообразную форму общекавказского простирания. Породами этого массива сложены большая часть Лакчхилдского хребта, гора Сгимазуки и ее окрестности. Массив ограничен тектоническими нарушениями и с юга с ним соприкасаются лейассовые глинистые сланцы, а с севера - верхнепалеозойские, хлоритизированные и эпидотизированные роговообманковые кристаллические сланцы. Общая площадь его обнаженной части составляет примерно 15-16 км^2.

Район локализации Сгимазукского массива отличается сложным геолгическим строением и крутым рельефом, чем и вызвана сравнительно недостаточная изученность этого массива. Лишь Ш.И.Джавахишвили (1970) при описании метаморфитов района, упомянул плагиогнейсы Лакчхилдского хребта.

По нашим данным в Сгимазукском массиве явно выделяются две генетические разновидности гранитоидов: автохтонные плагиогнейсы и мобилизованные плагиограниты. Автохтонные плагиогнейсы в существующих обнажениях занимают преимущественно низкие гипсометрические уровни, а аллохтонные, массивные плагиограниты секут автохтонные образования и занимают преимущественно верхние гипсометрические уровни. Детальные полевые работы показали, что последние испытывают генерацию в плагиогнейсах и представляют их активизированную и мобилизованную часть. Факты, подтверждающие это, часто отмечаются в окрайних фациях массива, в частности, в ущ. р.Цанери и ее притоках (см. рис. 3.2).

Плагиогнейсы представляют собой тонкослоистые, мелкозернистые породы гранолепидобластовой и лепидобластовой структуры. Состав: Pl+Qrt+Chl±Ep ±Hrb±Bt±Ms±Ser±Sf±Grt±Zr. Плагиоклаз (0.1-1.3мм), в основном, представлен андезит-олигоклазовым рядом и испытывает сосюритизацию, мусковитизацию и серицитизацию. Зональность не отмечается. Кварц (0.05-2.0мм) создает гранобластовые и лепидобластовые кристаллы. Хлорит и эпидот являются продуктами разложения роговой обманки. Гранат (0.2-0.5мм) представлен альмадиновым рядом и встречается крайне редко. В этой ассоциации минералов главную роль играют плагиоклаз и кварц, но иногда количество хлорита и эпидота достигает 8-12%. Плагиогнейсы испытывают интенсивный катаклаз и милонитизацию и этот процесс предворяет генерацию плагиогранитов .

Плагиограниты представляют собой молочного цвета, мелкозернистые породы, они характеризуются массивной текстурой и гранобластовой структурой. Состав: Pl+Qrt±Mikr±Chl±Ep±Ms±Bt±Ser. Плагиоклазы (0.1-1.5мм) характеризуются прямой зональностью с двумя- тремя зонами олигоклаз-альбитового состава. Микроклин (0.1-1мм) является метасоматическим образованием и развивается за счет альбита и мусковита. Его количество в породе очень мало и не всегда отмечается. В незначительном количестве встречаются биотит, хлорит и эпидот, сравнительно больше мусковита и серицита. В результате уменьшения общего количества цветных минералов плагиограниты переходят в аляскитовые разновидности, которые на Сгимазугском массиве пользуются большим распространением.

В формировании аляскитовых плагиогранитов Сгимазукского массива, по всей вероятности, главную роль играет кристаллическое фракцирование. Из нижних горизонтов интрузива вверх отмечается постепенная лейкократизация плагиогранитов (расстояние между обнаженной нижней и верхней частями интрузива составляет примерно 1 км). Следует отметить, что аляскитовые плагиограниты Сгимазукского массива представляют собой наилучший облицовочный материал и помимо прекрасных декоративных качеств характеризуются большой устойчивостью как к механическому, так и к химическому воздействию.

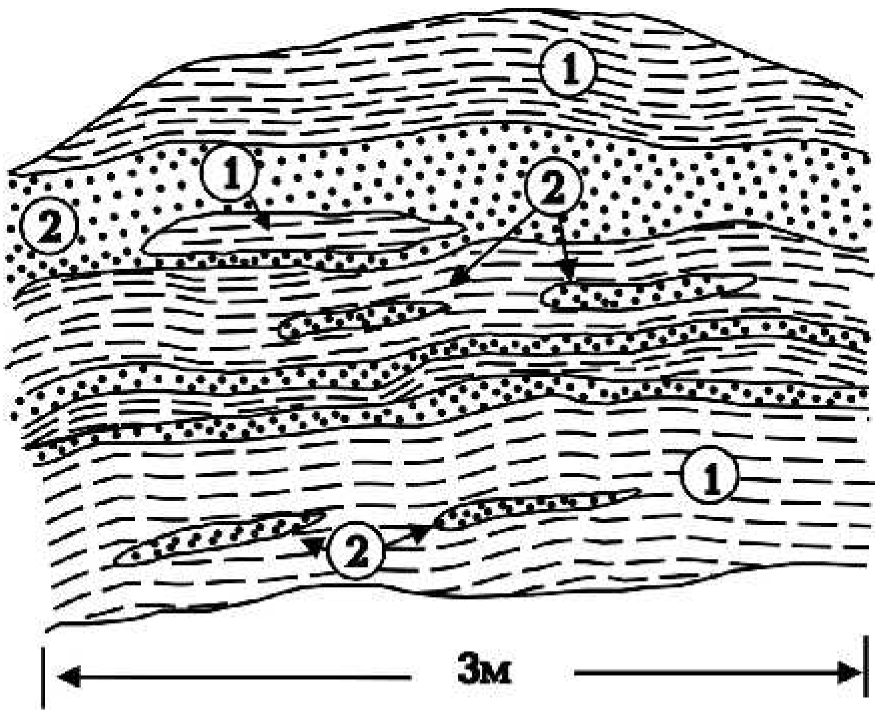


Рис. 3.2. Обнажение в срезе левого притока р.Цанери. В плагиогнейсах (1) генерируются плагиограниты (2).

Таким образом, в Сгимазукском массиве выделяются гранитоиды двух генетических типов. Первый – более ранние, представленные хлоритизированными и эпидотизированными автохтонными плагиогнейсами, которые сформировались на раннегерцинском этапе путем выборочного плавления метаморфического субстрата, а второй – более поздние, образованные в период позднегерцинской активизации в результате переплавления и мобилизации плагиогнейсов.

Породы габбро-плагиогранитовой серии относятся к гранитоидам, локализованным в Блыбском, Чиликском и Бескесском массивах. Аналогичные образования отмечаются и на границах Бечасынской зоны и зоны Передового хребта, в серпентинитах массива Нижней Теберды, где плагиограниты представлены линзообразными телами (Чесноков, Красивская, 1985). Вопрос времени их образования остается дискуссионным, поскольку, по некоторым данным, эти породы образовались в каледонском тектоно-магматическом цикле, а по другим данным они являются раннегерцинскими образованиями.

Комплекс метаморфитов и гранитоидов Блыбского массива слагает ядро одноименного поднятия в западной части Передового хребта, в бассейне р.Малая Лаба. По Г.Д.Афанасьеву (1968), Блыбский комплекс является сложной антиклинальной структурой, которую секут габброидный и плагиогранитный интрузивы. В кислых интрузивах он выделяет две фазы: первая - плагиогранитовая и вторая – лейкогранитовая. Д.М.Шенгелиа (1970) в магматических комплексах этих пород выделяет метагаббро и продукты их преобразования: диориты, кварцевые диориты, плагиограниты.

В южной части Бечасынской зоны р. Бескес обнажает небольшой гранитоидный массив, который в литературе известен под этим же названием. Эти гранитоиды описали Г.Д.Афанасьев (1968), С.С.Круглов (1962), Д.М.Шенгелиа (1972), С.В.Чесноков и И.С.Красивская (1985). По мнению Г.Д.Афанасьева, они секут вмещающие серпентиниты и вызывают их ассимиляцию. В Бескесских гранитоидах преобладают плагиограниты, а в сравнительно подчиненном положении представлены кварцевые диориты, диориты и габбро. Плагиограниты являются светло-серыми, среднезернистыми, интенсивно огнейсованными породами. В них отмечается явно слоистое расположение слюд и хлоридов. Характерны также зернистые, голубоватые отдельности кварца (3-6 мм). Вместе с возрастанием динамометаморфизма наблюдается рост чешуй слюд и альбитизация, иногда и микроклинизация.

Изотопный возраст габбро-плагиогранитовой серии вызывает большой интерес, так как считается, что они являются первыми герцинскими образованиями в кристаллическом фундаменте Большого Кавказа. Г.А.Афанасьев (1968) K-Ar методом определил изотопный возраст слюд Бескесских плагиогранитов как 400-450 млн. лет, а флогофита из контакта серпентинита с плагиогранитами – 450-460 млн. лет. Последний результат он считал самым реальным возрастом образования плагиогранитов. Плагиограниты Блибского массива Д.З. Журавлев и И.С.Красивская датировали Sm-Nd методом (Журавлев, Красивская, 1989). Был использован образец породы, а также мономинеральные фракции апатита, ортита и сфена. Модальный возраст ортита и сфена был определен как 400±11 млн. лет, а апатита - примерно 460 млн. лет. Изотопный возраст этих пород был определен и Rb-Sr методом (Сомин, 1971). Полученные результаты соответствуют в среднем 370 млн. лет, а параметр $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответствует – 0.70343, что явно указывает на мантийную генерацию плагиогранитов. Как известно, модальный возраст Sm-Nd (T_{Nd}) фиксирует то время, когда имело место выделение гранитоидного расплава из мантийного резервуара (Allegre, Ben Othman, 1980; De Paolo, 1988; De Paolo et al., 1991), а изохронный возраст Rb-Sr показывает время кристаллизации гранитоидного расплава (Taylor, McLennan, 1985; Фор, 1989). Если учесть эти данные и проанализировать отмеченные результаты, то можно допустить, что выделение плагиогранитного расплава из мантийного резервуара произошло примерно 400-460 млн. лет назад, что соответствует каледонскому тектоно-магматическому циклу. Полученные Rb-Sr методом числа (370 млн. лет), по-видимому, указывают на раннегерцинское время кристаллизации плагиогранитного расплава (возможно, расплав был рециклинговым). Таким образом, полевые наблюдения, петрографические описания и изотопные данные показали, что габбро-плагиогранитовая серия является сложным магматическим образованием и представляет собой органическую составляющую офиолитов. Вопрос геодинамической позиции офиолитов на Большом Кавказе остается дискуссионным. Некоторые исследователи считают, что их корневые зоны надо искать вдоль Главного надвига, а офиолиты Передового хребта рассматривают как шарированные с юга на север (Адамия, Шавишвили, 1982).

3.2. Габбро-адамеллитовая серия

Эта серия, в основном, дает непрерывный гомогенный ряд: габбро-диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-адамеллитовый. Иногда инициальные составляющие этой ассоциации представляют собой ультрамафиты, а на последнем этапе эволюции никогда не образуются слюдистые граниты. Весь этот комплекс пород интенсивно сечется габбро-порфировыми, диорит-порфировыми и габбро-диабазовыми телами, мощность которых варьирует от единичных до нескольких метров. Породы этой серии часто характеризуются первично-магматической слоистой текстурой, которая обусловлена чередование тонкополосчатых лейкократовых и меланократовых частей. Минералы, преимущественно, представлены гипидиоморфными зернами, при этом плагиклазы часто имеют трахитоидную ориентацию, что указывает на магматический генезис этих пород. Для пород этой серии главными фемическими минералами являются роговая обманка и биотит, редко отмечается клинопироксен и еще реже ортопироксен. В отличие от габбро-плагиогранитовой серии, в этой серии на последней ступени эволюции формируется калиевый полевой шпат, который часто является результатом автометасоматической микроклинизации.

Обычно в кристаллическом субстрате Большого Кавказа породы габбро-адамеллитовой серии обнажаются севернее пород габбро-плагиогранитовой серии и пользуются большим распространением. В литературе они описаны в составе различных комплексов и формаций. Вместе с тем, часть исследователей совершенно справедливо считает, что породы габбро-адамеллитовой серии кристаллического субстрата Большого Кавказа представлены различными возрастными группами. В частности, выделяют каледонские и герцинские образования.

Породы габбро-адамеллитовой серии каледонской консолидации фрагментарно обнажаются в Бечасынской зоне. В ущелье р. Белая Д.М.Шенгелиа (1972) выделил массивы Даховка и Сахрай и описал их как генетическое единство кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов, считая их гибридными образованиями. По его мнению, в результате действия лейкократовой магмы на основные и ультраосновные тела, образуется магматический расплав, продукты кристаллизации которого представлены преимущественно роговообманковыми кварцевыми диоритами.
В срезах ущелья р. Кубань и ее притоков Худес, Джаланкол, Аманкол, Индиш, Ташилкол и Дауд обнажаются нижнепалеозойские метаморфические породы (чегемская свита), образуя мощные антиклинали субширотного простирания. В них локализованы магматиты фемического профиля различного состава, которые, по нашему мнению, относятся к габбро-адамеллитовой серии. Эти породы в литературе описаны как габбро-амфиболиты, альбитизированные метадиориты, огнейсованные граниты (Шенгелиа, 1972) и сиенит-диориты (Афанасьев, 1968). И.С.Красивская (1977) выделила их как габбро-диориты и габбро-диабазовую формацию и их генерацию связала с каледонским тектоно-магматическим циклом, с чем мы полностью согласны и поэтому рассматривать их здесь не будем.

Габбро-адамеллитовая серия герцинской консолидации обнажается севернее габбро-плагиогранитовой серии и представлена в виде прерывистой полосы, слагаюшие южную часть кристаллического фундамента Большого Кавказа (см. рис. 3.1). На самом приподнятом участке этого фундамента породы габбро-адамеллитовой серии уже не обнажаются и, вероятнее всего, перекрыты породами гранит-мигматитового комплекса, которые вдоль Главного надвига непосредственно соприкасаются с нижнеюрскими сланцами (срез р.Накра). Если взять за точку отсчета срез р. Накра, то увидим, что восточнее и западнее нее постепенно обнажаются породы фемического профиля (Южная зона по П.Д.Гамкрелидзе) и среди них образования габбро-адамеллитовой серии. Восточнее этой реперной зоны породами габбро-адамеллитовой серии сложены Дарьяльский, Касарский, Адайхохский и Шхарский массивы. Породы этой же серии обнажаются в крайне южных срезах рр. Урух, Балкарского Черека и Безенги. Западнее, породами этой серии сложена большая часть Софийского поднятия, а еще западнее, породы габбро-адамеллитовой серии обнажаются в Чугушском поднятии. Как видим, в кристаллическом фундаменте Большого Кавказа габбро-адамеллитовая серия слагает, в основном, его южную часть и представлена в виде прерывистой полосы, начиная от Дарьяльского и кончая Чугушским массивом.

Дарьяльский массив представляет собой крайне восточную часть обнажения габбро-адамеллитовой серии и в целом кристаллического фундамента Большого Кавказа (см. рис. 3.1). Он обнажается в виде двух выступов: собственно Дарьяльского и Гвелетского. Последний в виде небольшого фрагмента обнажается на юге Дарьяльского массива, который тектоническими и трансгрессивными контактами окружен породами юрского возраста. Из-за доступности массив изучали многие ученые (Ф.И.Левинсон-Лессинг, П.П.Пятницкий, Д.С.Белянкин, В.П.Ренгартен, Л.А.Варданянц, Н.И.Схиртладзе, Г.Д.Афанасьев, О.З.Дудаури и др). Детальная петрографическая характеристика гранитоидов Дарьяльского массива дана в работах Д.М.Шенгелиа (1965, 1972).

Фон Дарьяльского массива составляют кварцевые диориты адамеллиты, а совершенно согласными переходами с ними связаны, представленные фактически реститовыми участками, диориты, габбро и редко ультраосновные породы. В массиве отмечаются также реликтовые участки метаморфических пород, уцелевшие от ассимиляции и гибридизма. Что касается пегматитовых и аляскитовых образований, то их роль в строении массива довольно скромная. Весь этот комплекс пород сечется многочисленными жилами диабазов и диабаз-порфиритов различной мощности.

Доля основных пород в строении Дарьяльского массива довольно значительна. Они, в виде линзообразно-дайковых тел, встречаются в кристаллических сланцах и в гнейсах, а в гранитоидах представлены чаще овальными и реже линзообразными телами. Их состав отвечает габбро и окварцованным габбро. Это зеленовато-серого цвета среднезернистые, преимущественно массивные породы. Их структура, в основном, порфиробластовая. Состав: Hrb+Pl+Chl+Ep+Py+Sf. В породе, в большом количестве отмечаются акцессорные минералы: лейкоксен и сфен. Последний, характеризуется хорошо выраженным плеохроизмом, что характерно для гибридных пород.

Диориты, так же как и габбро, в Дарьяльском массиве представлены в виде реститовых участков и в них выделяются две разновидности: роговообманковые и биотит-роговообманковые. Они темно-серые, в основном массивные и в сравнении с вмещающими гранитоидами характеризуются мелкозернистостью. В них редко отмечаются порфировидные выделения кварца и полевого шпата. Состав: Pl+Qrt+Hrb+Bt+Ep±Ksp±Sf±Ap±Zr+Ilm. Диориты, как правило, обрамлены кварцевыми диоритами, создавая основной фон Дарьяльского массива. В них выделяются две разновидности: биотит-роговообманковая и роговообманковая. Они серые, крупнозернистые, преимущественно массивные, в основном гломеробластовой структуры. В них отмечаются реликтовые участки метаморфических пород, представленных кварц-сосюрит-серицитовыми, кварц-амфибол-эпидот-хлоритовыми и кварц-биотитовыми сланцами и гнейсами.

Кварцевые диориты постепенно замещаются гранодиоритами и адамеллитами. Макроскопически они почти не отличаются друг от друга, только в адамеллитах увеличено процентное содержание калишпатов. Это серые, светло-серые, крупнозернистые породы, часто порфиробластовой структуры. Состав: Pl+Qrt+Mik+Bt+Hrb+Ep+Chl+Sf+Ap+Zr+Ort+Mgt. Плагиоклаз представлен андезит-олигоклазовым рядом и испытывает интенсивную деанортизацию. Кварц отмечается в двух генерациях: кварц ранней генерации встречается в изометрической форме и испытывает волнообразное погашение, а кварц поздней генерации в большинстве случаев создает жилоподобные тела и сечет всю породу. Калишпат представлен микроклином и, в основном, формируется за счет плагиоклаза. Биотит отмечается в большом количестве, имеет зеленовато-коричневую окраску и характеризуется интенсивным плеохроизмом. С ним связаны почти все акцессорные минералы. Так же, как и в кварцевых диоритах, в гранодиоритах и адамеллитах отмечаются реликтовые участки метаморфических пород, и они по всем признакам идентичны реститам кварцевых диоритов.

Касарский массив обнажается западнее Дарьяльского массива, в бассейне р.Ардон. С севера и юга он перекрывается соответственно метаморфическими породами буронской и касарской свит, с востока -верхнепалеозойскими конгломератами (бадонская свита), а на западе тектонически контактирует с Цейским гранитоидным интрузивом.

Основной фон гранитоидов Касарского массива создают, связанные между собой постепенными переходами, кварцевые диориты, гранодиориты и адамеллиты. Текстура пород преимущественно гнейсовая, а структура порфировидная. Состав: Pl+Qrt+Mik+Hrb+Bt+Chl+Ep+Mu+Ap+Zr+Sf+Ort+Mgt. В Касарском массиве отмечаются реститы метаморфических и основных пород. Остатки метаморфических пород испытывают интенсивную метасоматическую переработку и часто переходят в эмберхиты –в меланократовые породы с гнейсовой текстурой и порфиробластовой структурой. Реститы основных пород представлены габброидами, окварцованными габброидами и диоритами. Они овальной формы и совершенно постепенно переходят во вмещающие породы.

По данным Г.М.Заридзе, Н.Татришвили (1967) и Д.М. Шенгелиа (1972) гранитоиды Касарского массива проявляют полную аналогию с гранитоидами Дарьяльского массива. По Г.М.Заридзе, Н.Татришвили (1967) эти гранитоиды сформировались в результате калий-натриевого метасоматоза касарской и буронской свит.

Адайхохский массив. Западнее касарских гранитоидов, в пределах Адайхохского поднятия, широко обнажаются породы габбро-адамеллитовой серии, которые, по нашему мнению, можно выделить под названием Адайхохского массива. Фактически он является непосредственным продолжением касарских гранитоидов и эти массивы отделяются друг от друга гранитоидным телом юрского возраста. Северная часть Адайхохского массива, которую обнажают правые притоки р. Урух, детально была описана Д.М.Шенгелиа (1972), а южную часть, включающую в себя бассейн притоков верховьев р. Риони, изучали Г.М.Заридзе, Н.Т.Татришвили и О.З.Дудаури (1962). По мнению последних, отмеченные гранитоиды образовались путем метосоматоза фемического субстрата, а по мнению Д.М.Шенгелиа (1972) эти породы имеют гетерогенное происхождение.

На Адайхохском поднятии породы диорит-адамеллитовой серии локализованы в центральной части антиклинальной структуры, а кристаллические сланцы развиты на его крыльях (в районе Гурджицекского перевала они занимают водораздел Главного Кавказского хребта). Часто кристаллические сланцы в гранитоидах встречаются в виде реститов, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 5-7- м, а длина достигает иногда двух-трех десятков метров. Они в большем или меньшем количестве присутствуют почти на всей площади распространения габбро-адамеллитовой серии.

В гранитоидах Адайхохского массива отмечаются многочисленные секущие тела диабаз-порфиритовой группы. Мощность даек иногда превышает 10 м и они прослеживаются от нескольких метров до нескольких километров. В целом, в пределах рассматриваемого массива, различаются два типа секущих фемических тел: первый–

более ранней генерации, которы ассимилировались с вмещающей массой (по нашему мнению, вторжение такого типа тел является одним из факторов вызывающих образование фельзических расплавов); секущие фемические тела второй генерации не оказывают активного термического воздействия на вмещающие гранитоиды, в следствие чего контакт между ними четкий, они характеризуются массивной структурой и не испытывают огнейсования. Необходимо отметить, что количество фемических секущих тел очень велико и в среднем занимает 20-25% всей площади, а в верховьях р. Чанчахи оно превышает 30% (Заридзе и др., 1962).

В секущих телах первого типа и в их реститах выделяются следующие разновидности: габбро, окварцованные габбро, окварцованные габбро-диориты, окварцованные диабаз-порфириты, окварцованные и микроклинизированные габбро-диабазы и роговообманковые диориты (Заридзе и др., 1962). В большинстве случаев вмещающими породами являются кварцевые диориты, которые постепенно, с явными гибридными контактами, замещаютреститы. Следует отметить, что в сфенах кварцевых диоритов наблюдается хорошо выраженный плеохроизм, что характерно для гибридных пород.

Гранитоиды Адайхохского массива, в основном, представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и адамеллитами. Они, как было отмечено выше, генетически и пространственно связаны с диоритами, габброидами и другими основными телами. Между разновидностями гранитоидов четкой границы не отмечается, и они совершенно постепенно замещают друг друга. В этом комплексе пород всегда наблюдаются гнейсовые текстуры, которые должны представлять собой первичную магматическую слоистость. В этих гранитоидах редко отмечаются лейкократовые жилы, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до метра и практически пегматитовые образования не встречаются.

Кварцевые диориты являются породами темно-серого и серого цвета, которые пронизаны лейкократовым материалом. Их структура гипидиоморфная, редко гранобластовая, текстура – зернисто-гнейсовая, порода состоит из плагиоклаза, кварца, роговой обманки, иногда из биотита, хлорита и калишпата. Из акцессорных минералов встерчаются сфен, апатит, циркон, ильменит, редко лейкоксен и ортит, еще реже – кальцит.

Гранодиориты и адамеллиты постепенно замещают кварцевые диориты. С определенной точки зрения они являются микроклинизированными кварцевыми диоритами. Со своей стороны, гранодиориты из-за возрастания микроклина переходят в адамеллиты. Большая часть этих пород сосредоточена в верховьях рр. Домбарула, Зопхитура и Эдена и в срезах рр. Молиса и Ноцарула. Они макроскопически трудно отличаемы от кварцевых диоритов и являются темно-серыми зернистыми породами. В отличие от кварцевых диоритов гранодиориты и адамеллиты характеризуются относительной крупнозернистостью и слабой гнейсовитостью. Их структура, в основном, гипидиоморфнозернистая и порфиробластовая. Последняя обусловлена выделением микроклина, количество которого в адамеллитах возрастает. Состав: Pl+Qrt+Mik+Bt±Chl±Mu±Ep±Ap±Zr±Sf±Ru±Mgt. Микроклин, в основном, представлен крупными зернами с включениями плагиоклаза, кварца и слюд. В этих породах, по сравнению с кварцевыми диоритами, количество цветных минералов уменьшается и появляются мусковит и серицит, которые в последних не отмечаются.

Шхарский массив. На западе Адайхохского массива, после юрской депрессии, обнажается Шхарский массив сложенный, в основном, гранитоидами габбро-адамеллитовой серии. Шхарский массив слагает восточную часть поднятия, известного под этим же названием. С юга, востока и севера он находится в тектоническом контакте с лейассовыми сланцами, а его западная граница с метаморфическими кристаллическими сланцами представляет собой активную, ороговикованную зону.

Рельеф Шхарского массива труден для геологического изучения и поэтому данные очень скудны. Метаморфические образования Шхарского массива более или менее детально были описаны Ш.И.Джавахишвили (1970), что же касается гранитоидов, то они практически не изучены.

Фон Шхарского массива создают хлоритизированные и биотитизированные кварцевые диориты и гранодиориты. Они темно-серые, крупнокристаллические с преимущественно массивными текстурами и гранобластовыми структурами. Состав: Pl^{30-50}+Qrt±Mik±Hrb±Bt±Ep±Chl±Il. Во время интенсивной микроклинизации эти породы часто переходят в адамеллиты, иногда их совершенно постепенно замещают диориты. Еще реже в отмеченных гранитоидах наблюдаются реститовые овальные участки габброидов и окварцованных габброидов, размеры которых колеблются от дециметров до нескольких метров. В массиве часто встречаются участки гранит-аплитов мощностью 3-5 м. Для Шхарского массива характерна интенсивная микроклинизация, которая "пронизывает" породу и в результате образуются микроклинизированные гранитоиды. На участках сильной микроклинизации гранитоиды переходят в кварц-мусковит-микроклиновые пегматиты, что отличает этот массив от всех образований габбро-адамеллитовой серии. Он сечется также сетью кварцевых и микроклиновых жил. Что же касается габбро-диабазовых секущих тел, то их доля здесь, по сравнению с другими массивами, незначительна. В гранитоидах Шхарского массива отмечаются многочисленные остатки метаморфического субстрата, мощность которых иногда достигает несколькткх метров. Они представлены гранат-биотит-силлиманитовыми и андалузит-силлиманит-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами.

По нашему мнению, отмеченные гранитоиды являются сложными генетическими образованиями. Как видно, здесь на энсиматической коре сформировались осадочные породы сравнительно более сиалического профиля, чем на Адайхохском массиве или Софийском поднятии. К тому же гранитоиды здесь более сдвинуты и оторваны от магматического очага. Из-за этих факторов массив имеет сравнительно более лейкократовый профиль и основные тела здесь отмечаются в меньшем количестве, чем в других образованиях габбро-адамеллитовой серии.

Срез р. Местиачала. В этом срезе, непосредственно вдоль Главного надвига, породы т.н. южной зоны кристаллического фундамента (П.Д.Гамкрелидзе, 1964) "разорваны" на небольшие блоки и в виде тектонических выступов обнажаются среди лейассовых сланцев. Они представлены диоритогнейсами, окварцованными диоритогнейсами и толщами амфиболитов. Отмечаются также амфибол-биотитовые и биотитовые кристаллические сланцы.

На левом карнизе р. Лехгзира (верховье Местиачала), в лейассовых глинистых сланцах в виде тектонического выступа, обнажается тело диоритового состава на которое надвинуты микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии (рис.3.3.). Южнее, примерно через 50 м, в лейассовых глинистых сланцах, в аналогичной ситуации, отмечается тело кварцевых диоритов. Примерно такая же картина наблюдается и на карнизах р. Чала (верховье р. Местиачала).

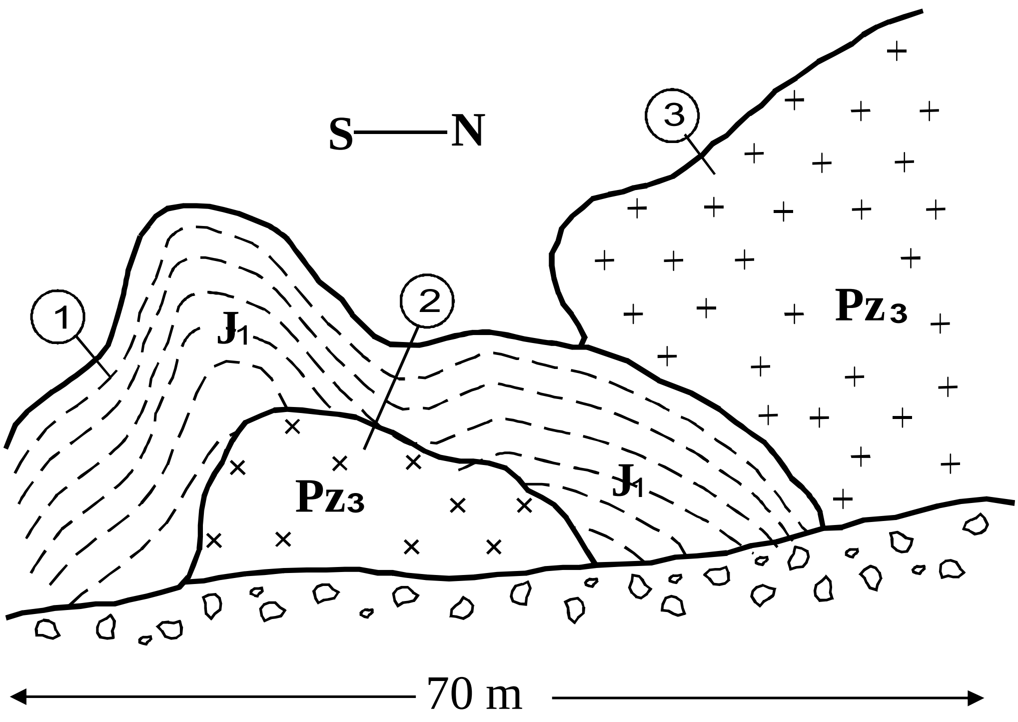


Рис. 3.3. Схематическая зарисовка левого карниза р. Лехгзира. 1- глинистые сланцы; 2- диориты; 3- двуслюдяные микроклиновые граниты.

По всей вероятности, в срезе р. Местиачала фрагментарно обнажаются породы мантийно-корового генезиса, в том числе образования габбро-адамеллитовой серии. Из-за фрагментарности обнажения невозможно их детальное изучение, но это является еще одним весомым аргументом в пользу того, что породы габбро-адамеллитовой серии прослеживаются вдоль южной части кристаллического фундамента Большого Кавказа. С водораздела рр. Накра и Ненскра начинается новая полоса обнажений (западная), которая, по сравнению с восточной частью, характеризуется более основным составом. Она прослеживается почти по всей Перевальной подзоне и связана с нижними горизонтами буульгенской серии, образуя тела линзовидной формы общекавказского простирания. Отмеченный пояс с востока начинается Сакенским интрузивом, а на западе заканчивается гранитоидами Пшехинского массива.

Сакенский интрузив имеет линзовидную форму общекавказского простирания и прослеживается с правого склона р. Накра до водораздельного хребта рр. Гвандра и Кличи и обнажается примерно на 70 км^2 . С севера интрузив ограничен т.н. Алибегским региональным надвигом, с востока и юго-востока, где он выклинивается в виде узкой полосы, интрузив находится в активном контакте с породами сисинской свиты. Западнее, выклиниваясь, вновь находится в активном контакте с сисинской свитой, а на юго-западной границе, вдоль р. Бегина, Сакенский интрузив постепенно переходит в гнейсы гвандринской свиты. Здесь, на правом карнизе отмеченной реки, явно наблюдается разрушение метаморфической структуры: роговообманко-биотитовые сланцы гвандринской свиты постепенно переходят в роговообманко-биотитовые гнейсы, которые в свою очередь замещаются кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Как видим, отмеченные факты почти исключают друг друга, но если в деталях проанализировать генезис интрузива и учесть, что гвандринская и сисинская разные стратиграфические единицы, тогда отмеченное вполне допустимо и хорошее обнажение дает возможность зафиксировать это.

Фон Сакенского интрузива, так же как и других аналогичных генетических образований, создают кварцевые диориты и гранодиориты, которые совершенно постепенно переходят в адамеллиты, диориты и габброиды, представленные в подчиненном количестве. Сравнительно большое сохранившееся тело габбро-диоритового состава обнажается на левом карнизе р.Сакени, у подножья вершины Магуаширха (см. рис.3.4). Чаще габбро-диоритовые тела отмечаются в гранитоидах в виде ксенолитов. Как показали детальные полевые исследования, их интрудирование вызывает выплавление кислых расплавов из субстрата, с которыми они впоследствии ассимилируются, и лишь реститовые участки свидетельствуют об их вторжении. Чаще отмеченные реститы встречаются в виде овальных тел (см. рис. 3.5.), нередко испытывающих окварцевание и микроклинизацию (см. рис.3.6). В целом гранитоиды Сакенского интрузива серые, преимущественно однообразные, среднезернистые породы, массивной

Рис. 3.4. Габбро-диоритовое тело на подступах к вершине Магуаширха.

Рис.3.5. Остаток габбро-диоритового тела в кварцевых диоритах. Правый карниз р.Сакенской Ачапары.

или гнейсовой текстуры и порфиробластовой структуры. Порфиробласты представлены изометрическими зернами микроклина (2-5 мм). Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (30-40%), кварц (15-35%), микроклин (10-25%), биотит (3-10%) и роговая обманка (2-8%), вторичными и акцесорными минералами - хлорит, эпидот, серицит, кальцит, сфен, ортит, пренит, апатит, циркон, рутил, магнетит. Плагиоклаз, в основном, представлен андезин-плагиоклазовым рядом и часто.

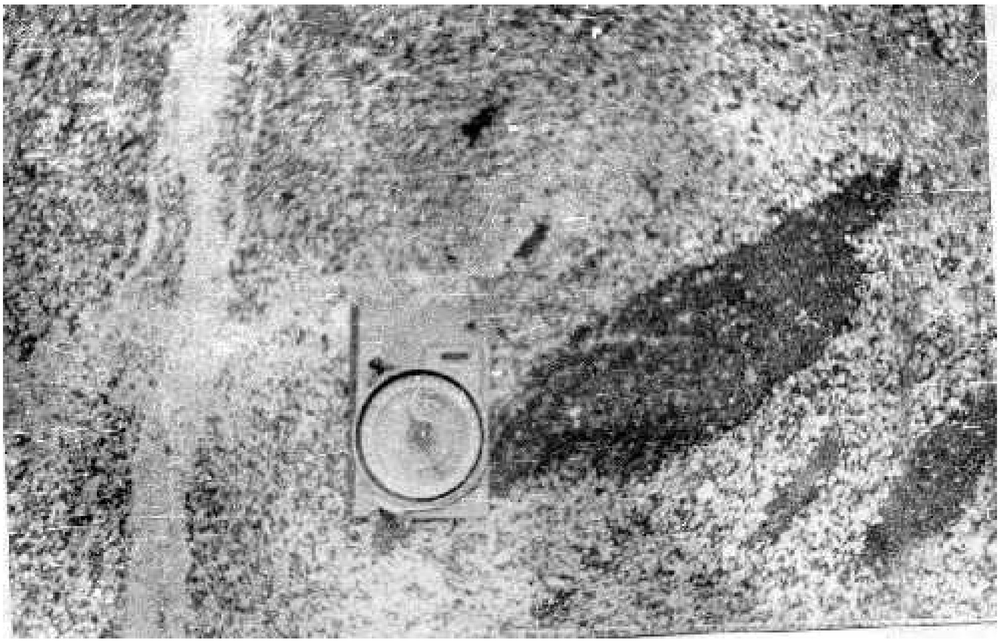


Рис.3.6. Остаток габбро-диоритового тела в граниодиорите, который испытывает интенсивное окварцевание. Рядом кварц-микроклиновая жила. Правый карниз р. Сакени.

соссюритизирован и серицитизирован. Роговая обманка характеризуется серым цветом, но иногда отмечаются зеленовато-голубоватые разности. Биотит выделяется коричневатым цветом и образуется за счет роговой обманки. Отмечается частичная хлоритизация и эпидотизация биотита и роговой обманки. Порфиробластовые выделения микроклина формируются в результате микроклинизации, что скорее всего является автометасоматическим процессом. В результате интенсивной микроклинизации и биотитизации гранодиоритов, часто возрастает процентное содержание микроклина, совершенно исчезает роговая обманка и породы приобретают адамеллитовый состав Как в целом в гранитоидах этой серии, так и в Сакенском интрузиве отмечаются многочисленные реститы метаморфического субстрата, количество которых от центра к перифериям увеличивается. Часто на краях интрузива отмечаются удлиненные паралельные реститы (см. рис. 3.7.), структурные элементы которых совпадают с параметрами вмещающих пород. Классическим примером отмеченного служит обнажение под водопадом правого, безымянного притока р. Сакени. Здесь реститы занимают почти половину всей площади обнажения и, в основном, представлены роговообманко-биотитовыми гнейсами метамофрической структуры. В гранодиоритовом расплаве они располагаются параллельными участками с азимутом подения 10-20^0 и углами наклона 50-60^0. Форма и размеры их разные – 5х2 см., 10х3 см, 10х5 см, 100х5 см и т.д. Отмеченные параллельные реститы указывают на слабое движение магмы и, возможно на ее неподвижность.

Рис.3.7. Параллельные кварц-роговообманково-биотитовые реститы в граниодиорите. Верховья р.Алибек. Правый приток р. Сакени.

Породы Сакенского интрузива испытывают сильное тектоническое воздействие, они дробятся и иногда переходят в катаклазиты и милониты. В этом отношении особого внимания заслуживают северный и южный контакты, вдоль которых по всему интрузиву прослеживается мощная непрерывная полоса милонитов. Самый мощный участок этого пояса отмечается на северной границе интрузива, на правом берегу р. Сакенская Ачапара, где он достигает мощности 250 м (см. рис. 3.8.). Параллельно этой полосе в мигматитах прослеживается 100-150 -метровая окисленная зона (полоса сочленения Софийского и Тебердинского геоблоков). Как показали проведенные работы, отмеченная зона перспективна с точки зрения оруденения (Окросцваридзе, 1987).

Западнее Сакенский интрузив продолжают локализованные в гвандринской свите, т.н. габбро-диоритовые ортогнейсы р. Клыч. Они, опираясь на геологические критерии (гнейсовость), считаются каледонским образование. Но, согласно последним данным (Бибикова и др., 1991), его формирование произошло в верхнем палеозое. Следовательно, если разделить эту точку зрения, тогда габбро-диоритовое тело р. Клыч можно отнести к герцинской габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа.

Западнее клычские отрогнейсы продолжает узкая полоса диоритов и гранодиоритов, которая фрагментарно следует вдоль гвандринской свиты, параллельно р. Ацгара. Эту полосу гранитоидов западнее продолжает Агесский гранитоидный массив. Он имеет общекавказское простирание протяженностью примерно 10 км, а мощность его колеблется в пределах 1,5-2 км. Он, в основном, представлен гнейсовыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

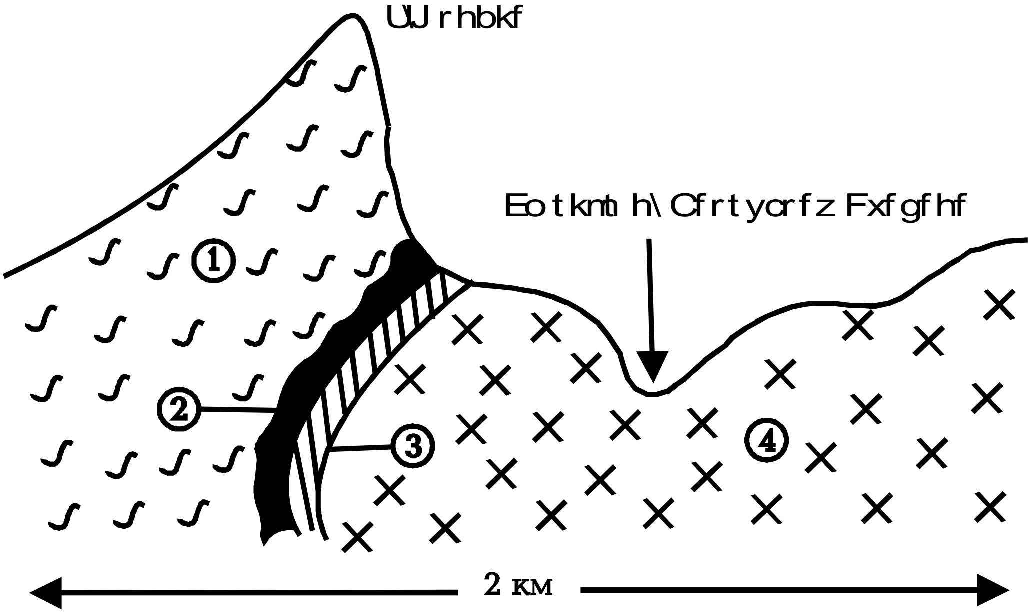


Рис. 3.8. Схематическая зарисовка среза р.Сакенской Ачапары.
1- мигматиты и гранитоиды гранит-мигматитового комплекса; 2- зона окисления; 3- зона милонитизации; 4- Сакенский интрузив.

Массивное габбро-адамеллитовое тело обнажается в верховьях р. Домбай и, следуя вдоль Алибекского надвига, непрерывной полосой средней мощностью 700-1000 м прослеживается до Марухского перевала, примерно на расстоянии 20 км. В отличие от Сакенского интрузива и Агесского массива Домбайско-Марухское обнажение характеризуется сравнительно мафическим профилем и, в основном, представлено диоритами и кварцевыми диоритами. С геологической позиции, по составу вмещающих пород, петрографическим признакам и другим геологическим критериям Агесский, Домбайский и Марухский массивы проявляют полную идентичность с Сакенским интрузивом и поэтому, их не будем детально характеризовывать.

На западной оконечности Большого Кавказа породы габбро-адамеллитовой серии обнажаются в Чугушском поднятии и пространственно связаны с куполом одноименного антиклинория. Вмещаюшие метаморфиты, в основном, представлены амфиболовыми породами, которые метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитов и амфиболитов. В пределах этого поднятия выделяется два больших обнажения гранитоидов габбро-адамеллитовой серии: верховья р. Белая и Пшехинский массив.

В обнажении верховья р.Белая, в таком же соотношении, как и в вышеотмеченных массивах, выделяются габбро-диоритогнейсы, кварцевые диоритогнейсы, гранодиориты и адамеллиты. Отмечаются интенсивные процессы микроклинизации, биотитизации и мусковитизации. Микроклинизация альбита протекает на катаклазированных участках породы.

Пшехинский массив представляет собой самое западное обнажение гранитоидов кристаллического фундамента Большого Кавказа. Породы массива детально были описаны Д.М.Шенгелиа (1972). Их выходы начинаются в бассейне р. Пшеха, северо-западнее горы Пишта и прослеживаются в направлении погружения фундамента. Они характеризуются хорошо выраженной гнейсовой текстурой и представляют собой наглядный пример пород габбро-адамеллитовой серии. Самым древним образованием Пшехинского массива являются габбро-диабазы, которые встречаются в виде ассимилированных реститовых участков. Основной фон массива создают кварцевые диориты гибридного генезиса и гранодиориты. Гранодиориты от кварцевых диоритов отличаются лишь присутствием микроклина. В результате интенсивной микроклинизации гранодиориты приобретают адамеллитовый состав. Редко отмечаются кварц-альбит-микроклиновые пегматиты. Пшехинский массив сечется многочисленными диабазовыми и диабаз-порфиритовыми жилами.

Таким образом, исследования показали, что габбро-адамеллитовая серия создает мощную полосу пород, начиная с Дарьяльского массива (на востоке) и кончая Пшехинским массивом (на западе). Согласно полевым данным, почти во всех массивах действует единый механизм генерации магмы. Это интенсивное вторжение основных тел, которое, по всей вероятности, способствует плавлению метаморфического субстрата, а все последующие результаты являются следствием отмеченного процесса. Возраст пород рассмотренной серии, по геологическим данным, определяется верхним палеозоем. Данные K-Ar изотопного метода отвечают в среднем 140-170 млн. лет (Афанасьев, 1968; Сомин, 1969; Окросцваридзе, 1989). Это омоложенные данные, так как в среднеюрском тектоно-магматическом цикле в кристаллическом субстрате Большого Кавказа радиогенный аргон мигрирует, при этом стратиграфический материал показывает, что региональный метаморфизм здесь протекал до средне-позднего карбона. К. Бакурадзе и др. (1990) U-Pb и Rb-Sr методами определили изотопный возраст пород изученных массивов и полученные ими данные, в основном, отвечают карбоновому возрасту. Так например, возраст акцессорного циркона Шхарского массива соответствует 305±5 млн. лет (U-Pb метод). Возраст циркона гранодиоритов Сакенского интрузива этим же методом соответствует 320 млн. лет. Е.В.Бибикова с коллегами (1991) U-Pb методом определила возраст циркона Клычских ортогнейсов, который отвечает 320 млн. лет, что соответствует верхнему карбону. По нашему мнению изотопные возрасты Шхарского массива и Клычских ортогнейсов полностью соответствуют геологическим данным, что же касается Сакенского интрузива, то полученные результаты кажутся нам преувеличенными, так как по геологическим критериям он моложе клычских ортогнейсов, и поэтому эти одинаковые цифры (320 млн. лет), по всей вероятности, не выражают реальной геологической картины. Считаем, что возраст 320±5 млн. лет более приемлем для клычских ортогнейсов и, по-видимому, отражает возраст консолидации пород габбро-адамеллитовой серии. Что же касается Сакенского интрузива, с учетом целого ряда данных, то его интрудирование должно быть связано с астурийской орофазой (305-310 млн. лет). Таким образом, опираясь на полученные результаты, можно предположить, что генерация магматического расплава габбро-адамеллитовой серии протекала во время судетской орофазы, а интрудирование происходило во время астурийской и заалской орофаз герцинского тектоно-магматического цикла.

3.3. Плагиогранит-гранитовая серия

Эта серия пространственно и генетически связана с гранит-мигматитовым комплексом и представляет его органическую часть. Мигматиты в этом комплексе представлены разными морфологическими и генетическими типами, а гранитоиды - как согласно-анатектическими, так и мобилизованными секущими телами. Эта серия широко распространена в кристаллическом субстрате Большого Кавказа (см. рис. 3.1.) и формируется на позднеорогенной стадии эволюции, примерно одновременно с габбро-адамеллитовой серией. Плагиогранит-гранитовая серия распространена на обоих бортах центральной части Большого Кавказа. Ее на южном склоне, обнажают рр. Ингури, Местиачала, Накра, Ненскра, Сакени, Гвандра и Клич, а на северном склоне –

рр. Урух, Балкарский Черег, Безенгийский Черег, Чегем, Баксан, Кубань, Дауд, Теберда, Аксаут и др. Породы этой серии описаны в трудах А.М.Демина, Г.М.Заридзе, Н.Ф. Татришвили, Г.Д.Афанасьева, Г.А.Михеева, О.Ш. Надареишвили, Г.Л. Одикадзе, Д.М.Шенгелиа, М.Л.Сомина, Г.И.Баранова, Г. К. Цимакуридзе, Г.Л. Чичинадзе, И. З. Мгалоблишвили и других исследователей.

Субстрат плагиогранит-гранитовой серии представляет собой ультраметаморфизованные осадочные породы, где механизмом генерации гранитоидных расплавов являлось анатектическое плавление. Формирование отмеченного расплава происходило в условиях амфиболитовой и редко гранулитовой фации со следующей последовательностью: кристаллические сланцы и плагиогнейсы - мигматиты - двуслюдяные плагиогнейсы и плагиограниты-микроклиновые порфиробластовые граниты - пегматиты и аплиты.

Гранитоиды, которые связаны с мигматитами по структуре и составу схожи с их неосомой. Часто в обнажении хорошо наблюдается как лейкосома испытывает мобилизацию и переходит в гранитоидную массу, т.е. как происходит образование гранитоидной магмы. Нередко, эти мобилизованные тела, в верхних этажах структуры складчатой системы создают контактовые ареалы, мощность которых иногда достигает десятков метров.

В петрологических и структурно-тектонических особенностях плагиогранит-гранитовой серии кодирован весь путь эволюции складчатой системы. В ее формировании четко выделяются два этапа: раннекинематический и позднекинематический. На раннекинематическом этапе преимущественно формируются расплавы плагиогранитного состава, которые в основном, создают согласные тела часто гнейсовой текстуры. Их структуры носят преимущественно лепидогранобластовый характер и представлены главным образом, биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми плагиогнейсами. На позднекинематическом этапе плагиогнейсы нередко испытывают наложенную микроклинизацию и приобретают состав калиевых гранитов, но в них все же отмечаются реликты лепидогранобластовой структуры.

На позднекинематическом этапе эволюции плагиогранит-гранитовой серии формируются преимущественно секущие гранитоидные тела, которые, в основном, представлены биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами и гранодиоритами. В них практически не наблюдаются гнейсовые текстуры и характеризуются гипидиоморфными структурами. Создавая интрузивные тела различной мощности они секут синкинематические плагиограниты и кристаллические сланцы, но в контактных зонах термические изменения не наблюдаются, что говорит о том, что вторжение этих тел произошло в еще сильно перегретые породы. По всем геологическим критериям этот этап формирования плагиогранит-гранитовой серии связан с инверсией орогенной системы.

Для плагиогранит-гранитовой серии характерным вторичным процессом является микроклинизация, которая особенно интенсивно проявляется на втором этапе ее эволюции. Она целиком "покрывает" породы этой серии и часто затрудняет реставрацию геологических процессов, протекавших до микроклинизации. Здесь на этих вопросах более задерживаться не будем, так как их детально рассмотрим далее.

В гранитоидах плагиогранит-гранитовой серии, как правило, высок параметр $^{87}Sr/^{86}Sr$ (> 0.7075), отмечается большое содержание K, Rb и лантаноидов не встречается роговая обманка и пироксен и т.д. По геохимическим и петрохимическим критериям они относятся к типичным образованиям гранитоидов S типа. Эта серия развита почти во всех фанерозойских складчатых системах, где обнажаются породы инфраструктуры. Образования этой серии широко представлены в герцинских складчатых системах Урала, Карпат, Татр, Альп, Пиринеев и др.

Породы герцинской плагиогранит-гранитовой серии занимают большое место и в строении кристаллического фундамента Большого Кавказа. Они обнажаются севернее пород габбро-адамеллитовой серии и охватывают большую часть Эльбрусской подзоны зоны Главного хребта. Их небольшие выходы отмечаются на Передовом хребте и в Бечасынской зоне, а также на Перевальной подзоне. Большая часть отмеченной серии формируется за счет пород Эльбрусско-Макерского метаморфического комплекса и представляет собой их инфраструктуру. По всем критериям здесь обнажается тот уровень, на котором протекал ультраметаморфизм и гранитообразующие процессы. Так как эти процессы пространственно и генетически тесно связаны с мигматитами, то мигматиты охарактеризуем отдельно.

3.3.1. Мигматиты

О происхождении мигматитов Большого Кавказа существует множество различных представлений. По мнению Г.А.Михеева (1958), А.М.Демина (1965) и др. мигматиты кристаллического фундамента Большого Кавказа сформировались под активным воздействием двуслюдяных гранитоидов на субстрат. Г.И.Баранов и И.И.Чернов (1965) совершенно исключают воздействие гранитной магмы на субстрат, и их происхождение связывают с прогрессивным региональным метаморфизмом. Д.М.Шенгелиа (1972) в зоне Главного хребта выделяет метасоматические и анатектические мигматиты. Г.Л.Чичинадзе (1978) рассматривает формирование этих мигматитов, как следствие анатексиса метаморфических пород. Г.М.Цимакуридзе (1971) в пределах Тебердинского блока выделяет три основных генетических типа мигматитов: метаморфогенные, анатектические и метасоматические. По нашему наблюдению, среди мигматитов выделяется два генетических типа: мигматиты контактовых ареалов локального распространения (артериты) и анатектические мигматиты регионального развития (вениты).

Мигматиты контактовых ареалов характеризуются локальным распространением и тесно связаны с гранитоидными интрузивами. В случае хорошего обнажения видно, что лейкократовая часть мигматитов представляет собой апофизы гранитоидных тел. Классическим примером отмеченного является обнажение в западных истоках р. Гвандра, где интрузивное гранитное тело имеет мощные контактовые ареалы с вмещающими кристаллическими сланцами и создает артеритовые мигматиты (рис. 3.10). Морфологически они представляют собой пластовидные образования, которые в непосредственных контактах осложнены более поздними тектоническими нарушениями. Палеосома мигматитов представлена амфиболовыми кристаллическими сланцами, и, возможно, поэтому "уцелела" от процессов анатексиса. Она частично дезориентирована, но сохраняет общекавказское простирание с азимутом падения 350^0 и углом наклона $65\text{-}60^0$. По нашему мнению, к мигматитам контактовых ареалов можно отнести и агматиты, в которых палеосома представлена реститами неправильных очертаний, а неосома занимает пространство между ними. В изученном регионе небольшим распространением пользуются агматиты (рис.3.11). Их отдельные обнажения отмечаются в срезах рр. Гвандра, Сакени, Нахар, Дауд, Теберда и др. Как правило, палеосома агматитов представлена, в основном, роговообманковыми гнейсами, а биотитовый субстрат отмечается редко. Мигматиты регионального развития не проявляют никакой пространственной связи с гранитоидными телами и часто образуют однообразные мощные толщи. По всем генетическим и морфологическим признакам они представляют собой типичные анатектические образования, которые, в целом имеют общекавказскую ориентацию.

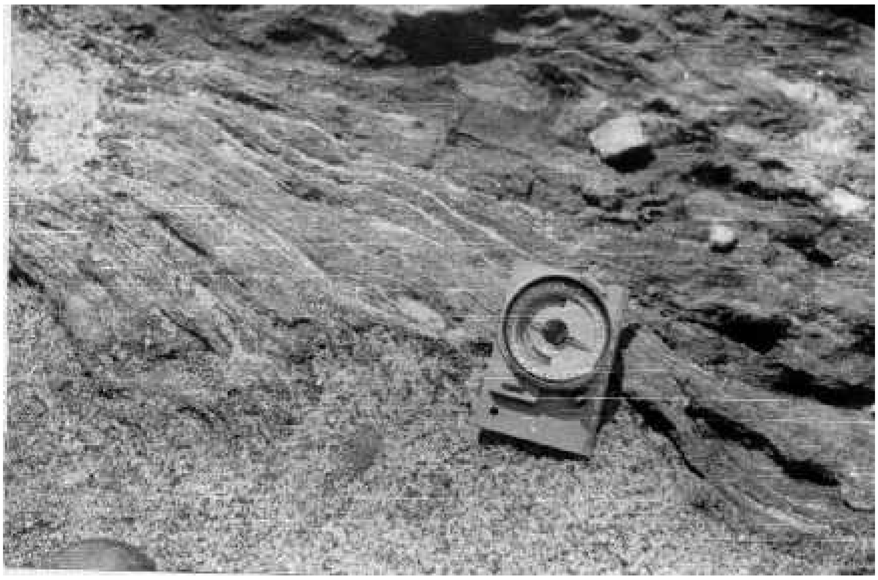


Рис. 3.10. Артеритовый мигматит на контакте гранитного интрузива. Верховья р.Гвандра.

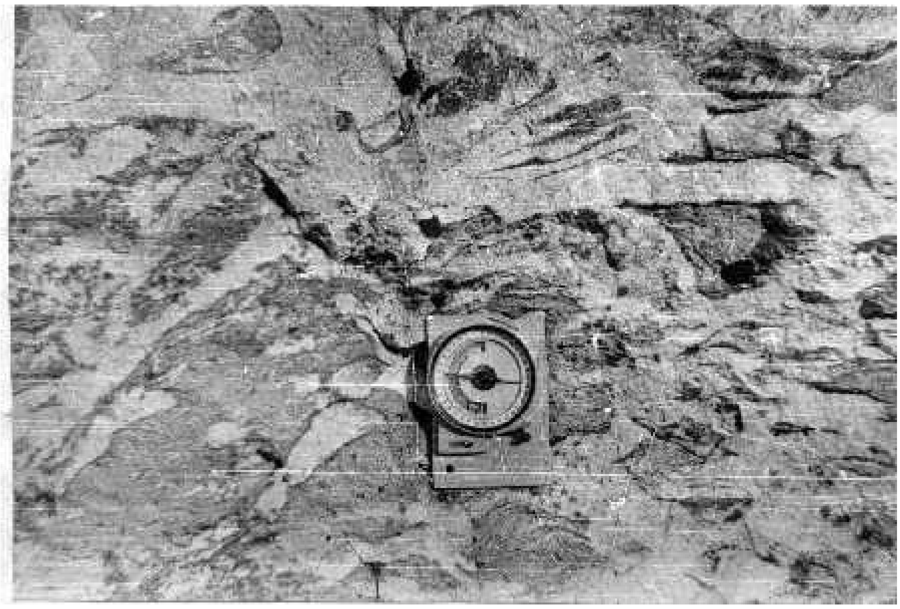


Рис. 3.11. Агматиты. Подступы к вершине Гвандра. Субстрат сложен биотитовыми гнейсами.

Они представлены различными морфологическими типами, в которых отражена сложная динамика эволюции орогена. На первом этапе формирования мигматитов образуются слоистые мигматиты (рис.3.12), которые характеризуются параллельным расположением меланократовой и лейкократовой составляющих. Их мощности изменчивы, выделяются тонко- и толстослоистые, равномерно и неравномерно слоистые разновидности. В тонкослоистых мигматитах лейкосома распределена равномерно во всей породе и ее мощность колеблется от 0.2 до 1 см. Интенсивность пропитывания лейкократовой части, которая преимущественно плагиогранитовая, составляет 40-45%. В толстослоистых разновидностях мощность лейкосомы изменяется от 1 до 5 см и интенсивность пропитывания составляет 45-75%. Довольно часто на границе лейкократовой и меланократовой составляющих отмечаются тонкие мономинеральные слои биотитов, вероятнее всего реститового характера. Иногда эти реститы образуют мощные тела. В этом отношении особого интереса заслуживают биотитовые реститы в верховьях р. Гвандра, мощность которых варьирует от 3 до 20 м. Они, в основном, сложены биотитом, кварцем и плагиоклазом, где содержание биотита достигает 60-70%. С практической точки зрения эти реститы являются хорошим сырьем для алюминиевой промышленности.

Рис. 3.12. Послойные мигматиты с кварц-силлиманит-биотитовым протолитом. Правый карниз р. Сакени.

Послойные мигматиты на позднекинематическом этапе эволюции испытывают складчатость, вследствие чего формируются складчатые мигматиты (рис.3.13). В регионе этот морфологический тип мигматитов отмечается повсеместно и пользуется самым большим распространением. Часто различные морфологические типы мигматитов сливаются и создают сложнопостроенные тела (рис.3.14). Несомненно, что мигматитизация связана с кинематическими процессами, и по этим признакам выделяются раннекинематические и позднекинематические образования. Как показывают многочисленные полевые наблюдения, во время складкообразования неосома мигматитов характеризуется большой пластичностью, хорошим подтверждением чему являются птигматитовые текстуры.

Часто, под воздействием тектонических сил лейкократовый расплав испытывает мобилизацию и сечет расположенные выше породы (рис.3.15) и в мигматитовых ареалах образуются анатектические, мобилизованные секущие тела гранитоидов. На более прогрессивной стадии анатексиса, отмечается последующее плавление палеосомы, во время которого формируется т.н. пятнистые мигматиты (рис.3.16), которые, по существу, являются переходными образованиями от мигматитов к гранитоидами. На конечной стадии анатексиса формируются анатектические гранитоиды (рис.3.17), в которых все же отмечаются остатки субстрата.

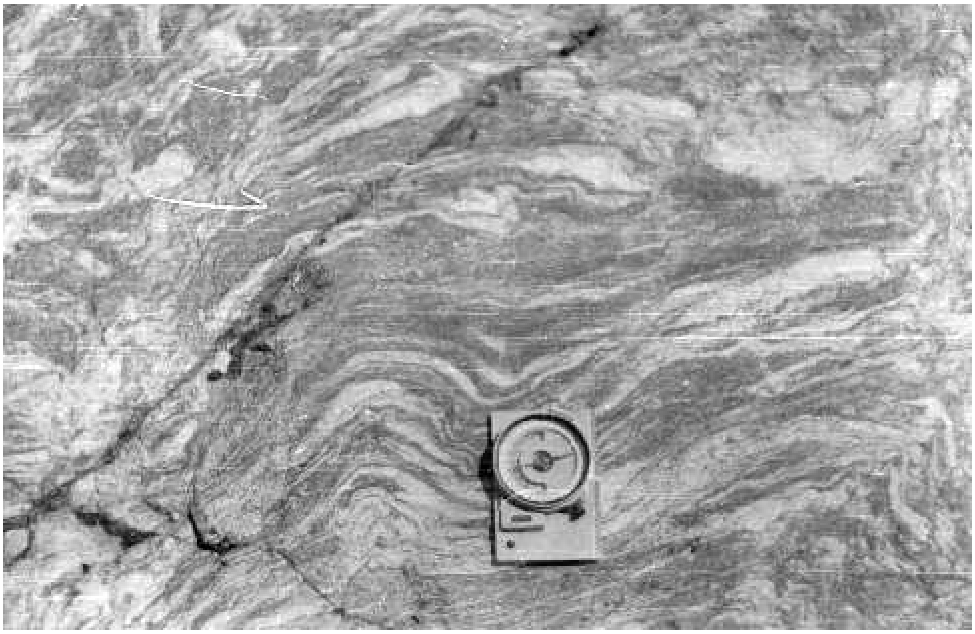


Рис. 3.13. Складчатые мигматиты с кварц-силлиманит-биотитовым протолитом. Ущелье р. Гвандра.

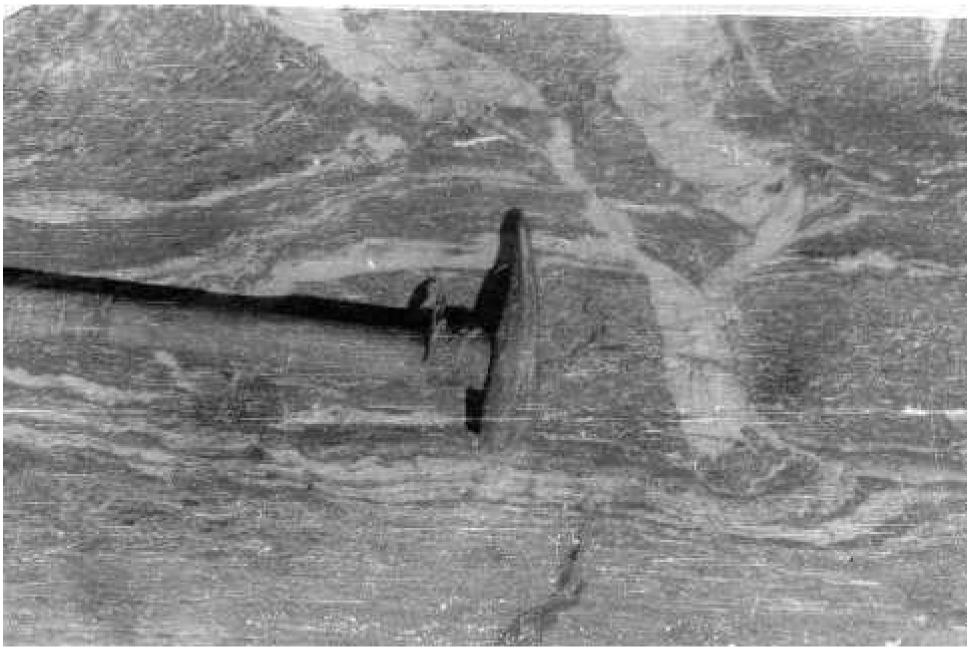


Рис.3.14.Слияние агматитов и послойных мигматитов. Субстрат агматитов сложен биотит-роговообманковыми гнейсами, а слоистых мигматитов – биотитовыми гнейсами. Верховья р.Гвандра.

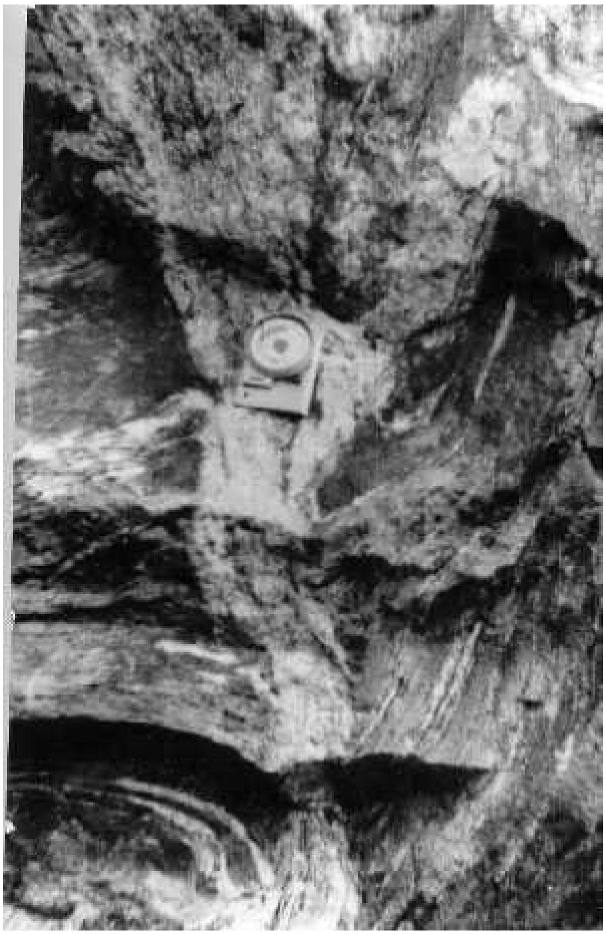


Рис. 3.15. Мобилизация лейкократовой части в мигматитах. Ущ. р. Гвандра.

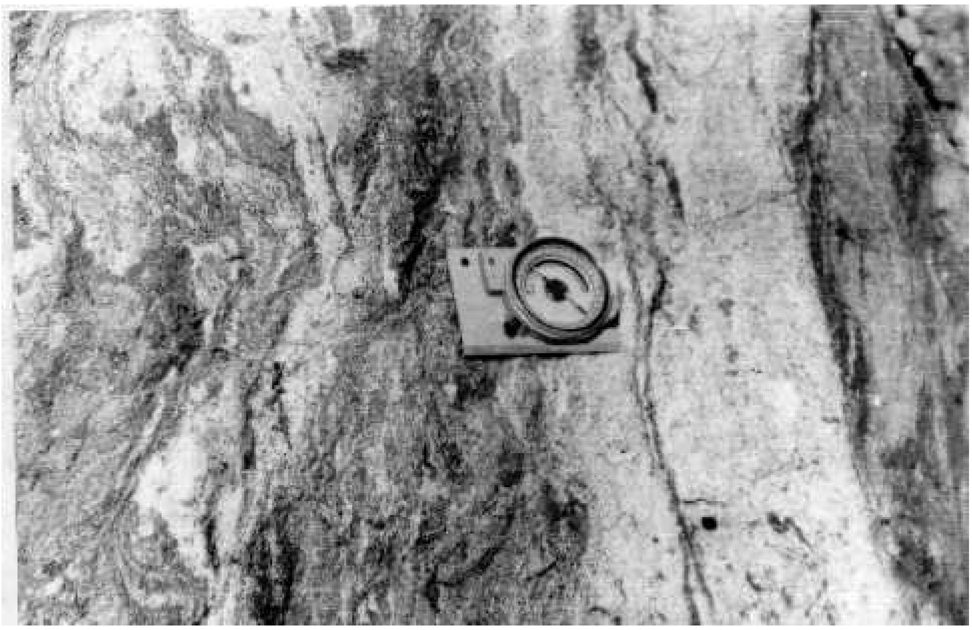


Рис. 3.16. Пятнистые мигматиты на контакте с гранитным телом. Верховья р. Гвандра.

Рис. 3.17. Анатектический гранит с роговообманково-биотитовым реститом. Верховья р. Гвандра.

Как видим, в морфологии мигматитов кодирована вся последовательность ультраметаморфических процессов, начиная от слоистых мигматитов и заканчивая анатектическими гранитами. К сожалению, в пределах одного обнажения, невозможно зафиксировать полную картину такой последовательности. Мы постарались показать эту последовательность на примере среза р. Гвандра, что зафиксировано на фотографиях. Из них ясно видно, что анатектическая мигматизация начинается с образования слоистых мигматитов (см. рис.3.11), которые испытывают складчатость (см. рис.3.13), мобилизацию лейкократовой части (см. рис.3.15), формирование пятнистых мигматитов (см. рис.3.16) и, наконец, образуются анатектические гранитоиды (см. рис.3.17). Естественно, это очень упрощенная схема анатектической мигматизации и гранитообразования, но в ней отражена суть этого процесса.

Многочисленные исследования показали, что для генетической классификации мигматитов необходимо изучение, как их меланократовой части, так и лейкократовой. К. Меннерт (1971) при этом считал необходимым изучение минеральных фаций материнских пород и для мобилизатов, и для реститов. По его мнению, если все три составляющие относятся к одной минеральной фации, то мигматиты должны быть анатектическими образованиями, с чем трудно не согласиться.

Парагенетические ассоциации минералов субстрата рассмотренных мигматитов показывают, что они образовались в условиях высокой температуры амфиболитовой фации, а барический тип соответствовал андалузит-силлиманитовому. Субстрат, из которого сформировались рассмотренные мигматиты, был, в основном, метапелитового состава, а породы, богатые CaO_2 пользовались небольшим распространением. Сформировавшиеся за счет первого типа субстрата парагенезисы палеосомы следующие: Bt+Sill+Cor+Grt+Pl+Qrt; Bt+Sill±Mu+Cor+Grt+Qrt; Bt+Mu+Grt+Pl+Ksp+Qrt. Парагенезисы палеосомы второго типа субстрата: Hrb+Pl+Qrt; Hrb+Bt+Grt+Sf+Pl+Qrt; Act+Hrb+Pl. В случае обоих типов субстрата неосома представлена как плагиогранитовым составом (Pl+Qrt; Pl+Qrt+Bt; Pl+Qrt+Bt+Mu), так и гранитовым (Pl+Mik +Qrt; Pl+Mk+Qrt+Bt; Pl+Mk+Qrt+Bt+Mu; Mik+Qrt).

С точки зрения генезиса гранитоидов большой интерес вызывает структурное соотношение неосомы и субстрата. Полевые исследования показывают, что плагиогранитовые неосомы формируются во время раннекинематической деформации, а гранитовые неосомы – во время позднекинематической. Это факт, видимо, не случайный, т.к. он, по всей видимости, обусловлен термодинамическими условиями их образования.

3.3.2. Двуслюдяные плагиогнейсы и плагиограниты

Двуслюдяные плагиогнейсы и плагиограниты пространственно и генетически связаны с мигматитами и, как правило, создают пластообразные согласные тела, которые, в основном, развиты в глубоких эрозионных срезах гранит-мигматитового комплекса. Контакты с вмещающими мигматитами согласные (рис.3.18.), но иногда они секут их, и сами секутся двуслюдяными и порфиробластовыми гранитоидами (рис.3.19). Гнейсовость плагиогранитов реликтовая, т.к. совпадает с гнейсовостью субстрата. В обнажении хорошо наблюдаются постепенные переходы от мигматитов к плагиогнейсам с полным сохранением структурных элементов первого. По всем структурно-петрологическим данным - это раннекинематические образования.

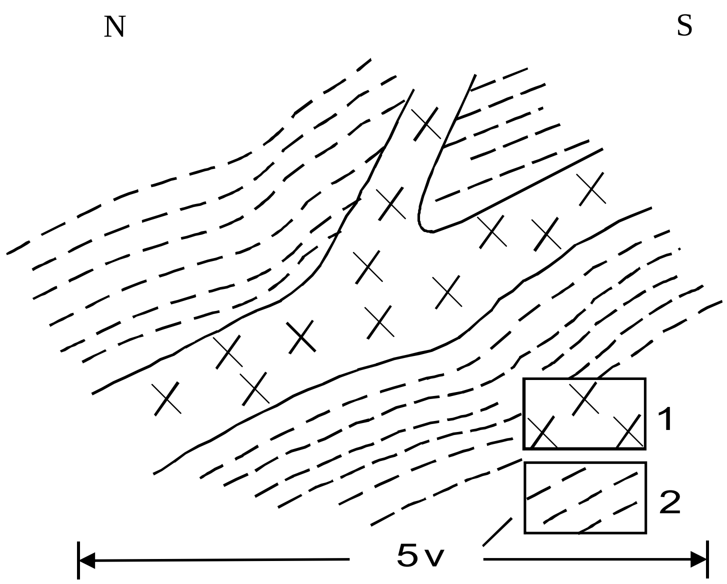


Рис. 3.18. Схематическая зарисовка обнажения в верхнем течении р. Джингерей. Двуслюдяные плагиограниты секут мигматиты. 1- двуслюдяные плагиограниты; 2- мигматиты.

Двуслюдяные плагиогнейсы и плагиограниты фрагментарно встречаются во всей плагиогранит-гранитовой серии. На Южном склоне Большого Кавказа они, как правило, создают тела небольшой мощности (3-5 м) и иногда прослеживаются на несколько десятков и сотен метров. Редко отмечаются образования больших масштабов, среди которых следует отметить западное верховье р. Сакени, где обнажается линзовидное плагиогранитовое тело, мощностью 150-200 м и прослеживается примерно на 1200 м. Контакт с вмещающими мигматитами везде согласный, а на перифериях этого плагиогранитного тела отмечаются остатки мигматитов, структурные элементы которых совпадают с вмещающими мигматитами. На левом берегу р. Джингерей в аналогичной структурно-геологической обстановке обнажается плагиогнейсовое тело мощностью 350-400 м и длиной 2500 м. В отличие от предыдущего обнажения здесь среди гранитоидов отмечается большой фрагмент мигматитов. Мощные тела плагиогранитов отмечаются на северном склоне Большого Кавказа. Среди них следует отметить обнажение бассейна р. Кубань которое, мощностью 1-4 км, прослеживается примерно на 30 км.

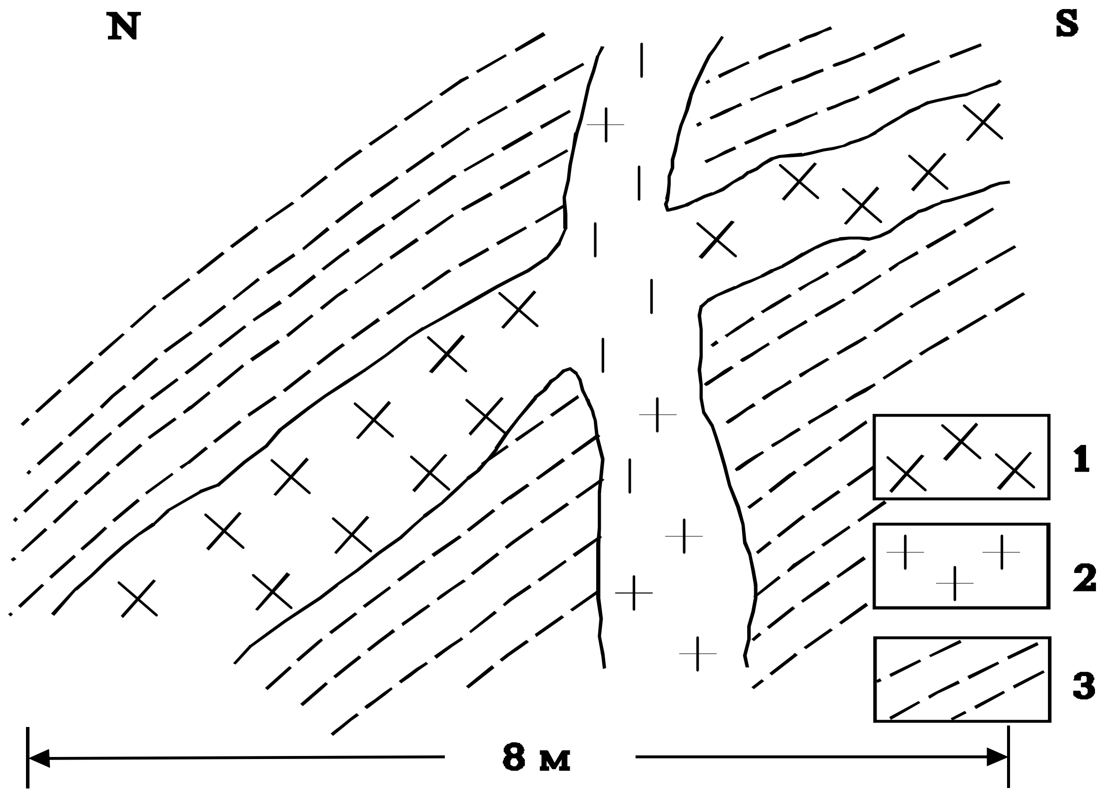


Рис. 3.19. Схематическая зарисовка обнажения южных карнизов Клухорского перевала. Двуслюдяные граниты секут двуслюдяные плагиограниты и мигматиты. 1- двуслюдяные плагиограниты; 2- двуслюдяные граниты; 3- мигматиты.

На следующем этапе развития плагиогранит-гранитовой серии плагиограниты и плагиогнейсы испытывают интенсивную микроклинизацию и поэтому часто встречаются в виде реститов среди микроклинизированных порфиробластовых гранитов. Что касается времени образования этих гранитоидов, то, как уже отмечалось, они сформировались почти одновременно с мигматитами.

Самым большим распространением среди плагиогранитов и плагиогнейсов пользуются двуслюдяные разновидности, а сравнительно в подчиненном положении встречаются биотитовые и мусковит-хлоритовые, еще реже отмечаются гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые и кордиерит-силлиманит-биотитовые разновидности. Плагиограниты и плагиогнейсы являются среднезернистыми, серыми, светло-серыми, гнейсовыми или массивными породами. По мере исчезновения гнейсовидности, происходит постепенный переход плагиогнейсов в плагиограниты, для последних характерны, в основном, гранолепидобластовые структуры, иногда отмечаются пойкилобластовые и гранобластовые. Состав: Pl+Qrt±Mikr±Bt±Ms±Sill±Andl±Cor±Grt±Hbl±Zr±Apt±Mgt. Плагиоклаз (0, 1-10 мм), в основном, представлен альбит-олигоклазовым рядом, а прямая зональность наблюдается редко. Иногда в него включены биотит и силлиманит. Отмечается микроклинизация кислого плагиоклаза, а микроклин представлен высокоупорядоченными разновидностями с резко выраженной микроклиновой решеткой. В этих породах большим распространением пользуется биотит (0,2-2,5 мм), который, в основном, представлен удлиненными формами и испытывает хлоритизацию и мусковитизацию. Иногда он создает полосчатые скопления, по-видимому, представляющие собой реликтовые структуры мигматитов. Реликтовыми минералами субстрата являются силлиманит, кордиерит и гранат.

К.В. Бакурадзе с соавторами (1990) из биотитовых плагиогнейсов р. Накра U-Pb методом, определил изотопный возраст цирконов, по которому время образования рассмотренных плагиогранитов соответствует 319±5 млн. лет, а источника терригенного материала - 1005±5 млн. лет. По нашему мнению, полученные данные соответствуют результатам геологических исследований и можно допустить, что отмеченные плагиогнейсы и плагиограниты сформировались в начале верхнего карбона, в частности, в судетскую орофазу.

3.3.3.Микроклиновые порфиробластовые граниты и проблема микроклинизации

Герцинские микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа всегда были в центре внимания исследователей (Заридзе, 1962; Шенгелиа, 1972; Цимакуридзе, 1971; Окросцваридзе, 1986 и др.), изучивших все пространство распространения микроклиновых порфиробластовых гранитов и поэтому здесь будут рассмотрены лишь проблемные вопросы.

Микроклиновые порфиробластовые граниты - это светло-серые, крупнозернистые породы, в основном массивной текстуры и порфиробластовой структуры. Среди них выделяются, связанные между собой постепенным переходом, хлоритизированные биотитовые, хлоритизированные двуслюдяные и хлоритизированные разновидности. Состав: Mikr+Pl+Qrt+Bt±Mu±Chl±Ep±Cc±Apt±Zr±Sf±Grt±Mgt±Ru.

Плагиоклаз (1-25 мм), в основном, представлен альбитом и олигоклазом. В альбитах зональность не наблюдается, он формируются путем деанортизации плагиоклаза с опережением процесса микроклинизации. В олигоклазах отмечается соссюритизация и эпидотизация, из-за чего зональность в них почти не наблюдается. Калиевый полевой шпат (1-35 мм) представлен порфиробластовыми, высокоупорядоченными, преимущественно решетчатыми разновидностями. Он формируется путем замещения плагиоклаза, кварца, биотита, мусковита и иногда целых участков породы (рис. 3.20). На разных этапах замещения плагиоклаза микроклином образуются различные морфологические типы пертитов (рис.3.21, 3.22). Кварц первой генерации гранобластовый и входит в основную массу породы, а кварц второй генерации формирует гнезда и жилы (рис.3.23), которые секут порфиробласты полевых шпатов и иногда сами секутся жилами калишпатов.

Рис. 3.20. Остатки первичных минералов в микроклине. Обр. 124. Ник. скрещ., ув. в 4,7х10. Перевал Нахар.

Биотиты (0,2-3мм) представлены отдельными чешуями или анхимономинеральными скоплениями. Параллельно процессу микроклинизации его содержание в породе сокращается, и он замещается мусковитом и хлоритом, а при интенсивной микроклинизации целиком замещается этими минералами. С биотитом пространственно связаны аппатит, циркон и ортит, а с видоизмененными разновидностями и рудные минералы. Мусковит (1-14мм) – вторичный минерал, формируемый за счет биотита и плагиоклаза. Он создает скопления или отдельные чешуи. Мусковиты, сформированный за счет биотита, содержат апатит, циркон, магнетит, гранат и ортит, а сформированные за счет распада плагиоклаза

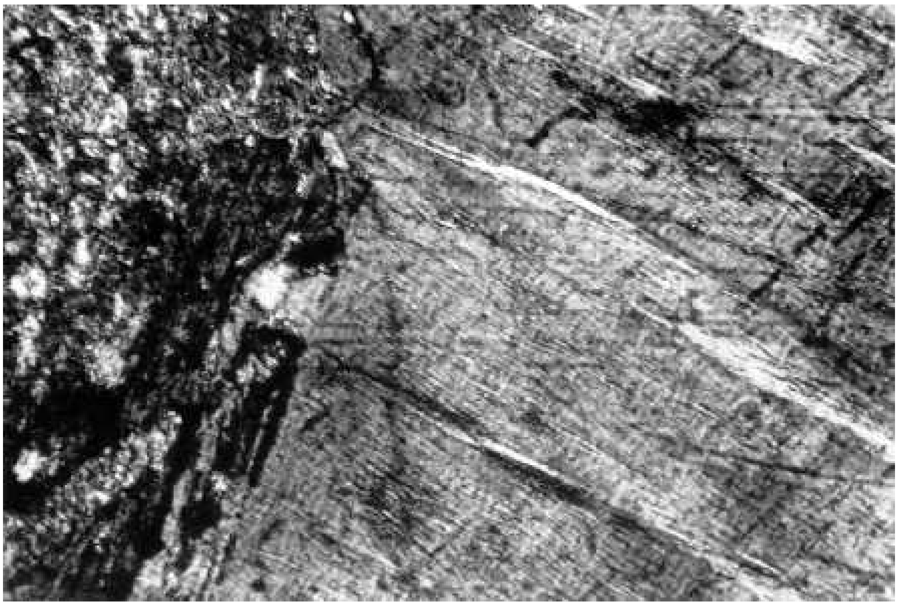
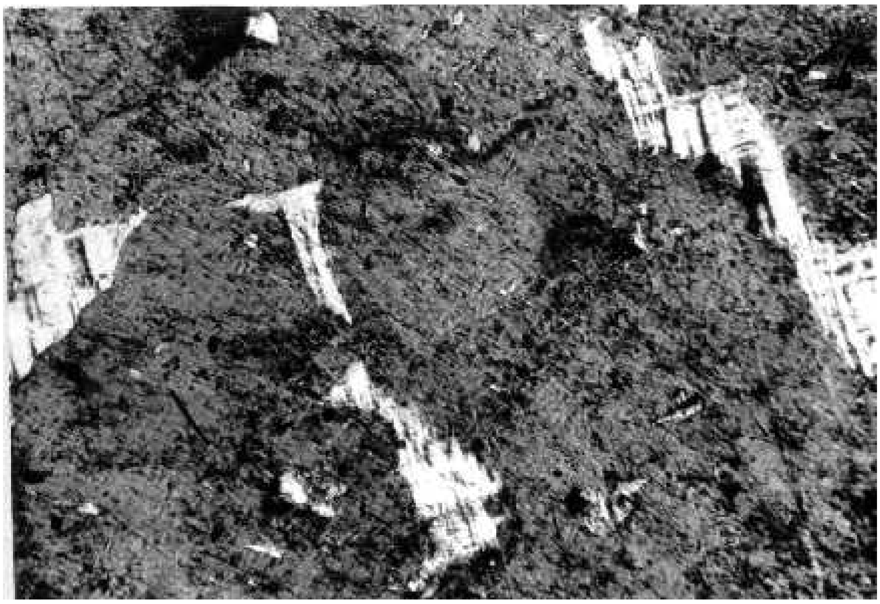


Рис. 3.21. Образованый, в результате замещения плагиоклаза микроклином, микроклин-пертит. Обр. 325. Ник. скрещ., ув. в 4,7х10. Ущ. р. Сакени.



Рис, 3.22. Микроклинизация альбита. Обр. 1009. Ник. скрещ., ув. в 4,7х10. Верховье р.Гвандра.

представлены чистыми разновидностями. Хлорит замещает биотит и создает скопления или мобилизованные жильные тела. Гранат (1-3мм) отмечается редко и представлен альмандином, для которого характерно заполнение трещин хлоритом. Характерными акцессорными минералами являются апатит и циркон, редко отмечается сфен и ортит и еще реже силлиманит, который испытывает фибролитизацию и мусковитизацию. Порфиробластовые микроклиновые граниты фрагментарно обнажаются на всей площади распространения гранит-мигматитового комплекса и, в основном, связаны с его антиклинальными структурами. Они создают

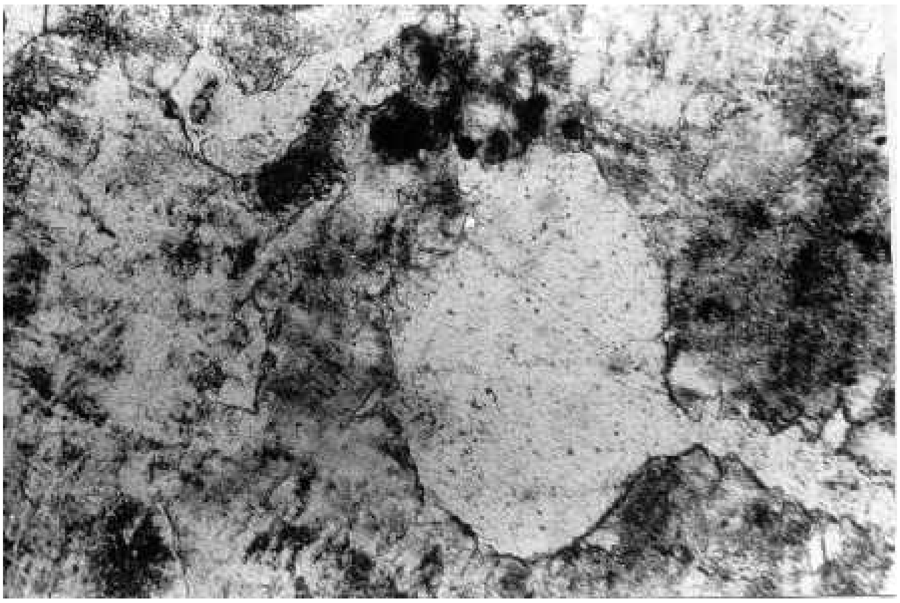


Рис. 3.23. Кварцевое "озеро" в микроклине. Обр.130. Ник. скрещ., ув. в 4,7х10. Перевал Нахар.

автохтонные, субавтохтонные и аллохтонные тела. Автохтонные тела, в основном, представлены раннекинематическими микроклинизированными плагиогнейсами и плагиогранитами. Субавтохтонные и аллохтонны тела являются позднекинематическими образованиями, которые секут вмещающие породы, но не оказывают на них активного термического воздействия, так как они находятся в равных температурных условиях. В основном этот факт и существование порфиробластов микроклина привели геологов к идее метасоматического образования гранитоидов. Конечно, мы далеки от мысли, что в гранитоидах как бы не существуют метасоматические явления, в частности, микроклинизация, но в анатектических секущих гранитоидах этот процесс носит явно автометасоматический характер. Более того, иногда отмечается движение порфиробластов микроклинов вместе с гранитоидным расплавом. Хорошим подтверждением этому служит их ориентированное расположение по течению магмы.

Как показывают теоретические и экспериментальные данные, микроклин представляет собой минерал со сравнительно низкой энергетикой, из-за чего он кристаллизуется позже остальных породообразующих минералов, в результате чего микроклин часто является порфиробластовым образованием по отношению к остальным породообразующим минералам. Следовательно, микроклиновые выделения являются автометасоматическими образованиями, чему весомое подтверждение обнажение мощного порфиробластового гранитоидного тела в верховье р. Западная Гвандра (рис.3.24).

Рис. 3.24. Микроклиновый порфиробластовый гранитный интрузив. Западное верховье р. Гвандра.

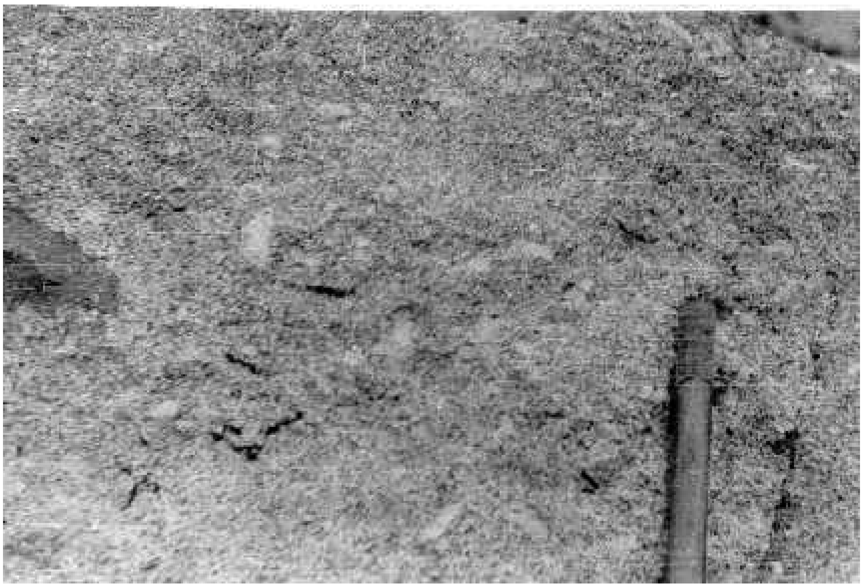


Рис. 3.25. Хлоритизированный микроклиновый порфиробластовый гранит с кварц-биотитовыми реститами. Западное верховье р. Гвандра.

Отмеченное обнажение представляет собой интрузивное тело мощностью 700-750 м, северный контакт которого представляет собой кулуар перевала Спартак. Вдоль этого контакта он соприкасается с кордиерит-силлиманит-биотитовыми мигматитами. Линия контакта четкая, но ороговикования или других активных термических явлений не неблюдаются. Южный контакт, который также развит в мигматитах, более активен. Во вмещающих породах отмечаются гранитовые апофизы и процессы интенсивной микроклинизации. Интрузив, в основном, представлен хлоритизированными биотитовыми порфиробластовыми гранитами, в которых отмечаются реститы вмещающих мигматитов и биотитовых гнейсов (рис. 3.25). Порфиробласты микроклина довольно большие и иногда достигают 3-4 см, часто отмечается их ориентация по течению магмы. В гранитоидном теле, в отличие от вмещающих мигматитов, "сеть микроклиновых жил" не отмечается. Во вмещающей породе и в гранитах ориентация микроклиновых порфиробластов не совпадает. Исходя из отмеченного можно предположить, что процесс микроклинизации в вмещающих мигматитах и гранитоидах протекал в различных условиях и в разное время. Таким образом, даже из краткого описания гранитоидов видно, что они являются интрузивными образованиями и что порфиробласты микроклинов, возможно, выкристаллизовались из магмы.

Здесь же следовало бы остановиться на источнике калия. Считается, что кристаллический фундамент Большого Кавказа испытал региональную микроклинизацию. Вместе с тем, остается дискуссионным вопрос об источнике калия, причем превалирует идея о его мантийном происхождении, однако целый ряд данных говорит об обратном.

Для выяснения этого вопроса мы провели специальные исследования (Окросцваридзе, 1984). В гранит-мигматитовом комплексе во время анатексиса и гранитизации отмечается обеднение мигматитов K_2O, т.е. происходила мобилизация этого элемента и его миграция. Вместе с тем, детальные петрологические исследования показали, что высвобождение и миграция K_2O проходили в условиях низкого давления. Хорошим доказательством этому служат плагиограниты, которые выплавились в условиях высокого давления, но по сравнению с субстратом испытали резкое обеднение K_2O и обогащение Na_2O. Противоположную картину показывают микроклиновые порфиробластовые гранитоиды, образованные в условиях низкого барического режима – они обедняются Na_2O и обогащаются K_2O. Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что во время региональной инверсии, протекавшей при общем уменьшении барического режима, происходила миграция калия и, следовательно, он становился потенциальным источником микроклинизации.

Вопрос содержания калия мы детально изучили в реститах рассмотренных гранитоидных серий (табл. 3.1). Выяснилось, что в тех гранитах, чей субстрат был богат калием, отмечается интенсивная микроклинизация, а в гранитоидах, чей субстратах беден им, этот процесс выражен слабо. Вместе с тем, рост K_2O от субстрата к граниту во всех случаях незначителен и почти равный (см. рис. 3.26). Кроме этого, если источником K_2O является мантия, тогда интенсивную микроклинизацию должны испытывать те породы, которые имеют более тесную генетическую и пространственную связь с мантией, в частности, габбро-адамеллитовая и габбро-плагиогранитовая серии, но реальная картина иная, в частности, микроклинизацию испытывают те гранитоиды, чей субстрат сформирован за счет пелитовых пород. Аналогичная картина отмечается и в других герцинских складчатых системах земной коры. Необходимо отметить, что к герцинскому периоду дегазация мантии калием уже должна быть ослаблена, так как он является одним из активных мигрирующих элементов. Таким образом, опираясь на приведенные выше факты, можно допустить, что источником калия региональной микроклинизации плагиогранит-гранитовой серии являлся энсиалический метаморфический субстрат. По всем данным, формирование верхнекоровых, анатектических гранитоидов не требует дополнительного привноса калия и для объяснения его источника не существует никакого повода для создания гипотезы о мантийных калиевых флюидах.

Таблица 3.1. Средние химические анализы K_2O и SiO_2 в герцинских гранитоидных сериях и в их реститах Большого Кавказа в пределах Абхазии

Реститы		**Гранитоиды**		**Название гранитоидной серии**
K_2O	**SiO_2**	**K_2O**	**SiO_2**	
3,73(8)	56,33 (8)	4,46(65)	72,42(65)	Порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии
2,09(10)	53,17(10)	2,32(50)	68,73(50)	Гранодиориты габбро-адамеллитовой серии
0,59(11)	51,71(11)	0,88(30)	71,15(30)	Плагиограниты габбро-плагиогранитовой серии

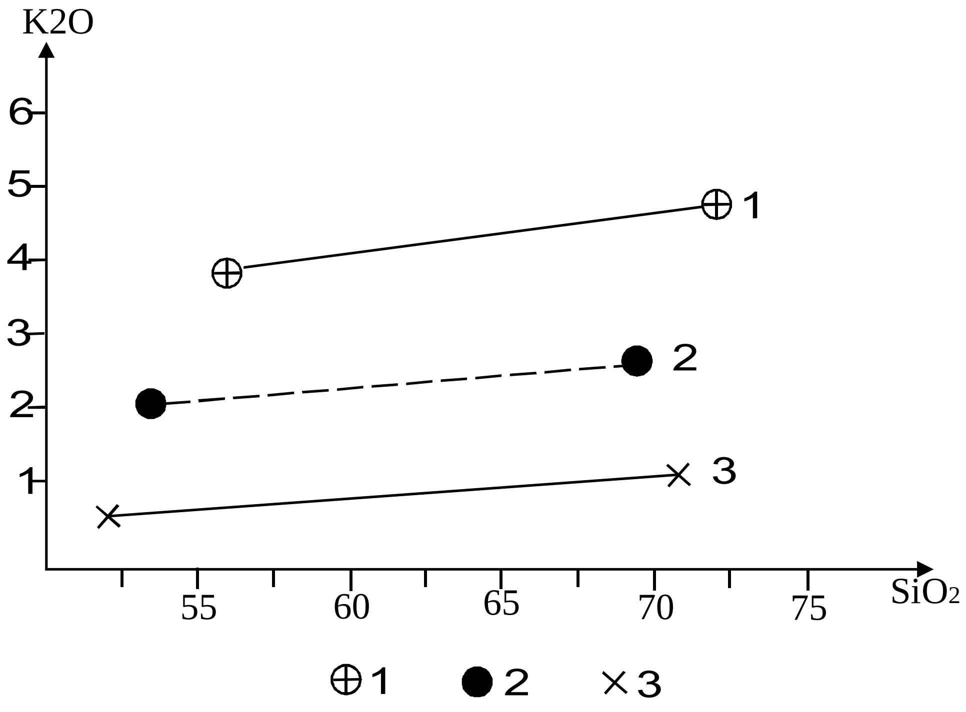


Рис.3.26. Соотношение K_2O и SiO_2 между герцинскими гранитоидными сериями (1) и их реститами (2) Большого Кавказа в пределах Абхазии.
1- порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии; 2- гранодиориты габбро-адамеллитовой серии; 3- плагиограниты габбро-плагиогранитовой серии.

Что касается возраста микроклинизации, то она хорошо датируется геологическими данными. Окатанный материал микроклинизированных порфиробластовых гранитов встречается в осадочных породах северного склона Большого Кавказа (Надареишвили, 1965; Шенгелиа, 1972). На южном склоне О. М. Хуцишвили (1972) в верхнекарбоновой квишской терригенно-осадочной толще обнаружил гальки отмеченных гранитов, что однозначно указывает на начало процесса микроклинизации плагиогранит-гранитовой серии до верхнекарбонового времени. Отмеченные граниты, как было показано выше, явно моложе плагиогранитов и плагиогнейсов. Опираясь на эти данные, можно допустить, что основная часть микроклинизированных порфиробластовых гранитов сформировалась во время астурийской орофазы.
Таким образом, в результате суммирования рассмотренных материалов можно предположить, что формирование пород субстрата плагиогранит-гранитовой серии началось в среднем палеозое. Их интенсивный метаморфизм и ультраметаморфизм начинается в судетскую орофазу герцинского тектономагматического цикла. В это время формируются мигматиты регионального развития, плагиогранитгнейсы и плагиограниты, а двуслюдяные гранитоиды с активной микроклинизацией формируются во время последующей, астурийской орофазы.

В конце этой главы хотелось бы коснуться масштаба перемещения мобилизованных гранитоидных расплавов в анатектических образованиях. По нашим полевым наблюдениям на Большом Кавказе он не большой, что доказывается минеральными парагенезисами секущих и вмещающих пород. В целом, если судить по контактным, структурным и минералогическим данным, то расстояние перемещения не должно превышать нескольких сотен метров. Прекрасным подтверждением отмеченного служит тот факт, который был зафиксирован нами в вышеописанном Гвандринском интрузиве (рис. 3.27). В этом интрузиве, на высоте 2950 м, примерно в 3-4 м от южного контакта, отмечаются реститы биотитовых гнейсов. Их размеры не превышают десятка сантиметров, и они дезориентированы в пространстве.

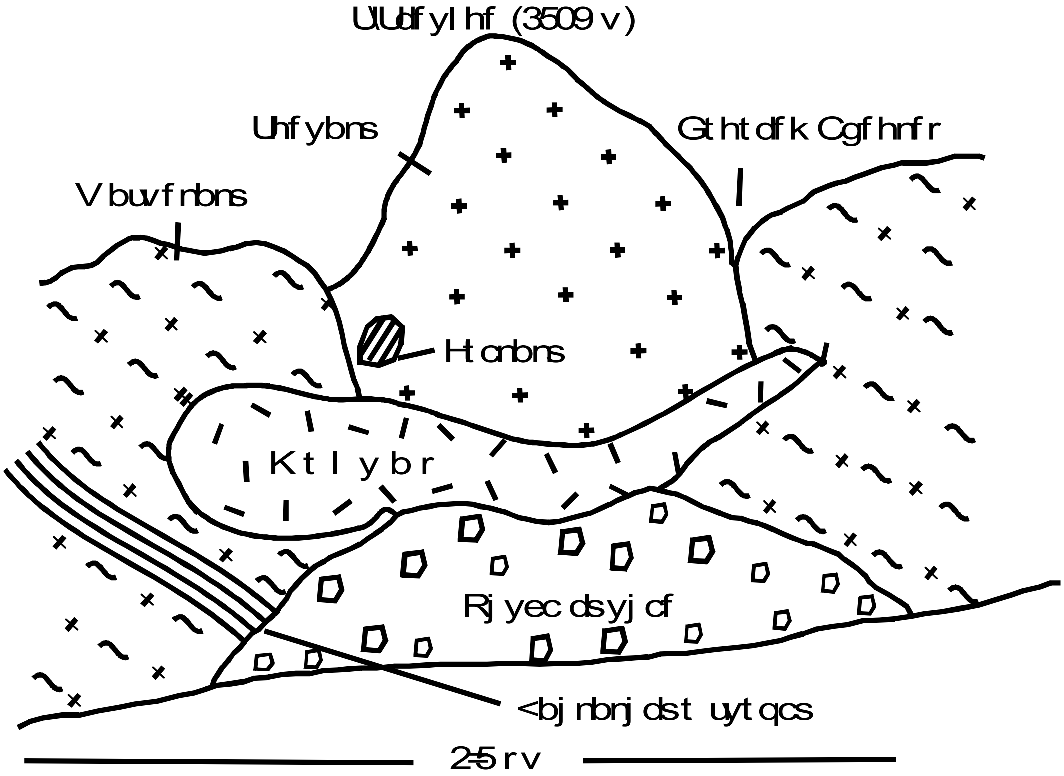


Рис. 3.27. Схематическая зарисовка западного верховья р. Гвандра. В гранитоидном интрузиве отмечаются реститы гнейсов.

Петрографически они представляют собой переходные породы от биотитовых гнейсов к эмберхитам и поэтому выделяются экзотической текстурой в обнажении. Аналогичные образования фиксируются во вмещающих мигматитах интрузива, гипсометрически на 270-300 м ниже, на высоте 2700 м, в подошве ледника Гвандра. Здесь мощность биотитовых гнейсов составляет примерно 30 м, азимут падения 340^0 , а угол наклона $45\text{-}50^0$. Кроме геологических, петрографических и геохимических идентификаций этих пород мы провели детальное микрозондовое исследование биотитов ксенолитов и биотитовых гнейсов и установили, что они являются идентичными образованиями. Исходя из сказанного допускаем, что отмеченные реститы представляют собой часть биотитовых гнейсов, которые интрузив "вытащил" на уровень сегодняшнего обнажения. Если учесть, что разница удельных весов между гранитовым расплавом и биотитовыми гнейсами небольшая, тогда "погружение" реститов в гранитовый расплав было небольшим, следовательно, можно предположить, что интрузив перемещен не менее чем на 270-300м. Естественно, полученный результат не отражает точного масштаба перемещения интрузива, но он находится в полном соответствии с данными минеральных парагенезисов и структурных элементов отмеченного обнажения.

3.3.4. Пегматиты

Пегматитовые образования плагиогранит-гранитовой серии отмечаются почти везде, где протекали интенсивные процессы мигматизации и гранитообразования. В большинстве случаев они генетически связаны с постмагматическими процессами и создают жилы, линзы и гнезда различной мощности и протяженности, иногда отмечаются их мощные поля.

В пегматитах плагиогранит-гранитовой серии выделяются кварц-микроклин-биотитовые, кварц-мусковит-микроклиновые, микроклин-двуслюдяные, мусковит-микроклиновые, кварц-альбит-микроклиновые, кварц-микроклиновые, альбит-микроклиновые, микроклиновые и альбитовые разновидности. Состав: Pl+Mik+Qrt±Bt±Ms±Chl±Grt±Ep±Cc±Tu±Apt±Sf±Ort±Mgt.

Плагиоклаз, в большинстве случаев, представлен альбитом, образующим кристаллы размером 3 см. Отмечается кварц (1-15мм) двух генераций – первичный и привнесенный, которые в породе распределены неравномерно. Микроклин-пертит создает большие кристаллы, размерами до 4 см. Он замещает кислый плагиоклаз или образуется за счет распада биотита (1-20 мм), отмечаемого в основном в пегматитах в виде анхимономинеральных скоплений. Мусковит замещает кислый плагиоклаз или формируется в результате кристаллизации маленьких чешуек серицита и мусковита. Апатит, сфен, ортит, гранат, турмалин и магнетит встречаются в разном количестве.

Известно, что пегматитовые тела потенциально рудоносные. С этой точки зрения большого внимания заслуживают оба карниза среднего течения р. Гвандра, где гранат-мусковит-биотит-микроклиновые пегматиты занимают почти всю площадь обнажения и прослеживаются примерно на 1 км. В ущелье р. Клич, на правой стороне т.н. "больших камней", обнажается мощное, радиусом примерно 60 м, овальное пегматитовое тело. Оно развито в мигматитах и сложено, в основном, из полевых шпатов и чешуек слюд (20-40мм).

3.4. Гранодиорит-аляскитовая серия

Под этим названием мы выделили гранитоиды т.н. Уллу-Камского типа, которые представлены, в основном, гранодиоритами, гранитами и аляскитами, постепенно замещающих друг-друга. В отличие от рассмотренных гранитоидных серий ее не коснулись герцинские метаморфические процессы и по всем геологическим критериям она является самым молодым гранитоидным образованием герцинского тектономагматического цикла кристаллического фундамента Большого Кавказа. Латерально гранодиорит-аляскитовая серия не отделяется от плагиогранит-гранитовой серии и на уровне современного обнажения, в основном, локализована в ареале этой серии (см. рис.3.1).

Породы гранодиорит-аляскитовой серии из ущелья р. Уллу-Кам впервые описал Г.П.Агамалян (1935). Позднее аналогичные образования в верховьях рр. Большой и Малый Зеленчук, выделил И.И. Бессонов (1938) и назвал их гранитами Уллу-Камского типа. Постепенно это название твердо укоренилось среди исследователей кристаллического фундамента Большого Кавказа.

В породах этой серии главную роль играют гранодиориты и граниты, а в небольшом количестве отмечаются аляскиты. Это мелко- и среднезернистые породы серого и светло-серого цвета, с равномернозернистой массивной структурой. Состав: Pl+Qrt+Mik+Bt±Ser±Chl±Ep±Ce±Sill±Grt±Ap±Zr±Sf± Ort±Mgt.

Плагиоклазы (0,2-4 мм), главным образом, представлены альбит-олигоклазом, в отдельных случаях отмечаются также альбит, олигоклаз и олигоклаз-андезин. Они, в основном, зональные, наблюдаются две или три зоны, иногда четыре и пять. Внутренние зоны представлены олигоклаз-андезином, а внешние - более кислыми разностями. Кристаллы плагиоклаза, в основном, не измененные, редко отмечаются процессы альбитизации, микроклинизации и серицитизации, что вызывает стирание зональности. Калиевые полевые шпаты отмечаются в изменчивом количестве (10-35%) и создают кристаллы двух генераций. Первые представлены ксеноморфными зернами небольших размеров (0,1-1 мм) и заполняют пространство между кварцем и плагиоклазом. Это переходная разновидность между триклиновым ортоклазом (-2v=60-75) и максимальным микроклином (-2v =78-85) и являются типичными магматическими кристаллами, которые впоследствие испытывают частичное или полное упорядочение. Калишпаты второй генерации (1-2 мм) относятся к максимальному микроклину и являются сравнительно поздними образованиями и, в основном, представлены микроклин-пертитом. Кварц отмечается также двух генераций. Кварц первой генерации (0,3-2,4 мм), в основном, создает отдельные гранобластовые кристаллы, а второй – представлен в виде жилок или скоплений. Биотит (0,1-1,7 мм) представлен чешуями с характерным обычно коричневым оттенком. Пространственно с ним связанны апатит, циркон и магнетит. Биотит испытывает интенсивную микроклинизацию и слабую хлоритизацию. С хлоритизированными разновидностями связаны кристаллы сагенита, магнетита и сфена. Гранат и силлиманит, в большинстве случаев, являются реститовыми минералами.

Породы гранодиорит-аляскитовой серии пользуются большим распространением в кристаллическом фундамента Большого Кавказа. Ими сложена большая часть инфраструктуры Эльбрусской подзоны зоны Главного хребта, а также Малкинский интрузивный комплекс Бечасынской зоны. Особенно большой массив пород этой серии отмечается в верховьях бассейна р. Кубань, там, где обнажается самый нижний структурный этаж кристаллического субстрата Большого Кавказа (в районе Эльбрусского линиаментного поднятия). По всей видимости, фундамент вулкана Эльбрус должен быть сложен этими же гранитами. Восточнее и западнее этой зоны наблюдается уменьшение обнажения гранодиорит-аляскитовой серии, что должно быть вызвано общим погружением фундамента. Секущие тела гранодиорит-аляскитовой серии, представленные гранит-аплитами и пегматитами, встречаются почти по всей площади распространения этой серии.

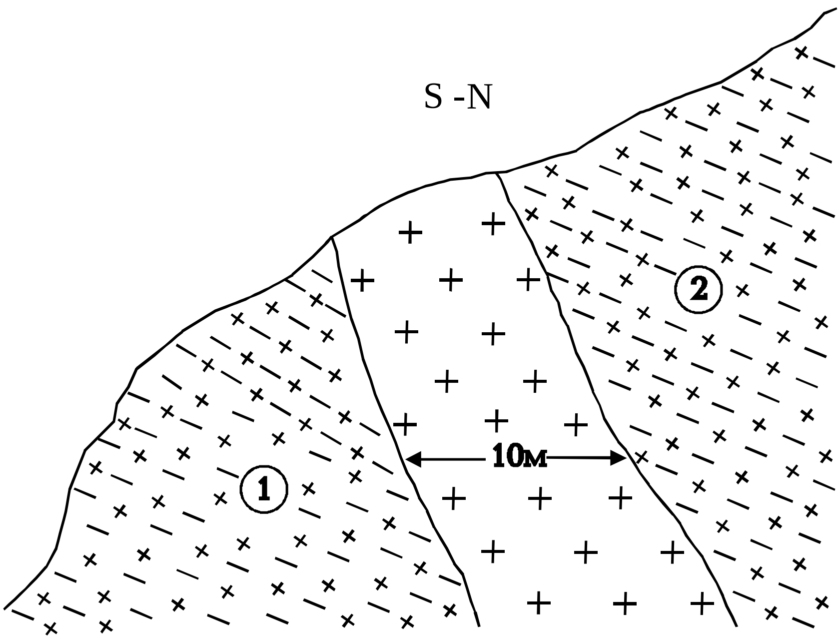


Рис. 3.28. Схематическая зарисовка обнажения у водопада Нахара.
Биотитовые граниты гранодиорит-аляскитовой серии секут породы гранит-мигматитового комплекса.
1- биотитовые граниты; 2- породы гранит-мигматитового комплекса.

В южной части водораздела Главного Кавказского хребта мощные тела этой серии практически не обнажаются, лишь в верховьях рр. Накра и Ненскра отмечается южная, небольшая часть Кубанского массива. В остальных случаях серия представлена лишь отдельными малыми интрузивными телами. Хорошим примером отмеченного являются карнизы водопада р. Нахар, где мелкозернистые биотитовые граниты, мощностью примерно 10 м, с углом наклона 60^0, секут породы гранит-мигматитового комплекса (рис.3.28). Следует отметить, что вмещающие мигматиты испытывают интенсивную микроклинизацию, в то время как этот процесс практически не касается секущего тела. Сравнительно большой интрузив Уллу-Камского типа прослеживается в верховье р. Андруквей. Здесь оно с углом наклона приблизительно 45^0, сечет гранит-мигматитовый комплекс и вдоль контакта вызывает слабое, частичное плавление вмещающих пород (рис.3.29).

Рис. 3.29. Контакт двуслюдяных гранитоидов гранодиорит-аляскитовой серии с мигматитами гранит-мигматитового комплекса. Верховье р. Андруквей.

Как уже отмечалось, самый большой массив гранодиорит-аляскитовой серии обнажается в верховье р. Кубань, площадь его обнажения превышает 400 $км^2$. Этот массив мощной зоной мигматитов общекавказского простирания разделен на две части. Южная часть интрузива обнажается в бассейнах р.Уллу-Кам и его притоков – Гераликол, Узункол, Чиринкол, Кичкинакол и Уллу-Озен. Северную часть обнажают р.Уллу-Хурзук, Кичкинакол, Учкулан, Учукуланич и Даут.

Кубанский гранитоидный массив имеет активный контакт с вмещающими метаморфическими породами, и его интенсивность зависит от степени метаморфизма первого. Самый активный контакт отмечается с образованиями фаций зеленых сланцев. Например, на правом карнизе р. Уллу-Хурзук вторжение двуслюдяных гранитов вызывает образование биотит-гранат-силлиманитовых сланцев и мигматитов. Такая же картина отмечается в срезах рр. Учукуланич, Гераликол и Даут. Минеральные парагенезисы мигматитов контактовых ореолов следующие - Qrt+Pl+Sill+Bt и Qrt+Pl+Sill+Grt, что отвечает амфиболитовой фации. В отличие от метаморфитов зеленых сланцев, на породы гранулитовой и амфиболитовой фации интрузивы Уллу-Камских двуслюдяных гранитов не оказывают активного контактного воздействия.

Геологические данные показывают, что субстратом Кубанского массива и вообще гранодиорит-аляскитовой серии являются гранитогнейсы амфиболитовой и частично, граниулитовой фации, которые, в бассейне р. Кубань обнажают самые глубокие срезы рр. Гораликол, Нахара, Морде, Индрукой и Гондарай (Шенгелиа, 1972). Особенно большое обнажение субстрата отмечается в верховьях бассейна р. Баксан, в срезах рр. Адил-Су, Шхелда и Киртик. Аналогичные породы обнажаются севернее Клухорского перевала, в среднем течении р. Уллу-Мурудж, а также в ущелье р. Накра. Таким образом, отмеченные гранитогнейсы довольно широко обнажаются в инфраструктуре Эльбрусско-Макерского метаморфического комплекса, но часто их ошибочно отождествляют с мигматитами, гранитогнейсами и парагнейсами гранит-мигматитового комплекса.

Гранитогнейсы - светло-серые, среднезернистые породы с ярко выраженной гнейсовостью, обусловленной чередованием кварц-палевошпатовых и биотитовых слоев мощностью примерно 1,5 см. Микроструктура лейкократовой части гранобластовая иногда гипидиоморфнозернистая, а меланократовой – лепидогранобластовая. Состав: Pl+Qrt+Mik+Bt+Mu±Chl±Ser±Grt±Zr±Ap±Mgt.

Вопрос генезиса этих пород – дискуссионный. Как было отмечено выше, их отождествляют с плагиогранит-гнейсами плагиогранит-гранитовой серии, чему противоречат многочисленные геологические и петрохимические данные. В отличие от плагиогнейсов плагиогранит-гранитовой серии они характеризуются более однородным строением и большими мощностями. Например, видимая мощность гранитогнейсов в срезе р. Адил-Су превышает 4000 м. В то же время эти породы не являются типичными продуктами селективного плавления, поскольку в них гораздо больше лейкократового материала, чем меланократового. Кроме того, часто на окрайнах гранитогнейсов отмечаются остатки силлиманитовых сланцев и амфиболитов, что указывает на магматическую природу вмещающих пород (Сомин, 1991). При этом и микроструктура гранитогнейсов показывает, что они являются магматическими образованиями, на это же указывают и морфологические типы цирконов этих пород (Бибикова и др., 1991).

В результате сопоставления отмеченных фактов допускается, что гранитогнейсы представляют собой магматические образования, которые после кристаллизации испытали огнейсование. Вместе с тем составляющие их минералы не испытывают деформации, практически не изменен плагиоклаз и микроклин, в кварце отмечается лишь волнообразное погашение. Но как они испытали огнейсование, когда на породах нет и следа динамометаморфизма? Единственным объяснением этому может служить модель М.Гиббарда, по которой гранитогнейсы сформировались в твердом состоянии, но в условиях высокого PT режима и значительного межзернистого расплава (Hibbard, 1987). Следовательно, принимая эту идею можно допустить, что вначале эти породы образовались как массивные граниты, а позднее преобразовались в гранитогнейсы.

Эта идея подкреплена изотопным возрастом гранитогнейсов, который был определен из цирконов U-Pb методом (Бибикова и др., 1991). По этим данным протолит гранитогнейсов сформировался в интервале 400-425 млн. лет, а возраст источника терригенных пород, чему соответствует реликтовая часть цирконов, составит 1500-2000 млн. лет. Следовательно, изотопное датирование указывает на верхнекаледонский возраст генерации плагиогранитов, а их огнейсование, возможно, осуществилось в период герцинского тектоно-магматического цикла, по модели М. Гиббарда.

Вопрос очага магматического расплава гранодиорит-аляскитовой серии также является дискуссионным. Господствует мнение, что он сформировался в результате анатексиса плагиогранит-гранитовой серии. Но при таком подходе к вопросу существует целый ряд противоречий: гранодиорит-аляскитовая серия характеризуется гомогенным строением, и в ней не отмечаются реститы плагиогранит-гранитовой серии и мигматитов. Эта серия характеризуется большими масштабами распространения, чем плагиогранит-гранитовая серия и при этом не всегда совпадают ареалы их распространения. В отличие от других гранитоидных серий гранодиорит-аляскитовая серия выделяется равномернозернистым строением, что должно быть вызвано быстрым и одновременным остыванием магмы, причиной чему могло быть лишь ее быстрое перемещение на большое расстояние, что исключает генерацию магмы этой серии в ареале плагиогранит-гранитовой серии. Гранодиорит-аляскитовая серия характеризуется также своеобразием петрохимических, геохимических и минералогических особенностей, на чем мы остановимся в последующих главах. Следовательно, опираясь на приведенные здесь факты, можно заключить, что магма гранодиорит-аляскитовой серии формируется не за счет плагиогранит-гранитовой серии.

В результате анализа геологических, петрохимических, геохимических, минералогических, термобарических и других критериев мы допускаем, что магматический расплав гранодиорит-аляскитовой серии формируется в результате палингенезиса позднекаледонских гранитогнейсов, во время герцинской активизации. Здесь мы остановимся лишь на геологических данных, а остальные вопросы рассмотрим в последующих главах.

Детальные полевые наблюдения показывают, что часто породы гранодиорит-аляскитовой серии локализованы в верхнекаледонских гранитогнейсах и нередко секут их. Отмеченное хорошо наблюдается в срезе ледника р. Шхелда. Здесь в его средней части плагиогранит-гранитовая серия надвинута на верхнекаледонские гранитогнейсы. Мигматиты имеют общекавказское простирание, а зона соприкосновения наклонена на север с углом 60-65^0 (рис. 3.30). Непосредственно в зоне контакта обнажается равномернозернистое тело двуслюдяных гранитов, в которых отмечаются дезориентированные реститы гранитогнейсов. Они имеют овальные контуры и составляют 1/3 всей площади обнажения, вместе с тем какого-либо активного термического воздействия на краях реститов не отмечается. Как будет показано далее, по петрохимическим признакам гранитогнейсы, их реститы и двуслюдяные граниты являются идентичными образованиями. Следует отметить, что в контактную зону вторгается мощностью примерно 8 м, окисленная жила аляскитов. Интересно, что аналогичная жила, отмечается в подобной геологической ситуации в срезе р. Дауд. Севернее этого обнажения, примерно в 400 м, в гранитогнейсах отмечается второе обнажение, где двуслюдяная гранитная магма локализована в гранитогнейсах (рис. 3.31). В отличие от первого обнажения, здесь реститы составляют половину всего обнажения и не дезориентированы.

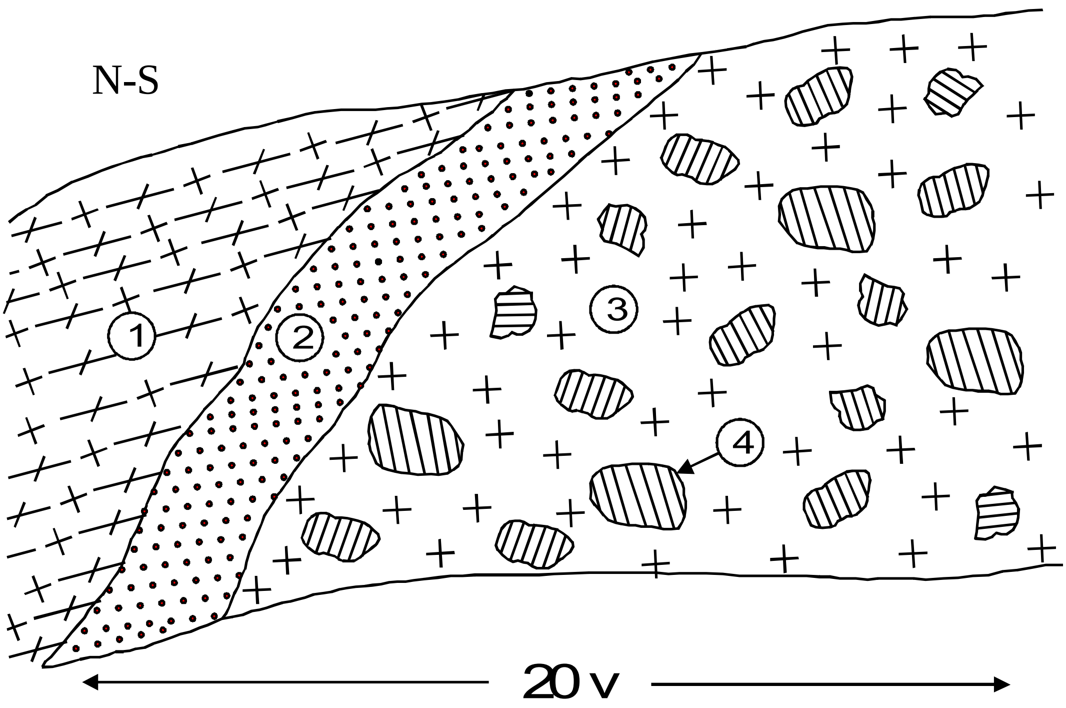


Рис. 3.30. Тектонический контакт между породами плагиогранит-гранитовой серии (1) и двуслюдяными гранитами гранодиорит-алляскитовой серии (3). Вдоль контакта вторгаются аляскитовые гранитаплиты (2). В гранитоидной массе повсеместно отмечаются дезориентированные реститы гранитогнейсов (4). Правый карниз среднего течения р. Шхелда.

Если учитывать петрохимическую идентичность гранитогнейсов и локализованных в них двуслюдяных гранитов, а также тот факт, что состав гранитогнейсов отвечает тому уровню метаморфизма, после которого начинаются ультраметаморфические процессы (биотит-силлиманит-калишпатовые; силлиманит-биотит-мусковитовые), тогда можно допустить, что магма испытывает генерацию в ареале каледонских гранитогнейсов путем их палингенеза.

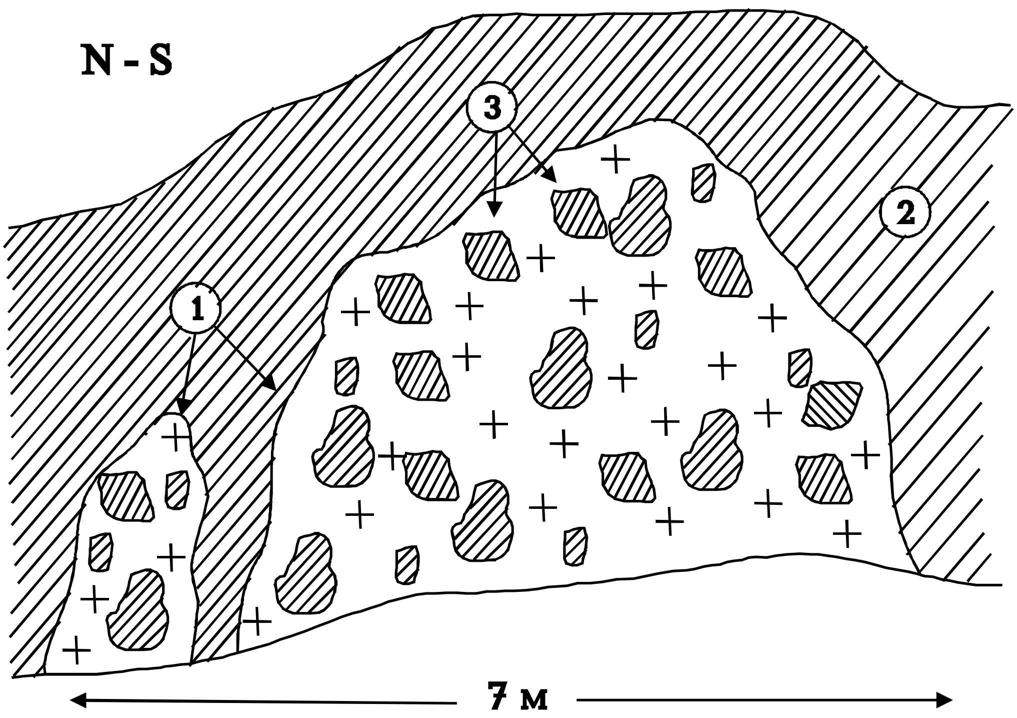


Рис. 3.31. Магма двуслюдяных гранитоидов гранодиорит-аляскитовой серии (1) испытывает генерацию в каледонских гранитогнейсах (2). В гранитоидах отмечаются реститы гранитогнейсов (3). Правый карниз верхней части ледника Шхелда.

Этот факт подкрепляется и другими геологическими данными. В частности, в региональном масштабе породы гранит-аляскитовой серии расположены на уровне гранитогнейсов. Хорошим примером отмеченного служит первый левый карниз р. Даут (см. рис.3.32). Вместе с тем, вдоль контактов отмечается активное термическое воздействие, которое выражается замещением мусковит-биотит-плагиоклазовой ассоциации гранит-силлиманит-плагиоклазовой и гранит-силлиманит-кордиерит-плагиоклазовой ассоциациями. В двуслюдяных гранитах мигматитовые реститы не встречаются, но на расстоянии 80-100 м от контакта отмечаются признаки ассимиляции и гибридизации.

Заканчивая эту главу, считаем целесообразным остановиться на связи между микроклинизацией и гранитоидами гранодиорит-аляскитовой серии. Считается, что между герцинскими гранитоидами Большого Кавказа микроклинизированные порфиробластовые граниты являются самыми молодыми образованиями, однако реальная картина видимо более сложная, чем существующее на этот счет мнение. Сомнения не вызывает тот факт, что процесс микроклинизации не касается гранитоидов отмеченной серии и в них очень редко отмечаются единичные включения порфиробластов микроклина.

Полевые наблюдения показывают, что гранитоиды, которые испытывают микроклинизацию, являются более древними образованиями, чем гранодиорит-аляскитовая серия, но вопрос возраста между последними и процессом микроклинизации остается спорным. С этой точки зрения

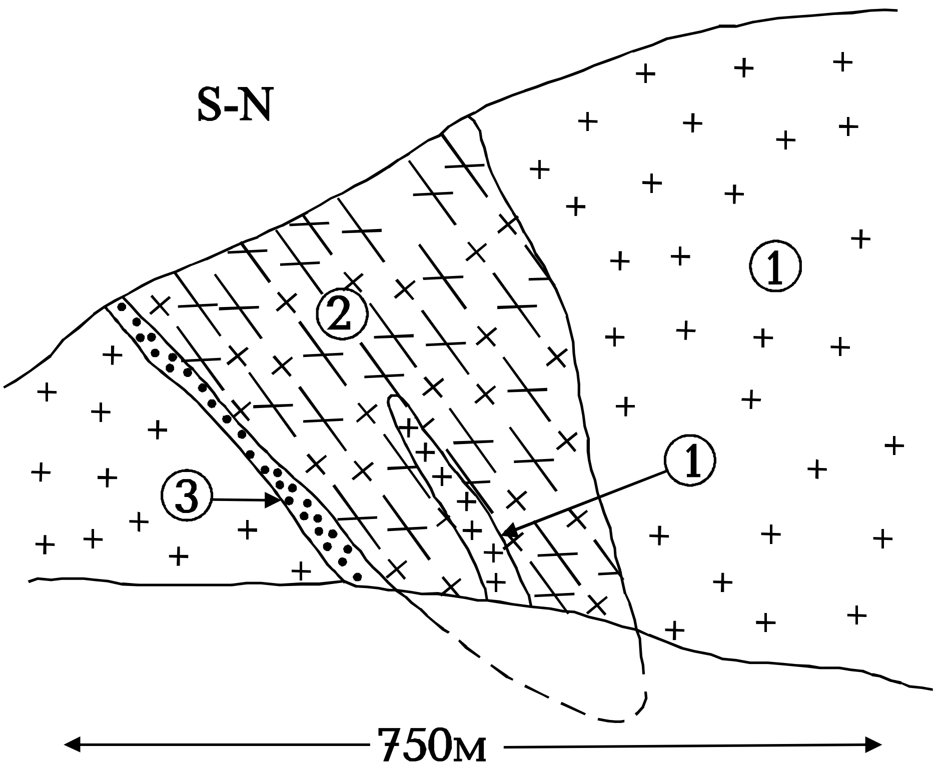


Рис. 3.32. Двуслюдяные граниты гранодиорит-аляскитовой серии (1) вовлекают в свой ареал породы гранит-мигматитового комплекса (2). Вдоль контакта отмечается жила аляскитового гранит-аплита (3). Левый карниз верховьев р. Даут.

.

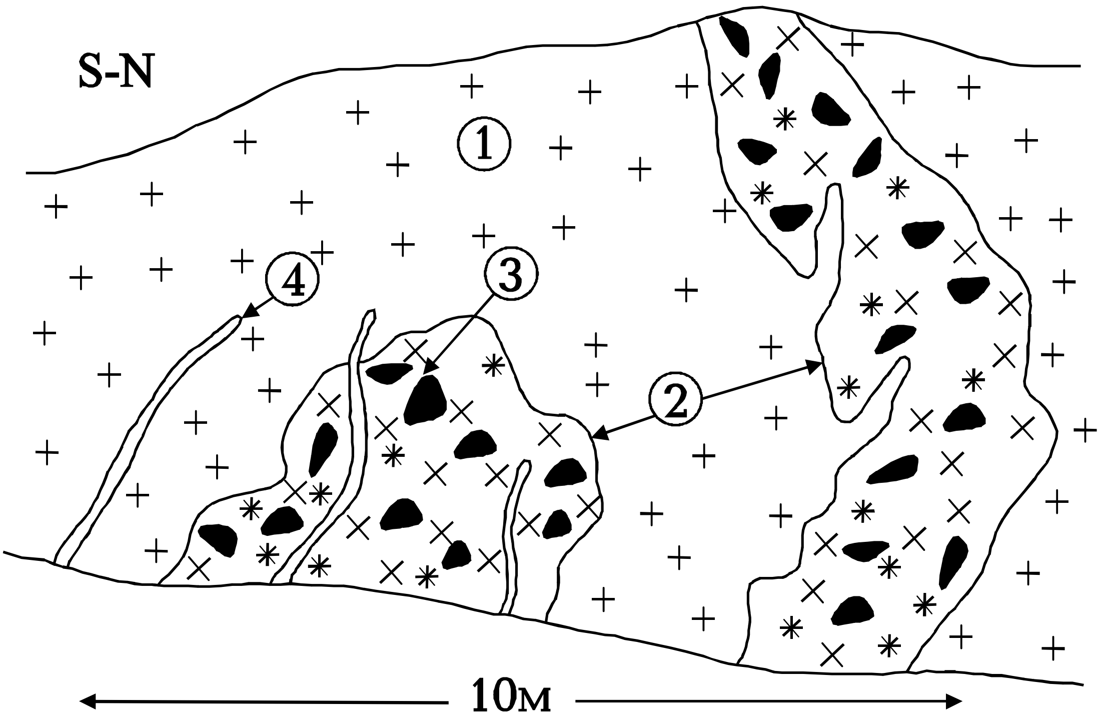


Рис. 3.33. Двуслюдяные граниты гранодиорит-аляскитовой серии (1) секут порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии (2), в которых отмечаются ксенолиты диоритов (3). Эти породы секутся аляскитовыми гранитаплитами (4). Правый карниз р.Гондарай.

интересное обнажение наблюдается на левом карнизе ледника р. Гондарай (рис.3.33). Здесь двуслюдяные граниты гранодиорит-аляскитовой серии секут граниты, в которых отмечаются многочисленные порфиробластовые включения микроклина и не исключено, что наблюдаемый процесс микроклинизации был вызван их термическим воздействием. Если мы разделяем эту мысль, тогда не исключено, что вторжение гранитоидов гранодиорит-аляскитовой серии в заалскую орофазу вызвало ремобилизацию микроклиновых растворов и способствовало региональной микроклинизации.

Что касается возраста гранодиорит-аляскитовой серии, то многочисленные изотопные датировки K-Ar методом дают широкий разброс данных (от 150 до 350 млн. лет). В последние годы получены более надежные результаты, в частности, К.М.Бакурадзе вместе с коллегами (1990) цирконы из двуслюдяных гранитов Кубанского массива U-Pb методом датировал 305±5млн. лет. Они, эти же граниты, Rb-Sr методом, датировали как 295±10 млн. лет, что в пределах погрешности совпадает с датированием цирконов U-Pb методом. Опираясь на эти данные можно допустить, что рассмотренные граниты сформировались в позднем карбоне, в заалскую орофазу, что указывает на то, что гранодиорит-аляскитовая серия является самым молодым образованием среди герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.

Таким образом, проведенные работы позволяют резюмировать, что гранодиорит-аляскитовая серия является рециклинговым образованием, которое сформировалось в позднем карбоне путем палингенеза позднекаледонских гранитогнейсов.

4. ПЕТРОХИМИЯ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Глубокое и всестороннее изучение магматических горных пород, в том числе гранитоидных, невозможено без детального петрохимического исследования. В двадцатом веке, благодаря этим исследованиям, геологи пришли к идее эволюции неорганических систем и доказали, что магматические горные породы образуют естественные непрерывные ряды (Мюллер, Саксен, 1980 и др.). Исследование естественных рядов магматических горных пород является важнейшей задачей современной петрологии, так как лишь в них заложена реальная и полная информация о генерации и эволюции магматических систем.

Изучение петрохимических особенностей герцинских гранитоидов Большого Кавказа мы проводили вариационным методом, более приемлемым для изучения естественных магматических ассоциаций. Проведенная работа дала важную информацию и в большинстве случаев подтвердила те взгляды и представления, которые возникли у нас во время полевых и петрографических работ.

4.1. Вариационный анализ

Вариационный анализ петрохимических данных магматических систем был предложен еще в 1909 г. известным немецким геологом A. Harker (1909).Затем его применяли такие крупные петрологи, как А.М.Заварицкий (1930), Н.А. Елисеев (1975), Д.А.Великословинский и другие (1984), Д.А.Великословинский (1990). По нашему мнению, применение этого метода в магматических системах дает наилучший результат, так как в нем заложен механизм, действующий во время эволюции магматической системы. Преимущество этого метода, по сравнению с другими, состоит в том, что он дает возможность не только статистически исследовать объекты, но и выясняет тенденции их эволюции. Кроме того, этот метод дает возможность систематизировать многочисленные химические анализы магматических горных пород, что облегчает восприятие физико-химических процессов, протекающих в магматических расплавах. Следует отметить, что вариационный анализ исследования петрохимических данных легок для восприятия, так как его результаты выражены векторами, что дает возможность проследить и сопоставить эволюционные процессы различных магматических систем.

Необходимым условием физико-химического моделирования образования и эволюции магматических расплавов является наличие естественных ассоциаций (серия, ряд и т.д.). В этом случае объектом петрохимического исследования выступает не отдельная горная порода, а ее естественные ассоциации, связанные генетическим единством, а вариационное обобщение химизма горных пород предусматривает сопоставление тенденции изменения их состава.

Во время исследования вариационным методом физико-химических процессов магматических систем мы пользовались вариантом, предложенным Д.А.Великословинским (1990), согласно которому химические анализы пород разделяются на 5 кислотных групп: I <57% SiO_2; II =57,00-61,99% SiO_2; III=62,00-67,99% SiO_2; IV-68,00-75,00%SiO_2; V>75,00%SiO_2. В каждой кислотной группе вычисляется средний состав по окислам (табл. 4.1.). Петрохимические параметры пересчитаны как для отдельных анализов (прилож. 7,8.9,10,11,12), так и по кислотным группам (табл.4.2). Во время графического изображения петрохимических данных различных гранитоидных серий, с использованием рассматриваемого метода, получаем несколько точек по кислотным группам, соединение которых дает вариационную кривую, и в которой отражен ареал генерации и тенденции эволюции магматических расплавов.

Таблица 4.1.Средние химические анализы (масс.%) герцинских гранитоидов и позднекаледонских гранитогнейсов Большого Кавказа по кислотным группам

Гр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	No
Габбро-плагиогранитовая серия											
I	51.47	0.68	16.57	3.70	6.52	0.17	7.88	6.50	1.02	3.16	15
II	59.50	0.42	15.69	3.48	3.68	0.11	6.28	4.84	0.75	3.74	25
III	65.30	0.32	15.41	2.39	3.12	0.10	4.00	2.25	0.66	3.76	30
IV	71.33	0.25	14.03	1.15	2.14	0.06	2.70	1.13	0.81	4.03	35
V	77.28	0.11	12.94	0.42	0.65	0.03	1.78	0.60	0.39	4.85	20
Габбро-адамеллитовая серия											
I	52.87	0.92	16.93	3.56	4.87	0.17	7.60	5.43	1.66	3.16	17
II	60.02	0.67	17.35	3.29	4.60	0.12	5.60	2.39	1.97	2.77	30
III	64.60	0.58	16.55	2.33	3.26	0.14	3.86	1.96	3.09	3.43	38
IV	71.09	0.30	15.28	1.29	1.40	0.07	1.89	0.86	3.57	3.65	47
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса											
II	58.85	0.96	17.27	2.53	5.22	0.14	2.67	3.45	3.49	2.93	10
III	64.74	0.69	16.37	2.91	4.46	0.13	1.60	2.26	4.16	2.49	30
IV	70.45	0.31	14.48	1.11	2.71	0.09	1.50	1.60	3.28	2.45	30
V	75.75	0.33	14.02	0.73	2.31	0.08	1.17	1.49	2.35	2.56	12
Плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии											
III	65.05	0.74	16.14	1.60	3.29	0.11	3.32	2.09	2.06	3.25	12
IV	72.18	0.30	14.71	0.73	1.72	0.07	2.12	0.95	1.48	4.25	35
V	75.56	0.18	13.48	1.13	0.05	1.34	0.90	1.35	1.35	4.07	25
Микроклиновые граниты плагиогранит-гранитовой серии											
III	66.06	0.58	16.30	1.81	2.12	0.06	2.10	1.51	4.92	3.01	20
IV	70.70	0.32	15.01	1.06	1.18	0.05	1.67	0.81	5.20	3.27	45
V	75.95	0.05	12.77	0.27	0.77	0.03	0.57	0.43	5.92	2.60	25
Гранодиорит-аляскитовая серия											
III	67.55	0.61	15.66	1.66	2.54	0.07	2.59	1.50	2.81	3.58	8
IV	71.85	0.25	14.97	0.87	1.22	0.04	1.21	0.65	4.55	3.48	120
V	75.75	0.15	13.14	0.67	0.77	0.02	0.79	0.51	2.87	3.80	7
Позднекаледонские гранитогнейсы											
II	60.53	0.60	17.81	2.17	3.77	2.24	3.12	2.98	2.92	2.78	5
III	65.52	0.70	16.38	1.87	2.99	0.12	1.72	2.18	3.27	3.36	15
IV	70.94	0.45	15.49	1.12	2.02	0.06	1.32	1.16	3.83	3.55	15

Химические анализы образцов даны в приложениях.
No – количество анализов при вычислении средних данных.

Петрохимическая классификация герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа проводилась с помощью классификационных диаграмм SiO_2-(Na_2O-K_2O) и Ab-An-Or, по средним показателям кислотных групп. Из диаграммы SiO_2-(Na_2O-K_2O) видно (рис.4.1), что первая точка габбро-плагиогранитовой серии расположена в поле габброидов, вторая – в поле кварцевых диоритов, третья – в поле тоналитов и гранодиоритов, а четвертая и пятая – в поле низкощелочных гранитов. Вместе с тем, практически не отмечается суммарный количественный рост щелочей. Примерно те же поля занимают точки габбро-адамеллитовой серии, с той лишь разницей, что в них высоко

Таблица 4.2. Средние петрохимические данные герцинских гранитоидов и позднекаледонских гранитогнейсов Большого Кавказа по кислотным группам

Гр.	A	F	M	k	f	$CaO+2Al_2O_3$	$SiO_2+2Al_2O_3$	Or	Al	Q	NPl
Габбро-плагиогранитовая серия											
I	17.37	52.6	30.1	11.5	53.3	29.5	79.5	4.5	52.8	42.7	55
II	22.2	49.6	28.1	10.4	49.8	27.3	82.4	5.0	48.8	46.2	46
III	35.7	43.5	20.8	9.6	56.7	22.5	89.8	4.1	39.7	56.2	42
IV	59.2	29.6	11.2	10.2	55.0	19.6	94.3	5.8	47.3	46.9	25
V	76.5	14.1	9.4	4.8	52.2	17.7	96.6	3.7	47.0	49.7	17
Габбро-адамеллитовая серия											
I	27.3	51.6	21.1	35.5	46.5	28.7	81.5	27.9	52.6	19.5	62
II	37.3	44.2	18.5	38.3	57.5	27.5	87.0	28.3	38.8	32.9	52
III	47.6	38.2	14.8	34.7	64.1	24.9	90.4	26.7	34.2	39.1	40
IV	57.8	33.6	10.6	45.4	67.3	21.5	94.0	27.8	31.1	41.1	33
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса											
II	35.7	44.2	20.1	49.3	57.6	25.1	87.3	30.0	31.8	38.2	30
III	42.0	39.7	18.3	45.1	58.5	22.4	89.7	27.4	23.2	49.4	31
IV	53.2	32.0	14.8	40.5	56.7	20.1	92.4	21.8	28.0	50.8	30
V	51.7	30.7	17.6	57.6	52.2	14.5	94.3	29.2	23.0	47.8	19
Плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии											
III	42.7	40.6	16.7	29.5	52.4	23.7	89.1	19.3	42.8	37.9	35
IV	59.3	25.5	15.2	20.0	68.5	20.2	94.5	11.5	44.4	44.1	24
V	68.4	20.3	11.3	19.1	52.7	18.1	56.5	9.9	33.7	56.4	17
Микроклиновые граниты плагиогранит-гранитовой серии											
III	57.6	31.6	10.8	46.6	62.5	20.6	94.0	34.6	36.8	28.6	27
IV	78.4	15.3	6.3	52.3	60.5	19.5	96.5	36.7	32.7	30.6	16
V	87.6	9.4	3.0	63.0	65.5	12.2	98.7	50.1	20.1	29.8	10
Гранодиорит-аляскитовая серия											
III	58.1	30.8	10.1	37.0	60.6	22.0	93.1	25.0	38.8	36.2	24
IV	70.2	21.5	8.7	38.3	67.5	20.2	96.5	27.3	35.2	37.5	15
V	76.6	16.2	7.2	34.2	53.2	16.8	97.6	18.4	35.4	46.2	7
Позднекаледонские гранитогнейсы											
II	37.9	43.6	18.5	38.8	58.7	25.5	88.1	27.9	37.5	34.6	35
III	47.6	37.4	15.0	37.1	58.7	22.7	91.7	25.7	34.6	39.7	20
IV	62.3	27.2	10.5	38.0	59.0	21.1	95.2	24.0	36.4	39.6	15

суммарное содержание щелочей, в то же время от точки I к точке IV наблюдается явное увеличение отмеченных элементов. Мигматиты гранит-мигматитового комплекса не подчиняются какой-либо закономерности и локализуются в различных полях кварцевых пород. Плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии занимают поля тоналитов и низкощелочных гранитов, а микроклиновые порфиробластовые граниты – поля субщелочных гранитов. Средние точки (точка IV) кислотности основной массы гранодиорит-аляскитовой серии и верхнекаледонских гранитогнейсов расположены в полях нормальных гранитов, а часть – в полях гранодиоритов. Вторая точка кислотностипопадает в поле кварцевых диоритов, а V точка гранодиорит-аляскитовой серии – в поле низкощелочных гранитов. Следует отметить, что в гранодиорит-аляскитовой серии и в мигматитах гранит-мигматитового комплекса, когда SiO_2 превышает 75%, отмечается резкое уменьшение K_2O, что возможно вызвано процессами окварцевания. Петрохимическую классификацию герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа еще более уточнила нормативная диаграмма Ab-An-Or (рис.4.2). Из нее видно, что породы габбро-плагиогранитовой серии

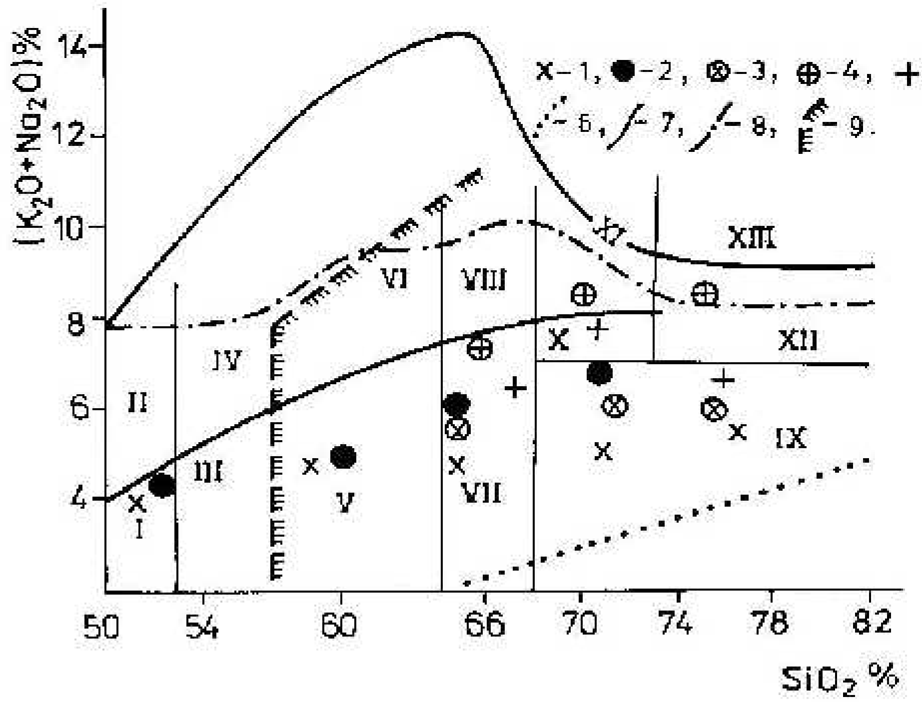


Рис. 4.1. Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа на классификационной диаграмме SiO_2-(Na_2O-K_2O) (построена по средним показателям кислотных групп) (Классификация . . ., 1981).

Поля: I- габброиды, II – субщелочные габброиды, III – диориты, IV- субщелочные диориты, V- кварцевые диориты, VI –субщелочные кварцевые диориты, VII – тоналиты и гранодиориты, VIII – кварцевые сиениты, IX-низкощелочные граниты, X-граниты, XI- субщелочные лейкограниты, XII- лейкограниты, XIII - щелочные лейкограниты.

Усл. обознач: 1- габбро-плагиогранитовая серия, 2- габбро-адамеллитовая серия, 3- мигматиты гранит-мигматитового комплекса, 4 – плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии, 5 – микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии, 6 – гранодиорит-аляскитовая серия, 7 – верхнекаледонские гранитогнейсы, 8 – лейкократовые гранатовые плагиогнейсы и гранитоиды, 9 – зона распространения магматических пород, 10 – граница субщелочных пород, 11 - верхняя граница распространения без фельдшпатовых пород, 12 – граница распространения кварцевых пород.

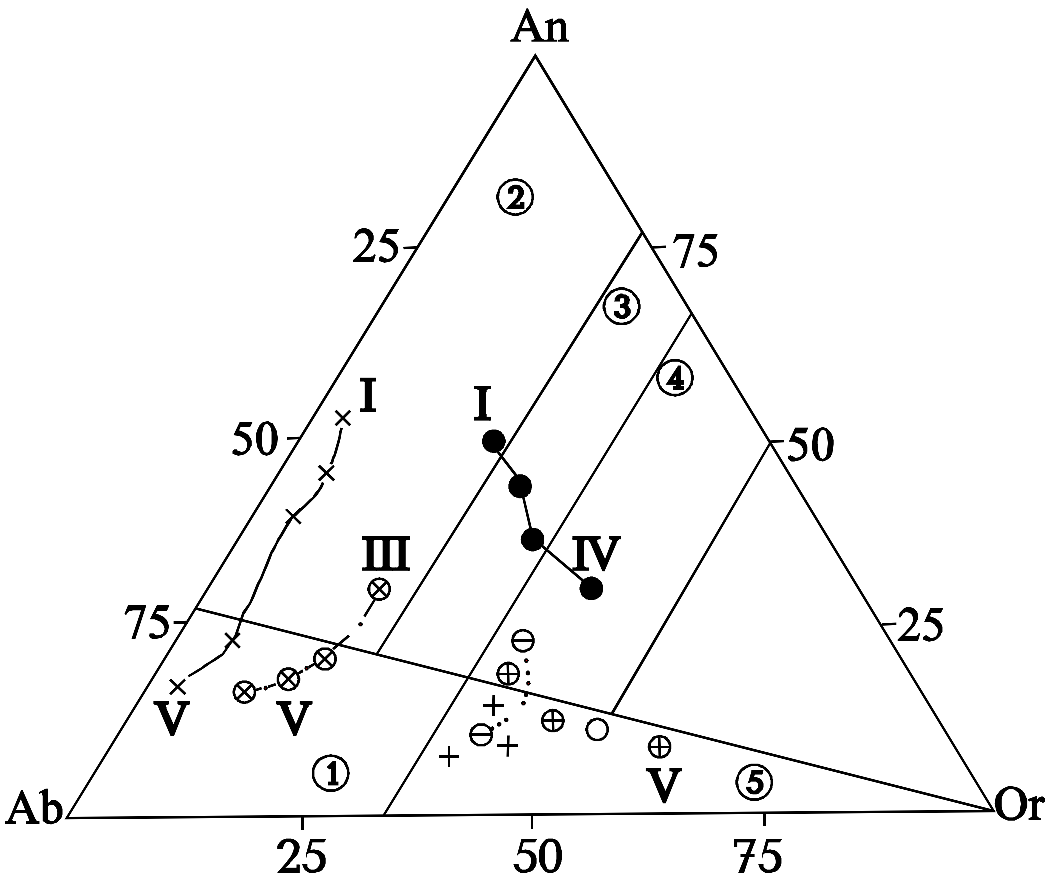


Рис. 4.2. Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа на нормативной классификационной диаграмме Ab-An-Or (построена по средним показателям кислотных групп).
Поля: 1- трондьемиты; 2 – тоналиты; 3- гранодиориты; 4- адамеллиты; 5- граниты (O'Conner,1965). Усл. обознач. см. рис. 4.1.

являются практически безортоклазовыми образованиями, первая точка которых помещена в поле тоналита богатого анортитом, а последняя – в поле трондьемита (точка V), между которыми отмечаются совершенно постепенные переходы. В поле тоналита помещена и первая точка габбро-адамеллитовой серии, но в отличие от габбро-плагиогранитовой серии эта серия обогащена ортоклазом. Ее вторая и третья точки помещены уже в поле граниодиоритов, а четвертая – в поле адамеллитов. Точки плагиогнейсов и плагиогранитов плагиогранит-гранитовой серии размещены в полях трондьемта и тоналита, сравнительно обогащенных ортоклазом, а точки микроклиновых порфиробластовых гранитов – в полях адамеллита и гранита. Точки гранодиорит-аляскитовой серии и верхнекаледонских гранитогнейсов занимают одинаковую позицию и располагаются, почти целиком, в поле нормативного гранита.

Рассмотренные классификационные диаграммы полностью подтверждают петрохимические закономерности выделенных гранитоидных серий и явно указывают на их генетическую индивидуальность. Породы габбро-плагиогранитовой серии располагаются в полях габбро, диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов (трондьемитов). Породы габбро-адамеллитовой серии – в полях габбро, кварцевых диоритов, гранодиоритов и адамеллитов. Граниты плагиогранит-гранитовой серии - в полях кварцевых диоритов, гранодиоритов, тоналитов (плагиограниты) и гранитов. Породы гранодиорит-аляскитовой серии и гранитогнейсы расположены, в основном, в полях нормативных гранитов.

Во время эволюции герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа для изучения вариации отдельных окислов мы воспользовались методом А.Харкера. Смысл его основывается на тех закономерностях, которые имеют место во время кристаллического фракцирования магматических расплавов, в частности, параллельно с возрастанием SiO_2 закономерно изменяется концентрация и других окислов. Вследствие этого, диаграммы А.Харкера представляют собой единство вариационных кривых, которые проходят через I, II, III, IV и V средние точки кислотности, где изменение каждой кривой координируется соответственно возрастанию SiO_2. Как видим, этот метод дает возможность во время фракционной кристаллизации магматического расплава следить за вариациями конкретных окислов, что является преимуществом этого метода.

На диаграмме А.Харкера хорошо отображены вариации габбро-плагиогранитовой серии (рис. 4.3.). В этой серии параллельно с возрастанием SiO_2 резко уменьшается содержание MgO, FeO, Fe_2O_3 и CaO и возрастает доля Na_2O, но особого внимания заслуживают вариации K_2O. Его содержание в этой серии, по сравнению с другими сериями, самое низкое и, вместе с тем, отмечается его уменьшение от первой (~1%) до пятой кислотной групп (0,39%), что резко отличает эту серию от других гранитоидных серий Большого Кавказа.

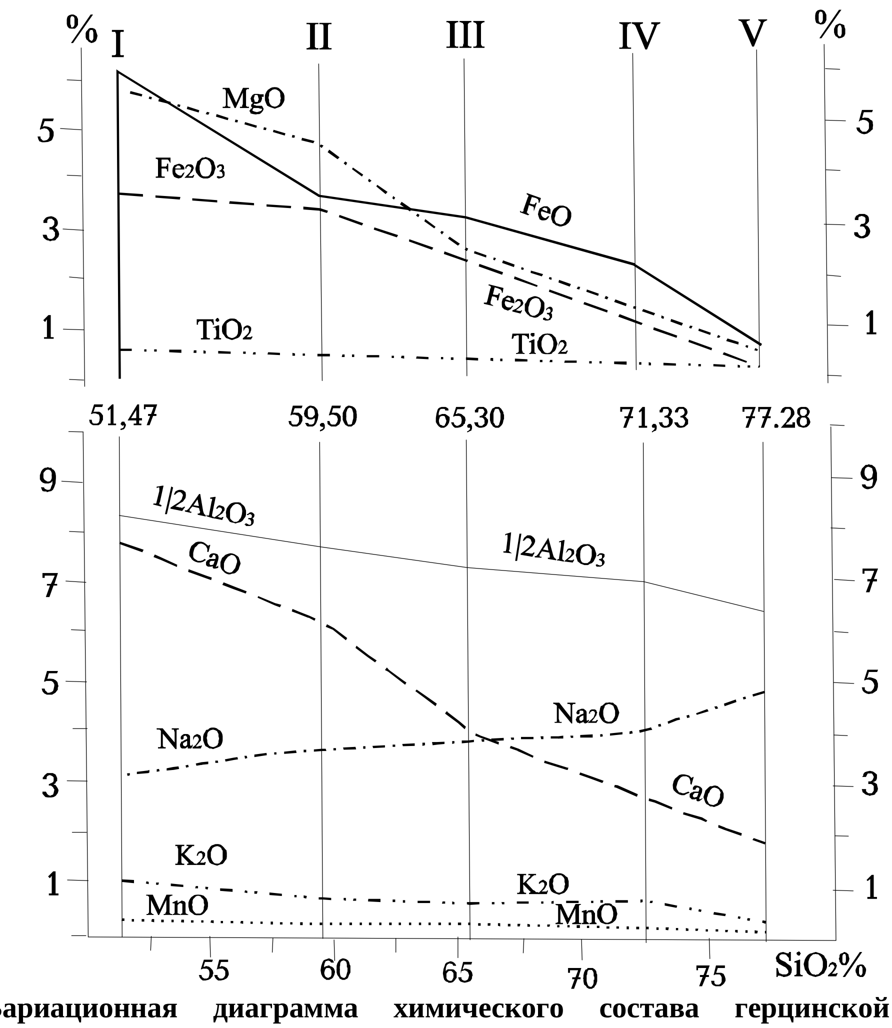


Рис. 4.3. Вариационная диаграмма химического состава герцинской габбро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа (построена по средним показателям кислотных групп).

Усл. обозн.: Среднее содержание SiO_2 по I, II, III, IV и V - кислотным группам.

В породах гранодиорит-адамеллитовой серии (рис.4.3), параллельно с возрастанием SiO_2 уменьшается процентное содержание всех окислов, исключение составляют лишь Na_2O и K_2O, содержание которых постепенно возрастает от первой кислотной группы к пятой. Эти вариации указывают на процентное возрастание кварца, альбита и калишпата в системе во время кристаллизации. Одновременно происходит обеднение магмы Fe-Mg минералами, что совершенно естественно во время кристаллизации гранитоидных расплавов.

В мигматитах гранит-мигматитового комплекса (рис.4.5) параллельно возрастанию SiO_2 резко уменьшается содержание Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3 и MgO. Содержание CaO уменьшается между I и II интервалами, а затем его содержание, так же, как и содержание Na_2O в породах, почти не меняется. Содержание K_2O возрастает между I и II интервалами, а затем его содержание резко уменьшается. Такие вариации химических элементов не

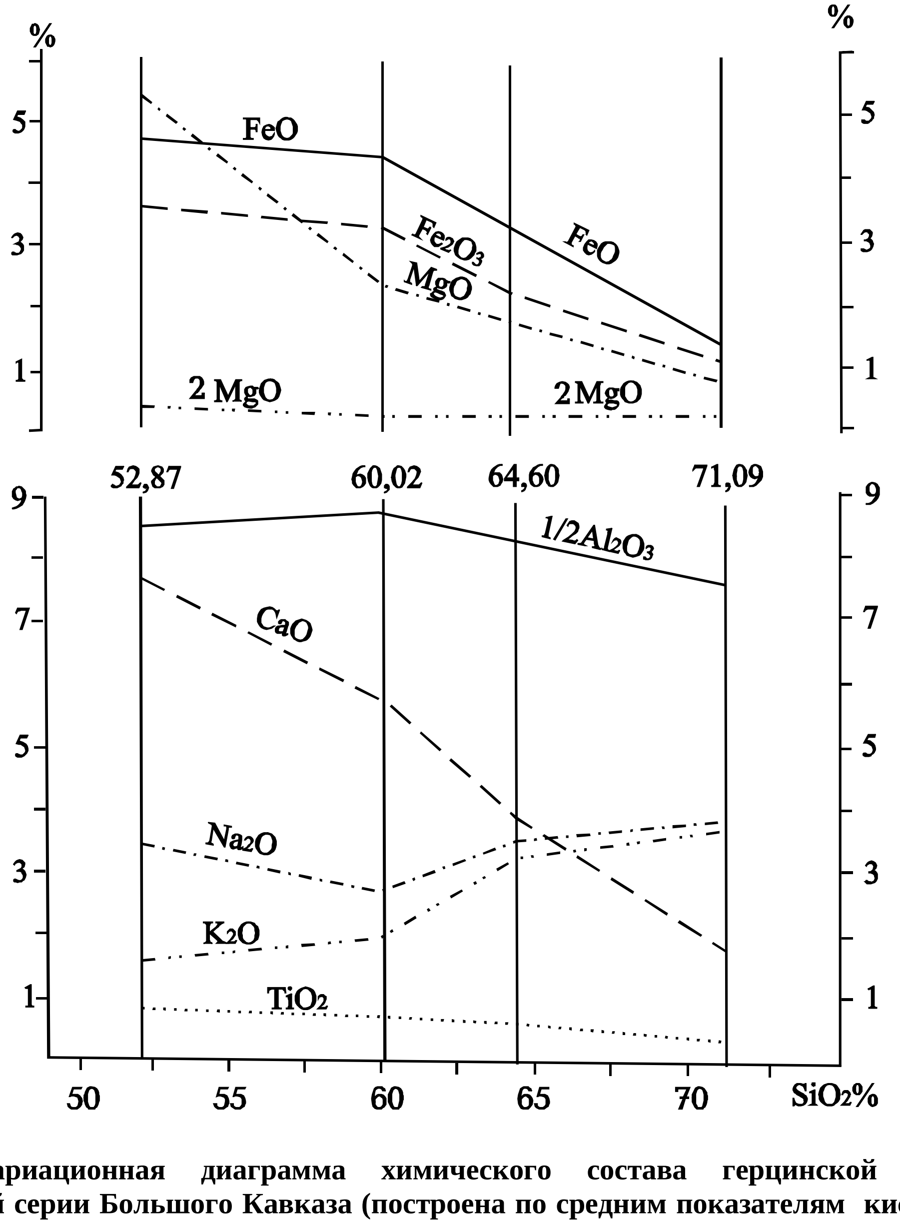


Рис. 4.4. Вариационная диаграмма химического состава герцинской габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа (построена по средним показателям кислотных групп).

Усл. обознач. см. на рис. 4.3.

характерны для чисто магматических образований, что хорошо выражает генетическую природу мигматитов. Необходимо отметить, что мигматиты регионального развития в большинстве случаев представляют собой реститовые системы, и возможно миграция высвобожденного из ареала мигматизации K_2O является причиной микроклинизации плагиогранит-гранитовой серии. Плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии являются синколлизионными образованиями, из-за чего их химическая эволюция не отвечает принципам магматической дифференциации (рис.4.6). По многочисленным критериям они представляют собой анатектические расплавы, сформированные в условиях высокого давления, что отражается в вариациях окислов. Параллельно с возрастанием SiO_2 уменьшается содержание всех элементов, кроме Na_2O, который возрастает между III и IV интервалами. В микроклиновых порфиробластовых гранитах этой же серии, в отличие от плагиогранитов, с возрастанием SiO_2 прогрессивно

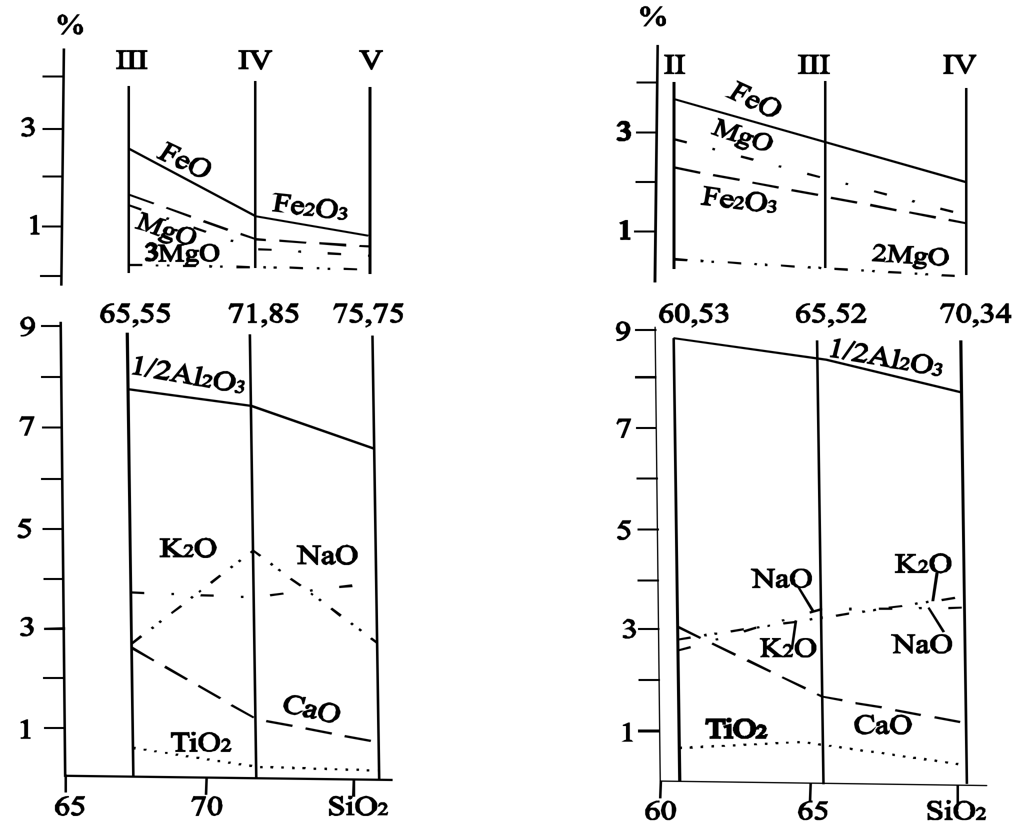


Рис. 4.5. Вариационная диаграмма химического состава мигматитов гранит-мигматитового комплекса Большого Кавказа (построена по средним показателям кислотных групп). Усл. обознач. см. на рис. 4.3.

увеличивается содержание K_2O, и его количество в V кислотной группе достигает почти 6%. Параллельно с этим процессом уменьшаются другие окислы, что характерно для гранитоидов, сформированных в режиме инверсии.

Большая часть массы гранодиорит-аляскитовой серии собрана в IV кислотной группе (SiO_2 =68,00-75,00%), где параллельно с возрастанием SiO_2 повышается содержание K_2O, практически не изменяется концентрация Na_2O и одновременно уменьшается процентная доля всех остальных окислов (рис. 4.8). Следует отметить, что в V кислотной группе, когда SiO_2>75,00%, резко уменьшается количество K_2O, что характерно для гранитоидов, выкристаллизованных из магматической системы. Надо отметить, что в петрологии этот факт не получил достаточного объяснения и поэтому необходимо его детальное изучение. Вариации химических элементов в верхнекаледонских гранитогнейсах отвечают законам кристаллизации магматической системы. В них, параллельно с возрастанием SiO_2 прогрессивно увеличивается процентное содержание K_2O и Na_2O и уменьшается доля всех остальных окислов (рис. 4.9).

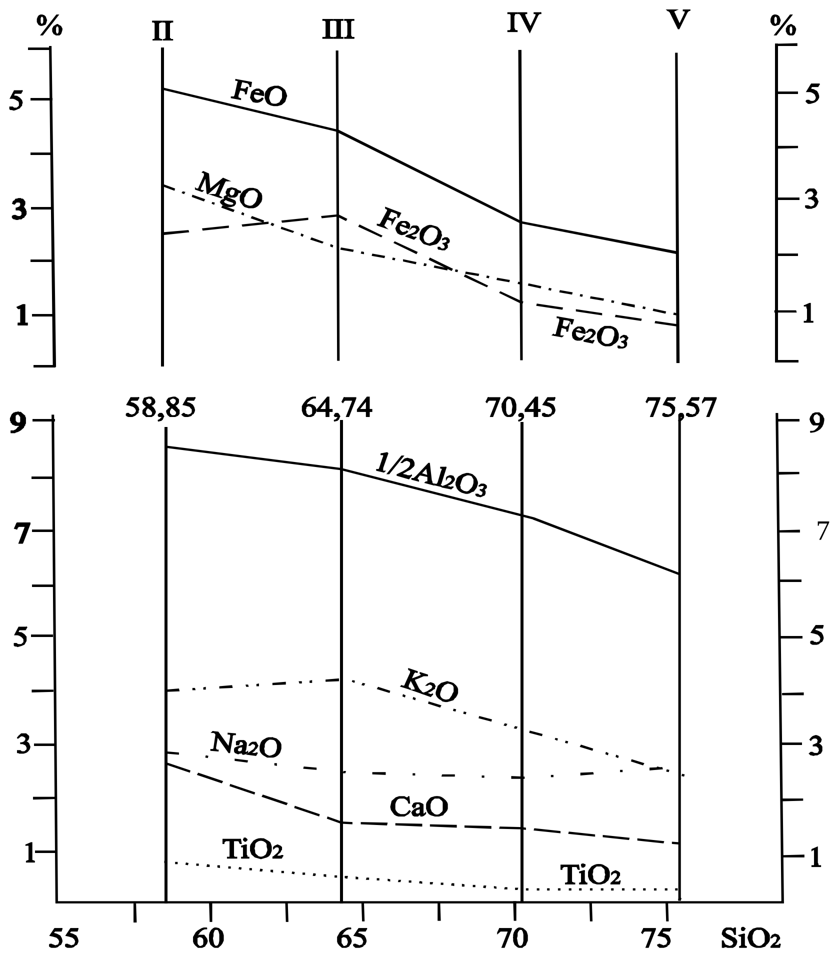


Рис. 4.6. Вариационная диаграмма химического состава плагиогнейсов и плагиогранитов герцинской плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа (построена по средним показателям кислотных групп).
Усл. обознач. см. на рис. 4.3.

Таким образом, вариационные диаграммы А.Харкера показали, что при эволюции герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа в них отмечаются закономерные вариации всех химических элементов. При возрастании SiO_2 во всех сериях уменьшается содержание Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO, MnO и TiO_2. В целом, Na_2O проявляет тенденцию повышения, исключение составляют лишь мигматиты гранит-мигматитового комплекса и порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии. В первых, количество этого элемента не изменяется, а во-вторых уменьшается. Содержание K_2O уменьшается в отмеченных мигматитах, в плагиогранитах плагиогранит-гранитовой серии и в породах габбро-плагиогранитовой серии, а во всех остальных случаях оно возрастает.

Мы изучили соотношение K_2O/Na_2O относительно SiO_2 (рис.4.8), по которому герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа явно отличаются друг от друга. Параллельно с возрастанием SiO_2 это соотношение уменьшается в породах габбро-плагиогранитовой серии, в мигматитах гранит-мигматитового комплекса и в плагиогранитах плагиогранит-гранитовой серии и возрастает в габбро-адамеллитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях, а также в порфиробластовых гранитах. На этой диаграмме породы гранодиорит-аляскитовой серии и верхнекаледонские гранитогнейсы проявляют одинаковые петрохимические тенденции, что свидетельствует об их генетической близости.

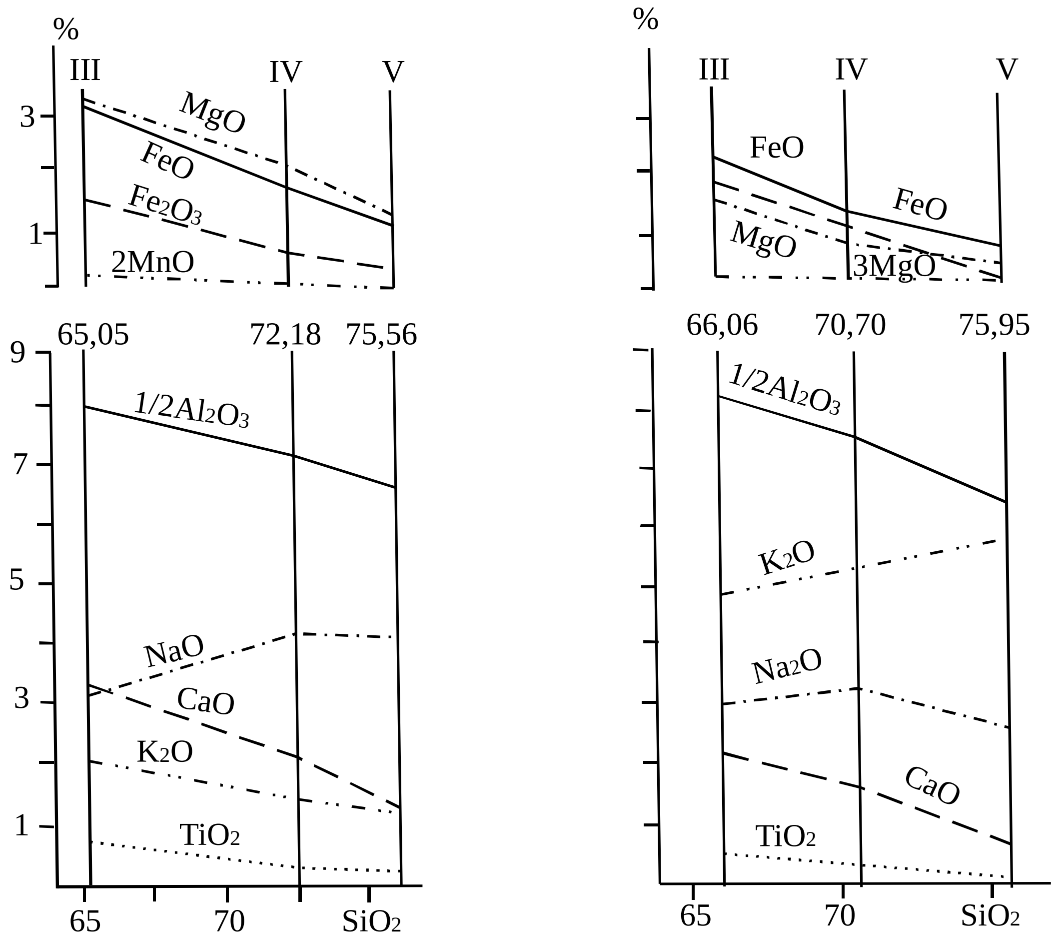


Рис. 4.7. Вариационная диаграмма химического состава герцинских микроклиновых порфиробластовых гранитов плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа (построена по средним показателям кислотных групп).
Условные обозначения те же, что и на рис. 4.3.

Если метод А.Харкера показывает вариации каждого химического элемента, то вариационная векториальная диаграмма Эврарда-Елисеева на одном графике отражает весь процесс эволюции магматической системы (Великословинский и др., 1984). Она представляет собой проекцию тетраэдра (Mg,Fe)O-CaO-2Al_2O_3-SiO_2, которая дает возможность детально рассмотреть последовательность кристаллизации многокомпонентной магматической системы с учетом как химических, так и минеральных факторов. Вместе с тем, генетический тип представлен не полем, но вектором, т.е. вариационным путем эволюции, который дает возможность сопоставления различных генетических видов. Необходимо отметить, что F.Evrard (1947), рассматривая взаимоотношения TiO_2, Fe_2O_3 и FeO, показал, что на графике TiO_2-(TiO_2+FeO) анализы комагматических пород располагаются прямолинейно, а в случае ассимиляции, гибридизма и метасоматоза – не прямолинейно. Эта закономерность является хорошим генетическим критерием и, как будет еще показано, проявляется и в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа. По всей вероятности, это явление обусловлено физико-химическими закономерностями кристаллизации магматического расплава, которая нарушается в случае ассимиляции, гибридизма и метасоматоза, что на вариационных графиках отражается в нелинейных кривых.

.

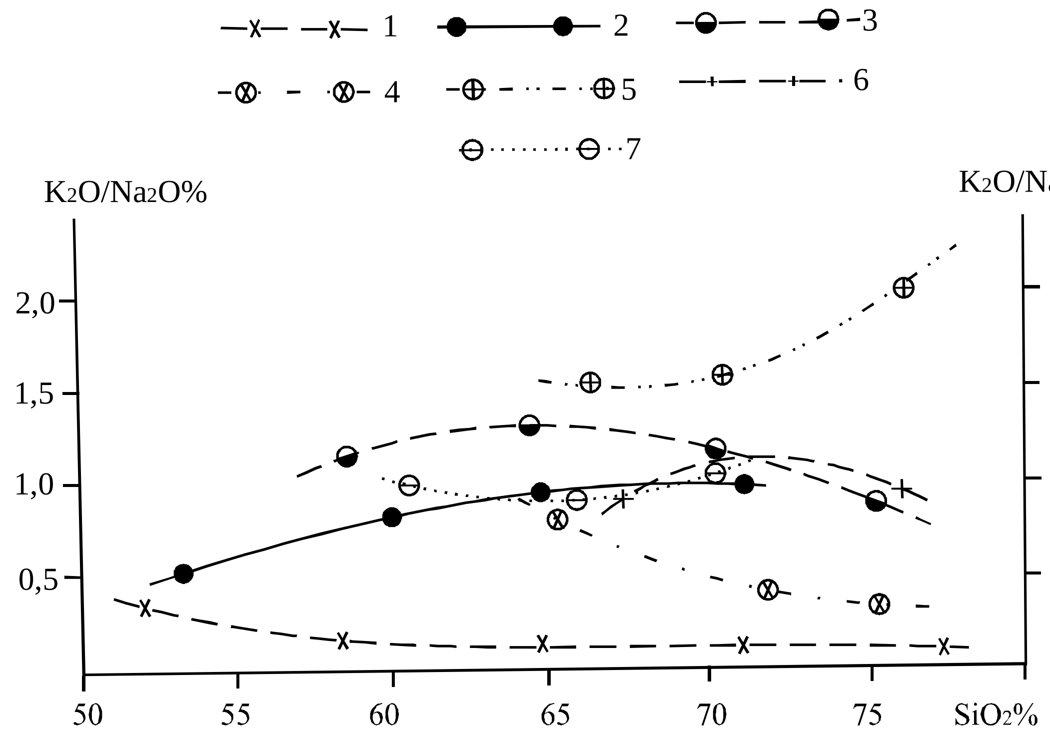


Рис.4.8.Диаграмма SiO_2-K_2O/Na_2O герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа (построена по средним показателям кислотных групп).

Кривые: 1 – габбро-плагиогранитовая серия; 2 – габбро-адамеллитовая серия; 3 – мигматиты гранит-мигматитового комплекса; 4- плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии; 5- микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии; 6- гранодиорит-аляскитовая серия; 7- верхнекаледонские гранитогнейсы.

Из анализа эволюционной диаграммы герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа (рис. 4.11) наглядно видно, что эти серии формируются в различных магматических очагах и имеют разные пути эволюции, но они стремятся к полю кварц-палевошпатовой эвтектики. Формирование пород габбро-плагиогранитовой серии начинается в ареале, богатом глиноземом и фемическими элементами (точки I и II). В процессе эволюции состав магмы стремится к зоне эвтектики (точки III и IV), а в последней фазе тренд этой серии слегка наклоняется к среде, богатой SiO_2, что должно объясняться наложеным слабым окварцеванием. В целом, тренд плагиогранитовой серии прямолинейный, что указывает на его явную магматическую природу. Вместе с тем, он проходит весь путь эволюции магматической системы, начиная с основного состава и заканчивая кислым.

Вариационная кривая габбро-адамеллитовой серии начинается в основной среде и направлена к зоне гранитной эвтектики, хотя и не достигает ее. Вместе с тем, в ней не отмечаются процессы щелочного метасоматизма и окварцевания. В отличие от плагиогранит-гранитовой серии ее вектор характеризуется не прямолинейностью, что указывает на ассимиляцию и гибридизацию в процессе ее формирования. Следует отметить, что эти факты находятся в хорошем соответствии с результатами полевых и петрографических исследований.

В отличие от рассмотренных серий, породы плагиогранит-гранитовой серии начинают формироваться в ареале, обедненном химическими элементами и глиноземом. Параллельно с возрастанием SiO_2 в мигматитах гранит-мигматитового комплекса, тренд эволюции от зоны эвтектики отклоняется вправо и характеризуется сильными зигзагами. Полученная картина детально воспроизводит сущность генезиса мигматитов - они образовались в результате частичного плавления субстрата и в этой системе законы кристаллизационного фракцирования не действуют. Вместе с тем, на последнем этапе их формирования имел место процесс интенсивного окварцевания. Плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии начинают формирование в ареале мигматитов (т.III) и стремятся к зоне эвтектики, хотя они на последнем этапе эволюции испытывают слабые вторичные процессы. Начальная точка (т.III) тренда порфиробластовых гранитов отмеченной серии, расположена непосредственно на тренде плагиогранитов и продолжается прямо к зоне эвтектики. Этот факт хорошо отражает генетическое единство рассмотренных плагиогранитов и порфиробластовых гранитов и то, что последние часто являются результатом микроклинизации плагиогранитов. На последнем этапе формирования порфиробластовых гранитов отмечается слабое окварцевание. Верхнекаледонские граниты начинают формироваться вблизи мигматитов гранит-мигматитового комплекса в среде, обедненной фемическим и глиноземным материалом. Путь их эволюции представляет собой прямой тренд, который стремится к гранитной эвтектике, вторичные процессы здесь не отмечаются. По этим признакам эти породы явно отвечают магматическим образованиям. Интересно, что

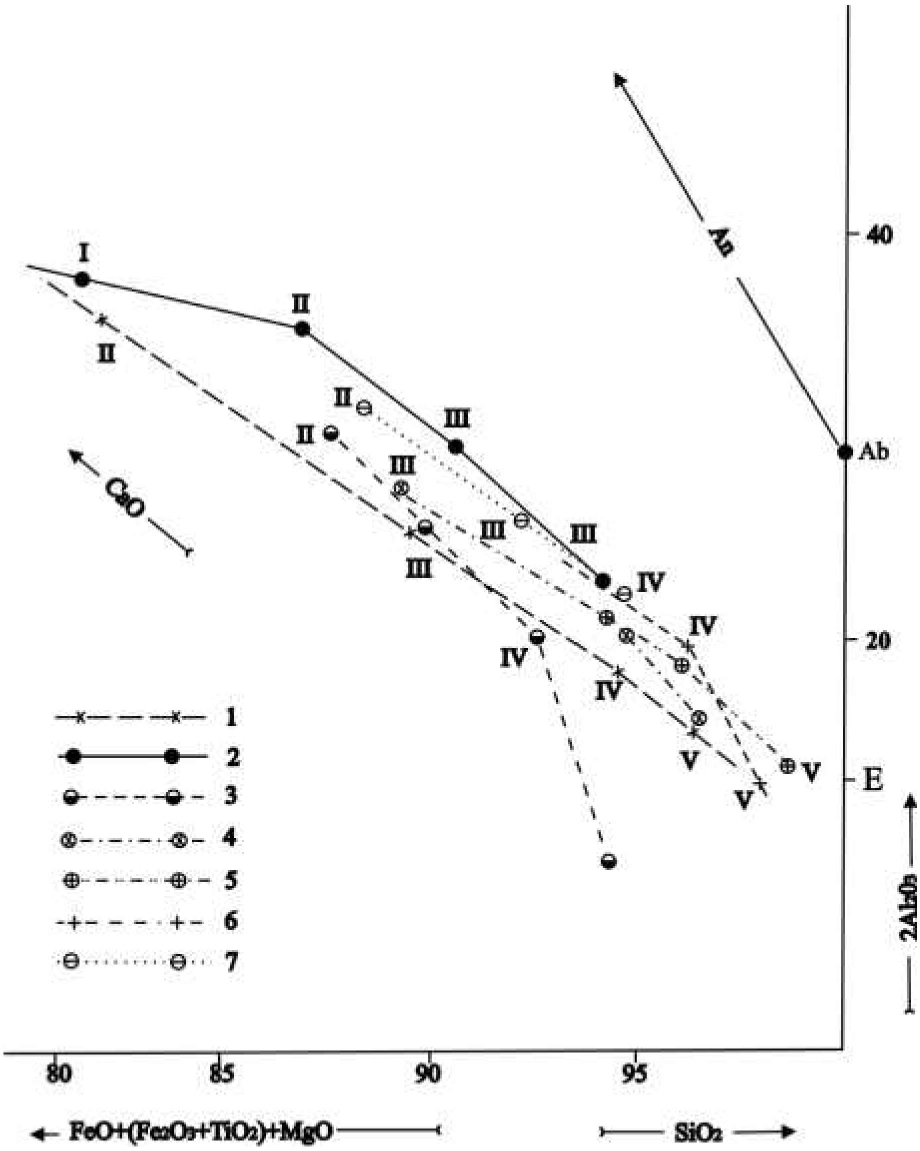


Рис. 4.9. Диаграмма-модель петрохимической эволюции герцинских гранитоидных серии Большого Кавказа (по Эврарду-Елисееву). Е – зона эвтектики.

Кривые: 1-габбро-плагиогранитовая серия; 2-габбро-адамеллитовая серия; 3-мигматиты гранит-мигматитового комплекса; 4-плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии; 5-микроклиновые граниты плагиогранит-гранитовой серии; 6-гранодиорит-адамеллитовая серия; 7-верхнекаледонские гранитогнейсы.

гранитогнейсовую кривую непосредственно продолжает и стремится к эвтектике тренд эволюции гранодиорит-аляскитовой серии (т.III), которая испытывает слабое наложенное окварцевание. Этот факт еще раз подтверждает наше предположение, согласно которому породы гранодиорит-аляскитовой серии представляют собой результат палингенеза позднекаледонских гранитогнейсов.

Таким образом, герцинские гранитоидные серии на диаграмме-модели Эврарда-Елисеева показали довольно интересные результаты, которые находятся в хорошем соответствии с полевыми геологическими наблюдениями. Из анализа диаграммы видно, что рассмотренные гранитоидные серии формируются в различных магматических очагах и пути их эволюции различны, но в целом, все они стремятся к анхиэвтектическому составу. Габбро-плагиогранитовая серия представляет собой магматическую систему, которая формируется в среде, богатой глиноземом и фемическими элементами и стремится к зоне эвтектики. Габбро-адамеллитовая серия также образуется в среде, богатой глиноземом и фемическим элементом, но в ее формировании большую роль играют процессы ассимиляции и гибридизма. Плагиогранит-гранитовая серия формируется в среде, обедненной этими элементами, и эта диаграмма хорошо отражает генетическое единство мигматитов гранит-мигматового комплекса и гранитоидов этой серии. Из анализа диаграммы становится ясно, что существует тесная генетическая связь между позднекаледонскими гранитогнейсами и породами гранодиорит-аляскитовой серии.

Из анализа AFM диаграммы (рис. 4.10) наглядно видно, что породы габбро-плагиогранитовой серии начинают формироваться в поле толеитовых базальтов, эволюционируют в сторону андезитобазальтового состава и заканчивают формирование в среде, богатой натрием. Первая кислотная точка габбро-адамеллитовой серии попадает в поле андезита и эволюционирует почти параллельно кривой, делящей толеитовую и известково-щелочную серии и прерывается у точки дацитов среднего состава. Плагиогранит-гранитовая серия начинает формироваться в андезитовой среде, и ее тренды направляются к зонам богатым щелочами. Из диаграммы хорошо видно, как кривую эволюции мигматитов непосредственно продолжает кривая микроклиновых порфиробластовых гранитов. Породы гранодиорит-аляскитовой серии начинают формироваться в дацитовой среде, и тренд их эволюции представляет собой непосредственное продолжение кривой верхнекаледонских гранитогнейсов. Этот факт является еще одним аргументом, подтверждающим генетическое единство отмеченных гранитоидов.

Из kf диаграммы видно (рис.4.11), что герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа характеризуются средней кислотностью (50-70 %) и большим диапазоном калиевости (50-70 %). По среднему показателю мы оконтурили поля распространения каждой серии, что позволило проследить отмеченные параметры. Исследования показывают (Великословинский и др., 1984; Окросцваридзе, 1989), что в одном тектономагматическом цикле отмечается явный рост калия и железа от раннекинематических гранитоидов к позднекинематическим. Хорошим подтверждением этого являются герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа. Если руководствоваться этим принципом и данными kf диаграммы (рис.4.11), тогда породы габбро- плагиогранитовой серии следует отнести к самым ранним образованиям

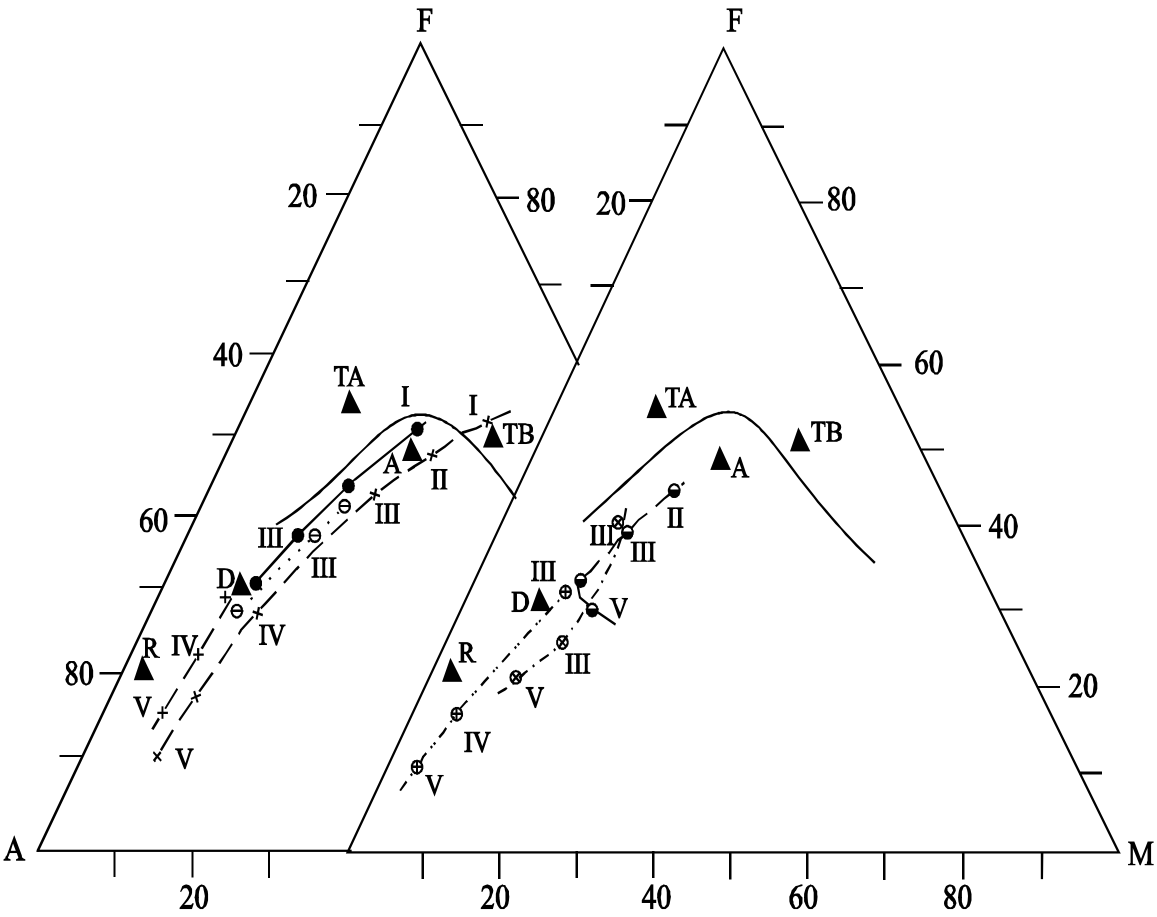


Рис. 4.10. Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа на AFM диаграмме (построена вариационным методом, по средним данным кислотных групп) ($A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO+O{,}9\ Fe_2O_3$; $M=MgO$).

1- кривая дифференциации толеитовой серии (по Макдональду и Кацуру). Средние составы: ТВ –толеитовых базальтов (по Якешу и Уайту); ТА – толеитовых андезитов; А– известково-щелочных андезитов; D –дацитов; R – риолитов (по Ирвину и Барогару).
Усл. обознач. см. на рис.4.8.

рассмотренного тектономагматического цикла. За ними следуют плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии, а микроклиновые порфиробластовые граниты должны быть самыми молодыми образованиями. Из этой диаграммы видно, что образования габбро-адамеллитовой и гранодиорит-аляскитовой серии - синхронны и они формируются примерно после плагиогранитов плагиогранит-гранитовой серии и до микроклиновых порфиробластовых гранитов. Естественно, эта диаграмма не может восстановить идеальную картину последовательности формирования отмеченных гранитоидных серий, но все же отображает общую тенденцию.

Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа, по средним показателям групп кислотности мы рассмотрели и на Ab-Q-Or нормативной фазовой диаграмме (рис. 4.12). На ней гранитоиды разных серий занимают различные поля. Следует отметить, что параллельно с возрастанием SiO_2 нормативные показатели Ab-Q-Or в разных сериях проявляют разные вариации. В габбро-плагиогранитовой серии, все точки которой располагаются в поле двойного минимума.

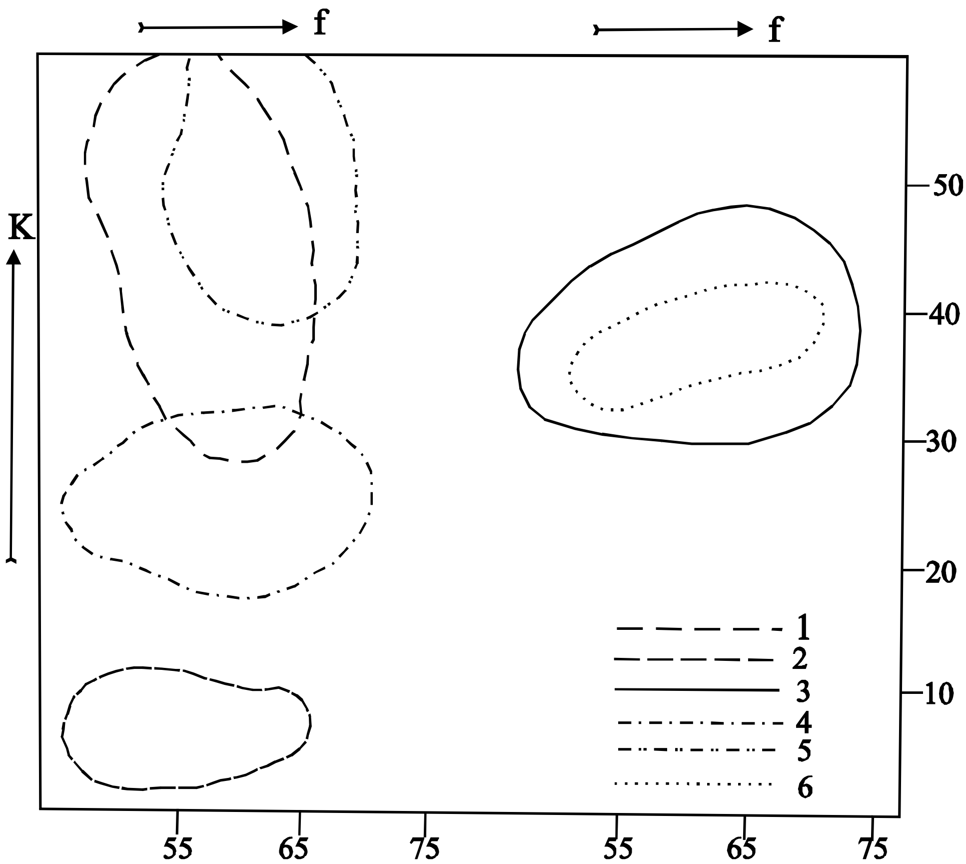
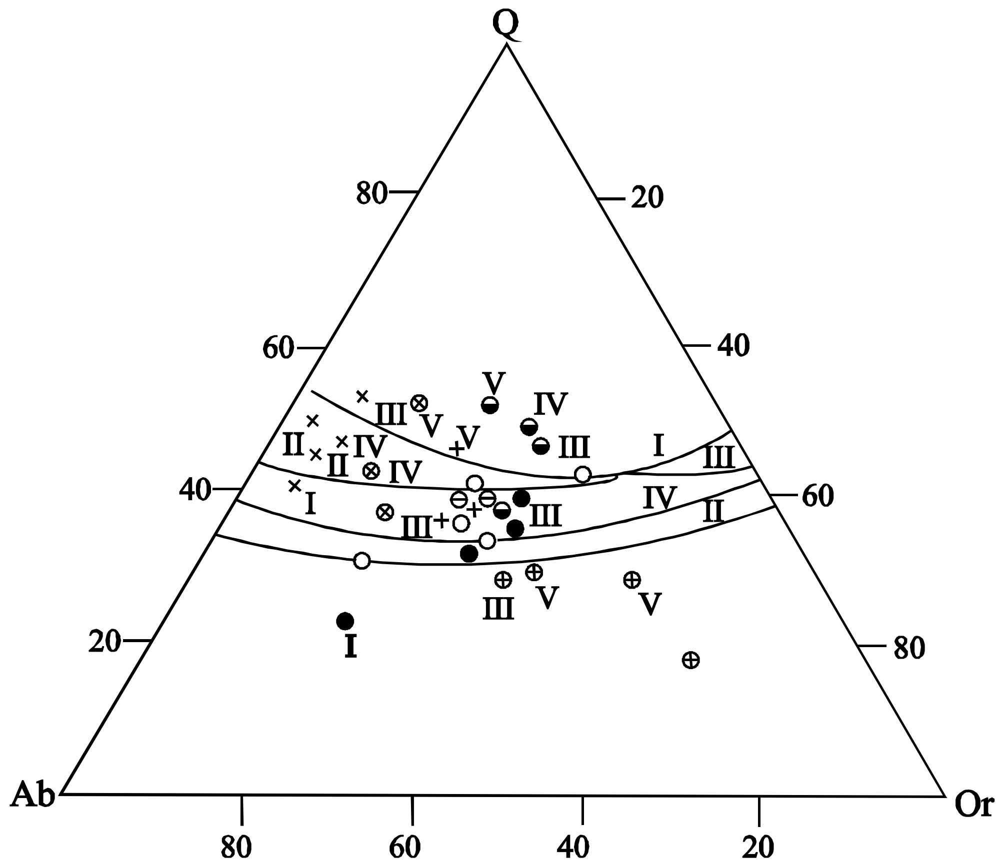


Рис. 4.11. Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа на kf диаграмме [(k=K/(K+Na) x 100%;] [f=(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn/Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Mg) x100%].

Поля: 1- габбро-плагиогранитовая серия; 2 – габбро-адамеллитовая серия; 3- мигматиты гранит-мигматитового комплекса; 4- плагиогнейсы и плагиомигматиты плагиогранит-гранитовой серии; 5 – микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии; 6 – гранодиорит-аляскитовая серия.

Исследования показали, что параметры Ab-Q-Or во время эволюции гранитоидных серий проявляют различные вариации, но они практически не выходят за пределы одной зоны. В частности, габбро-плагиогранитовая серия локализована в зоне двойного минимума и ее вариации не выходят за ее пределы. Примерно такую же позицию занимают плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии. Точки габбро-адамеллитовой серии, в основном, расположены в зоне тройного минимума гранитной эвтектики и ее вариации отмечаются в пределах этой же зоны. Вариации порфиробластовых гранитов плагиогранит-гранитовой серии не выходят за пределы зоны, обогащенной ортоклазом. Гранодиорит-аляскитовая серия и позднекаледонские гранитогнейсы располагаются в зоне тройного минимума и практически не испытывают вариации.



Рис, 4.12. Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа на фазовой диаграмме Ab-Q-Or-H_2O (построена по средним данным кислотных групп).

Кривые: I – P_{H2O}=500 бар; II - P_{H2O}=4000 бар (по Татлу и Боуену); III -P_{H2O}=2000 бар, Ab/An=1,8; IV - P_{H2O}=2000 бар, Ab/An=∞ (по Фон Платену); ● – точка тройного минимума.
Усл. обознач. см. на рис. 4.1.

На геодинамической дискриминационной мультикомпонентной диаграмме R_1-R_2 фигуративные точки герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа располагаются, в основном, в полях синколлизионных и доколлизионных гранитоидов (рис. 4.13). Судя по этой диаграмме, габбро-плагиогранитовая серия начинает формировться на доколлизионном этапе эволюции орогена и заканчивает на синколлизионном этапе. Почти такая же картина наблюдается и в случае габбро-адамеллитовой серии. Первая фигуративная точка кислотных групп плагиогранит-гранитовой серии расположена в доколлизионном поле, вторая – в синколлизионном, а третья - на границе синколлизионных и посторогенных гранитоидов. Примерно сходная картина наблюдается и в случае гранодиорит-аляскитовой серии. Следовательно, дискриминационная диаграмма R_1-R_2 показывает, что гранитоидные серии Большого Кавказа начинают формировться примерно на доколлизионном этапе формирования орогена и заканчивают – на синколлизионном этапе.

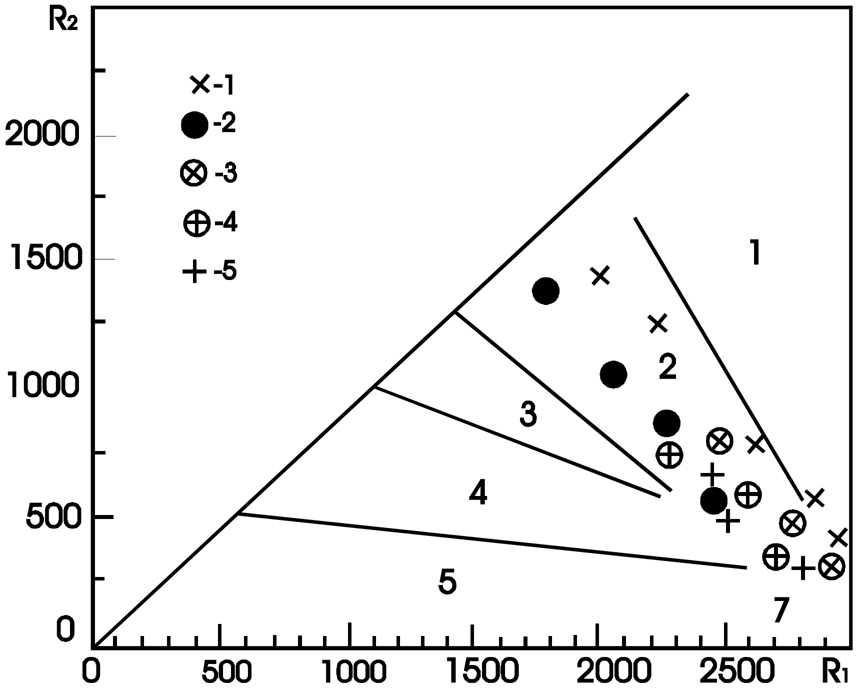


Рис.4.13. Геодинамическая дискриминационная диаграмма R_1-R_2 для гранитоидов Большого Кавказа (Batchelor, Bowden, 1985) R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti); R_2=6Ca+2Mg+Al).

Поля: 1- мантийного фракцирования, 2- доколизионное, 3 – постколизионное, 4 – позднеорогенное, 5 – анорогенное, 6 – синколизионное, 7- посторогенное.
Усл. обознач: 1. габбро-плагиогранитовая серия, 2. габбро-адамеллитовая серия, 3. плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии, 4. граниты плагиогранит-гранитовой серии, 5. гранодиорит-аляскитовая серия.

Таким образом, вариационный анализ петрохимической эволюции герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа показал, что они имеют различные очаги и механизмы генерации магматических расплавов; различны также пути их эволюции, но все же они стремятся к анхиэвтектическому составу фельзических магматических расплавов. В частности, габбро-плагиогранитовая серия начинает формирование в ареале, богатом глиноземом и фемическими элементами, эволюционный тренд которой стремится к анхиэвтектическому составу, но в конце эволюции породы этой серии испытывают слабое окварцевание. Геоистория этой серии довольно длинная, она начинается на доколлизионном и заканчивается на синколлизионном этапе эволюции орогенной системы. Габбро-адамеллитовая серия является сложным петрологическим образованием, она начинает формирование в среде, богатой фемическими элементами, и ее тренд стремится к кварц-полевошпатовой эвтектике, но в ее формировании значительную роль играют процессы ассимиляции и гибридизма. Инициальные породы этой серии начинают формироваться на доколлизионном этапе, но основная часть генерируется на синколлизионном этапе. По всем петрохимическим данным она является анатектическим образованием, формирующимся в мигматитовой среде, в основном, на синколлизионном этапе эволюции орогена. Магматический расплав гранодиорит-аляскитовой серии генерируется в ареале, богатом кремнеземом и щелочами, и его тренд стремится к кварц-полевошпатовой анхиэвтектике. По всем петрохимическим признакам эта серия является продуктом рециклинга верхнекаледонских гранитогнейсов, которые сформировались на синколлизионном этапе орогеной системы.

5. ГЕОХИМИЯ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

5.1. Редкие элементы

Примерно в 400 образцах герцинских гранитоидов нами было определено содержание Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, V, Co, Cr, W, Sn, Li и Rb. Анализы проводились в лаборатории геохимии Геологического института им. А.И.Джанелидзе АН Грузии. Элементы W, Sn, Mo и V были определены количественно-спектральным методом, а все остальные – методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Средние показатели полученных результатов даны в табл. 5.1.

Таблица 5.1.Средние содержания редких элементов в герцинских гранитоидах Большого Кавказа (г/т), N –количество анализов

Cu	Pb	Zn	Mo	Ni	Co	Cr	V	W	Li	Rb	N
Габбро-плагиогранитовая серия											
65	4.3	70	30	55	17	470	73	7.4	2	10	30
Габбро-адамеллитовая серия											
19	33	87	1.8	36.7	14.5	320	151	22	14	149	70
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса											
15	22	50	1.7	30	13	340	100	14	15	105	50
Плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии											
14	33	56	2.6	12	8	525	76	17.5	10	38	25
Микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии											
13	37	51	2.6	11	7.5	403	34	20	18	144	55
Позднекаледонские гранитогнейсы											
11	24	63	2.7	17	15	168	74	21	16.6	88	20
Гранит-аляскитовая серия											
17	30	54	2.9	16	11	325	30	24	15.5	126	80

Анализ проведенных работ показывает, что рассмотренные гранитоиды по составу редких элементов близки к другим аналогичным образованиям, но отмечаются специфические тенденции.

Содержание меди в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа (рис.5.1) близко к общим кларковым показателям, лишь в габбро-адамеллитовой серии отмечается ее высокое содержание, где концентрация отмеченного элемента достигает 65г/т. По W.S.Pitcher (1982), большое процентное содержание и минерализация Cu характерна для гранитоидов I типа. Т.В.Иваницкий (1985) считал, что медью обогащены доскладчатые гранитоиды. Д.В. Таусон (1977) и М.И. Кузьмин (1985) предполагают, что Cu не характерен для плагиогранитов толеитового ряда. Полученные нами данные вполне отражают идею В.Питчера и Т.Иваницкого.

Содержание свинца высокое в габбро-адамеллитовой, плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях (рис.5.1). Его концентрация в этих сериях в 2 раза выше и можно сказать, что они имеют положительную свинцовую специализацию. Об этом говорят низкие показатели соотношения K/Rb, которые, в породах отмеченных серий колеблются от 500 до 900, тогда как, по Т.В.Иваницкому (1985), в подобных гранитоидах Локского массива, они составляют 1850, а на Храмского - 1550. Содержание свинца в габбро-плагиогранитовой серии, по сравнению с общими клаковыми, очень низкое (4.3 г/т). Его концентрация приближается к содержанию этого элемента (5.3 г/т) в плагиогранитах толеитового ряда.

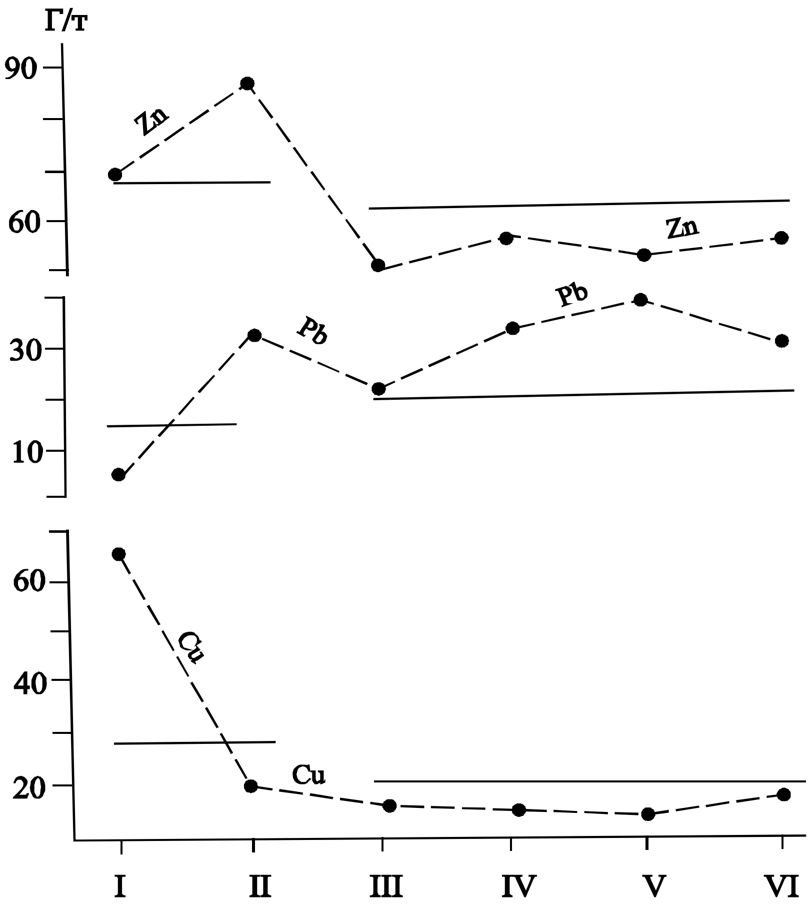


Рис.5.1. Содержание Cu, Pb и Zn в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа. Сплошными линиями отмечены кларки по А.В.Виноградову (1962).

I – габбро-плагиогранитовая серия; II-габбро-адамеллитовая серия; III- мигматиты гранит-мигматитового комплекса; IV- плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии; V- микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии; VI-гранодиорит-аляскитовая серия.

В отличие от свинца содержание цинка в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа приближается к общим кларковым (рис. 5.1). В габбро-плагиогранитовой серии оно точно отвечает общим кларковым показателям, а в габбро-адамеллитовой серии его содержание соответственно увеличено до 37 г/т. По геохимической классификации Л.В.Таусона (1977) в гранитоидах этого типа среднее содержание Zn отвечает 43 г/т. Содержание этого элемента в плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях ниже по сравнению с кларковыми и приближается к кларковым показателям геохимической классификации гранитоидных пород. Как видно, в рассмотренных гранитоидах содержание цинка приближенно к нормальному, но в габбро-адамеллитовой серии отмечается его повышенная концентрация.

Содержание молибдена в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа по сравнению с кларковыми (1 г/т) повышено. В то же время в его распределении отмечается явная неоднородность. Содержание молибдена в габбро-адамеллитовой серии увеличено в 2 раза, а в мигматитах гранит-мигматитового комплекса и гранодиорит-аляскитовой серии - в 3 раза.

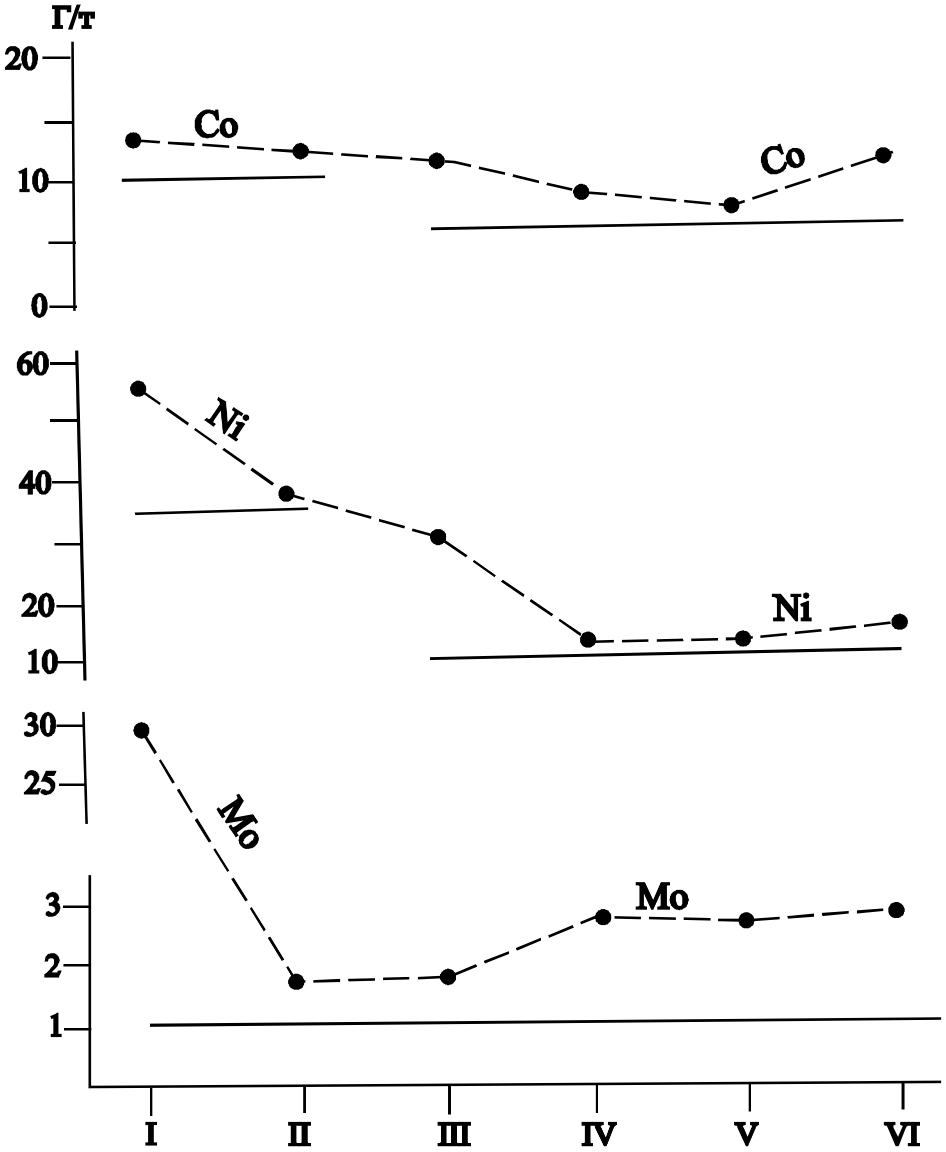


Рис. 5.2. Содержание Mo, Ni и Co в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа. Усл. обознач. см. на рис. 5.1.

Особый интерес вызывает содержание молибдена в габбро-плагиогранитовой серии, в которой его концентрация возрастает на 3 порядка по сравнению с клаковыми. В гранитоидах I типа W.S.Pitcher (1982) указывает на большое содержание и минерализацию молибдена. Возможно, молибденовое оруденение Тетнульдского района генетически связано со Сгимазукским интрузивом отмеченного генетического типа.

В перераспределении никеля также отмечается неоднородность (рис. 5.2). Его содержание очень высокое в габбро-плагиогранитовой серии и в мигматитах гранит-мигматитового комплекса. В первой оно достигает 55 г/т (кларковые 35 г/т), во второй – 37,5 г/т (кларковые 10 г/т). В гранитоидах плагиогранит-гранитовой серии и в гранодиорит-аляскитовой серии концентрации никеля близки к общекларковым. Большой интерес вызывает содержание Cr (рис.5.3). Его концентрация во всех сериях увеличена примерно на один порядок, и на его перераспределение генетический тип гранитоидов практически не действует.

Полученные результаты мы сравнили с содержанием аналогичных образований земной коры и выявили, что процентное содержание хрома резко увеличено в рассматриваемых нами гранитоидах. Следовательно, можно допустить, что герцинские гранитоиды Большого Кавказа имеют положительную хромовую специализацию и с этой точки зрения заслуживают особого интереса. В отличие от хрома, ванадий не характеризуется резко аномальным содержанием, хотя отмечается его неоднородное распределение (рис.5.3).

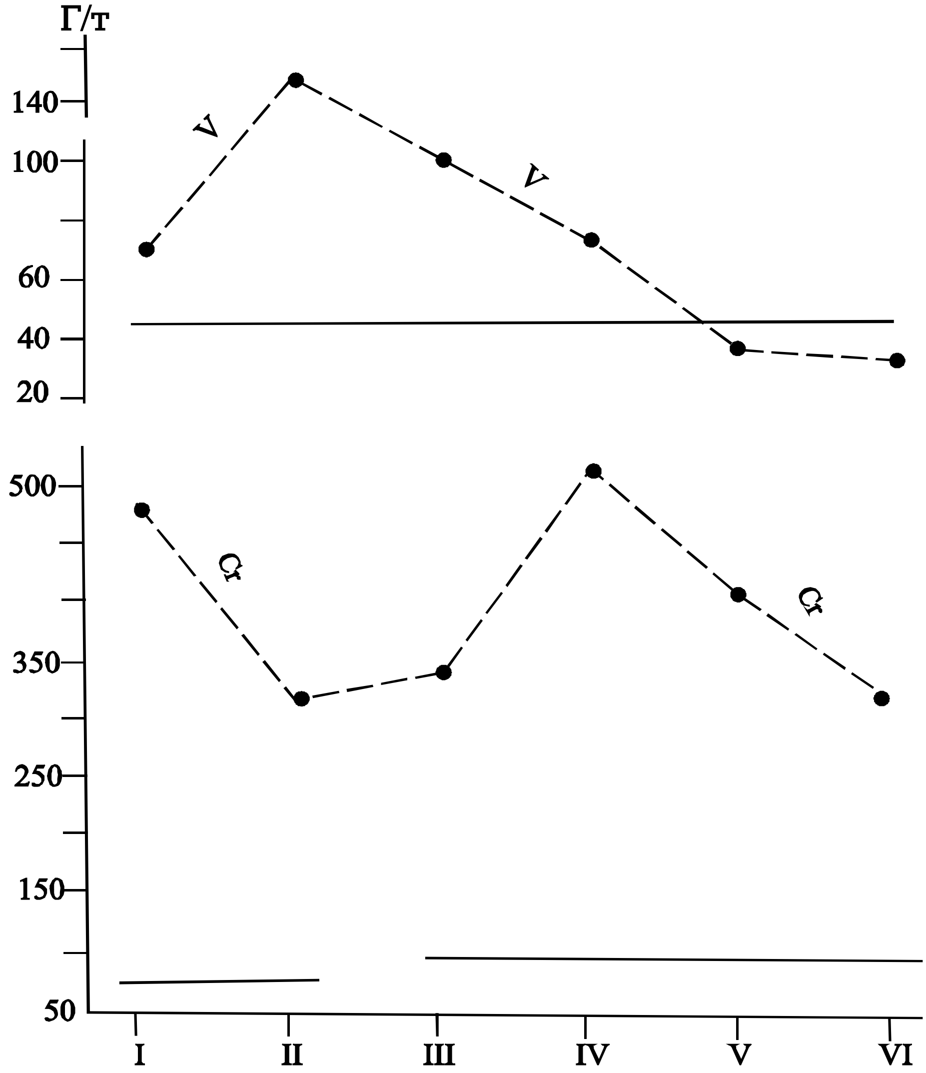


Рис. 5.3. Содержание Cr и V в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа.
Усл. обознач. см. на рис. 5.1.

Количество его очень высокое в породах габбро-адамеллитовой серии (161 г/т) и низкое в порфиробластовых гранитах (34 г/т) и в гранодиорит-аляскитовой серии (30 г/т). В целом в рассмотренных гранитоидах содержание V почти не выходит за рамки кларковых, лишь в габбро-адамеллитовой серии его содержание повышено.

Повышено также содержание W в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа (рис.5.4). По А.П.Виноградову (1962) его концентрация в гранитоидах не превышает 1.5 г/т, а в рассмотренных сериях меняется от 7.4 до 20 г/т. Самая низкая концентрация W (7.4 г/т) отмечается в габбро-плагиогранитовой серии, а самая большая в габбро-адамеллитовой и габбро-плагиогранитовой сериях – соответственно 22 и 24 г/т. Концентрация этого элемента повышена и в плагиогранит-гранитовой серии, в которой от плагиогранитов (14 г/т) к порфиробластовым гранитам (20 г/т) отмечается его постепенное увеличение. Приблизительно такая же картина концентрации вольфрама наблюдается и в гранодиорит-аляскитовой серии (24 г/т). W.S.Pitcher (1982) считает, что высокие концентрации W и его минерализация характерны для гранитоидов S типа, что подтверждается и нашими данными.

Концентрация лития и рубидия в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа низкая (рис. 5.4), но в отдельных сериях содержание этих элементов приближается к общекларковым. В габбро-плагиогранитовой серии содержание Li и Rb составляет соответственно 2 и 10 г/т., что близко к концентрации этих элементов в плагиогранитах толеитового ряда (Тауссон, 1977). В габбро-адамеллитовой серии их содержание соответственно составляет 14 и 149 г/т и близко к кларковым показателям. В плагиогранит-гранитовой серии содержание Li и Rb низкое как по сравнению с общекларковыми, так и по сравнению с кларками геохимической классификации гранитоидов. В этой серии отмечается их уменьшение от мигматитов гранит-мигматитового комплекса к плагиогранитам плагиогранит-гранитовой серии, и затем скачкообразный рост к порфиробластовым гранитам.

В гранит-аляскитовой серии концентрации Li и Rb (Li =15.5 г/т, Rb=126.6 г/т) низкие по сравнению с общекларковыми, но близки к показателям палингенетических гранитоидов щелочного ряда (Li=27 г/т, Rb=140 г/т) (Тауссон, 1977).

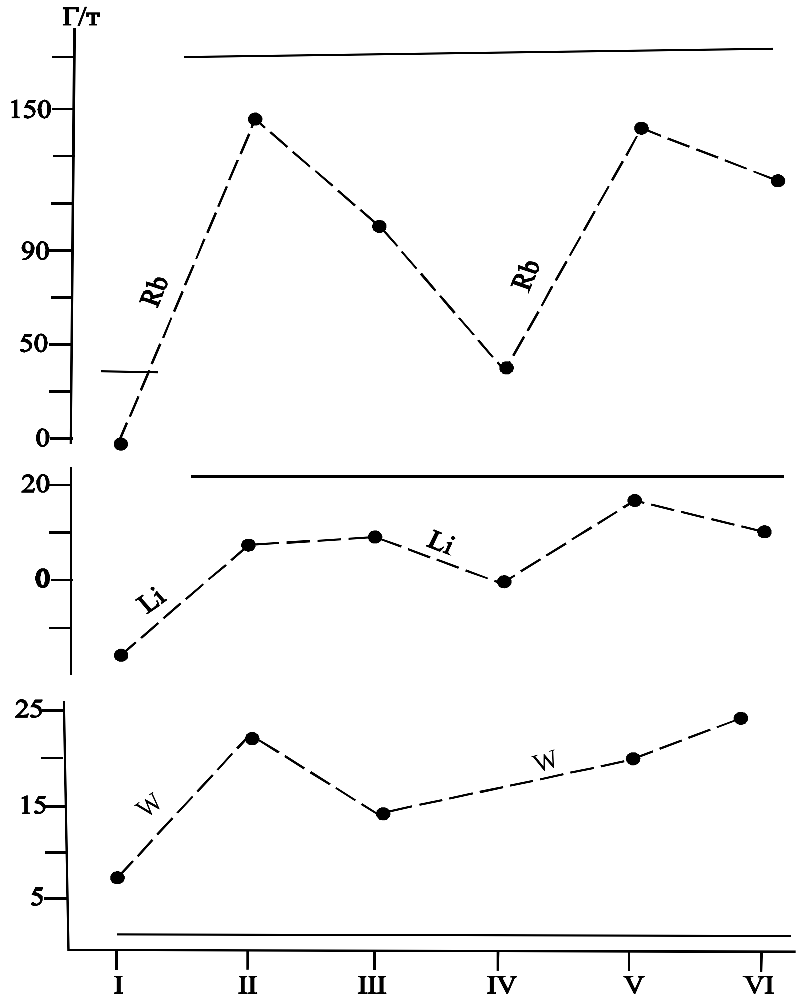


Рис. 5.4. . Содержание Li, W и Rb в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа.
Усл. обознач.см. на рис. 5.1.

Таким образом, проанализировав полученные результаты, увидим, что в распределении редких элементов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа отмечается определенная закономерность. С габбро-плагиогранитовой серией связаны повышенные концентрации Cu, Mo и Ni. В этой серии содержание меди превышает 65 г/т, а молибдена отмечается в пределах 30 г/т. Эти данные, по сравнению с кларковыми, увеличены примерно на три порядка, и поэтому эту серию можно рассматривать как потенциально рудоносносную по отношению к меди и молибдену. По W.S.Pitcher, высокие концентрацииu, Mo и Ni и их минерализация характерна для гранитоидов I типа, а Т.В. Иваницкий считал, что высокое содержание Cu связано с доскладчатыми гранитоидами. Как видим, полученные результаты находятся в хорошем соответствии с геологическими и петрохимическими данными этой серии. В габбро-адамеллитовой серии содержание редких элементов колеблется в пределах кларковых. Исключение составляют W и V. Содержание вольфрама увеличено регионально, лишь высокие концентрации ванадия отличают отмеченную серию от других. Его содержание, по сравнению с кларковым, увеличено примерно в 4 раза. Высокое содержание ванадия отмечается почти во всех обнажениях и, как видно, характерен для габбро-адамеллитовой серии. По содержанию редких элементов подобная тенденция отмечается в плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях. В них повышено содержание Pb, Sn и W. Особый интерес среди этих элементов вызывает W, поскольку отмечается его прогрессивный рост от мигматитов к гранодиорит-аляскитовой серии. В последней количество W, по сравнению с кларковыми, возрастает на три порядка и достигает 24 г/т. W.S.Pitcher (1982) считает, что высокие концентрации W и Sn и их минерализация связаны с гранитоидами S типа, что отличает их от остальных гранитоидов. В герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа большой интерес вызывает содержание хрома. По сравнению с кларковыми, его количество во всех сериях возрастает в среднем на один порядок. Как видно, рассмотренные гранитоидные серии характеризуются положительной специализацией Cr и с этой точки зрения заслуживают особого внимания.

5.2. Редкоземельные элементы

Как известно, редкоземельные элементы (РЗЭ) являются одним из надежных индикаторов петрогенетических процессов, так как в закономерности их концентрации отражены вопросы, как об источнике материала, так и пути их эволюции.

Нами в Институте петрографии, минералогии и рудных месторождений АН России в 40 образцах герцинских гранитоидов Большого Кавказа методом изотопного разбавления было определено содержание РЗЭ (табл. 5.2). Нормирование полученных результатов было проведено по анализу хондрита, предложенного W.V.Bounton (1984). Прежде чем мы рассмотрим содержание и распределение РЗЭ в отдельных сериях, отметим, что по соотношению SiO_2–Yb герцинские гранитоиды Большого Кавказа относятся к образованиям островных дуг и океанской коры (рис. 5.5).

Из габбро-плагиогранитовой серии мы изучили 6 образцов: три из выплавленной плагиогранитовой части и три из габброидного субстрата. Все полученные тренды характеризуются низким уровнем и отвечают закономерности концентрации РЗЭ в габбро-плагиогранитовой серии (рис. 5.6.). В субстрате отмечается тип толеитового распределения, который фактически повторяет кривую базальтов срединно-океанского хребта. Содержание РЗЭ в плагиогранитах мало чем отличается от их концентрации в субстрате, что, в определенной степени, указывает на их генетическое единство. В плагиогранитах отмечается небольшое уменьшение тяжелых лантаноидов и тренд опускается вдоль профиля 10, а элементы группы церия остаются практически в той же концентрации. Отмечается лишь небольшое увеличение лантана. В этих породах, в отличие от классических гранитогнейсов, нет резко выраженного Eu минимума. Обеднение плагиогранитных расплавов тяжелыми редкоземельными элементами, при селективном плавлении, по нашему мнению, объясняется задержкой амфиболов в субстрате, которые, как известно, являются комплексными носителями РЗЭ. Этот факт еще раз доказывает, что выплавлялся лишь лейкократовый материал, а фемическая часть оставалась в субстрате в виде реститов.

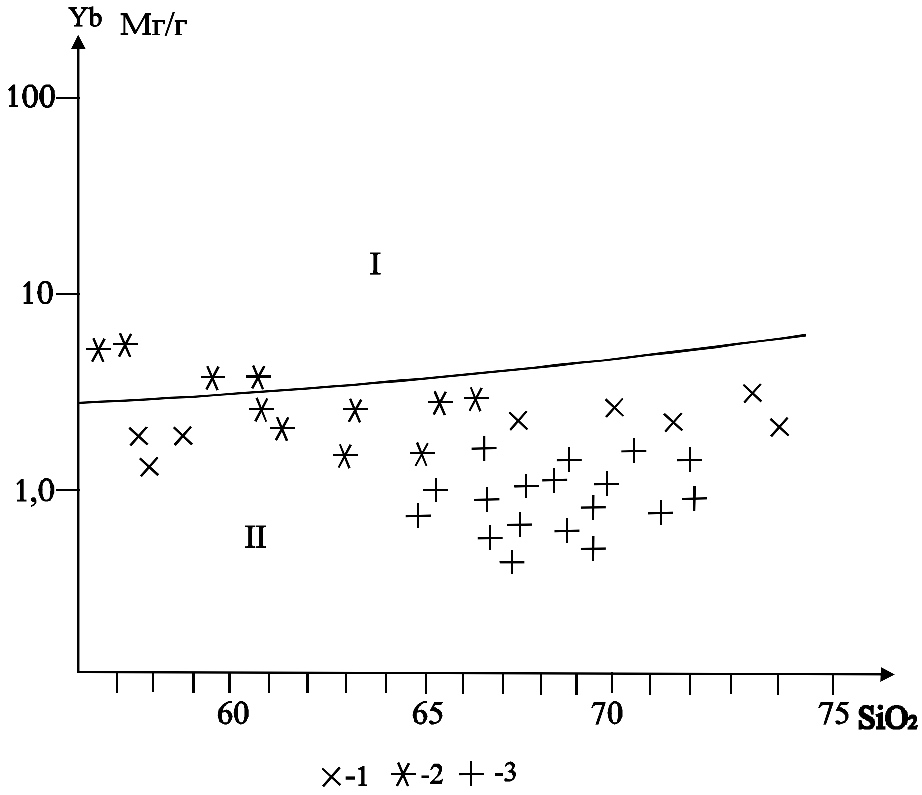


Рис. 5.5. Соотношение SiO_2–Yb в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа.

I – поле океанской коры и внутриплитовых гранитоидов; II – поле островных дуг, коллизионных и океанских гранитоидов (Pearce, 1984).
Усл. обознач: 1 –плагиограниты габбро-плагиогранитовой серии, 2 – гранитоиды габбро-адамеллитовой серии, 3- гранитоиды плагиогранит-гранитовой серии.

Тренд распределения РЗЭ в плагиогранитах Сгимазукского массива повторяет закономерность распределения этих элементов в аналогичных породах массивов Бешта и Каменистая, с той лишь разницей, что в первом отмечается резкий Eu минимум. Этот факт еще более усиливает представление о действии процессов кристаллического фракцирования в плагиогранитах Сгимазукского массива. Кроме фракцирования плагиоклаза, дефицит Eu возможно вызван обеднением породы акцесорами во время эволюции магматического расплава.

В литературе рассмотрены два механизма формирования габбро-плагиогранитовой серии: кристаллическое фракцирование базальтовой магмы и селективное плавление метабазитов (Wedepol, 1983). Опираясь на результаты геологического, петрохимического и РЗЭ исследований допускаем, что генезис рассмотренной серии связан с селективным плавлением метабазитов.

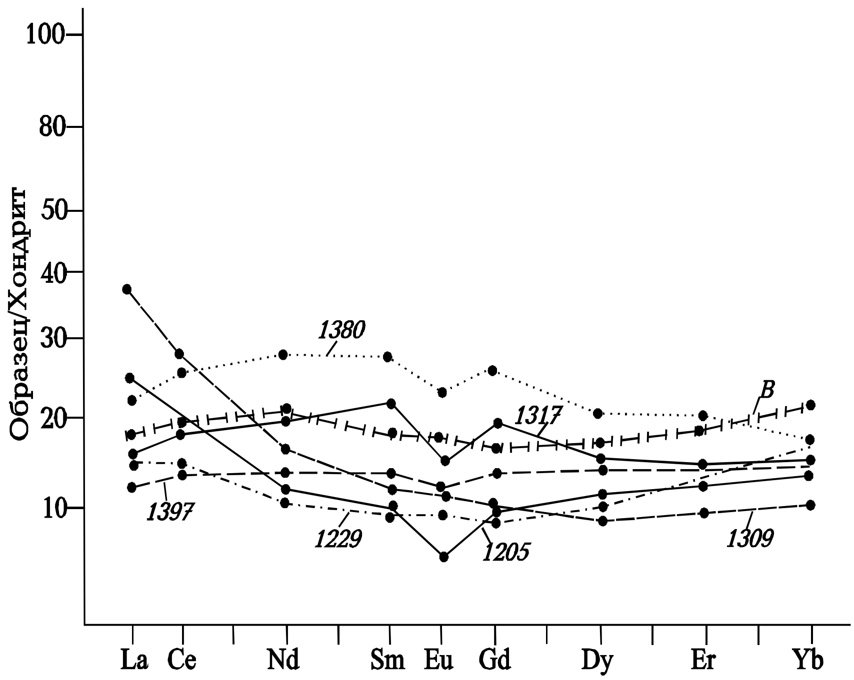


Рис. 5.6. Распределение редкоземельных элементов в герцинской габбро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа.

Образцы: 1309, 1229, 1205 – выплавленный плагиогранит; 1317, 1380, 1397 – метабазитовые реститы. В – тренд среднего содержания срединноокеанских базальтов (Wedepol, 1983).

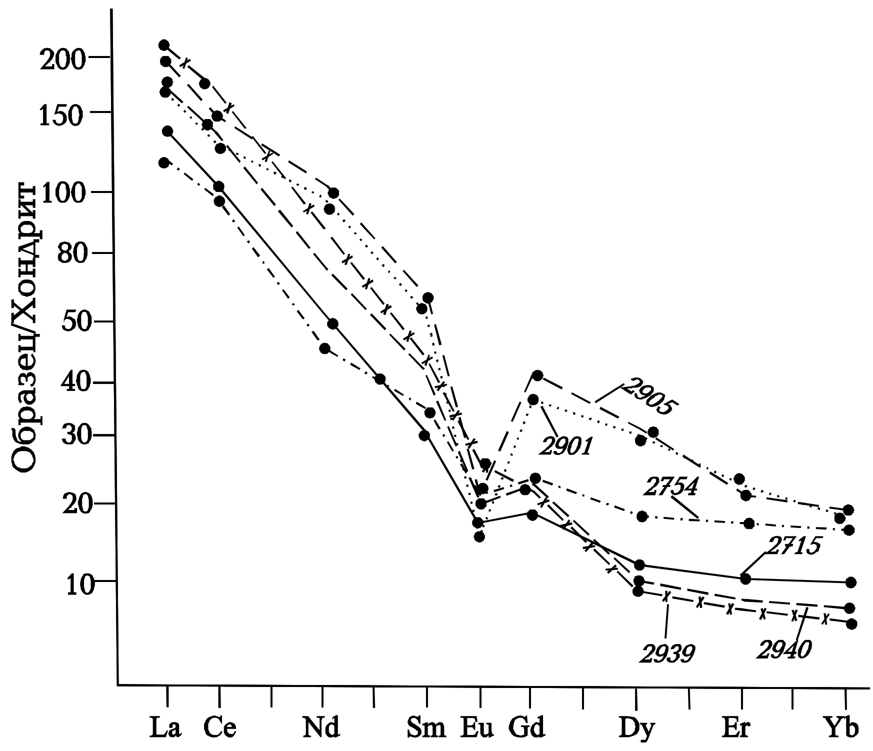


Рис. 5.7. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Дарьяльского (2715, 2754), Касарского (2901, 2905) и Садонского (2939, 2940) массивов.

В отличие от габбро-плагиогранитовой серии, в распределении РЗЭ в габбро-адамеллитовой серии отмечается четкая асимметричность (рис.5.7 и 5.8). На рис 5.7, где нанесены тренды распределения РЗЭ в Дарьяльском, Касарском и Садонском массивах, отмеченный факт хорошо фиксируется. Эти гранитоиды обогащены элементами группы Се и обеднены тяжелыми лантаноидами. В гранитоидах Касарского массива, в отличие от гранитоидов Дарьяльского и Садонского массивов, отмечается четкий Eu минимум, вместе с тем они обогащены элементами группы Се. Необходимо отметить, что последний факт характерен для гибридных гранитоидных образований. В гранитоидах р.Садон, несмотря на четко асимметричный профиль Eu минимум не отмечается, что указывает на большую роль метасоматизма в процессе формирования гранитоидов. Эти гранитоиды характеризуются высоким уровнем легких лантаноидов и небольшим содержанием тяжелых РЗЭ. Такой профиль их распределения характерен для рудоносящих гранитоидов, что подтверждает и мощное полиметаллическое месторождение в Садонском гранитоидном массиве.

Тренды распределения РЗЭ в Сакенском интрузиве соответствуют типу гранитоидного распределения с четким Eu минимумом (рис. 5.8), которые почти аналогичны трендам распределения РЗЭ в Дарьяльском массиве. В породах субстрата Сакенского интрузива содержание РЗЭ намного выше, чем в габбро-плагиогранитовой серии, что можно объяснить высокой удельной долей биотита и роговой обманки. Тренды этих пород почти горизонтально, с незначительным Eu минимумом, прослеживаются вдоль отметки 60, вместе с тем, отмечается обеднение лантаном. Такое распределение РЗЭ характерно для реститовых парагенезисов, что находится в хорошем соответствии с петрогенезисом Сакенского интрузива.

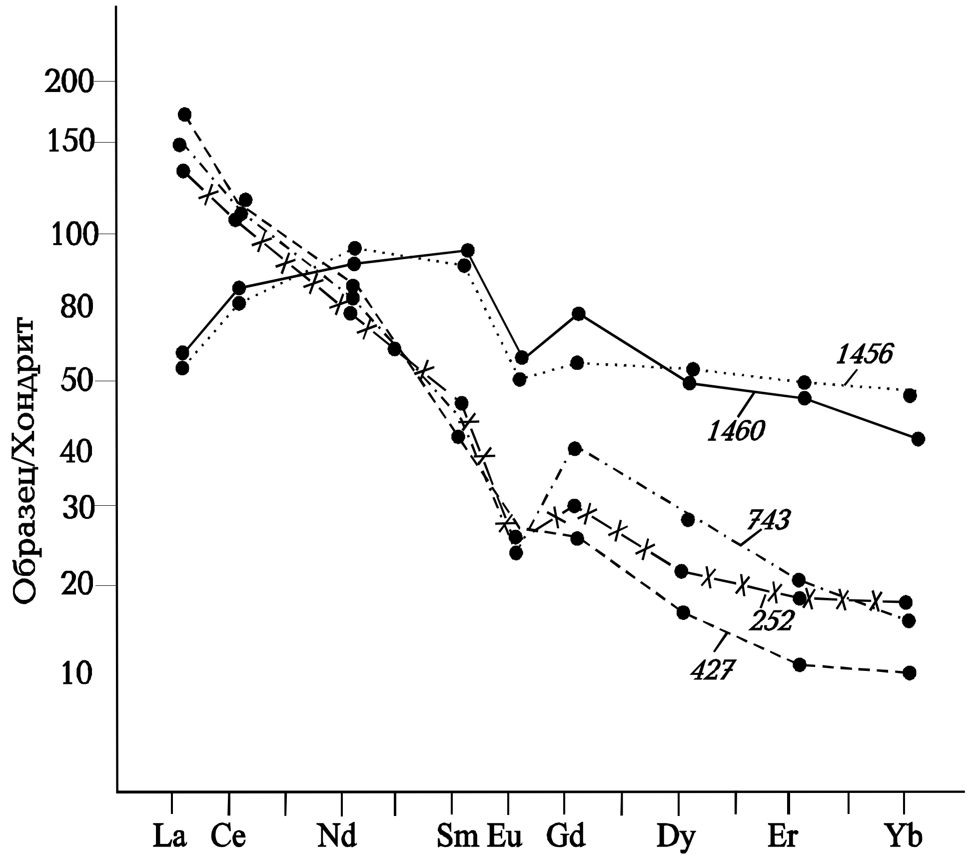


Рис. 5.8.Распределение редкоземельных элементов в реститах (1456, 1460) и в гранитоидах (252, 427, 743) Сакенского интрузива габбро-адамеллитовой серии.

Тренды порфиробластовых гранитов плагиогранит-гранитовой серии характеризуются гранитной асимметричностью и четким Eu минимумом (рис.5.9). Высокое содержание лантаноидов цериевой группы, возможно, вызвано интенсивной микроклинизацией. Известно, что фельдшпаты в большем количестве содержат легкие лантаноиды, чем биотит и роговая обманка. В гранитоидах плагиогранит-гранитовой серии повышенное содержание легких лантаноидов и низкий уровень итриумовой группы, скорее всего указывают на их возможную рудоносность.

Верхнекаледонские гранитогнейсы характеризуются асимметричным, почти гранитоидным типом распределения РЗЭ (рис. 5.9). В отличие от порфиробластовых гранитов в них Eu минимум выражен не четко, но высоко суммарное содержание РЗЭ.
Содержание и закономерность распределения РЗЭ в гранодиорит-аляскитовой серии является типично гранитовой, но в ней слабо выражен Eu минимум (рис. 5.10). По нашему мнению, этот факт должен быть вызван низким уровнем дифференциации, что выражено большой концентрацией плагиоклаза в породах и что, соответственно, выражается в высоком содержании Eu. В целом, можно отметить, что низкий уровень кристаллического фракцирования характерен для герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.

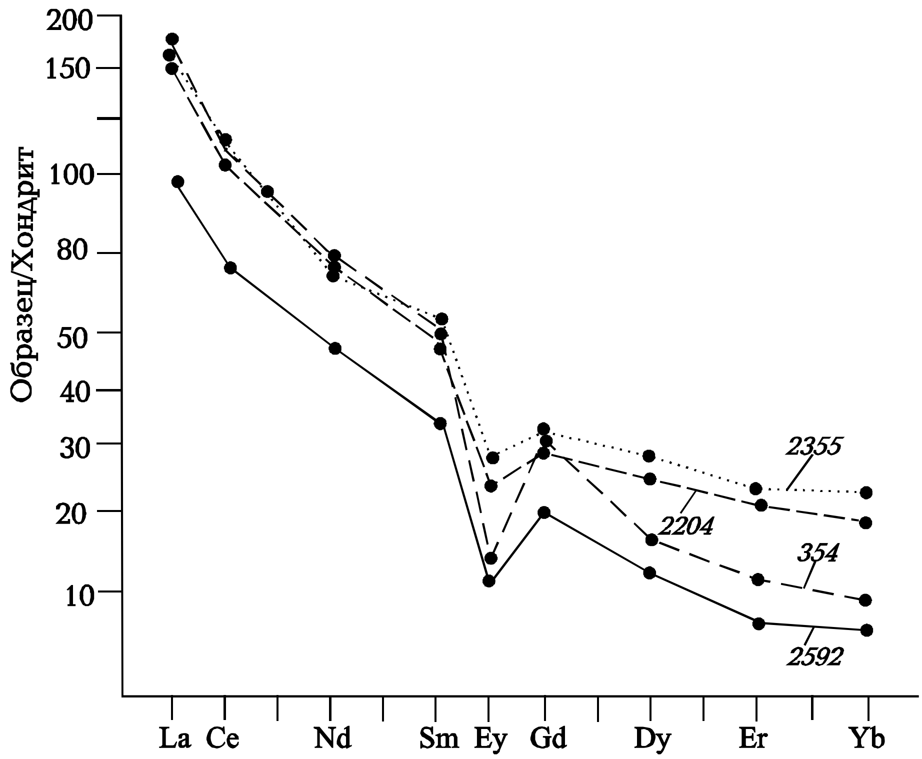


Рис.5.9. Распределение редкоземельных элементов в порфиробластовых гранитах герцинской плагиогранит-гранитовой серии (354, 2592) и в верхнекаледонских гранитогнейсахх (2204, 2355).

На рис. 5.11 нанесены тренды среднего содержания РЗЭ в гранитах плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой серий и в аналогичных образованиях земной коры. Как видно из диаграммы, отмеченные гранитоиды Большого Кавказа по содержанию в них РЗЭ проявляют полную аналогию с герцинскими биотитовыми гранитоидами Шварцвальда и с герцинскими субщелочными гранитоидами Пиринеев.
На рис. 6.12 показано влияние фактора милонитизации на содержание РЗЭ в гранитоидах. На эту диаграмму нанесены тренды милонитизированных (обр. 55, 172,

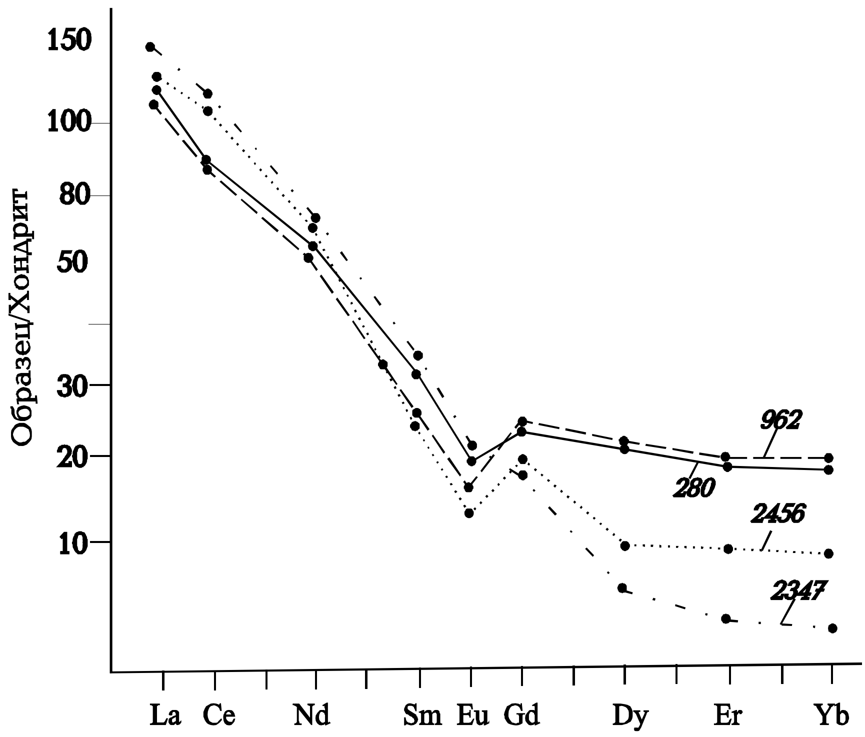


Рис. 5.10.Распределение редкоземельных элементов в гранодиорит-аляскитовой серии. Образцы: 280 – из среза р. Сакени; 962 – из среза р.Гвандра, 2347, 2456 – из среза р. Дауд.

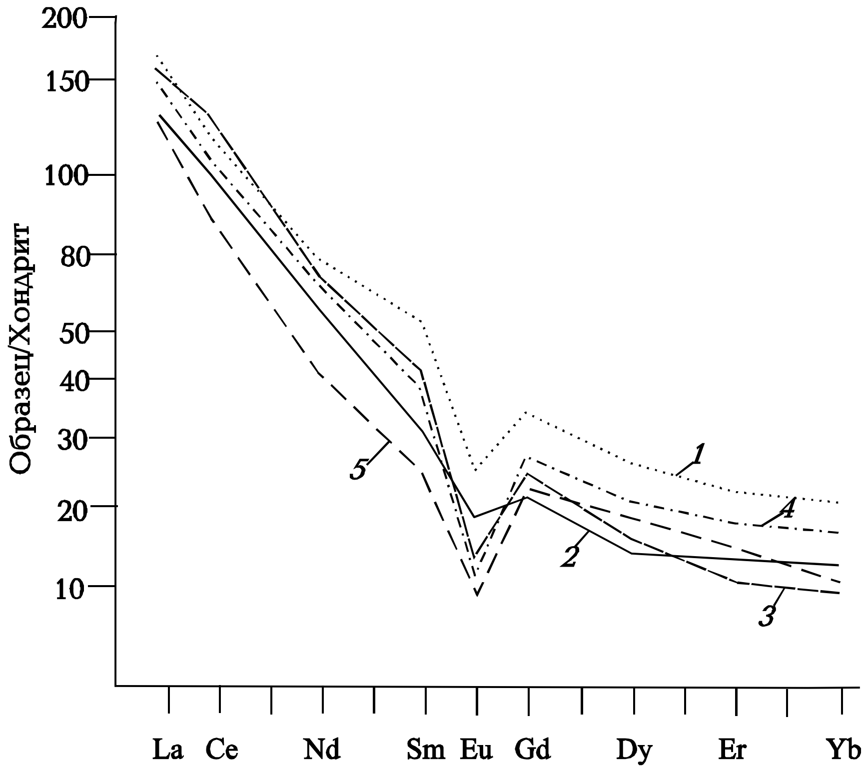


Рис. 5.11. Распределение среднего содержания РЗЭ в позднекаледонских гранитогнейсах, в плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой серий Большого Кавказа, а также в аналогичных образованиях различных регионов мира.

Тренды: 1 –позднекаледонские гранитогнейсы Большого Кавказа, 2 – герцинские гранитоиды гранодиорит-аляскитовой серии Большого Кавказа, 3 – герцинские гранитоиды плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа, 4 – герцинские биотитовые гранитоиды Шварцвальда (Emmermen, 1975), 5 – герцинские гранитоиды Пиринеев (Fourcads, Allegre 1981).

176) и и немилонитизированных (обр. 345) гранитоидов плагиогранит-гранитовой серии. Как видим, милонитизированные разновидности испытывают обеднение как цериевой группой, так и тяжелыми лантаноидами. В гранитоидах этой серии суммарные РЗЭ колеблются в пределах 160-185 г/т, а в их милонитизированных разновидностях этот показатель падает до 55-70 г/т. По-видимому, во время милонитизации выносятся, в основном, элементы группы церия, а тяжелые лантаноиды проявляют сравнительную инертность.

Мы рассмотрели закономерность распределения среднего содержания РЗЭ в герцинских гранитоидах Большого Кавказа (рис. 5.13). Тренд габбро-плагиогранитовой серии занимает самый низкий уровень и помимо кроме La и Ce почти все элементы располагаются субгоризонтально, примерно вдоль 10-го уровня. Тренд габбро-адамеллитовой серии на этой диаграмме занимает самый высокий уровень и в то же время характеризуется небольшим Eu минимумом, что можно объяснить фемическим субстратом этой серии и низким качеством фракцирования. Результатом наследственности субстрата должно быть большое содержание тяжелых лантаноидов в этой серии. Тренд гранитоидов плагиогранит-гранитовой серии характеризуется четкой асимметричностью. По сравнению с трендами других гранитоидов в нем самый большой Eu минимумом, что, по видимому, можно объяснить процессами микроклинизации. Примерно аналигичным трендом характеризуется и гранодиорит-аляскитовая серия. С той лишь разницей, что в ней сранительно низкое процентное содержание РЗЭ, а также низкий Eu минимум.

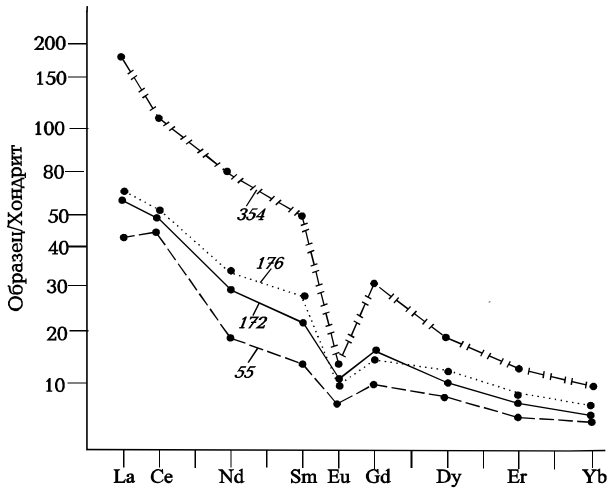


Рис. 5.12. Распределение трендов РЗЭ в милонитизированных (обр. 55, 172, 176) и в немилонитизированных (обр. 354) герцинских гранитоидах Большого Кавказа.

Закономерности содержания и распределения РЗЭ мы изучили и в субстратах этих гранитоидов (рис.5.14). Как видно из этой диаграммы, содержание и тип распределения элементов в гранитоидах более или менее определяет содержание РЗЭ в субстрате.

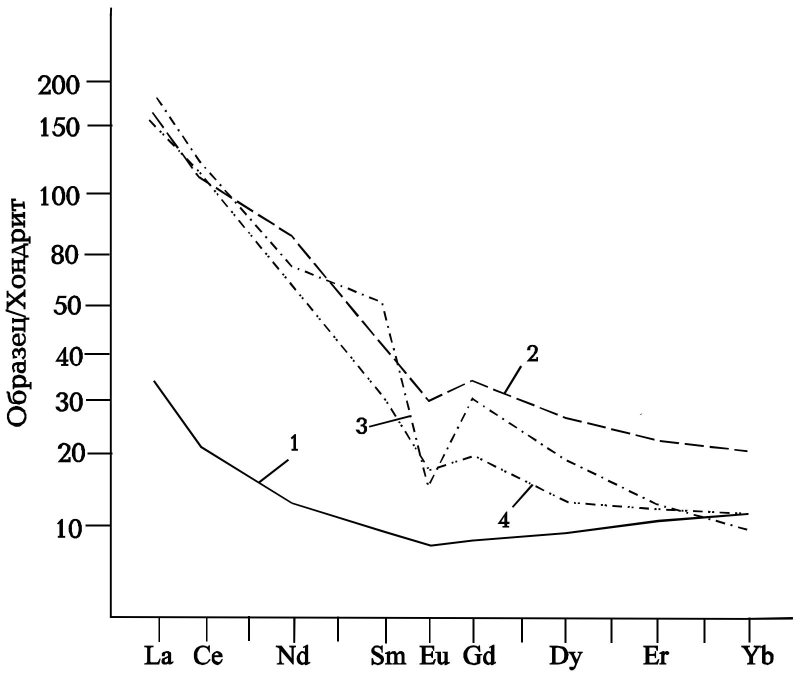


Рис. 5.13. Тренд среднего содержания РЗЭ в гранитоидах герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.
1 – гранитоиды габбро-плагиогранитовой серии; 2 – гранитоиды габбро-адамеллитовой серии ; 3 – гранитоиды плагиогранит-гранитовой серии; 4 – гранитоды гранодиорит-аляскитовой серии.

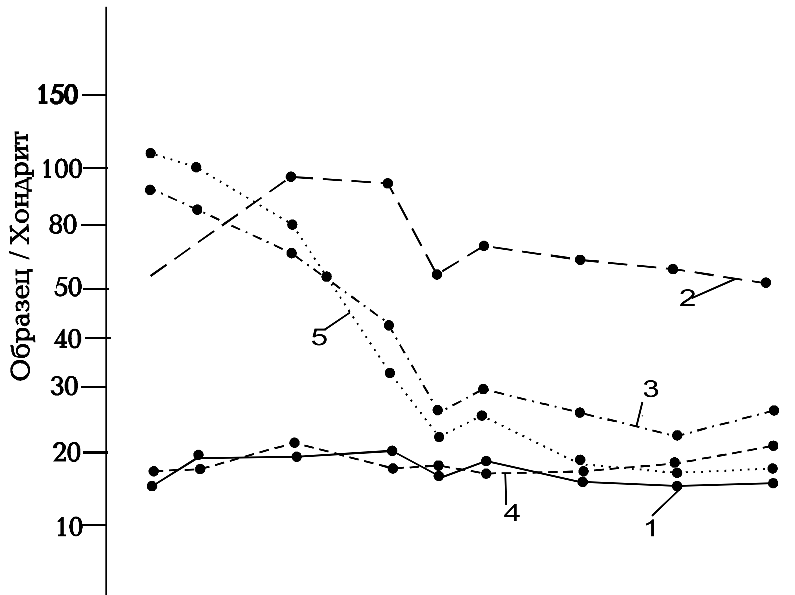


Рис. 5.14. Распределение среднего содержания редкоземельных элементов в субстрате герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа и некоторые индикаторные породы.
Тренды: 1- субстрат габбро-плагиогранитовой серии; 2 – субстрат граббро-адамеллитовой серии; 3 – субстрат плагиогранит-гранитовой серии; 4 – базальты срединно-океанского хребта (Wedepol, 1983), 5–австралийские граувакки (Taylor, McLennan, 1985).

Субстрат габбро-плагиогранитовой серии проявляет полную идентичность с базальтами срединноокеанской коры и их тренды фактически следуют друг за другом. Тренд субстрата габбро-адамеллитовой серии занимает довольно высокую, 50-ую отметку и в отличие от субстрата габбро-плагиогранитовой серии, в нем суммарное содержание РЗЭ намного выше, что в особенности, относится к тяжелым лантаноидам. Тренд субстрата плагиогранит-гранитовой серии характеризуется асимметричным, почти гранитоидным типом распределения, что объясняется характером субстрата, в частности, продуктами размыва континентальной коры: метапеллитами и метаграувакками. На эту диаграмму нанесен спектр содержания РЗЭ в граувакках Австалии, который, фактически, совпадает с типом распределения этих элементов в субстрате плагиогранит-гранитовой серии.

Что касается субстрата гранодиорит-аляскитовой серии, то, как уже было показано, он представлен верхнекаледонскими гранитогнейсами, тренды распределения РЗЭ которых (см. рис. 5.10) почти повторяют тренды распределения РЗЭ в самой этой серии.

Таким образом, исследование закономерности содержания и распределения РЗЭ в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа показало, что они представлены совершенно разными генетическими образованиями. Очевидно, что они формируются из различных протолитов, находящихся в условиях различного геодинамического режима. Результаты проведенных работ подтверждают, что плагиограниты габбро-плагиогранитовой серии сформировались путем селективного плавления базитового субстрата, гранитоиды плагиогранит-гранитовой серии образовались в результате анатексиса метаграуваккового и метапелитового субстрата, гранитоиды габбро-адамеллитовой серии являются следствием сложного мантийно-корового взаимодейстивя, а гранитоиды гранодиорит-аляскитовой серии являются продуктом палингенеза позднекаледонских гранитогнейсов. Что касается степени кристаллического фракцирования герцинских гранитоидных расплавов Большого Кавказа, то, по всей вероятности, в них этот процесс был слабо выражен, так как выплавленный расплав изначально был кислого состава. Процесс кристаллического фракцирования сравнительно сильно развит в плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях. Этот процесс фактически не отмечается в плагиогранитах габбро-плагиогранитовой серии, что же касается габбро-адамеллитовой серии, то в ее генезисе ведущую роль сыграли процессы ассимиляции и гибридизации.

6. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

6. 1. Калиевый полевой шпат

Формирование калиевых полевых шпатов протекало в широком интервале давления и температуры, вследствие чего их состав и структурные особенности являлись хорошими критериями для выяснения генезиса гранитоидных пород. Калиевые полевые шпаты кристаллического субстрата Большого Кавказа изучали многие исследователи. Было установлено, что они, в основном, представлены высокоупорядоченным структурным типом – максимальным микроклином, с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Преобладает мнение, что они являются метасоматическими образованиями (Заридзе, Татришвили, 1958, 1959, 1967 и др.), хотя позднее появилась работа, в которой отмеченные калишпаты рассмотрены как магматические образования (Потапенко, 1982). В палеозойских гранитоидах Северного Кавказа Д.М.Шенгелиа (1969) выделил два типа калишпатов: основной массы и порфиробластовые. Он считает, что порфиробластовые калишпаты являются низкотемпературными метасоматическими образованиями, а клишпаты основной массы – высокотемпературными магматическими.

В данной работе рассмотрены результаты рендгеноструктурного исследования 45 калишпатовых фракций герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа. Работа была проведена в Санкт-Петербургском университете на кафедре минералогии и в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Снимки образцов проводились дважды на дифракторе "Дрон –2" с медным излучением.

Для определения упорядочения Al-Si мы применили степень рентгеновой триклинности и содержание алюминия в положении T_1. По пикам 131 и 131 был определен T_1O-T_1M, что соответствует характеру рентгеновой триклинности, которая может меняться от 0 (моноклиновые калишпаты) до 1 (для максимального микроклина). По пику 201 было определено процентное содержание натрия в калишпатах. Результаты проведенных работ даны в табл. 6.1.

Таблица 6.1. Некоторые средние результаты рентгеноструктурного анализа калишпатов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.

Кол. обр.	Название серий	Содерж. Калиш. %	Монокл. фаза (%)	Спетень триклин Δр	Темпер. Форм. при ^{0}С	
					2 кб	**5кб**
8	Габбро-адамеллитовая	3	36	0,90	390	410
10	Гранод.-аляскитовая	35	20	0,85	600	630
7	Мигматиты	20	25	0,85	540	580
10	Порфиробласт. граниты	15	20	0,80	470	520
5	Пегматиты	7	15	0,80	390	420
5	Жильные фации	5	20	0,90	360	390

Во время рендгеноструктурного анализа было установлено, что изученные калишпаты представлены высокоупорядоченными разновидностями – микроклинами. Но в них отмечаются участки ортоклаза, указывающие на кристаллизацию структуры в моноклинной фазе. Как видно, в более упорядоченной структуре микроклина преобразование произошло позднее. По содержанию моноклинной фазы в калишпатах герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа четко выделяются три группы. Первая, с большим содержанием моноклинной фазы (36%), связанная с габбро-адамеллитовой серией, вторая – со средним содержанием (15-25%), связанная с гранодиорит-аляскитовой серией, с мигматитами гранит-мигматитового комплекса и порфиробластовыми гранитами и третья – с низким содержанием (7%), связанная с пегматитами и породами жильных фаций плагиогранит-гранитовой серии. Установлено, что сохранению структуры ортоклаза в калишпатах способствует большая скорость кристаллизации, сравнительная сухость магматического расплава и, соответственно, слабое проявление гидротермальных процессов (Parson, 1978). Исходя из сказанного можно допустить, что габбро-адамеллитовая серия характеризуется большой скоростью кристаллизации и сравнительно большой сухостью магмы (этим можно объяснить в целом слабый гидротермальный процесс в этой серии). Пегматиты плагиогранит-гранитовой серии и породы жильной фации кристаллизуются очень медленно в среде, богатой гидротермами, а мигматиты гранит-мигматитового комплекса, порфиробластовые граниты и гранитоиды гранодиорит-аляскитовой серии формируются в среде с нормальным гидротермальным режимом. Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с другими геологическими данными рассмотренных серий.

По экспериментальным работам и термодинамическим вычислениям изучены главные факторы определения структуры калишпатов (Седова и др., 1982). Установлено, что главным контролером структурного положения калишпатов является температура кристаллизации, а давление на него особого влияния не оказывает. И.С.Седова (1982) считает, что в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций в условиях кианит-силлиманитового режима развивается средний ортоклаз, а в условиях андалузит-силлиманитового режима - максимальный микроклин. По ее мнению, в условиях метаморфизма андалузит-силлиманитовго типа существование упорядоченного калишпата обусловлено особенностями флюидной фазы. В частности, большой концентрацией водорода, что способствует упорядочению структуры калишпата. Если принять во внимание вышесказанное, то можно допустить, что главными факторами упорядочения Al-Si калишпатов являются температура и тип метаморфизма.

С помощью двуслюдяного геотермометра мы определили температуры образования изученных калишпатов. Этот геотермометр был предложен Т. Бартом в 1962 году, а затем его усовершенствовал J.C. Stormer (1975). Полученные этим методом температуры формирования калишпатов находятся в хорошем соответствии с геологическими данными исследуемого региона. Самая высокая температура кристаллизации фиксируется в калишпатах гранитоидов гранодиорит-аляскитовой серии - 600^0C, в условиях давления 2 кб , а в условиях давления 5 кб - 630^0C. Эти показатели сравнительно низкие в мигматитах гранит-мигматитового комплекса и составляют, соответственно, 540 и 580^0C. Микроклины порфиробластовых гранитов кристаллизуются в условиях температуры 470^0C (2 кб) и 520^0C (5 кб). Самые низкие температуры образования калишпатов плагиогранит-гранитовой серий отмечаются в пегматитах и породах жильных фации. Эти показатели соответственно таковы: 390^0C (2кб), 420^0C (5 кб), 360^0C (2 кб) и 390^0C (5кб). Самые низкие температуры формирования калишпатов, рассмотренных гранитоидных серий, имеют породы габбро-адамеллитовой серии – 390^0C (2 кб) и 410^0C (5 кб).

Таким образом, в результате рентгеноструктурного исследования калишпатов герцинских гранитоидов Большого Кавказа выделились их два генетических типа: высокотемпературный и низкотемпературный. Вместе с тем, температурные условия формирования определяют объем Na фазы и, в определенной степени, структурные особенности минерала. Из рассмотренных калишпатов резко выделяются калишпаты габбро-адамеллитовой серии. В них, в отличие от калишпатов гранодиорит-аляскитовой серии, почти в 10 раз ниже процентное содержание Na и в два раза больше объема моноклинной фазы. Вместе с тем, если в первой серии среднее содержание SrO составляет 390 г/т, то во второй, и в порфиробластовых гранитах оно, соответственно, составляет 170 и 140 г/т.

6.2. Биотиты

Биотиты вызывают большой интерес исследователей, так как они формируются в широком диапазоне температуры и давления и их состав и структура находятся в прямой зависимости от физико-химических условий кристаллизации магматического расплава. Такие их свойства позволяют восстановить термодинамические условия образования и эволюции магматической системы. Вместе с тем, концентрация в биотитах редкоземельных элементов является одним из наилучших критериев определения рудоносности гранитоидов. Из герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа мы детально изучили 140 мономинеральных фракций биотитов. Их усредненные химические, петрохимические и кристаллохимические формулы и анализы даны в табл. 6.2, 6.3 и 6.4.

Как видно из рис. 6.1, отмеченные биотиты представлены магниевыми и железо-магниевыми разновидностями, вместе с тем, биотиты конкретной гранитоидной серии занимают определенные поля, что еще раз подчеркивает их генетическую индивидуальность. Биотиты габбро-адамеллитовой серии, в основном, группируются в поле мигматитового биотита. В отличие от них биотиты гранодиорит-аляскитовой серии представлены, главным образом, железистыми разновидностями. Биотиты мигматитов гранит-мигматитового комплекса представлены как магниевыми, так и железистыми разновидностями. Биотиты плагиогнейсов и плагиогранитов плагиогранит-гранитовой серии представлены, в основном, магниевыми разновидностями, а микроклиновые порфиробластовые граниты – железистыми разновидностями.

Таблица 6.2. Средние химические анализы биотитов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа (масс%)

n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	
Габбро-адамеллитовая серия													
30	36,87	1,23	15,34	6,46	13,17	0,31	9,40	1,46	9,15	0,18	1,50	4,37	99,32
Мигматиты плагиогранит-гранитовой серии													
30	35,92	1,46	18,64	5,48	14,40	0,23	8,56	1,56	7,84	0,14	1,03	4,62	99,56
Плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии													
10	35,35	1,50	17,45	5,78	13,60	0,25	9,92	1,72	7,78	0,09	1,23	5,14	99,74
Порфиробластвые граниты плагиогранит-гранитовой серии													
30	34,28	0,78	18,36	9,74	14,76	0,31	7,73	1,66	3,30	0,14	1,71	6,39	99,74
Гранодиорит-аляскитовая серия													
40	35,98	1,80	17,90	8,40	13,22	0,44	8,08	1,49	6,95	0,13	1,62	4,96	99,40

Таблица 6.3. Средний кристаллохимический состав биотитов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа (в пересчете на 22 кислород)

Si	Al_{IV}	ΣZ	Al_{IV}	Ti	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mn	Mg	ΣY	K	Na	Ca	Σx
Габбро-адамеллитовая серия													
5,66	2,32	8,00	0,45	0,14	0,74	1,83	0,04	2,15	5,35	1,80	0,04	0,23	2,07
Мигматиты плагиогранит-гранитовой серии													
5,42	2,58	8,00	0,75	0,16	0,60	1,79	0,03	1,88	5,25	1,52	0,02	0,24	1,78
Плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии													
5,42	2,58	8,00	0,59	0,16	0,69	1,74	0,03	2,26	5,47	1,51	0,02	0,24	1,77
Порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии													
5,17	2,83	8,00	0,56	0,09	1,23	1,95	0,04	1,82	5,69	0,66	0,04	0,28	0,98
Гранодиорит-аляскитовая серия													
5,45	2,54	8,00	0,73	0,15	0,89	1,64	0,03	1,79	5,23	1,30	0,03	0,31	1,54

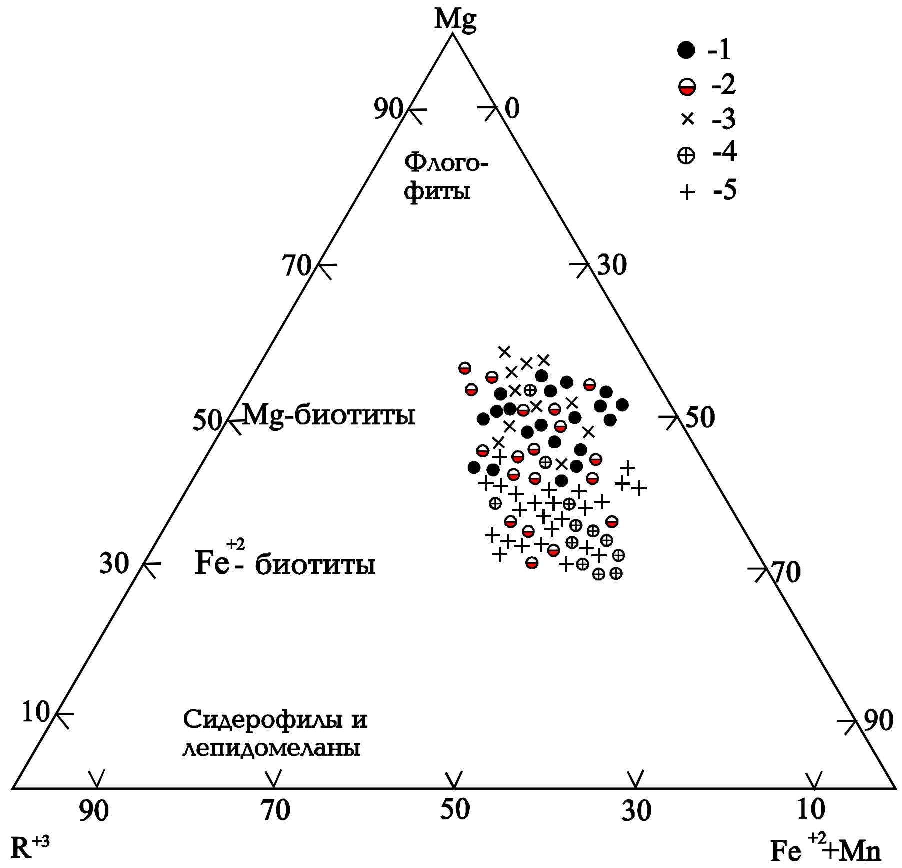


Рис. 6.1. Зависимость Fe^{2+}, Mg, Mn и R^{3+} в биотитах герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа по M. Foster (1960).
Усл. обознач: 1 – габбро-адамеллитовая серия; 2 – мигматиты гранит-мигматитового комплекса; 3 – плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии; 4 – порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии; 5 – гранодиорит-аляскитовая серия.

Как известно, в биотитах взаимодействие элементов октаэдрной позиции можно выразить изоморфной смесью минералов, так называемыми рядами истонит-сидерофилита и флогофит-анита. В последние годы были предложены различные варианты классификации. По нашему мнению, изоморфный состав биотитов лучше всего отражает метод С. П. Кориковского (1965). Он основывается на принципе, что в отмеченных изоморфных рядах процентное количество атомов алюминия в октаэдрной и в тетраэдрной позициях заметно отличаются.

С применением этого метода мы получили такую же классификационную картину, как и в случает метода M. Foster. Биотиты габбро-адамеллитовой серии, в основном, представлены флогофит-анитовым, а биотиты гранодиорит-аляскитовой серии – истонит-сидерофиллитовым рядом. Мигматиты гранит-мигматитового комплекса представлены как истонит-сидерофиллитовым рядом, так и флогофит-анитовым. Биотиты плагиогранитов и плагиоклазов плагиогранит-гранитовой серии, в основном, группируются в флогофит-анитовом поле, а биотиты микроклиновых порфиробластовых гранитов–в истонит-сидерофиллитовом.

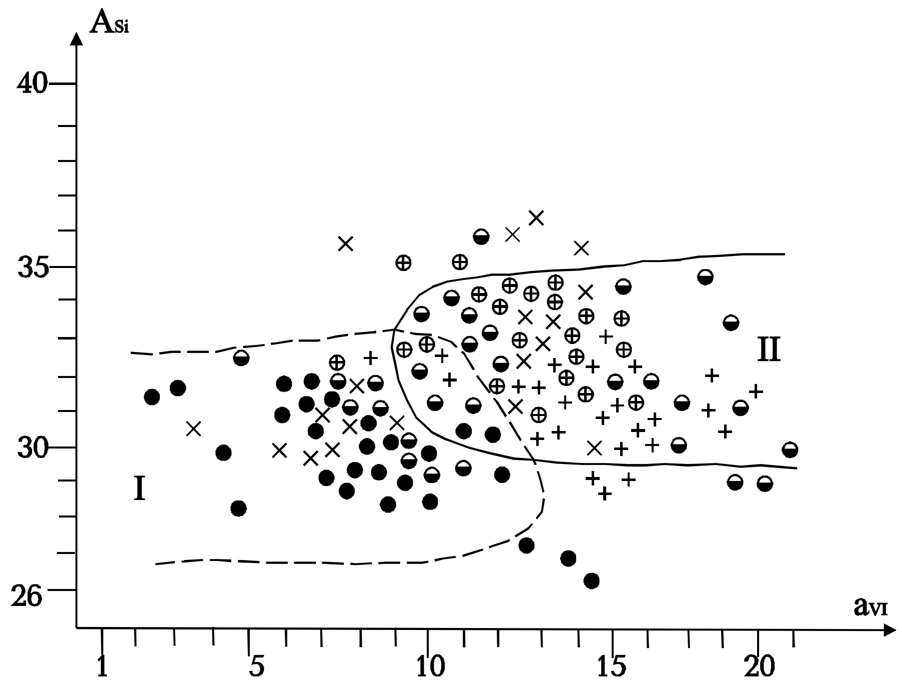


Рис. 6.2. Соотношение коэффициентов a_{Si}-a_{VI} в биотитах герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.

a_{Si}= (Al_{VI}/$\Sigma_{тетр.кат.}$)x100%; a_{VI}=(Al_{VI}/$\Sigma_{окт..кат.}$)x100%;
Поля: I - истонит-сидерофиллитового 5-50% содержания; II - истонит-сидерофиллитового 50-100% содержания.
Усл.обознач. см. на рис. 6.1.

Как известно, физико-химические условия кристаллизации гранитоидного расплава хорошо расшифровываются по глиноземности, железистости и магниевости. Исследования в этом направлении проводили А.А.Маракушев и И.А.Таранин (1965), В.С.Иванов (1970), А.Т.Хитрунов (1981) и другие. По И.А.Таранину (1971), во время формирования гранитоидов главным фактором регулирования глиноземности в биотитах является кислотно-щелочной режим. Для его анализа А.А.Маракушев и И.А.Таранин (1965) предложили два параметра биотитов S и M (S=Si/Al; M=ΣFe+Mg/Al), по которым высчитывался кислотно-щелочной режим гранитообразующих процессов. Опираясь на эти данные, В.С.Иванов (1970) предложил, основанную на химическом потенциале калия и воды, диаграмму изменчивости железа и глинозема в биотитах.

Использование этой диаграммы показало, что биотиты герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа формируются в среде различной железистости, глиноземности, калиевости и потенциала воды. Соответственно различны и температуры их кристаллизации (рис. 6.3). Как видим, на этой диаграмме биотиты габбро-адамеллитовой серии занимают совершенно изолированное, богатое глиноземом поле, а температурный интервал их образования, примерно, соответствует температурному интервалу биотитов гранодиорит-аляскитовой серии. Поле распространения последних расположено в поле распространения биотитов плагиогранит-гранитовой серии, что указывает на схожие физико-химические условия их формирования. Температурный интервал образования биотитов мигматитов гранит-мигматитового комплекса очень велик и он перекрывает поля биотитов плагиогранитов и порфиробластовых гранитов плагиогранит-гранитовой серии. Среди последних самую высокую температуру образования имеют биотиты плагиогнейсов и плагиогранитов, а самую низкую – биотиты порфиробластовых гранитов. На этой диаграмме хорошо видно, что очагом

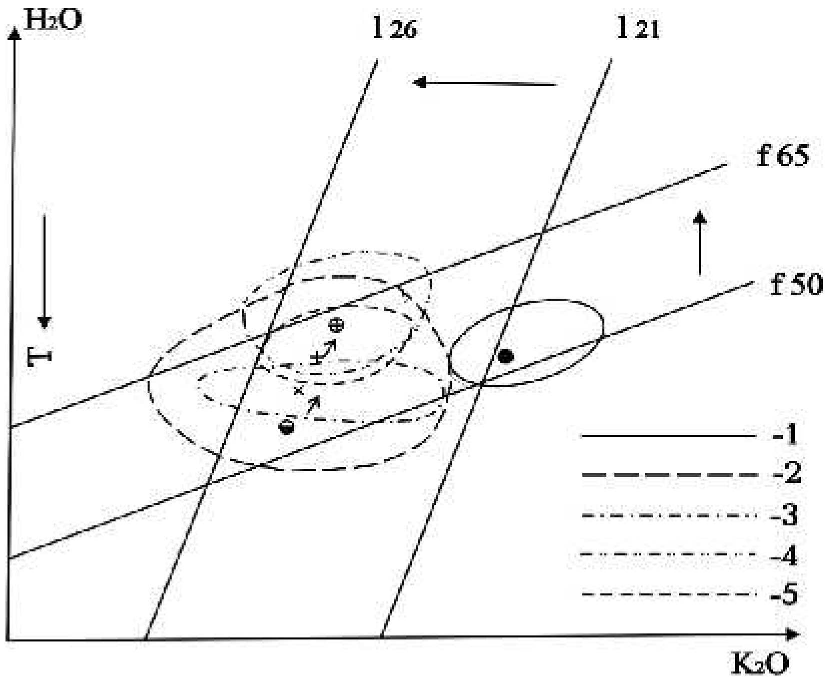


Рис. 6.3. Диаграмма изменчивости железистости и глиноземности с зависимостью потенциала калия и воды в биотитах герцинских гранитоидов Большого Кавказа.

Поля: 1-габбро-адамеллитовая серия, 2 – мигматиты гранит-мигматитового комплекса, 3 – плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии; 4 – порфиробластовые граниты этой же серии; 5 – гранодиорит-аляскитовая серия.

Таблица 6.4. Средние петрохимические параметры биотитов герцинских гранитоидов Большого Кавказа и среднее содержание в них Li и Rb (г/т).

Гранитоидная серия	M	f	l	Li	Rb
Габбро-адамеллитовая	47	52	21	110	867
Гранодиорит-аляскитовая	40	58	29	95	685
Мигмат. гран.-мигм. комплекса	44	54	25	52	447
Плагиограниты плаг.-гран. серии	40	56	25	82	599
Порфиробл. граниты плаг.-гран. серии	38	60	26	175	951

гранитоидной магмы плагиогранит-гранитовой серии является ареал мигматитов, а эволюция магматического расплава протекала от плагиогранитного состава к гранитному. Вместе с тем, степень дифференциации магмы очень мала, что вообще характерно для верхнекоровых анатектических образований.

Как показали многочисленные исследования (Ушакова, 1980; Кузьмин, 1985 и др.) в биотитах, и вообще в слюдах, концентрация редких элементов является одним из лучших индикаторов выявления рудоносности в гранитоидах. Это свойство слюд объясняется их структурной особенностью, которая дает возможность изоморфно замещать редкие элементы. Например, концентрация Rb в биотите вызвана его кристаллохимической близостью к калию, а лития - к магнию и т.д. Но как видно, содержание редких элементов в биотите определяет не только их структура, но и их концентрация в гранитоидном расплаве. Во время микрозондового исследования обнаружилось, что в биотитах большинство редких элементов связано с микровключениями акцессорных минералов. Изучение биотитов гранитоидных серий показывает, что в биотитах параллельно с их эволюцией, возрастают концентрации редких элементов, что особенно касается лития и рубидия. Отмеченная закономерность

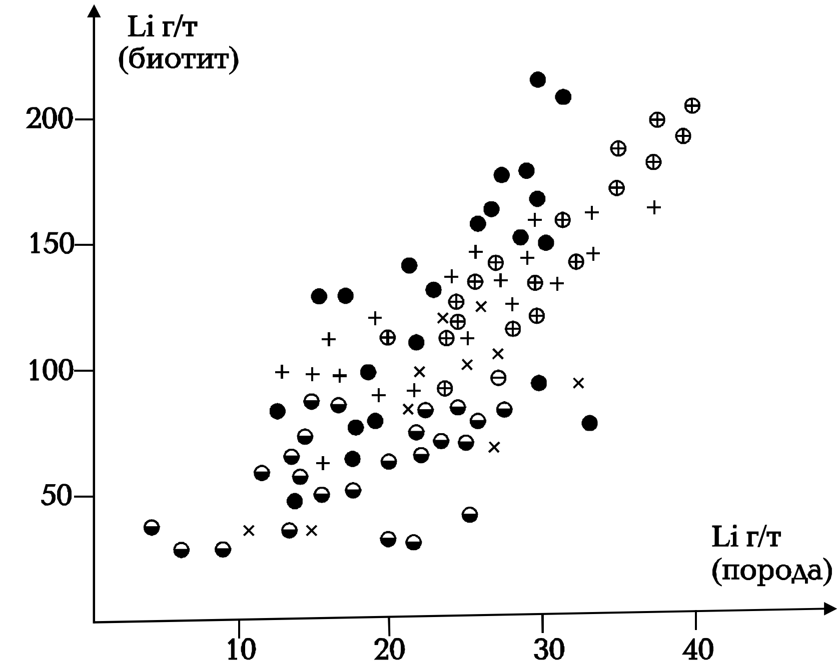


Рис. 6.4. Взаимосвязь концентрации Li между герцинскими гранитоидами Большого Кавказа и их биотитами. Усл. обознач. см. на рис. 6.1.

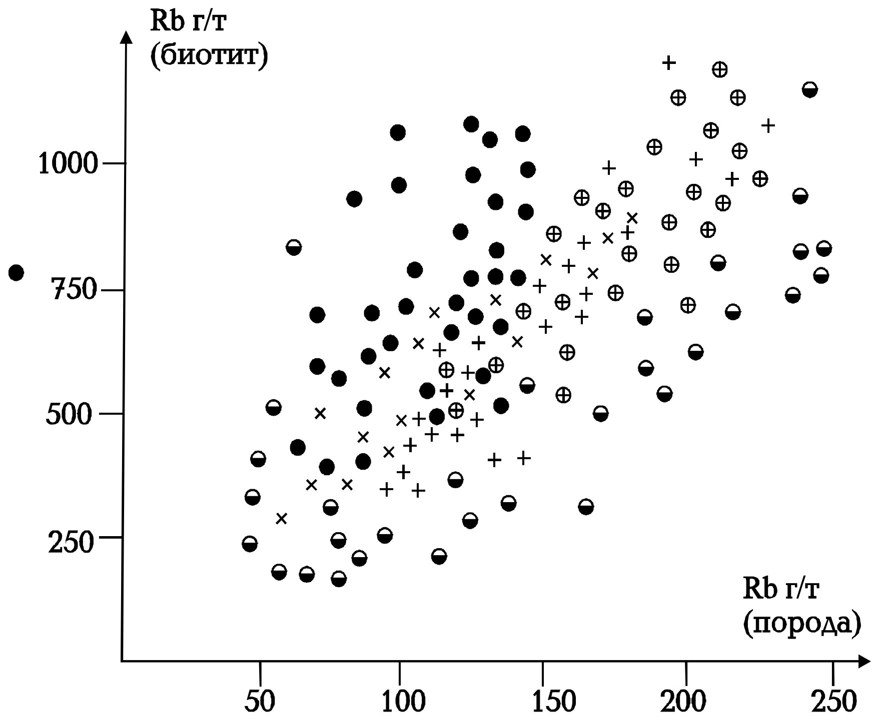


Рис.6.5. Взаимосвязь концентрации Rb между герцинскими гранитоидами Большого Кавказа и их биотитами. Усл. обознач. см. на рис. 6.1.

хорошо видна в изученных нами биотитах. На диаграмме 6.4 и 6.5 дана зависимость Li и Rb между биотитами герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа и вмещающими породами. Из этих диаграмм ясно видно, что эта зависимость, в обоих случаях, прямо пропорциональная, что явно указывает на то, что в биотитах содержание Li и Rb, в определенной степени, обусловлено концентрацией этих элементов в магматическом расплаве. В изученных биотитах содержание Li и Rb, по сравнению с данными других аналогичных образовании земной коры, характеризуются невысокими концентрациями.

Таким образом, проведенные исследования показали, что каждая герцинская гранитоидная серия Большого Кавказа характеризуется конкретными разновидностями биотита. Биотиты габбро-адамеллитовой серии представлены магниевыми разновидностями, а гранодиорит-аляскитовой – железистыми. Биотиты мигматитов гранит-мигматитового комплекса представлены как магниевыми, так и железистыми разновидностями, плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии – магниевыми, а порфиробластовые граниты этой же серии – железистыми разновидностями. Изучение биотитов плагиогранит-гранитовой серии показало, что их магматический расплав генерируется в ареале мигматитов и эволюция магмы направлена от плагиогранитного состава к гранитному, при этом степень дифференциации низкая. Заканчивая эту подглаву следует отметить, что результаты исследования биотитов находятся в хорошем соответствии с геологическими и петрохимическими данными рассмотренных серий.

6.1. Мусковиты

Как известно, мусковиты формируются на позднем этапе гранитообразования и поэтому в их структуре и составе кодированы характерные показатели этого этапа. Кроме того, в мусковите, как в постмагматическом минерале, сконцентрирована большая часть летучих элементов, что придает их изучению еще большее значение.

Мусковиты пользуются большим распространением в плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях, а в габбро-адамеллитовой и габбро-плагиогранитовой сериях эти минералы практически не встречаются. Из отмеченных серий мы выделили и изучили 85 мономинеральных фракций мусковитов. Их химические и минеральные составы, а также некоторые петрохимические параметры даны в табл. 6.5 и 6.6.

Табл. 6.5. Среднее химический состав (в вес%), мусковитов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа и мигматитов гранит-мигматитового комплекса

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	Σ
Гранит-аляскитовая серия												
45.97	-	30.82	1.95	0.90	-	1.36	1.11	9.50	0.79	1.32	5.32	99.73
Мимгматиты гранит-мигматитового комплекса												
47.55	0.75	30.47	1.60	1.01	-	1.23	0.93	9.61	0.64	0.60	5.24	99.76
Плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии												
46.37	-	29.13	1.75	0.93	0.01	1.29	1.21	10.34	0.83	1.17	6.15	99.84
Микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии												
46.34	-	31.39	1.44	0.48	-	1.23	1.04	10.56	0.78	0.66	5.48	99.70
Пегматиты плагиогранит-гранитовой серии												
46.34	-	30.26	1.43	0.54	-	0.85	0.91	11.40	0.81	0.28	6.48	99.83

Табл. 6.6. Средний нормативный состав (масс%) и некоторые средние петрохимические параметры мусковитов герцинских гранитоидных серий и гранит-мигматитового комплекса Большого Кавказа

Кол.анал.	Мусковит	Парагонит	Фенгит	M	f	l
Гранит-аляскитовая серия						
26	43.0	8.4	48.6	48	51	40
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса						
18	36.8	8.3	54.9	49	50	40
Плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии						
10	48.0	11.1	40.9	48	50	40
Микроклиновые порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии						
20	44.4	10.6	45.0	57	40	42
Пегматиты плагиогранит-гранитовой серии						
10	56.2	10.8	33.0	41	58	41

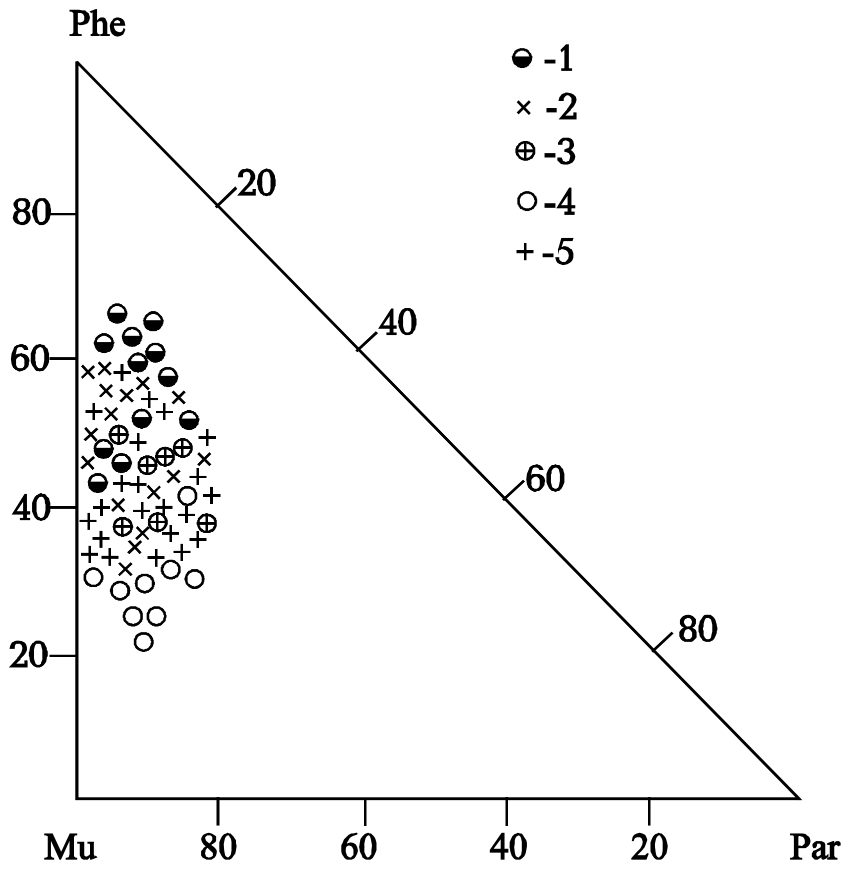


Рис. 6.6. Белые калиевые слюды (мусковиты) герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа на Mu-Phe-Par диаграмме. По K.Kanehira и Sh. Bano (1960).

Усл. обознач: 1 – мигматиты гранит-мигматитового комплекса, 2 – плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии, 3 - микроклиновые порфиробластовые граниты этой же серии, 4 – пегматиты этой же серии, 5- гранидиорит-аляскитовая серия.

Из диаграммы (рис. 6.6) хорошо видно, что белые калиевые слюды, в основном, состоят из миналов мусковита и фенгита, а на минал парагонита приходится небольшая доля. Мусковиты отдельных генетических типов не создают изолированных полей, но в мусковитах плагиогранит-гранитовой серии от плагиогранитов к пегматитам явно отмечается уменьшение минала фенгита и возрастание мусковита (см. рис. 6.6.). По данным S. Guidotti (1973), температура не оказывает влияния на количество содержания минала в мусковитах и он, в основном, определяется давлением. Параллельно с возрастанием этого параметра в белых калиевых слюдах возрастает процентное содержание минала фенгита, а содержание миналов парагонита и мусковита - уменьшается. Это их свойство можно использовать, как хороший барометр. Изученные с этой точки зрения белые калиевые слюды не проявляют больших вариаций, но самое большое количество фенгитов отмечается в мигматитах, а самое малое – в пегматитах. Состав белых калиевых слюд плагиогранитов и плагиогнейсов склоняется к полю фенгита, а их состав гранодиорит-аляскитовой серии – к полю мусковита.

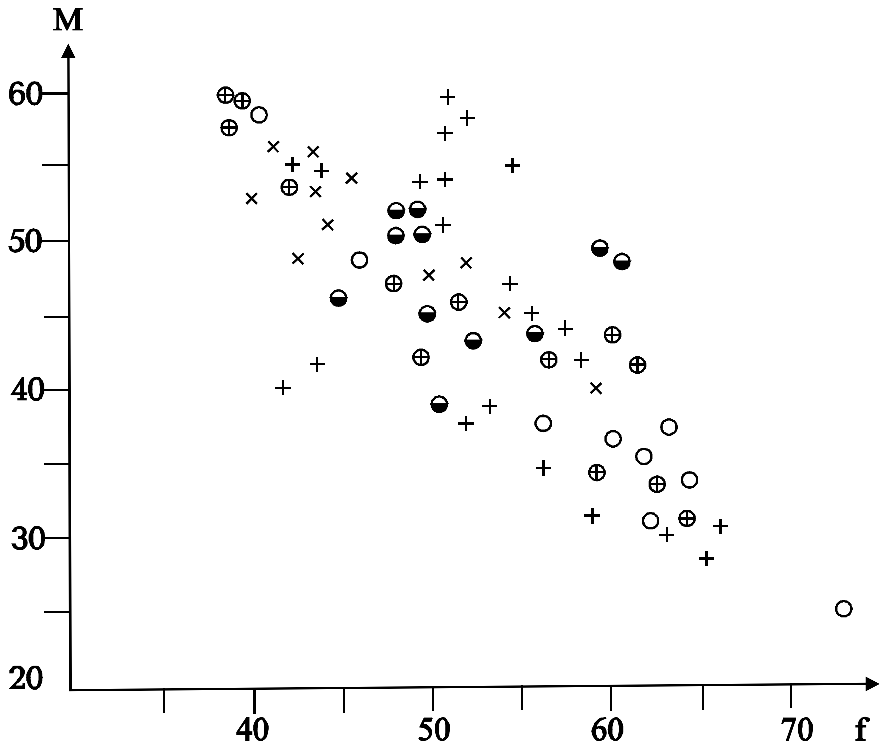


Рис. 6.7. Соотношение магниевости M=(Mg/ΣFe+Mg)x100% и железистости f=ΣFe/ΣFe+Mgx100% мусковитов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.
Усл. обознач. см. на рис. 6.6.

Как уже отмечалось, главной характеристикой пород является их магниевость, железистость и глиноземность (табл. 6.6). Рис. 6.7 иллюстрирует обратно пропорциональное соотношение железистости и магниевости в мусковитах . Что же касается магниевости и глиноземности, то между ними не наблюдается какой-либо закономерности.

Зависимость между материнскими породами и содержанием мусковита очень сложная и в разных генетических группах проявляется по разному. Например, в гранитоидах плагиогранит-гранитовой серии параллельно с возрастанием Si, в мусковитах содержание этого элемента уменьшается, а в мигматитах эта зависимость прямо пропорциональная. В мусковитах плагиогранитов и плагиогнейсов плагиогранит-гранитовой серии калий имеет обратно пропорциональную зависимость, а в порфиробластовых гранитоидах этой же серии - прямо пропорциональную. Как видно, между материнскими породами и составом мусковитов такая сложная зависимость вызвана как составом вмещающих пород, так и своеобразием термодинамического режима их образования.

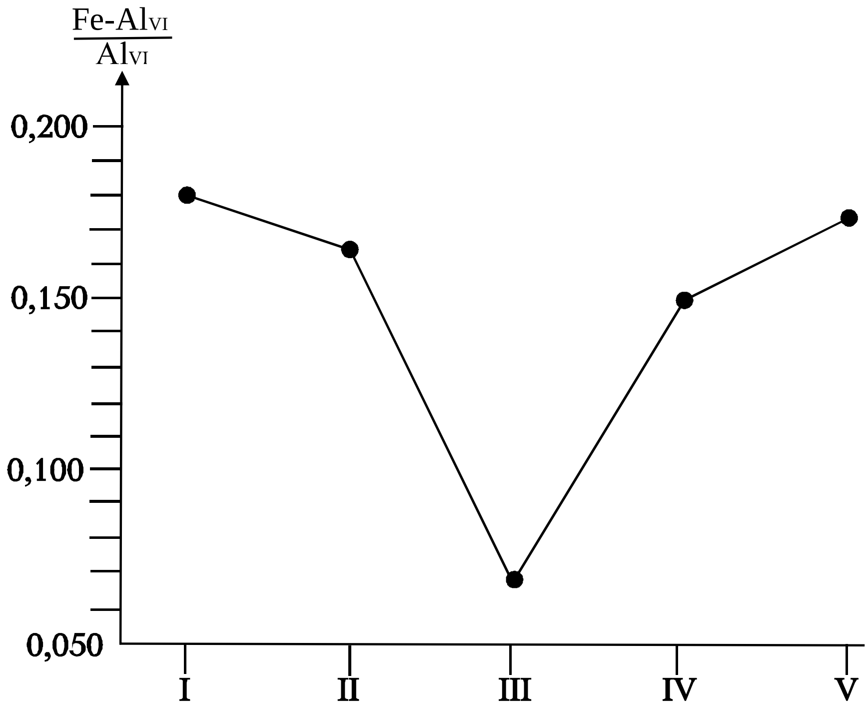


Рис. 6.8. Диаграмма зависимости октаэдровых катионов Σ(Fe+Mg+Ti+Mg) и алюминия шестой координации в мусковитах (белые калиевые слюды) герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа.
Усл. обознач. см. на рис. 6.7.

По литературным данным, во время постмагматической переработки гранитоидов эволюция химизма мусковитов протекает в условиях роста кислотности растворов, что выражается замещением октаэдровых катионов алюминием шестой координации. Из диаргаммы зависимости октаэдрных катионов и катионов алюминия шестой координации в мусковитах герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа (рис. 6.8) хорошо видно, что кислотность пород увеличивается от мигматитов гранит-мигматитового комплекса к порфиробластовым гранитам плагиогранит-гранитовой серии, а в пегматитах этой же серии - резко уменьшается, к тому же постмагматические расплавы гранодиорит-аляскитовой серии не характеризуются большой кислотностью.
Таким образом, изученные мусковиты, в основном, представлены фенгитовыми и мусковитовыми миналами, а на парагонит приходится малая процентная доля. Вместе с тем, от плагиогнейсов и плагиогранитов плагиогранит-гранитовой серии к пегматитам этой же серии отмечается уменьшение фенгитовой части и возрастание мусковитовой, что можно объяснить постепенным уменьшением давления в процессе их формирования. В мусковитах гранодиорит-аляскитовой серии, по сравнению с плагиогранитами и порфиробластовыми гранитами плагиогранит-гранитовой серии, преобладает минал чистого мусковита.

7. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Изучение флюидного режима образования гранитоидов имеет важное значение, так как дает информацию, как о петрогенезисе пород, так и об их потенциальной рудоносности. Бесспорным является тот факт, что флюиды не только участвуют в процессе мигматитизации и гранитообразования, но и нередко играют главную роль в постмагматическом преобразовании гранитоидных пород. Вместе с тем, флюидные системы во многом способствуют рудной минерализации и образованию месторождений полезных ископаемых.

В этой главе рассмотрены результаты изучения флюидного режима образования герцинских гранитоидов Большого Кавказа. Исследование, которое основано на теории газово-жидких систем, проводилось комплексно, для этого использован как криометрический метод исследования газово-жидких включений, так и метод термической активизации газов (хроматографический).

7.1. Криометрические исследования

Криометрические исследования герцинских гранитоидов Большого Кавказа проводились в Институте геохронологии и геологии докембрия АН России, в г. Санкт-Петербурге. Было исследовано около 60 образцов отобранных из всех изученных гранитоидных серий. Сущность метода состоит в следующем: образец охлаждают в криокамере до возможно низкой температуры, а затем путем постепенного нагревания фиксируются параметры фазовых изменений включений. Температура плавления вещества зависит от их химического состава. Например, при температуре -210^{0}C плавится азот, при -185^{0}C – метан, а при -56.5^{0}C - двуокись углерода, при 0^{0}C – дистиллированная вода и т.д. По началу температуры плавления можно судить о типе растворов, а по концу – о концентрации солей в системе. Температура гомогенизации однозначно указывает на плотность системы, чем она ниже, тем выше плотность системы. Зная химический тип флюидов и плотность, по известным температурам возможно определить давление, существующее в системе. Изучение газово-жидких включений этим методом оказалось наиболее информативным в анатектической плагиогранит-гранитовой и рециклинговой гранодиорит-аляскитовой сериях Большого Кавказа.

Для восстановления полной картины флюидной эволюции гранодиорит-аляскитовой серии мы изучили и породы ее субстрата – верхнекаледонские гранитогнейсы. Образцы этих пород взяты из срезов рр. Нахар (обр.2525), Дауд (обр.2355), Шхелда (обр. 2204, 2219,2220) и Адыл-су (обр. 4-д). Во всех образцах отмечаются двухфазовые (жидкость+газ) водно-солевые включения, которые преимущественно развиты вдоль трещин в кварце.

Иногда треилы (линейные зоны) секут границы минералов, и они являются первично-вторичными и вторичными флюидными включениями (Roedder, 1984).
Температура плавления в одной группе включений ($T_{пл}$) колеблется от –16 до –23^{0}C, что близко к эвтектике температуры плавления NaCl. Конечная температура плавления фиксируется в пределах от –6 до –2^{0}C (табл. 7.1.). Эти данные показывают, что концентрация солей в этих включениях, пересчитанная на эквивалент NaCl ($Э_{NaCl}$) , должна быть в пределах от 10 до 4 масс. % (Potter, 1977). Вторая группа включений дает небольшую информацию, и единственный видимый эффект, который в них наблюдается, это быстрое исчезновение пузырьков газа, в пределах от –6 до –1^{0}C. Такое свойство характерно для слабоминерализованных водно-солевых растворов, и их

Табл. 7.1. Температуры плавления газово-жидких включений, их состав и концентрация ($Э_{Na-Cl}$) в герцинских гранитоидных серия Большого Кавказа

Гранитоидная серия и название породы	**Тип включений**	**T^0C темп. начала плавл.**	**Темп. окончания плавл.**	**Состав**	**Концентр. (масс%) ($Э_{NaCl}$)**	**Темп. гомоген. T^0C**	**CO_2**	**N_2**	**CH_4**
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса	I	-45 -25	-25 -18	Na-Cl	20-18	90-160	Тпл= -56,6^{0}C	Тпл= -210^{0}C	Тпл= -185,5^{0}C
	II	-	-7 2	-	10 -1	90 - 160	-	-	-
Плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии	I	- 35 -22	-12 -5	Na-Cl	15	90 –170	Тгом= 0^{0}C	Тгом= 137^{0}C	-
	II	-	-3	Mg+Fe +Ca	5	90-170	-	-	-
Порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии	I	-45 -20	-29 -19	Na-Ca	28-21	70-160	Тгом= -11^{0}C	Тгом= 143^{0}C	-
	II	-12 -10	-7 -2	K-Na	10-4	70-160	-	-	-
Двуслюдяные граниты гранодиорит-аллякситовой серии	I	- 49	-15 -10	Na-Ca	19-14	110-170	Тгом=-19^{0}C -29^{0}C	-	Тгом= -94,5^{0}C
	II	-	-6 2	-	9-1	100-170	-	-	Тгом= -90,5^{0}C
Верхнекаледонские гранитгнейсы	I	-16 -23	-6 -2	Na-Cl	10-4	100-160	-	-	-
	II	-	-6 -1	-	9-2	100-160	-	-	-

концентрация должна быть в пределах от 9 до 2 масс.%. Для обеих групп включений температура гомогенизации отмечается в пределах от 100 до 160^{0}С. В целом, в позднекаледонских гранитогнейсах включений CO_2 не наблюдается, но в образце 2204 фиксируются включения, плавление которых протекает в пределах температуры -10^{0}С. Этот показатель соответствует температуре плавления углекислых газгидратов, в случае малой минерализации водно-солевой системы (Collins, 1979). Таким образом, эти данные в гранит-гнейсовых флюидах, указывают на небольшое содержание CO_2 во время петрогенеза.

Данные о концентрации водно-солевых включений и температуре их гомогенизации достаточны для построения изохоры водно-солевых систем. По известным температурам гомогенизации водно-солевых включений и по концентрации солей, плотность системы определяется уравнением R.Bodnar (1983). По известным плотностям и концентрации солей возможно построение изохоры флюидной системы (Potter, Brown, 1978). Этим путем построены как изохора верхнекаледонских гранитогнейсов, так и вообще изохоры герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа (рис. 7.1).

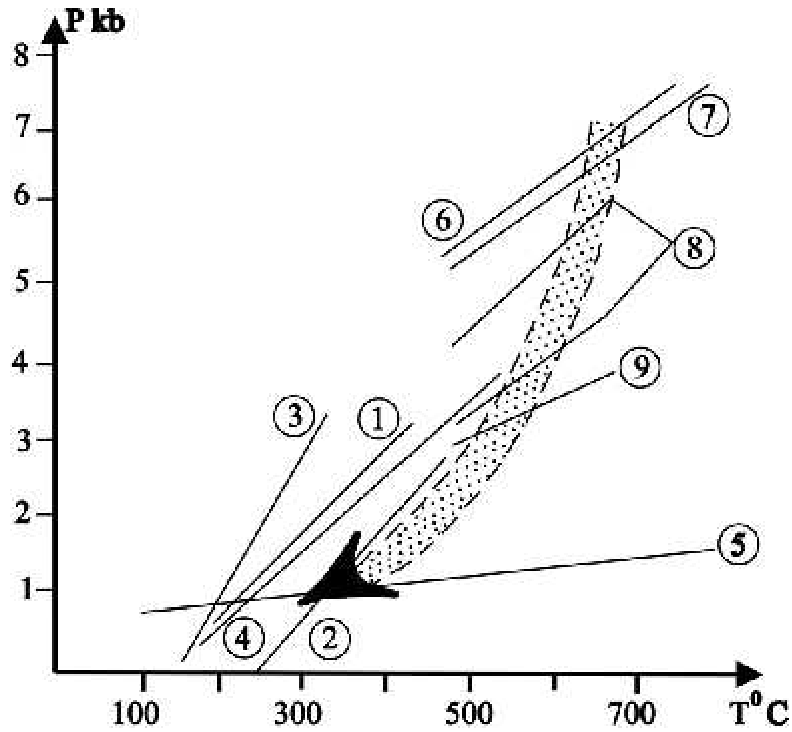


Рис. 7.1. PT тренд эволюции флюидов герцинских гранитоидов Большого Кавказа.
Изохоры: 1 – водно-солевая система $T_{гом}$=100^{0}С, 10 масс.%; 2 – водно солевая система $T_{гом}$=200^{0}С, 10 масс.%; 3 -водно-солевая система $T_{гом}$=150^{0}С, 10 масс.%; 4-водно-солевая система $T_{гом}$=120^{0}С, 25 масс.%; 5- азотная система S_{N2}=3.289 см^3/г; 6-углекисло-газовая система S_{CO2}=0.92 см^3/г; 7-углекисло-газовая система S_{CO2}=0.93 см^3/г; 8- система H_2O-CO_2, с водой 40 и 20 масс. %, S_{CO2}=0.80 см^3/г; 9- углекисло-газовая система S_{CO2}=1.16 см^3/г.
Стрелкой обозначен регрессивный трен флюидной системы гранитоидов.

Породы гранодиорит-аляскитовой серии мы изучили в срезах рр. Аксаута (обр.9-88), Кти-Теберда (обр.20-88), Дауд (обр.23-50, 23-52), Клич (обр. 75), Гвандра (обр.972) и Сакени (обр.354). В этих образцах отмечается два типа водно-солевых включений хлорид-кальциевого состава (табл.7.1). Водно-солевые включения первого типа первично-вторичного генезиса и их концентрация колеблется в пределах 14-19 масс.%. Включения второго типа отмечаются в больших количествах. Температура плавления находится в пределах от –6 до +2^{0}С, что указывает на концентрацию раствора от 9 до 1 масс %. Температура гомогенизации обоих типов водно-солевых включений находится в пределах от 100 до 170^{0}С.

В гранодиорит-аляскитовой серии, в очень малых количествах, отмечаются включения CO_2 и фиксируются лишь в образцах 20-88 и 23-50. В первом из них температура гомогенизации включений близка к критической температуре углекислого газа (+31.2^{0}С). В образце 23-50 отмечаются включения H_2O-CO_2, где количество H_2O колеблется в пределах 20-40%. Температура гомогенизации H_2O по количеству содержания в ней воды отвечает, соответственно, -19 и –29^{0}С. Эти данные совершенно достаточны для построения изохорной системы H_2O-CO_2 (Brown, Lamb, 1986). По нашим подсчетам, давление образования гранитов гранодиорит-аляскитовой серии при температурах 650 и 700^{0}С отвечает, соответственно, 4.0 - 4.3 кбр (когда H_2O=20 масс. %) и 5.3 – 5.5 кбр (когда H_2O=40 масс %). В образце 23-52 гранодиорит-аляскитовой серии отмечаются отдельные включения, температура плавления которых отвечает –94.5^{0}С, а температура гомогенизации - -80.5^{0}С. Эти параметры соответствуют составу - углекислый газ-метан. Присутствие метана во флюидной системе однозначно указывает на ее восстановительную природу. Как показывают термодинамические расчеты, даже незначительное содержание метана в системе возможно лишь в условиях устойчивости графита (Lamb, Valley, 1985). Таким образом, в образце 23-52 существование метановых включений указывает на восстановительную среду петрогенеза системы.

Большой интерес вызывает изучение газово-жидких включений в анатектических мигматитах (субстрат гранит-мигматитового комплекса), так как для осуществления частичного плавления необходимо активное участие флюидов. Нами были изучены образцы из ущ. рр. Клич (125), Сакени (338), Гвандра (966), Гоначхир (2617), Чегем (64-А, 68- А) и Чегет (212-А, 214-А). В них газово-жидкие включения сконцентрированы, в основном, в мобилизатах кварца. Однако в кварцах присутствующих в палеосоме, включения отмечаются редко, этот факт позволяет предположить, что по крайней мере часть флюидов образовалась при разложении минералов.
Во всех образцах мобилизата широко развиты двухфазовые (жидкость-газ) водно-солевые включения двух типов. Начальные температуры плавления вещества первого типа включений, колеблются от –40 до –25^{0}С, а конечные - от –18 до –5^{0}С. Эти значения соответствуют натрий-кальций-хлоридными растворам, с концентрацией от 8 до 20 масс. % на $Э_{NaCl}$.

Как установлено, при ультраметаморфизме и мигматизации, присутствие кальциевых хлоридных растворов характерно и для других регионов земной коры (Вапник, Седова, 1986; Вапник, 1988). Во втором типе водно-солевых включений концентрация растворов меняется от 10 до 1 масс. % на $Э_{NaCl}$. Температура гомогенизации обоих типов включений колеблется от 90 до 160^{0}С.

Углекислые включения обнаружены во всех образцах мигматитов (рис. 7.2), хотя и немногочисленны. Они, представлены первично-вторичными включениями, а в образце 214-А было зафиксировано несколько первичных включений.
Температуры их плавления близки к температуре –50,6^{0}С, что свидетельствует о химической чистоте системы. В данном случае первичные включения CO_2 имеют наибольшую плотность, а в первично-вторичных включениях плотность уменьшается. Очевидно спектр $T_{гом}$ CO_2 отражает частичную разгерметизацию углекислотной системы на регрессивном этапе метаморфизма. Это предположение подтверждается и экспериментальными работами (Вапник, 1988; Sterner, Bodner, 1989), поэтому давление, при развитии прогрессивного ультраметаморфизма, в условиях амфиболитовой фации, следует определять по наиболее, а регрессивной стадии – по наименее плотным первичным включениям CO_2.

В нашем случае наиболее плотным включениям CO_2 ($T_{гом}$=-34^{0}С) соответствует удельный объем 0.92 см^3/г. Зная плотность системы, с помощью диаграммы PVT_{CO2} (Шмулович, 1986), при известном режиме температуры, можно определить давление во время кристаллизации породы. Как известно, температура образования плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа варьирует от 700 до 750^{0}С (Окросцваридзе, 1993). Естественно, кварц, по флюидным включениям которого проводились исследования, кристаллизуется при более низких температурах. Поэтому расчеты давлений нами производились по температуре 650 и 700^{0}C. По отмеченным температурам давление в мигматитах, при которых произошел захват включений CO_2, отвечает 6.3-6.7 кбар. В этих породах вычисление давлений по наименее низкоплотным включениям CO_2 соответствует 2,3-2,6 кбар.

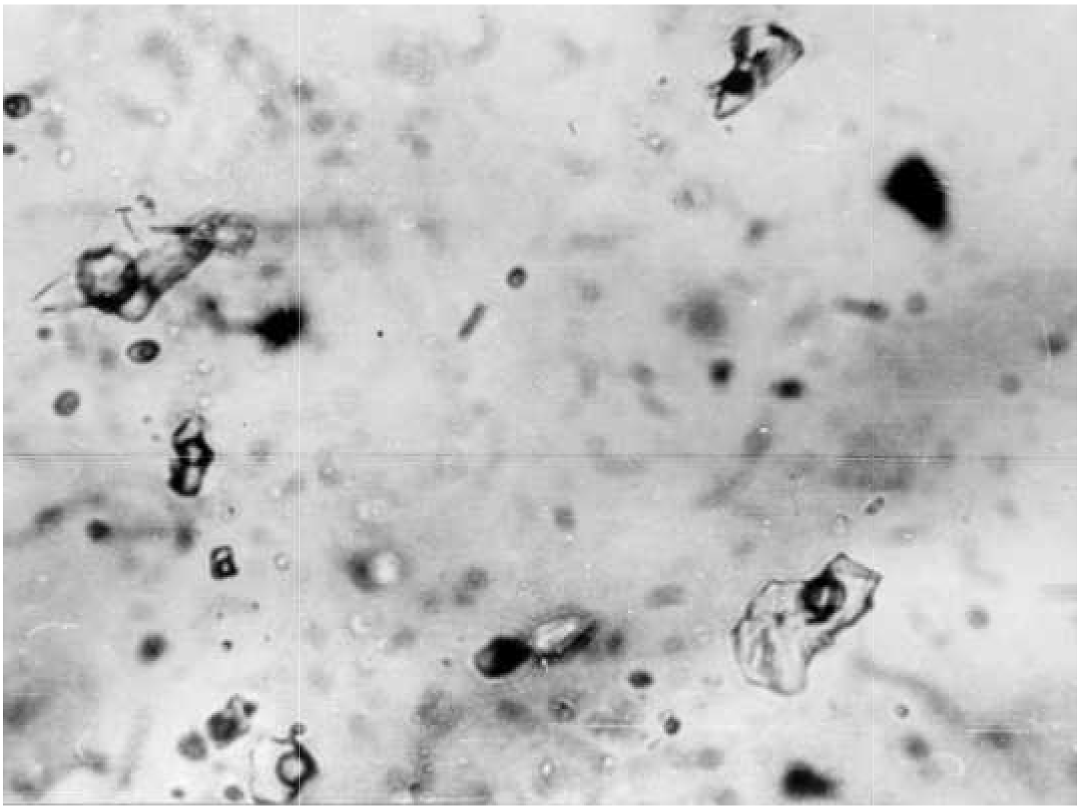


Рис. 7.2. Первично-вторичные включения H_2O-CO_2 в мигматитах гранит-мигматитового комплекса. Черные включения в пузырьках – углекислый газ. Обр. 207-и. Увеличено в 530 раз.

В мигматитах система азотных включений обнаружена в образце 168-А и 214-А. Они, в основном, являются первично-вторичными включениями, но иногда отмечаются и вторичные включения (рис.7.4.). В некоторых случаях эти включения располагаются по линейным зонам, совместно с водно-солевыми включениями второго типа. Нередко во включениях вокруг газового пузыря присутствует ободок водной фазы. При охлаждении вещества включения не удается перевести в твердое состояние, однако наблюдается гетерогенизация системы при температуре от –170 до –180^{0}C. При нагревании, в пределах температуры от –136 до –140^{0}C, отмечается переход системы в жидкую фазу. В единичных случаях во включениях наблюдается вымораживание углекислоты, а затем ее плавление при температуре от –73 до –61^{0}C. $T_{гом}$ углекислоты наблюдается при температуре от –61 до –42^{0}C.

Исходя из вышеотмеченного, нет сомнения в том, что параметры рассмотренных включений отвечают N-CO_2 системы. Поскольку в большинстве включений доля углекислоты ничтожна (углекислота не образует самостоятельную фазу), то с небольшой погрешностью можно воспользоваться изохорой чистого азота, плотность которого близка к критической точке азотной системы (-147^{0}C) (рис.7.1.).

Как было показано выше, двуслюдяные плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии образуются на раннекинематическом этапе и генетически мало чем отличаются от неосомы магматитов. В образцах исследованных из ущелья рр. Клич (33), Сакени (208, 332) и Гвандра (984) водно-солевые двухфазовые системы включений первично-вторичного генезиса немногочисленны. Однако в них обнаружена водно-солевая система двух типов. Начальные $T_{пл}$ включений первого типа колеблются от –22 до –35^{0}C, а конечные – от –5 до –12^{0}C. Эти значения, вероятно, соответствуют хлоридно-натриевой системе с добавками хлоридов магния, железа и кальция (Борисенко, 1982). Их концентрация достигает до 15 масс. % на $Э_{NaCl}$. Температура плавления в водно-солевых включениях второго типа находится в интервале от –3 до +1^{0}С, а концентрация составляет до 5 масс. % на $Э_{NaCl}$. Во всех образцах этой серии широко представлены углекислые включения кроме обр. 208 (рис. 7.3, 7.4).

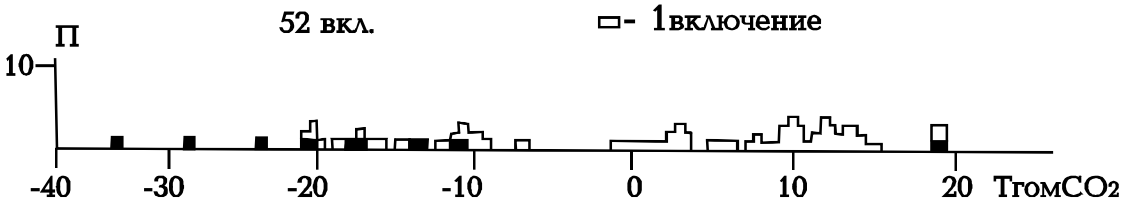


Рис. 7.3. Гистограмма $T_{гом}$ включений CO_2 в кварцах мигматитов гранит-мигматитового комплекса. Всего представлено 52 включения.

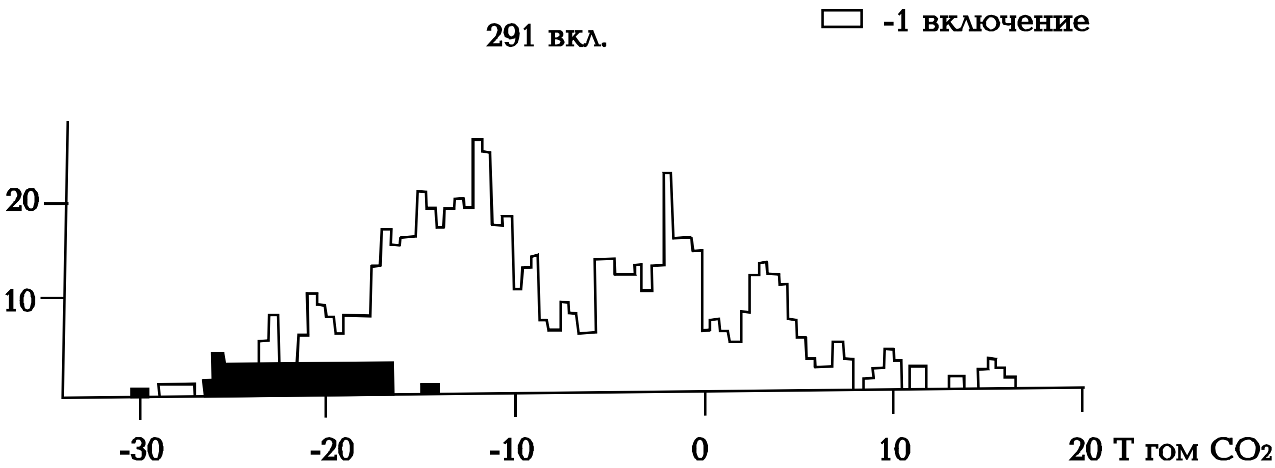


Рис. 7.4. Гистограмма $T_{гом}$ включений CO_2 в кварцах двуслюдяного плагиогранита плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа. Темным цветом выделены первичные включения.
Всего представлено 291 включение.

Основная часть этих включений – первично-вторичного генезиса. Первичные включения характеризуются самыми высокими плотностями. Спектр $T_{гом}$ очевидно, отражает разуплотнение системы на регрессивной стадии метаморфизма. По наиболее плотным включениям CO_2 ($T_{гом}$=-30^{0}С, V=0.93 см^3/г) при Т=650-700^{0}С, давление образования ортогнейсов составит 6.8-6.5 кбар. Давление в момент проявления вторичных процессов при температуре от 350 до 400^{0}С составляет, соответственно от 2.5 до 2.8 кбар. В этой серии азотная система включений обнаружена в обр. 33. $T_{гом}$ включений колеблется в пределах от -137 до –144^{0}С, в одном включении установлено вымораживание твердой фазы, а затем ее плавление при температуре – 81.5^{0}С .

Как было показано выше, двуслюдяные граниты формируются в процессе позднескладчатых движений и в отличие от плагиогнейсов и плагиогранитов образуют преимущественно мобилизованные, интрузивные тела. В образцах исследованных из ущ. рр. Аксаут (обр.9-88), Кти-Теберда (обр.20-88), Дауд (обр.23-50, 23-52), Клыч (обр.75), Гвандра (обр. 972) и Сакени (обр. 354) широко представлены линейные зоны водно-солевых включений, преимущественно хлоридно-кальциевого состава, с концентрацией 14-19 масс. % на $Э_{NaCl}$. Широко развиты водно-солевые включения второго типа. Температура оттаивания газового пузыря колеблется от –6 до +2^{0}С. Вероятные концентрации этих растворов меняются от 9 до 1 масс. % на $Э_{NaCl}$. $Т_{гом}$ водно-солевых включений отмечается в интервале от 100 до 170^{0}С. Углекислые включения очень многочисленны, в образцах 20-88 и 23-50 обнаружено по нескольку включений. В первом из них $Т_{гом}$ включений близко к критической точке углекислоты (+31.2^{0}С). В обр. 23-50 встречены включения H_2O-CO_2, в которых объемная доля воды составляет 20-40%, $Т_{гом}$ – 19 и 29^{0}С. Этих данных достаточно для построения изохоры системы H_2O-CO_2 (Collins, 1979). Давление при образовании двуслюдяных гранитоидов составляет, соответственно, 5.0-5.3 кбар (при 40% H_2O) и 3.8-4.3 кбар (при 20% H_2O) при температуре 550-600^{0}С.

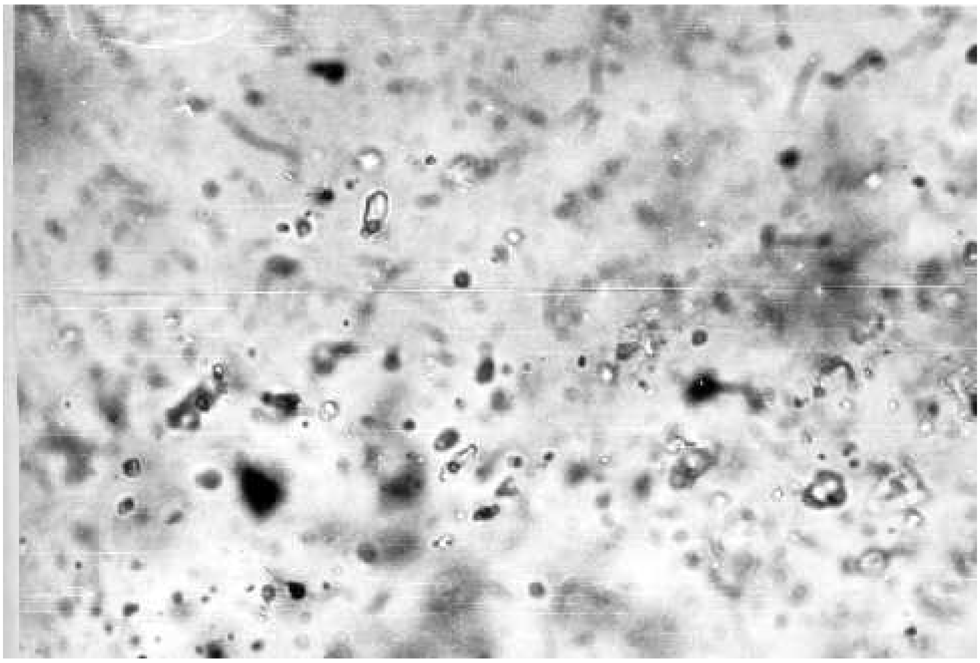


Рис. 7.5. Первично-вторичные включения H_2O-CO_2. Темный пузырек во включениях – сжиженная углекислота. Увел. в 590 раз.

В обр. 23-52 обнаружено единичное включение, $Т_{пл}$ которого равно –94.5^{0}С, а $Т_{гом}$ соответствует –80.5^{0}С. Эти показатели свидетельствуют об углекисло-метановом составе включений. Наличие метана в составе флюида однозначно свидетельствует о восстановительном характере флюидной системы. Как показывают термодинамические расчеты, более-менее существенное количество метана во флюиде возможно лишь в поле устойчивого графита (Lamb, Valley, 1985). Таким образом, обнаружение существенного метанового включения может свидетельствовать о восстановительном характере генезиса двуслюдяных гранитов (обр.23-52).

В порфиробластовых гранитах исследованных из ущ. рр. Сакени (обр. 33, 80), Гвандра (обр. 850, 857, 913), Узун-кол (обр.20-44) и Нахар (обр.20-63) широко развиты водно-солевые включения двух типов. Первый тип растворов представлен хлоридно-кальциево-натриевой солевой системой с концентрацией от 28 до 21 масс. % на $Э_{NaCl}$. Во включениях второго типа начальная $Т_{пл}$ колеблется в интервале от –10 до –12^{0}С, конечная - от –7 до –2^{0}С. Эти данные говорят о преобладании хлоридов калия в веществе водно-солевых растворов (Борисенко, 1982), а их концентрация составляет от 10 до 4 масс. % на $Э_{NaCl}$. $Т_{гом}$ включений водно-солевых растворов порфиробластовых гранитов колеблется от 70 до 160^{0}С. Включения CO_2 первично-вторичного генезиса обнаружены лишь в обр. 80. Давление при образовании порфиробластовых гранитов, оцененное по наиболее плотным включениям CO_2 ($Т_{гом}$=111^{0}С, V=1.16 см^3/г), при Т = 550-600^{0}С составляет, соответственно, 3.1-3.5 кбар. Включения азотного состава, предположительно первично-вторичного генезиса, обнаружены в обр. 80, а $T_{гом}$ включений колеблется от 143 до 144^0С.

Из габбро-адамеллитовой серии исследованы образцы гранитоидов из Сакенского интрузива (446, 462, 740, 745, 801, 817, 819), а также из Марухского (186, 194), Дарьяльского (2704, 2743, 2744) и Кассарского массивов (28, 76, 2882). В этих породах развиты водно-солевые включения двух типов: первично-вторичного и вторичного генезиса. В гранитоидах Сакенского интрузива и Марухского массива начальная $T_{пл}$ вещества включений первого типа достигает $–19^0$С, а конечная $T_{пл}$ колеблется от –7 до $–9^0$С. Как видим это хлоридно-натриевая система солей с концентрацией до 10 масс.% на $Э_{NaCl}$. Температура оттаивания газового пузырька во включениях второго типа колеблется от –6 до $–4^0$С, что соответствует концентрации солей до 9 масс.% на $Э_{NaC}$. В гранитоидах Дарьяльского и Касарского массивов начальная $T_{пл}$ включений первично-вторичного генезиса составляет от –25 до $–31^0$С, а конечная $T_{пл}$ – около $–5^0$С. Полученные данные позволяют охарактеризовать солевую систему как хлоридно-натриевую, возможно с добавками хлоридов магния, калия, железа и кальция (Борисенко, 1982). Концентрация растворов составляет 8 масс. % на $Э_{NaCl}$.

Мелкие (до 5 ммк) включения сжиженных газов первично-вторичного генезиса обнаружены в обр. 2744 (рис. 7.5.). Ввиду их малого размера точно определить $T_{пл}$ вещества этих включений не удалось, а $T_{гом}$ составляет от –62 до $–48^0$С. Подобное поведение включений возможно при их углекисло-метановом составе. Наличие метана в веществе углекислых включений, как уже отмечалось, свидетельствует об относительно восстановительном характере флюидной системы, а именно, об ее устойчивости в области стабильного графита. В данном случае это находит подтверждение в том, что в кварце этого образца широко развиты твердые включения темного вещества, которые, по всей вероятности, являются лейстами графита (рис. 7.5.). Таким образом, растворы, участвующие в формировании гранитоидного вещества габбро-адамеллитовой серии, имели преимущественно.

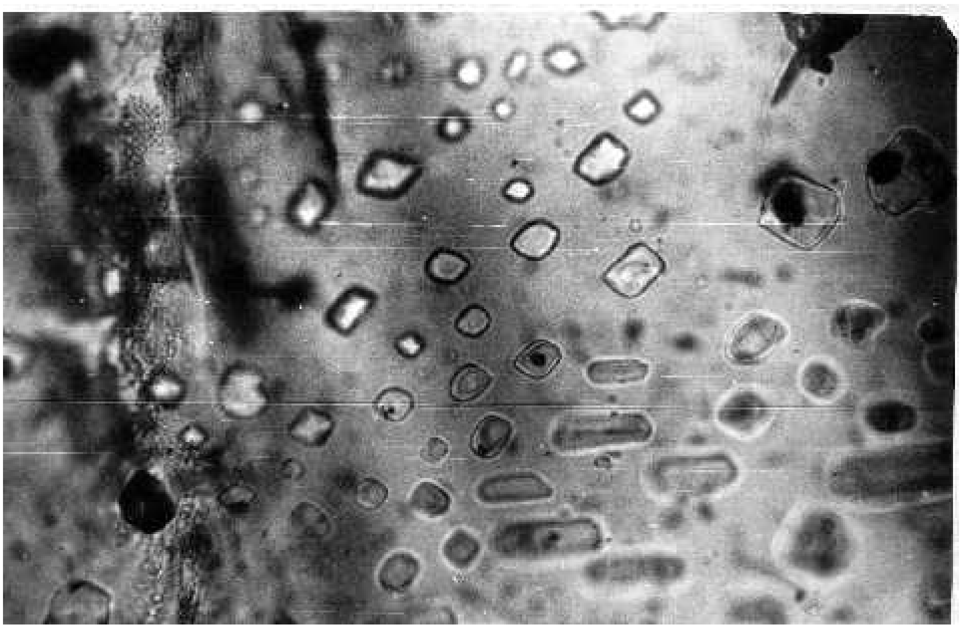


Рис. 7.6. Обр. 2747. Твердые включения (светлые), иногда с темными фазами (графит?) и абсолютно темные включения (битумы?). Увел. в 482 раза.

Табл. 7.2. Давления образования герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа по включениям CO_2 и H_2O-CO_2

Название пород	Т гом.	H_2O	S_{CO2}(см/г)	650^0C	700^0C
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса	-3^0C	-	0,92	6,3 кб	6,7 кб
Плагиогнейсы и плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии	-30^0C	-	0,93	(2,3 кб)	(2,6 кб)
Порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии	-1^0C	-	1,16	3,5 кб	3,7 кб
Двуслюдяные граниты гранит-аляскитовой серии	-29^0C -1^0C	20% 40%	0,80 0,80	5,3 кб 4,0 кб	5,5 кб 4,3 кб

Таким образом, по результатам криометрических исследований газово-жидких включений в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа можно сделать ряд выводов:

1. В субстрате плагиогранит-гранитовой серии (мигматиты регионального развития) растворы, содержащие H_2O-CO_2, CO_2 и N_2 появляются на этапе мигматитообразования, что указывает на присутствие гетерогенных флюидов в зонах ультраметаморфизма. В целом, химический состав флюидов в породах этой серии ограничивается H_2O-CO_2, CO_2 , N_2 и CH_4 и их смесями. Детальное изучение показывает, что в лейкосомах мигматитов наиболее древние включения состоят из чистой или почти чистой CO_2, а самые молодые - из H_2O.
2. В процессе эволюции плагиогранит-гранитовой серии поведение CO_2 неоднозначно. Ее появление коррелируется с началом мигматизации и ясно, что она способствует процессам анатектического плавления. Количество углекислоты во флюиде возрастает на стадии образования значительных объемов анатектических расплавов, что зафиксировано в обилии включений CO_2 в двуслюдяных плагиогнейсах и плагиогранитах. Затем количество углекислоты вновь резко сокращается, поскольку лишь отдельные включения CO_2 развиты в двуслюдяных и порфиробластовых гранитах.
3. Предполагается, что поступление в субстрат плагиогранит-гранитовой серии флюидов, содержащих углекислоту, связывается с процессами мигматизации, которые протекают в амфиболитовой и, частично, в гранулитовой фациях. На гранулитовую фацию указывают включения чистой CO_2 в мигматитах. На наличие этой фации в породах Макерской серии впервые указал Д.М.Шенгелиа (1978). J. Toure, I.Bottings (1988) установили, что в породах амфиболитовой фации преобладающей фазой флюида является вода (в некоторых случаях вместе с CH_4 и N_2), тогда как в породах гранулитовой фации, во флюидной фазе преобладает чистая углекислота. Следовательно, содержание CO_2 во флюидах является надежным критерием для разделения амфиболитовой и гранулитовой фаций. Происхождение же флюидов, целиком состоящих из CO_2, остается предметом дискуссии.
4. Водно-солевая система включений в плагиогранит-гранитовой серии представлена двумя типами. Первый тип включений имеет кальциево-натриево-хлоридный состав, а концентрация соли обычно до 20 масс.%, но иногда достигает 30 масс.% на $Э_{NaCl}$. Изохора Ca-Na-Cl растворов проходит вблизи PT параметров метаморфизма, что подтверждает данные о главенствующей роли хлоридов кальция и натрия в составе растворов, участвующих в процессах метаморфизма. Второй тип включений – это слабоминерализованные водно-солевые, существенно калиево-натриево-хлоридные растворы, концентрация которых не превышает 8-10 масс.% на $Э_{NaCl}$. Хотя обе системы включений имеют близкие температуры гомогенизации (от 80 до170^0C), эти растворы разных составов должны были поступать в систему на различных этапах петрогенеза. Вероятно, натриево-кальциево-хлоридные растворы являются синметаморфическими флюидами, а слабоминерализованные калиево-натриево-хлоридные растворы появляются на регрессивном этапе развития серий и принимают участие в низкотемпературном метасоматозе.

5. Азотная система включений плагиогранит-гранитовой серии появляется на этапе мигматообразования. Низкая плотность азотных включений, низкобарические положения изохоры азотной системы (рис.7.1), а также ассоциация этих включений со слабоминерализованными водно-солевыми растворами регрессивного этапа позволяет предполагать позднее, относительно низкотемпературное происхождение азотосодержащих флюидов повышенной кислотности.

6. Давление, при образовании мигматитов (субстрат плагиогранит-гранитовой серии), определенное по наиболее плотным первичным включениям CO_2, достигает 6.0-6.4 кбр. Двуслюдяные плагиограниты возникли при давлении 5.8 и 6.2 кбр. Вероятные давления, при формировании двуслюдяных гранитов, составляют от 5.0 до 5.3 кбр (определение по первично-вторичным включениям H_2O-CO_2). По этим расчетам порфиробластовые граниты формируются при давлении 3.1-3.5 кбр.

7. В породах субстрата гранодиорит-аляскитовой серии (гранитогнейсы) отмечаются слабоминерализованные, менее 10 масс.% концентрации, гомогенные водно-солевые флюиды, где редко встречаются водные включения CO_2. Концентрированные флюиды Ca-Na-Cl, а также H_2O-CO_2 содержащие растворы появляются на этапе палингенеза. В гранитах гранодиорит-аляскитовой серии уже широко представлены кальциево-натриево-хлоридные водно-солевые растворы. Концентрация первого типа растворов находится в пределах 14-19 масс.%, а второго типа, более позднего – от 9 до 1 масс.%. В отличие от плагиогранит-гранитовой серии, во флюидах этой серии не встречаются включения N_2 и чистого CO_2. Последние включения встречаются лишь вместе с H_2O. В отличие от других серий в ней фиксируется метан, что однозначно указывает на восстановительный режим системы.

8. Флюидные режимы образования габбро-адамеллитовой и габбро-плагиогранитовой серий резко отличаются от флюидных режимов образования плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой серий. Во включениях первых двух серий вообще не отмечаются ни углекислый газ, ни метан и азот. Исходя из этих фактов, с учетом геологической позиций петрогенезиса изученных серий, можно допустить, что источником CO_2 в этих сериях является субстрат.

9. Растворы, участвовашие в образовании габбро-адамеллитовой серии, имели преимущественно натриево-хлоридный состав, концентрация которого не превышала 8-9 масс %.

10. Растворы, которые участвовали в образовании габбро-плагиогранитовой серии Блыбского массива, имели преимущественно хлоридно-кальциевую специализацию, а концентрация солей колебалась в пределах 8-19 масс.%. Гранитоиды габбро-плагиогранитовой серии тектонических выступов Бешта и Каменистая сохранили информацию лишь о слабоминерализованных постмагматических гидротермальных флюидах, концентрация которых не превышала 5 масс.%.

7.2. Хроматографические исследования

Хроматографический метод исследования, в отличие от криометрического, решает совершенно другие задачи, в частности, фиксирует почти все находящиеся в породе газы и дает возможность провести их количественный анализ.

Хроматографическое исследование газов герцинских гранитоидных серий Большого Кавказа мы проводили в Институте геохронологии и геологии докембрия АН России, в г. Санкт-Петербурге. На масспектрометре MS-20 AEI были исследованы 24 образца. Прибор состоит из кварцевого реактора с нагревателем, который может увеличить температуру до 1300^0C со скоростью 10^0C в минуту. Во время нагревания система дает возможность провести непрерывный анализ выделенных газов на следующие 12 компонентов: H_2O, CO_2, CH_4, C, H, H_2, CO, N_2, SO_2,

O_2, H_2S, HCl и HF. Весь процесс проведения анализа автоматизирован и погрешность полученных данных не превышает 6%. Результаты анализов даны в табл. 7.3.

Из гранитоидов габбро-плагиогранитовой серии этим методом мы изучили 4 образца, два – из плагиогранитов кристаллического выступа Каменистая и два из плагиогранитов Блыбского массива. Как видно из табл. 7.3 в них очень высоко содержание газовой фазы, что в основном обусловлено большой долей H_2O. Особенно высоко количество газовой фазы в плагиогранитах Блыбского массива, где оно достигает 11 мл/г, а в плагиогранитах Каменистой этот показатель приближается к 6 мл/г. В этих породах, по сравнению с другими гранитоидными сериями, особенно высока доля H_2O. В Блыбском массиве соотношение H_2O/ CO_2 превышает 20, а в плагиогранитах Каменистой, отмеченное соотношение, больше 10.

Известно, что соотношение N/C [(N=2N_2; C=CO_2+CH_4+3(C_xH_y)] для пород континентальной коры колеблется в интервале 0.15-0.50, а для пород океанской коры оно ниже 0.15 (Norman, Sawkins, 1987). Этот параметр (см. табл. 7.3) для пород выступа Каменистая выше 0.22, а для плагиогранитов Блыбского массива не превышает 0.081, следовательно, по этим критериям плагиограниты Блыбского массива относятся к образованиям океанской коры.

В гранитоидах габбро-адамеллитовой серии суммарная составляющая газов не превышает 2.8 мл/г и, как видим, она намного ниже, чем в породах габбро-плагиогранитовой серии. В этой серии уменьшена доля H_2O и параметр H_2O/ CO_2 не превышает 3,3, тогда как в породах Блыбского массива этот показатель превышает 20. По содержанию газов в гранитоидах этой серии схожесть проявляют с одной стороны, Дарьяльский и Касарский массивы, а с другой - Сакенский интрузив и Агесский массив. В отмеченных массивах суммарное количество газов равное, но в Дарьяльском и Касарском массивах возрастает доля CO_2.

В этих породах максимум параметра H_2O/CO_2 соответствует 1.9, а в породах Сакенского интрузива и Агесского массива он, соответственно, составляет 3.3 и 2.7. Отмеченные массивы отличаются по содержанию CO_2 и CO. В породах Сакенского интрузива и Агесского массива эти компоненты присутствуют почти в равном количестве, а в гранитоидах Дарьяльского и Касарского массивов CO_2 почти вдвое превышает CO. Эти массивы отличаются друг от друга и по N/C параметрам. В гранитоидах Дарьяльского и Касарского массивов они соответствуют - 0.121 и 0.114, что отвечает породам океанской коры, а в образцах Сакенского интрузива и Агесского массива соотношение N/C отвечает величинам 0.314 и 0.347, что характерно для пород континентальной коры. Как видим, изучение пород габбро-адамеллитовой серии хроматографическим методом дало примерно ту же картину, что и изучение газово-жидких включений -криометрическим методом. В целом по флюидному режиму образования наиболее близкими являются, с одной стороны, Дарьяльский и Касарский массивы, а с другой - Сакенский интрузив и Агесский массив.

Довольно информативную картину дало изучение мигматитов гранит-мигматитового комплекса. В мигматитах регионального развития (см. табл. 7.3) суммарное количество газов невелико и не превышает 2 млг/г, что почти в 5 раз ниже, чем в гранитоидах габбро-плагиогранитовой серии, но в них увеличена доля CO_2. Максимум параметра H_2O/CO_2 в мигматитах не превышает 5,3, тогда как в гранитоидах габбро-плагиогранитовой серии он достигает 22. В мигматитах, по сравнению с CO_2, сравнительно возрастает доля CO. Если в породах вышерассмотренных серий соотношение CO/CO_2 не превышает 2, то здесь этот параметр отвечает 3-3.5. Что касается величины соотношения N/C, то она, в среднем, выше 0,25 и соответствует данным континентальной коры. В плагиогранитах плагиогранит-гранитовой серии, по сравнению с мигматитами, суммарное количество газов не увеличивается, но отмечается явный рост CO_2 и параметр H_2O/CO_2 понижается до 2.8, что находится в хорошем соотношении с результатами криометрических исследований. Также, как и в плагиогранитах параметр N/C соответствует данным континентальной коры.

Табл. 7.3. Состав газов и N/C параметры в герцинских гранитоидных серия Большого Кавказа (млг/г)

№ обр.	H_2O	CO_2	CH_4	C:H:	H_2	CO	N_2	SO_2	H_2S	N	N/C	H_2O/CO_2
Габбро-плагиогранитовая серия												
1221	3.461	0.358	0.104	0.014	0.052	0.859	0.116	0.0002	0.0005	5.016	0.228	9.9
1326	3.527	0.312	0.089	0.018	0.047	0.741	0.137	0.0002	0.0007	4.876	0.236	11.3
66и	10.558	0.483	0.0039	0.005	0.003	0.650	0.048	0.0003	0.0001	11.792	0.081	21.9
88и	8.365	0.502	0.026	0.006	0.005	0.787	0.059	0.002	0.001	9.505	0.074	17.8
Габбро-адамеллитовая серия												
186	1.193	0.402	0.057	0.010	0.072	0.535	0.180	0.0006	0.0005	2.469	0.347	2.7
819	1.102	0.313	0.059	0.007	0.082	0.518	0.143	0.0008	0.0003	2.224	0.314	3.3
2743	1.079	0.660	0.048	0.013	0.809	0.301	0.053	0.0001	0.0001	2.980	0.121	1.6
2882	1.055	0.552	0.029	0.011	0.577	0.461	0.087	0.0008	0.0008	2.754	0.114	1.9
Мигматиты гранит-мигматитового комплекса												
125	0.660	0.142	0.158	0.110	0.059	0.393	0.0811	0.0001	0.0003	1.407	0.352	4.7
168и	0.631	0.120	0.044	0.008	0.042	0.408	0.082	0.0001	0.0001	1.338	0.276	5.3
212и	0.507	0.144	0.049	0.011	0.037	0.627	0.111	0.0004	0.0003	1.500	0.254	3.5
214и	0.885	0.176	0.046	0.010	0.022	0.576	0.175	0.0003	0.0003	1.946	0.396	5.1
966	0.951	0.222	0.036	0.010	0.018	0.451	0.073	0.0001	0.890	0.176	0.196	4.3
2617	0.788	0.189	0.059	0.013	0.032	0.674	0.129	0.0005	0.0004	1.765	0.498	4.9
Плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии												
33	0.700	0.438	0.055	0.012	0.033	0.654	0.236	0.0006	0.0003	2.134	0.398	1.6
332	0.902	0.342	0.048	0.010	0.026	0.544	0.121	0.0002	0.0003	1.974	0.205	2.8
984	0.707	0.376	0.037	0.008	0.021	0.380	0.139	0.0001	0.0003	1.672	0.265	1.9
2818	0.880	0.614	0.054	0.011	0.033	0.652	0.182	0.0001	0.0001	2.432	0.175	1.2
Порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии												
850	2.062	0.190	0.062	0.016	0.032	0.958	0.119	0.0007	0.0003	3.279	0.190	10.8
2044	3.047	0.274	0.147	0.015	0.043	1.455	0.154	0.0016	0.0003	5.137	0.223	11.1
2063	5.450	0.325	0.099	0.039	0.034	1.307	0.103	0.0012	0.0003	7.312	0.201	16.2
Гранодиорит-аляскитовая серия												
75	2.876	0.316	0.990	0.020	0.018	1.146	0.154	0.0037	0.0001	4.627	0.214	9.1
972	2.116	0.292	0.096	0.022	0.021	1.067	0.177	0.0006	0.0005	3.798	0.233	7.9
2352	2.900	0.375	0.100	0.017	0.026	1.139	0.284	0.0003	0.0007	4.995	0.245	7.8

В порфиробластовых гранитоидах плагиогранит-гранитовой серии, а также в двуслюдяных гранитах гранодиорит-аляскитовой серии отмечается резкое увеличение газовой фазы и по сравнению с плагиогранитами она в двуслюдяных гранитах увеличивается в 2 раза, а в порфиробластовых гранитоидах в 3 раза. В двуслюдяных гранитах общее количество газов достигает 4.6 млг/г, а в порфиробластовых – 5.2 млг/г. По сравнению с плагиогранитами во флюидах этих пород резко увеличивается количество H_2O и уменьшается доля CO_2. Средние данные параметра H_2O/CO_2 в двуслюдяных гранитах отвечают 8.2, а в порфиробластовых – 12.7. По сравнению с плагиогранитами в них отмечается возрастание CO и уменьшение CO_2. Средний показатель параметра CO/CO_2 для двуслюдяных гранитов отвечает 3.6, а для порфиробластовых – 4. Как видим, в двуслюдяных и порфиробластовых гранитах отмечается общая тенденция возрастания газов, но в последних этот процесс выражен более интенсивно. По N/C параметру отмеченные граниты полностью соответствуют образованиям континентальной коры (см. табл. 7.3).

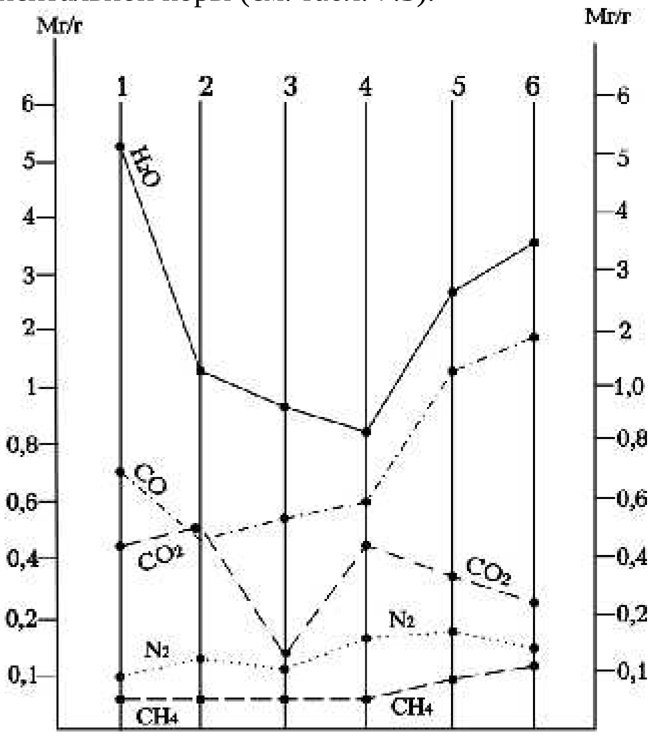


Рис. 7.7. Вариационная диаграмма распределения основных газов в герцинских гранитоидах Большого Кавказа.

Усл. обознач: 1–плагиограниты плагиогранит-гранитовой серии; 2– гранитоиды габбро-адамеллитовой серии; 3 – мигматиты гранит-мигматитового комплекса; 4 – плагиограниты и плагиогнейсы плагиогранит-гранитовой серии; 5 –граниты гранит-аляскитовой серии; 6 – порфиробластовые граниты плагиогранит-гранитовой серии.

Таким образом, исследование газовой составляющей хроматографическим методом в герцинских гранитоидах Большого Кавказа показало, что по составу и количеству они резко отличаются друг от друга (рис. 7.6). Гранитоиды габбро-плагиогранитовой серии характеризуются самым большим содержанием газовой фазы (11 мл/г), в которой самая высокая доля воды, а остальные газы во флюидах играют незначительную роль. Параметр H_2O/CO_2 в этих гранитоидах превышает 20, тогда как для других образований эти данные значительно ниже. По параметру N/C плагиограниты Блыбского массива отвечают образованиям океанской коры, а массива Каменистая – континентальной. В породах габбро-адамеллитовой серии суммарное количество газов низкое и не превышает 2.8 мл/г. В этой серии очень низкая доля воды и параметр

H_2O/CO_2 не превышает 3.3. По параметру N/C гранитоиды Дарьяльского и Касарского массивов этой серии отвечают образованиям океанской коры, а гранитоиды Агесского массива и Сакенского интрузива – континентальной. Суммарное количество газов в мигматитах гранит-мигматитового комплекса и в плагиогранитах плагиогранит-гранитовой серии самое низкое. В мигматитах оно не превышает 2 мл/г, но отмечается высокая доля CO_2. В плагиогранитах суммарное количество газов остается почти такое же, но ненамного возрастает количество CO_2 и параметр H_2O/CO_2 не превышает 2.8, а минимум соответствует – 1.2. Скачкообразное возрастание флюидной фазы отмечается в порфировидных гранитах и по сравнению с мигматитами и плагиогранитами увеличивается в три раза. Вместе с тем, отмечается уменьшение CO_2 и параметр H_2O/CO_2 приближается к 12.7. По параметру N/C плагиогранит-гранитовая серия отвечает образованиям континентальной коры. В гранитоидах гранит-аляскитовой серии высоко суммарное содержание газов (4.5 мл/г), но по сравнению с порфиробластовыми гранитами отмечается уменьшение доли воды и параметр H_2O/CO_2 понижается до 8.2. По параметру N/C гранитоиды этой серии также относятся к образованиям континентальной коры.

7.3 Флюидный режим и некоторые вопросы генерации анатектических гранитоидных расплавов

Как известно, гранитоидные анатектические расплавы нередко связаны с антиклинориями складчатой системы и образуют преимущественно, автохтонные и субавтохтонные тела, которые постепенно замещают метаморфиты амфиболитовой фации, но нередко являются секущими телами. Типичными примерами таких гранитоидов являются: гранитоиды Центрального Урала, Пиринеев, Альп, Карпат и др. Герцинские гранитоиды плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа являются классическим примером отмеченных пород.

Изучение флюидного режима образования герцинских гранитоидов Большого Кавказа позволило коснуться проблемы происхождения купольных анатектических гранитоидных расплавов, в частности, попытаемся установить связь между генерацией анатектического расплава, тектоникой и флюидным режимом.

На раннем этапе развития геологии сложилась теория, согласно которой вторжение гранитоидов в геосинклинальные осадки вызывает контактный метаморфизм вмещающих пород и воздымание складчатой системы. Эта теория пользовалась большой популярностью и даже сегодня у нее имеются последователи. Первый, кто высказал противоположное мнение, был известный французский геолог 19-го в. Эль де Бомон, в чьих трудах об Альпах, фактически сформулирован механизм формирования анатектических гранитоидных расплавов в современном понимании, но некоторые аспекты этой теории остаются нерешенными до сегодняшнего дня.

В отличие от отмеченных образований совершенно другую геотектоническую позицию занимают гранитоиды активизированных зон. Они, как правило, связаны с глубинными разломами консолидированного субстрата и формируют интрузивные батолитовые тела, оторванные во времени. На Большом Кавказе типичными представителями таких гранитоидов являются Келасурский, Бзыбский и Ушба-Эцерский интрузивы юрского возраста.

Здесь мы попытаемся обсудить некоторые вопросы генерации анатектических гранитоидных расплавов, благодаря проведенным нами исследованиям флюидного режима образования герцинских гранитоидов Большого Кавказа. В теоретической петрологии благоприятными условиями для генерации магматических расплавов являются: (1)-падение общего давления, что вызывает в силикатах уменьшение температуры плавления, (2)-локальное увеличение температуры, (3) обогащение субстрата соединениями, вызывающими уменьшение температуры плавления (Гвозский, 1975).

Из геодинамики известно, что во время сильных сжатий или растяжений часть движений сопротивления трансформируется в тепловую энергию. Известно также, что в куполах складчатых систем имеют место сильные сопротивления, что, по-видимому, ведет к прогрессивному метаморфизму субстрата и к селекционному плавлению, и в конечном итоге, к формированию анатектических гранитоидов.

По нашему мнению, формирование анатектической магмы вызывает не только увеличение температуры в куполах геоантиклиналей, но и то, что во время складкообразования, в куполах антиклиналей возникают условия, при которых в них проявляются все три отмеченных выше фактора. Не должен вызывать споры и тот факт, что общая региональная инверсия обусловливает уменьшение общего давления. Выше мы отмечали возможность увеличения температуры системы во время движений сжатия и растяжения. Осталось рассмотреть третью причину, способствующую плавлению, это увеличение концентрации легких флюидов в системе, что, вероятнее всего, является одним из самых значительных факторов, способствующих анатектическому плавлению в куполах антиклиналей. Опираясь на результаты изучения термобарического и флюидного режимов образования плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа, мы постараемся обосновать причину концентрации легких флюидов в куполах складчатой системы.

Изучение температурного режима происхождения гранитоидов отмеченной серии показало, что локальный рост температуры не является главным фактором генерации гранитоидного расплава. В частности, в обнажениях ультраметаморфических пород ясно видно, что температура между гранитным расплавом и вмещающими породами почти равная. Что касается давления, то в куполах антиклиналей отмечается его постепенное уменьшение, что, по-видимому, обусловлено инверсией складчатой системы. По данным, полученным по включениям CO_2, в мигматитах гранит-мигматитового комплекса общее давление превышает 6 кб, а в порфиробластовых гранитах, генерируемых среди мигматитов, отмечается его понижение до 2.5 - 3 кб. Как видно, формирование гранитоидного расплава протекало, по сравнению с вмещающей средой, в условиях пониженного давления. Что касается объема флюидной фазы то как показывают наши исследования, отмечается ее резкое увеличение, от палеосомы мигматитов к порфиробластовым гранитам. Если в палеосоме мигматитов суммарное количество газов, в среднем, соответствует 2 мл/г, то в порфиробластовых гранитах этот показатель отвечает 5.5 мл/г. Вместе с тем, по сравнению с субстратом, в гранитоидах отмечается относительное увеличение воды и щелочей, понижающих температуру плавления силикатного расплава. Если в палеосоме мигматитов параметр H_2O/CO_2, в среднем, отвечает 2, то в отмеченных гранитах это соотношение равно 12. Таким образом, даже из этих немногочисленных данных видно, что там, где формируется анатектический расплав, наблюдается явное увеличение флюидной фазы, преимущественно водно-щелочной.

Как уже отмечалось, полевые наблюдения показывают, что в складчатой системе генерация силликатного расплава происходит, в основном, в куполах антиклиналей, что наводит на мысль, что концентрация легких флюидов способствует плавлению. Мы допускаем, что купола антиклиналей являются той благоприятной структурой, где сосредотачиваются три отмеченных главных фактора, способствующих генерации анатектических расплавов: увеличение температуры, уменьшение давления и увеличение концентрации легких флюидов. О причинах повышения температуры и понижения общего давления в отмеченных структурах уже говорилось. Здесь же постараемся обосновать представление о том, какие силы способствуют концентрации легких флюидов в куполах геоантиклиналей.

Естественно, что региональные тектонические силы, которые во время складкообразования воздействуют на субстрат, выводят из равновесия флюидную систему, и исходя из принципа Ле Шателье, происходит их пространственная дифференциация, а именно - элементы, имеющие большой удельный вес и низкую подвижность, мигрируют в сторону полей высокого давления, а элементы с низким удельным весом и высокой подвижностью – двигаются по направлению полей с низким давлением. Известно, что купола складчатой системы, в условиях режима инверсии, представляют собой зону низкого давления. Следовательно, если в складчатой системе нарушено флюидное равновесие, вызванное инверсией и колебанием давления, то в куполах антиклиналей будут концентрироваться легкие флюиды. В основном, это вода и щелочи, которые, как показывают экспериментальные данные, способствуют плавлению силикатных расплавов и, при их добавлении в систему, температура плавления уменьшается на десятки, а иногда и на сотни градусов (Wyllie, Tuttle, 1964; и др.).

Таким образом, можно допустить, что в куполах антиклиналей складчатой системы в генерации гранитоидных расплавов большую роль играют долговременные тектонические напряжения, которые выводят из равновесия флюидную систему и при которых легкие составляющие испытывают миграцию в сторону куполов антиклиналей. Увеличение концентрации этих флюидов в системе уменьшает температуру плавления и часто способствует генерации гранитоидных расплавов. Одновременно происходит инверсия, которая обусловливает постепенное падение давления в системе и которая со своей стороны, способствует уменьшению температуры плавления в куполах антиклиналей, что является дополнительным фактором, способствующим генерации гранитоидных расплавов. Следовательно, в куполах антиклиналей во время складкообразования и инверсии действуют все три вышеотмеченных фактора, способствующих анатектическому плавлению: (1)-всестороннее уменьшение давления, (2)-локальное увеличение температуры и (3)-обогащение структуры легкими флюидами. Исходя из этого предполагаем, что в условиях инверсии купол антиклинали складчатой системы является той благоприятной структурой, в которой сосредотачиваются оптимальные термобарические, флюидные и температурные условия для выплавления анатектических гранитоидных расплавов.

8. ТЕРМОБАРИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Установление термобарических условий образования гранитоидов является одним из важных критериев для разработки их петрогенетической модели. К сожалению, для герцинских гранитоидов Большого Кавказа не разработана единая термобарическая модель их образования. В отличие от них, существует модель термобарического образования метаморфитов кристаллического субстрата Большого Кавказа, разработанная М.Д.Шенгелиа (1989). Он предлагает следующую модель: макерская серия –инфраструктура (силиманит-биотит-калишпатовые и биотит-мусковитовые гнейсовые фации) – Т =560-720^{0}С, Р=3.3-3.4 кб; гнейсово-сланцевая часть (биотит-мусковитовые фации гнейсов и донгузорумская и кти-тебердинская свиты ставролитовой фации) - Т =470-580^{0}С, Р=2.8-3.2 кб; сланцевая часть (биотит-мусковитовые гнейсы и аркасарская свита и ее аналоги ставролитовой фации) - Т =430-550^{0}С, Р=2.7-2.9 кб; буульгенская серия – гвандрская свита (биотит-мусковитовые гнейсовые фации и высокотемпературная часть ставролитовой фации) - Т =480-630^{0}С, Р=3.2-4.0 кб; касарская свита (андалузитовая ступень биотит-мусковитовой гнейсовой фации) - Т =520-570^{0}С, Р=1.2-2.0 кб; ладевальская и сисинская свиты (андалузит-биотит-хлорит-мусковитовая субфация) - Т =430-520^{0}С, Р=1.5-2.0 кб; лабинская серия – мамхурцская и дамхурцская свиты (ставролит-силиманитовая и ставролит-биотит-андалузитовая субфация) - Т =500-570^{0}С, Р=3.2-3.4 кб; лаштракский и аджарский тектонические покровы (ставролитовая фация) - Т =420-580^{0}С, Р=4.8-5.2 кб; автохтонный комплекс зоны Передового хребта - армавирская и балканская свиты (ставролит-кианит-биотитовые субфации ставролитовой фации) - Т =470-530^{0}С, Р=6.8-7.5 кб.

Геологические и петрографические исследования показывают, что ультраметаморфизм и связанные с ним процессы гранитообразования в кристаллическом фундаменте Большого Кавказа протекали в различных РТ режимах. Ультраметаморфические процессы, образующие плагиогранит-гранитовую серию, начинаются в силиманит-биотит-калишпатовой субфиции анфиболитовой фации и максимума своего развития достигают в условиях гранат-кордиерит-калишпатовой субфации. Для этого процесса характерная реакция: Bt+Sill⟷Grt+Cor+Ksp. Ультраметаморфические процессы, образующие габбро-адамеллитовую серию, начинаются в биотит-мусковитовой гнейсовой фации или в высокотемпературной части ставролитовой фации. Характерная реакция этого процесса: St+Ms+Qrz⟷Bt+Grt+Sill. Гранитоидный расплав габро-плагиогранитовой серии, по-видимому, начинает выплавляться в условиях кианит-силлиманитового барического типа метаморфизма, в высокотемпературной части ставролитовой фации. В амфиболитах этой фации наблюдаются критические парагенезисы: Hbl+Grt+Pl+Qtz+Ep; Hbl+Grt+Ep+Pl+Qtz±Bt; Hbl+Phn+Chl+Ab+Qtz+Ep, а в кристаллических сланцах - Grt +Bt±Chl+Phn+Hbl+Qtz.

При комплексном изучении термобарических условий образования герцинских гранитоидов Большого Кавказа мы использовали как экспериментально подтвержденные РТ данные сосуществования минералов, так и различные геотермометры и геобарометры: графитовый, гранат-биотит-кордиеритовый, роговообманковый и др.

8.1. Графитовая геотермометрия

Графитовый геотермометр основывается на изменении параметра элементарной клетки графита С(Å), который уплотняется по мере роста температуры (Шенгелиа, Ахвледиани, 1977). После уменьшения температуры указанный параметр больше не изменяется, и поэтому этим геотермометром можно определить только максимальную температуру, которой достигает та или иная порода во время метаморфизма. Из герцинских мигматитов и гранитоидов мы смогли отобрать 20 образцов, содержащих графит, определение температур которых дало убедительные результаты (табл. 8.1). Температуры образования некоторых образцов были определены и гранат-биотитовым геотермометром, полученные результаты почти идентичны, что указывает на надежность этого геотермометра.

Таблица 8.1. Температуры образования герцинских гранитоидов и мигматитов Большого Кавказа по графитовому геотермометру

Обр. N	C(Å)	Парагенезисы	T^0C	Характеристика породы и место взятия образца
66	6.705	Pl+ Qtz+ Mikr+Bt+Sill	720	Гранит-мигматитовый комплекс, мигматиты, ущ. р.Кличь
125	6.703	Pl+Qtz+Bt+Grt+Sill	750	Плагиогранит-гранитовая серия, реститы, верх. р. Нахар
966	6.703	Pl+Qtz+Bt+Sill+Grt+Cor	750	Гранит-мигматитовый комплекс, плагиомигматиты, ущ. р.Гвандра
2960	6.716	Pl+Qtz+Bt+Mirk+Ms	630	Макерская серия, двуслюдяные гнейсы, верх. р. Цеис
202	6.716	Pl+Qtz+Bt+Ms+Grt	630	Буульгенская серия, мигматиты, Марухский перевал
228	6.718	Pl+Qtz+Bt+Grt	620	Буульгенская серия, мигматиты, Марухский перевал
231	6.718	Pl+Qtz+Bt+Ms+Grt	620	Буульгенская серия, мигматиты, Марухский перевал
813	6.716	Pl+Qtz+Chl+Grt	660	Буульгенская серия, биотитовые гнейсы, ущ. р.Гвандра
1286	6.718	Pl+Qtz+Chl+Grt	620	Габбро-плагиогранитовая серия, гранатовые плагиогнейсы, верх. р. Лашипсе
1336	6.718	Pl+Qtz+Chl+Ep	620	Габбро-плагиогранитовая серия, плагиогнейсы, район Санчарского перевала

Как видно из табл. 8.1 в мигматитах буульгенской серии температура образования мигматитов достигает 660^0C, а средняя температура колеблется в пределах 620-630^0C. Приблизительно аналогичные температуры образования имеют и графитовые образцы плагиогнейсов габбро-плагиогранитовой серии (620^0C). Значительно более высокие температуры фиксируют графитовые образцы мигматитов гранит-мигматитового комплекса. По этому геотермометру в мигматитах данного комплекса температура достигает 750^0C.

8.2. Гранат-биотит-кордиеритовый геотермобарометр

Теоретические вычисления и экспериментальные данные показывают, что между сосуществующими железо-магнезиальными минералами закономерность перераспределения Fe, Mg, Mn зависит от термобарических условий системы являясь хорошим критерием для реставрации PT условий кристаллизации пород. По нашему мнению, одним из наиболее надежных методов современных термобарических исследований являются гранат-биотитовый геотермометр и гранат-кордиеритовый

барометр. Основная проблема их надежности - точность анализа минералов, погрешность которого довел до минимума современный микрозондовый анализатор.
Нами было проведено более 1500 точечных микрозондовых анализав биотитов, гранатов и кордиеритов герцинских гранитоидо Большого Кавказа во всех случаях исследовали парагенетические минеральных ассоциации. С целью контроля, из одного и того же шлифа мы изучали различные минеральные пары и сопоставляли их результаты. Полученные этим путем PT параметры практически совпадали, что говорит о точности проделанной работы. Микрозондовые исследования проводились в эмиссионно-спектральном исследовательском центре Грузинского технического университета на микрозондовом анализаторе "CAMEBAX MICROBEAM". В данной работе для определения температуры, мы пользовались, предложенным Л.Перчуком и И.Лаврентьевым (1983), гранат-биотитовым геотермометром, а для определения давления – гранат-кордиеритовым геобарометром, предложенным А.П.Арановичем и К.С.Подельским (1983) .

Гранат-биотитовая геотермометрия и гранат-кордиеритовая барометр особенно успешно "работают" в породах плагиогранит-гранитовой серии, так как их минеральные парагенезисы дают для этого хорошую возможность. Как уже отмечалось, субстратом этой серии является Макерский метаморфический комплекс, температура образования которого находится в пределах 560-720^{0}C (Шенгелиа, 1989). С верхней границы этого температурного режима должно начинаться формирование мигматитов гранит-мигматитового комплекса и плагиогранитов плагиогранит-гранитовой серии, что подтверждается полученными нами результатами. Как видно из табл. 8.2 температура образования отмеченных пород изменяется в пределах 700-750^{0}C, а их средняя температура составляет 720-730^{0}C, лишь в одном случает, в гранат-кордиерит-биотитовом рестите, была зафиксирована температура их парагенезиса 810^{0}C.

В ареале развития плагиогранит-гранитовой серии отмечаются породы гранат-кордиерит-биотитовой ассоциации, которые фактически относятся к реститовым парагенезисам субстрата. Их сравнительно большие выходы отмечаются на левых карнизах среднего течения р. Нахар (северный склон Большого Кавказа). Рассмотрим два типа образцов, в которых фактически отражена общая картина эволюции термобарического режима этой серии.

Образец 2108 взят с левого карниза р.Нахар, на 2.5 км севернее ледникового озера. Он представляет собой среднезернистый мигматит микроагматитовой структуры с парагенезисом: Grt_{87-91}+Bt_{68-70}+Cor+Sill+Mikr+Pl. Гранаты (0.8-1.8мм) создают изометрические кристаллы и характеризуются регрессивной зональностью (см. табл. 8.2). От центра к периферии возрастает железистость и содержание Mn, но уменьшается магниевость. Для биотита, в контакте с гранатам характерна высокая железистостью (68-70%), а с кордиеритом – низкой (52%). Кордиерит является гомогенным минералом и редко отмечается в виде порфиробластов, железистость в нем меняется в пределах от 39 до 42%. Температура равновесия центров граната и биотита (см. табл. 8.2) отвечает 720^{0}C, а на перифериях понижается до 650^{0}C. Давление центра граната и кордиерита равняется 3.6 кб, а на перифериях - 2.2 кб. Опираясь на эти данные можно допустить, что в этих отложениях гранат является регрессивным минералом, который начинает кристаллизацию при температуре 720^{0}C и давлении 3.6 кб и заканчивает свой рост при температуре 650^{0}C и давлении 2.2 кб.

Подобную картину PT режима образования дает и образец 2110, который мы отобрали на 200 м севернее от образца 2108. Он представляет собой реститовую часть субстрата, главными минералами которой являются кордиерит, биотит, кварц и плагиоклаз. Сравнительно в небольших количествах отмечаются силлиманит, калишпат и гранат. Кордиерит является сравнительно гомогенным минералом и представлен крупнозернистыми агрегатами (1-1.6 мм) с железистостью примерно 35-

40%. Гранат здесь, как и в вышеотмеченном образце, характеризуется зональным строением (рис. 8.1). Количество MnO и железистость возрастают в нем от центра к периферии, но

Таблица 8.2. Средние химические анализы парагенетических биотитов, гранатов и кордиеритов (масс.%)и средние температуры и давления их кристаллизации в герцинских мигматитах гранит-мигматитового комплекса и плагиогранитах плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа

No обр.	Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	K_2O	CaO	Название и место отбора пород	T^0C P кб
278	Bt	34.57	3.50	18.21	21.80	7.12	0.86	9.60	0.00	Плагиограниты, верхов. р.Сакени	730^0C
	Grt	38.10	0.00	20.23	30.55	3.02	7.34	0.00	0.38		
405	Bt	33.64	1.94	20.51	24.99	9.10	0.30	7.10	0.00	Плагиомигматиты, верх. р. Ачапара	700^0C
	Grt	37.77	0.00	19.73	35.70	3.80	0.00	0.00	0.1		
	Cor	50.68	0.00	34.47	10.10	3.63	0.00	0.00	0.34		
966	Bt	33.49	3.35	19.68	24.25	7.52	1.15	8.57	0.00	Плагиомигматиты, верх. р.Гвандра	735^0C
	Grt	36.61	0.00	20.54	31.67	3.21	7.41	0.00	0.00		
1017	Bt	34.97	2.69	21.58	20.17	8.14	1.18	7.34	0.00	Плагиомигматиты, верх. р.Гвандра	730^0C
	Grt	38.50	0.00	19.78	29.29	3.51	7.85	0.00	1.14		
125	Bt	34.64	1.10	19.55	21.83	8.35	0.14	8.88	2.70	Плагиограниты, верх. р.Нахар	740^0C
	Grt	40.74	0.00	19.72	29.75	3.88	4,26	0.00	1.35		
105	Bt	35.94	1.44	20.06	20.13	8.42	0.25	7.20	2.70	Плагиограниты, ущ. р.Кличьская Ачапара	750^0C
	Grt	39.80	0.00	18.76	26.77	3.52	8.95	0.00	2.03		
2027	Bt	34.39	1.92	18.80	17.54	8.25	0.21	9.39	0.10	Мигматиты, верх. р. Узункол	710^0C
	Grt	34.82	0.00	21.01	33.96	3.11	4.01	0.00	1.16		
2108	Bt	36.75	2.23	16.78	25.94	6.45	0.11	9.89	0.00	Реститы гранат-кордиерит-биотита, ущ. р.Нахар	ц. 720^0C
	Grt ц	35.32	0.00	19.59	37.56	2.95	3.51	0.00	0.85		п. 650^0C
	Grt п	34.74	0.00	19.17	36.99	2.04	6.12	0.00	0.72		ц. 3.6 кб
	Cor	48.22	0.03	32.05	10.08	8.16	0.14	0.00	0.00		п. 2.2 кб
2110	Bt	36.62	2.21	18.35	19.32	10.44	0.17	0.19	0.00	Реститы гранат-кордиерит-биотита, ущ. р.Нахар	ц. 730^0C
	Grt ц	35.73	0.00	19.77	37.19	3.01	3.41	0.00	0.91		п. 660^0C
	Grt п	34.31	0.00	18.92	36.71	1.99	6.29	0.00	0.54		ц. 3.7 кб
	Cor	48.60	0.00	31.70	9.25	8.00	0.27	0.54	0.00		п. 2.2 кб
2374	Bt	36.14	1.71	21.53	19.98	9.06	0.00	9.34	0.00	Реститы гранат-кордиерит-биотита, ущ. р.Дауд	810^0C
	Grt	37.64	0.02	20.53	24.04	4.63	11.37	0.00	1.10		

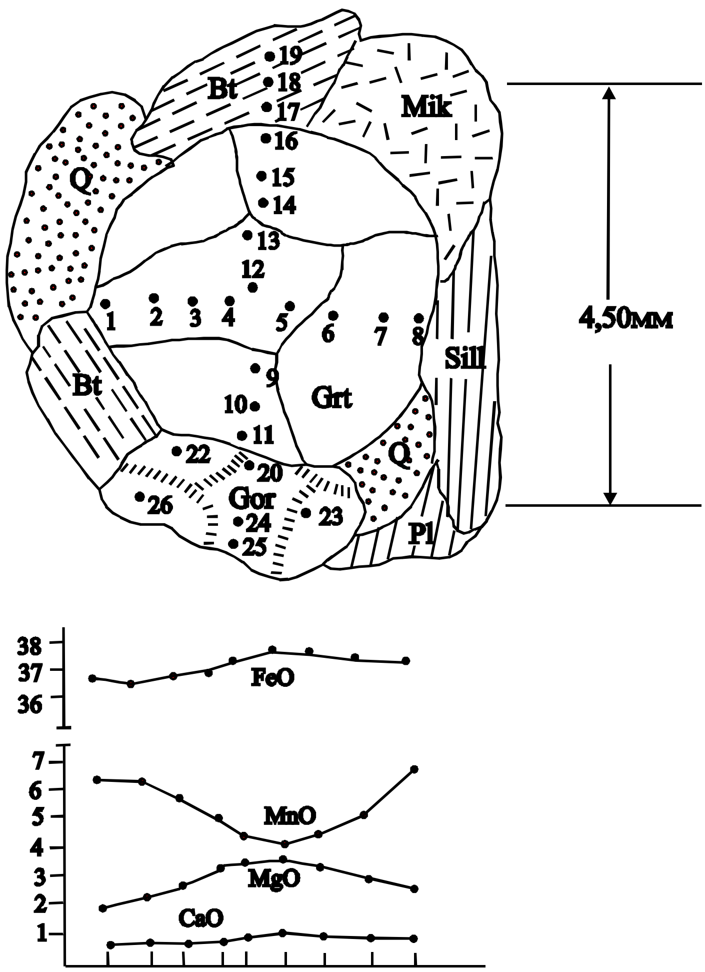


Рис. 8.1. Схематическая зарисовка одного из участков шлифа гранат-кордиерит-биотитового рестита (обр.2110) и микрозондовые профили граната.
Арабскими цифрами обозначены точки микрозондового анализа.

уменьшается содержание MgO. Температура равновесия центра граната и биотита (см. табл. 8.2) отвечает 730^{0}C, а периферии – 660^{0}C. Давление равновесия центра граната и кордиерита соответствует 3.7 кб, а периферии – 2.2 кб. Если допустить, что все три отмеченных минерала выкристаллизовались примерно в одно и то же время, тогда можно считать, что кристаллизация этих ассоциаций минералов началась примерно при температуре 730^{0}C и давлении 3.7 кб и закончилась при температуре 660^{0}C и давлении 2.2 кб.

Проведенные нами исследования показывают, что оба образца образовались при регрессии термобарического режима, примерно в равных PT условиях. Поскольку в ареале мигматитов генерируются плагиораниты плагиогранит-гранитовой серии и они фактически представляют собой их неосому, тогда можно эти термобарические параметры образования распространить и на них.

Как видно из табл. 8.3, гранат-биотитовые температурные равновесия аляскитов и пегматитов плагиогранит-гранитовой серии ниже, по сравнению с мигматитами и плагиогранитами. Химизм и перераспределение катионов Fe-Mg в гранатах и биотитах показывает, что формирование вмещающих пород происходило в условиях температурного режима слабой регрессии. В гранатах от центра к периферии в десятых долях процента отмечается возрастание FeO и MnO и уменьшение MgO. Максимальная температура образования этих пород соответствует 670^{0}C и фиксируется в ущелье р.Узун-Кол, а минимальная температура -625^{0}C отмечается в аляскитах р.Нахар. Как показывают проведенные исследования, температурный интервал образования аляскитов и пегматитов невелик и колеблется в пределах 10-30^{0}C, что. по-видимому, должно отражать реальные термические условия. По всей вероятности, аляскитовая и пагматитовая фазы плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа сформировались в условиях температурного режима, ниже примерно на 100^{0}C, чем мигматиты гранит-мигматитового комплекса и граниты этой же серии, они охватывают температурный интервал примерно 625-660^{0}C. Следует отметить, что во всех случаях кристаллизация гранитоидного расплава протекала в условиях регрессивного PT режима.

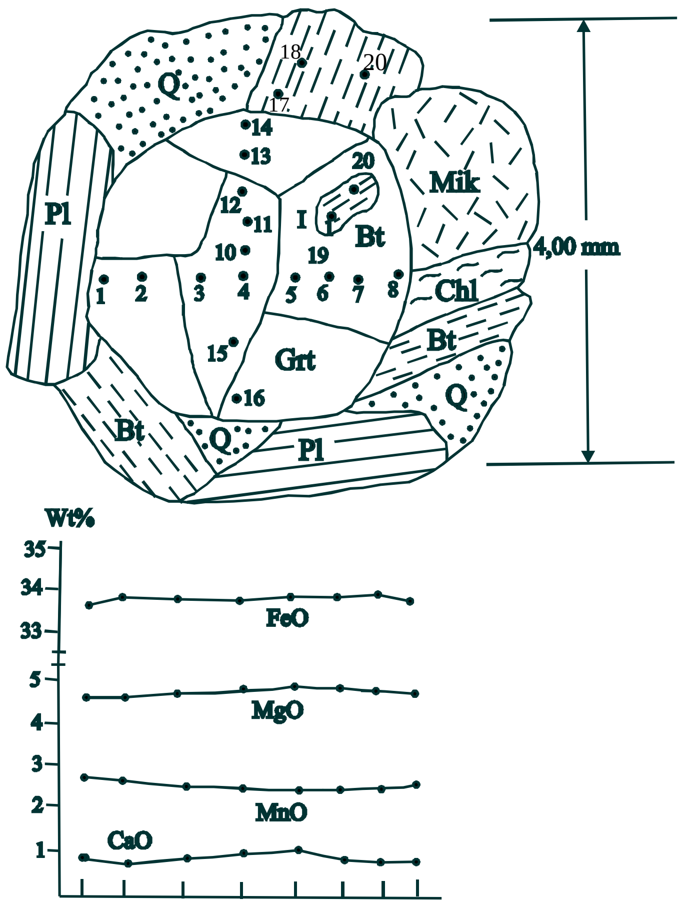


Рис. 8.2. Схематическая зарисовка одного из участков шлифа гранат-биотитового рестита (обр.2087) и микрозондовые профили граната.
Арабскими цифрами обозначены точки микрозондового анализа.

В гранодиорит-аляскитовой серии гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые ассоциации в отличие от плагиогранит-гранитовой серии отмечаются сравнительно редко. Исключение составляют западные карнизы Нахарского озера, где обнажаются гранат-биотитовые гранитоиды и где количество гранатов достигает 8%. Они образуют мощную мобилизованную систему секущих тел (4-7м) и распространены на довольно больших площадях. представляя собой среднезернистые породы массивной текстуры и гранитовой структуры, которые испытывают незначительные постмагматические изменения. Калиевый полевой шпат представлен, в основном, микроклином явно магматического происхождения. Гранаты представлены изометричными, довольно одинакового размера (1.8-2.0 мм) кристаллами и так же, как и вся порода, уцелели от мощных вторичных процессов.

В гранатах образца 2087 явно выраженная зональность не наблюдается (рис.8.2). От центра к периферии незначительно увеличивается содержание железа и марганца и также незначительно уменьшается количество магния и кальция. Температурное равновесие центра граната и биотита отвечает 735^{0}С. Примерно такие же результаты мы получаем и из других гранат-биотитовых ассоциаций гранодиорит-аляскитовой серии. Средняя температура их образования не опускается ниже 710^{0}С, а максимальная не превышает – 735^{0}С (табл.8.4). Не вызывает сомнения тот факт, что такое резкое остывание магмы должно быть вызвано ее быстрым перемещением, подтверждаемым и геологическими данными.

Образец 2336 отобран из обнажения двуслюдяных гранитов на левых карнизах среднего течения р. Дауд. Это массивная среднезернистая порода со следующей минеральной ассоциацией: Pl^{27}+Qtz+Ksp+Bt_{75}+Grt_{77}+Cor+Chl. В железо-магнезиальных минералах этого образца (см. рис. 8.4), зональность не наблюдается, в результате чего была определена средняя температура образования, которая соответствует 710^{0}С и среднее давление - 3.5 кб. Основываясь на этих данных, мы считаем, что произошло резкое остывание магматической системы, вызвал ее быструю кристаллизацию с образованием гомогенных минералов, что в свою очередь обусловлено перемещением магматического расплава в верхние горизонт.

Мы вычислили температурные условия сосуществования гранатов и биотитов в позднекаледонских гранатогнейсах (табл. 8.5) и отметим, что изометрические кристаллы гранатов (2.9-2.5 мм) характеризуются гомогенным строением и в них практически не наблюдается зональность. В то же время, в различных образцах температурные условия сосуществования гранат-биотитов изменяются в небольшом интервале. Эти факты еще больше укрепляют допущение, согласно которому отмеченные образцы относятся к магматическим образованиям. Как видно из табл. 8.5 минимальная температура равновесия гранатов и биотитов верхнекаледонских гранитогнейсов соответствует 630^{0}С, а максимальная не превышает – 665^{0}С. Эти данные позволяют заключить, что образованные за счет верхнекаледонских гранитогнейсов гранитоиды гранодиорит-аляскитовой серии выплавились в температурных условиях примерно выше 100^{0}С, а более низкотемпературные ареалы остались в виде реликтовых участков субстрата.

Минеральные ассоциации гранитоидов габбро-адамеллитовой серии не дают возможности широкого использования гранат-биотитового термометра, поскольку гранат-биотитовые парагенезисы отмечаются лишь в реститах этой серии, что фактически отражает температурный режим ее кристаллизации, позволяя основываться на этих данных. Как показали микрозондовые исследования, в гранатах габбро-адамеллитовой серии зональность не отмечается, и поэтому мы можем судить лишь о средних температурных данных. Температуры кристаллизации гранитоидов габбро-адамелитовой серии (см. табл. 8.6) не характеризуются высокими показателями. Самая высокая температура 630^{0}С фиксируется в реститах адамеллитов на карнизах правого берега р. Гвандра. Самая низкая – 600^{0}С отмечается в реститах Сакенского интрузива и в верховье р.Бегина. Как показывает гранат-биотитовый геотермометр (см. табл. 8.6), условия равновесия гранат-биотитов габбро-адамелитовой серии находятся в температурном интервале 600-630^{0}С. Как было показано, для гранитоидов этой серии почти те же температуры дал и графитовый геотермометр, лишь в одном случае была зафиксирована сравнительно высокая - 660^{0}С температура. Из-за выше указанного, можно предположить, что интервал 600-660^{0}С реально отображает температуру кристаллизации гранитоидов габбро-адамеллитовой серии

Таблица 8.3. Средние химические анализы парагенетических биотитов и гранатов (масс.%) и средние температуры их образования в аляскитах и пегматитах герцинской плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа.

No обр.	Минер.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	K_2O	CaO	Парагенезисы, название и место отбора образца	T^0C
106	Bt Grt ц. Grt п.	34.93 36.92 37.13	1.78 0.00 0.00	17.75 19.77 19.35	20.20 35.78 35.02	6.90 3.73 3.10	0.00 4.43 4.11	7.10 0.00 0.00	0.00 0.92 1.52	Pl^{17}+Mik+Qtz+BT_{74}+Grt_{82}+Sill гранат-силлиманит-аляскиты ущ. р.Узункол	центр 660 пер.640
207	Bt Grt ц. Grt п.	34.72 38.05 37.65	1.89 0.00 0.00	18.05 20.32 19.72	19.80 35.80 35.10	6.90 3.60 2.90	0.00 6.80 7.11	6.90 0.00 0.00	0.00 1.15 1.74	Pl^{22}+Mik+Qtz+Grt_{80} пегматит с гранатом, ущ. р.Улукам	центр 650 пер.630
214	Bt Grt ц. Grt п.	35.05 37.42 38.15	1.62 0.00 0.00	18.25 19.81 20.31	20.10 37.7. 38.26	7.70 3.44 3.16	0.00 3.07 3.15	7.10 0.00 0.00	0.00 0.05 0.05	Pl^{20}+Mik+Qtz+Bt_{74}+Grt_{79}+Mu гранат-силлиманитовые аляскиты, ущ. р.Наха	центр 635 пер.625
20	Bt Grt ц. Grt п.	35.17 37.15 36.92	1.32 0.00 0.00	18.15 20.70 21.07	20.15 36.45 37.32	7.80 3.75 3.25	0.00 3.13 3.37	0.90 0.00 0.00	0.00 1.32 1.17	Pl^{25}+Mik+Qtz+Bt_{72}+Grt_{84} аляскиты с гранатом, ущ. р.Гвандра	центр 655 пер.635
530	Bt Grt ц. Grt п.	33.56 34.22 34.85	1.84 0.00 0.00	17.14 18.00 18.56	21.60 33.60 34.10	7.20 2.50 2.40	0.00 7.15 6.70	7.90 0.00 0.00	0.00 0.04 0.03	Pl^{20}+Mik+Qtz+Bt_{75}+Grt_{78} пегматиты с гранатом ущ. р.Нахар	центр 665 пер.645

Таблица 8.4. Средние химические анализы парагенетических биотитов и кордиеритов (масс%) и средние температуры и давления их кристаллизации в герцинской гранодиорит-аляскитовой серии Большого Кавказа

No обр.	Минер.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	K_2O	CaO	Парагенезисы пород, название и место отбора	T^0C К кб
2087	Bt I	35.73	1.75	18.19	20.05	8.19	0.00	10.47	0.00	Pl^{25}+Mik+Qtz+Bt_{70}+Grt_{82}+Ep	ц. 735
	Bt II	35.31	1.86	18.29	19.89	8.58	0.00	10.38	0.00	гранат-биотитовый гранит	п.725
	Grt п.	36.55	0.00	19.62	33.57	4.58	2.61	0.00	0.93	верх.р.Нахар	
	Grt ц.	37.39	0.00	19.37	34.27	4.67	2.51	0.00	1.03		
	Grt ц.	37.53	0.00	19.49	34.72	4.84	2.482	0.00	1.07		
	Grt п.	37.68	0.00	19.05	34.48	4.62	2.53	0.00	0.99		
2087	Bt	35.77	1.96	19.15	18.74	8.25	0.13	10.54	0.00	Pl^{22}+Mik+Qtz+Bt_{69}+Grt_{82}+Chl+Ep	ц. 720
	Grt п.	37.76	0.00	19.99	34.03	4.68	2.58	0.00	0.85	гранит-биотитовый гранит,	п.710
	Grt ц.	37.67	0.00	20.81	34.09	4.72	2.58	0.00	0.91	верх.р.Нахар	
	Grt п.	37.37	0.00	20.10	33.74	4.44	2.36	0.00	0.90		
2033	Bt	35.79	1.34	19.30	19.58	7.88	0.17	9.47	0.13	Pl^{20}+Qtz+Bt_{71}+Grt+Mik,	ц. 730
	Grt п.	37.14	0.00	20.25	34.52	4.47	2.44	0.00	0.96	гранит-биотитовый гранит, ущ.	п.710
	Grt ц.	37.86	0.00	19.11	33.74	4.50	2.28	0.00	0.98	р.Нахар	
2033	Bt	35.93	1.32	19.29	21.31	7.63	0.04	9.21	0.00	Pl^{27}+Qtz+Ksp+Bt_{75}+Mu+Grt_{77}+Cor+Chl	710
	Grt	37.59	0.00	20.95	30.92	2.27	6.46	0.00	2.01	гранит-биотитовый гранит, ущ. р.	3.5кб
	Cor	4624	0.00	32.25	10.33	6.87	0.02	0.00	3.33	Дауд	
2397	Bt	34.45	1.49	20.18	20.73	10.49	0.29	10.14	0.00	Pl^{20}+Mik+Qtz+Bt_{66}+Mu+Grt_{67}	
	Grt	38.80	0.00	22.36	25.32	4.27	4.27	3.98	0.74	двуслюдяной гранатовый гранит, ущ. р. Дауд	735

Таблица 8.5.Средние химические анализы парагенетических биотитов и гранатов (масс%) и средние температуры кристаллизации позднекаледонских гранитогнейсов Большого Кавказа

No обр.	Минер.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	K_2O	CaO	Парагенезисы породы,название и место отбора	T^0C
2111	Bt Grt	36.11 37.96	0.99 0.00	18/98 20.75	20.43 32.29	9.38 3.49	0.20 3.37	9.81 0.00	0.00 2.19	$Pl^{27}+Qtz+Bt_{68}+Grt_{82}$ место слияния рр.Нахар и Гондарай	655
2355	Bt Grt	34.77 37.39	1.17 0.00	21.29 19.75	21.18 34.65	9.49 3.07	0.16 5.07	9.67 0.00	0.00 0.85	$Pl^{27}+Qtz+Bt_{67}+Mik+Sill+Mu+Grt_{80}+Chl$ ущ. р. Дауд	630
2387	Bt Grt	36.61 35.85	1.72 0.01	18.93 21.89	22.89 33.21	8.80 3.16	0.00 1.02	9.13 0.00	0.00 4.66	$Pl^{30}+Qtz+Bt_{72}+Grt+Cor$ ущ. р. Дауд	655
2405	Bt Grt	36.22 36.03	0.91 0,64	21.39 21.63	17.90 32.92	10.81 4.79	0.00 1.93	9.21 0.00	0.00 1.37	$Pl+Qtz+Bt_{82}+Grt_{83}$ ущ. р. Дауд	655
2526	Bt Grt	36.06 38.57	1.70 0.00	18.12 20.70	18.93 32.76	8.57 3.16	0.00 2.43	9,78 0.02	0.00 0.07	$Pl^{25}+Qtz+Mik+Bt_{68}+Grt_{91}+Sill$ ущ. р. Нахар	630
2556	Bt Grt	34.96 36.70	2.13 0.01	17.74 20.43	19.66 31.67	8.76 3.38	0.21 4.60	10.35 0.01	0.00 1.34	$Pl+Qtz+Bt_{69}+Grt_{77}$ ущ. р. Джалпакол	655
2575	Bt Grt	35.98 38.82	1.79 0.00	16.92 20.22	20.37 28.14	9.98 3.19	0.15 4.92	9.07 0.00	0.00 3.72	$Pl+Qtz+Bt_{71}+Mu+Grt+Sill$ ущ. р. Адыл-су	660
2616	Bt Grt	35.68 38.14	1.85 0.01	18.75 20.62	20.08 33.33	8.93 3.68	0.17 2.63	10.47 0.01	0.00 0.91	$Pl^{33}+Qtz+Bt_{67}+Grt_{77}$ ущ. р. Муруджж	660

Таблица 8.6. Средние химические анализы парагенетических биотитов и гранатов (масс%) и средние температуры их кристаллизации в реститах гранитоидов габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа

No обр.	Минер.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	K_2O	CaO	Парагенезисы породы и место отбора	T^0C
187	Bt Grt	35.05 36.95	2.17 0.00	19.02 21.86	24.84 31.05	6.93 1.21	0.68 9.58	8.71 0.00	0.00 0.08	$Pl^{35}+Qtz+Bt_{66}+Andl+Grt_{71}$ ущ.р. Сакени	625
429	Bt Grt	35.69 37.92	2.01]0.00	20.17 21.022	22.30 30.92	7.81 1.62	8.80 10.13	7.83 0.00	0.00 0.10	$Pl^{35}+Qtz+Bt_{62}+Sill+Andl+Grt_{70}$ ущ.р.Ачапара	610
747	Bt Grt	36.60 38.19	1.84 0.00	20.98 20.63	21.46 31.19	8.30 1.73	0.71 10.96	7.56 0.00	0.00 0.07	$Pl^{27}+Qtz+Bt_{58}+Sill+Andl+Grt_{69}$ верх. р.Бегин	600
778	Bt Grt	34.32 37.21	2.24 0.00	18.85 21.17	25.72 30.56	6.75 1.16	0.70 9.71	8.,90 0.00	0.00 0.08	$Pl^{34}+Bt_{69}+Sill+Andl+Grt_{72}$ ущ. р.Гвандра	630
2825	Bt Grt	37.74 38.07	1.84 0.00	19.27 20.05	26.14 30.62	7.54 1.54	0.62 10.00	7.90 0.00	0,00 0.07	$Pl^{25}+Qtz+Bt_{70}+Andl+Grt$ ущ.р.Окрила	620

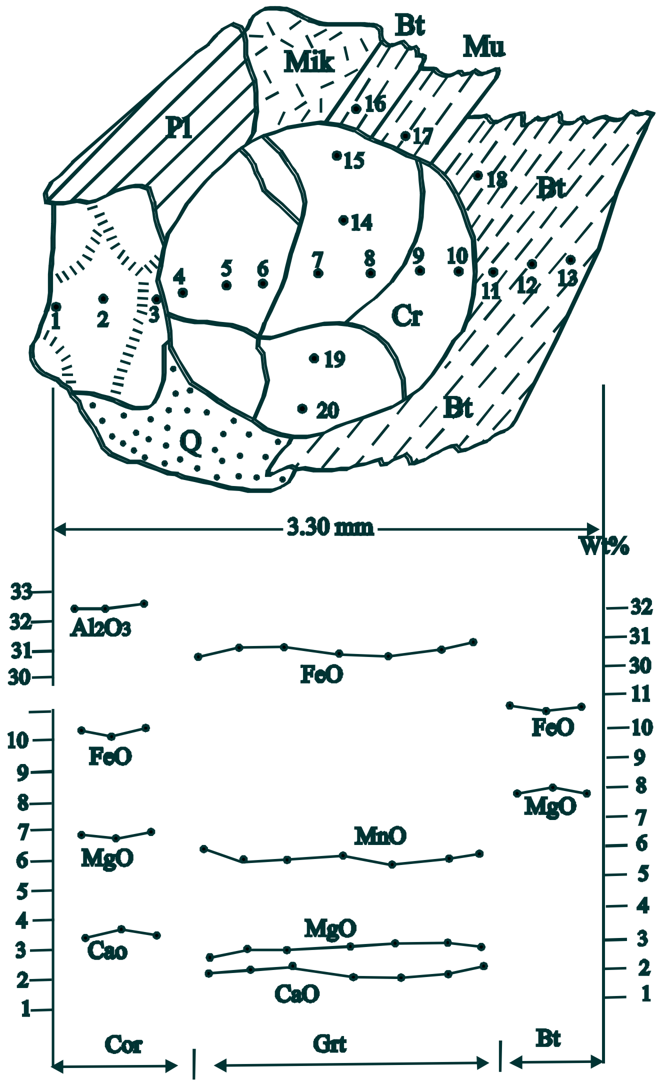


Рис. 8.3. Схематическая зарисовка одного из участков шлифа гранат-кордиерит-двуслюдяного гранита (обр.2336) и микрозондовые профили граната, кордиерита и биотита.

Арабскими цифрами обозначены точки микрозондового анализа.

Таким образом, в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа гранат-биотитовый геотермотер и гранат-кордиеритовый барометр дают довольно убедительные результаты. Их применение оказалось особенно эффективным в плагиогранит-гранитовой и гранодиорит-аляскитовой сериях. По показателям геотермометра и геобарометра региональная мигматизация и ультраметаморфические процессы в субстрате плагиогранит-гранитовой серии начинаются в условиях средней температуры 730^{0}С и давления 3.6-3.7 кб, а дальнейшее развитие процессов протекает в условиях резкого уменьшения давления (2,0-2,2 кб) и при сравнительной стабильности температурного режима (не опускается ниже 700^{0}С), что. видимо, должно быть обусловлено региональной инверсией. Термобарический режим кристаллизации гранитоидов плагиогранит-гранитовой серии находится в пределах РТ условий формирования неосомы мигматитов, генетически не отличаясь друг от друга. Температурный режим микроклинизации, аляскитизации и пегматизации резко снижается и в среднем колеблется в пределах 625-660^{0}C. Также, как и кристаллизация основной массы гранитоидов эти процессы протекают в условиях регрессии PT режима, что, по всей вероятности, вызвано общей инверсией орогена.

Температурный интервал кристаллизации двуслюдяных гранитов гранодиорит-аляскитовой серии очень невелик и колеблется в пределах 720-730^{0}C. Он не превышает 735^{0}C и не опускается ниже 710^{0}C, а общее давление отмечается в пределах 3,5 кб. Что касается габбро-адамеллитовой серии, то по гранат-биотитовому геотермометру гранитоидные породы в этой серии кристаллизовались при температуре 600-630^{0}C, что должно соответствовать реальной геологической ситуации.

8.3. Амфиболовый геотермобарометр

Достигнутые за последние годы успехи в микрозондовом исследовании дают возможность использовать химические особенности амфиболов для определения PT условий образования пород. Детальные исследования показывают, что в амфиболах параллельно с ростом метаморфизма увеличивается содержание Ti, Na и Al (Al^{IV} прямо пропорционально росту температуры, а Al^{VI}- давлению), а содержание Ca - обратно пропорционально давлению. Опираясь на эти свойства, Т.Холанд и С.Ричардсон (1979) предложили амфиболовый геотермобарометр для метабазитов, который затем доработал М.А.Мышкин (1990). Применение этого гертермобарометра в герцинских гранитоидных сериях Большого Кавказа дало довольно убедительные результаты (рис.8.4). Микрозондовый анализ амфиболов из габбро-плагиогранитовой серии мы провели по принципу: субстрат-плагиогранит. Мы изучили 6 пар амфиболов, исследование которых дало почти идентичные результаты. Поэтому здесь мы рассмотрим лишь одну пару, это образцы 1399 (субстрат) и 1401 (плагиогранит) с массива Каменистая. Образец 1399 является мелкозернистой габброидной породой темно-серого цвета гнейсовой текстуры, гранобластовой структуры. Состав: Pl^{60-70}+Aug+Hrb+Bt+Qtz. Образец 1401 представляет собой среднезернистую плагиогранитную породу серого цвета с хорошо выраженной гнейсовостью, которая испытывает дробление и окварцевание. Состав: Pl^{-40}+Qtz+Hrb+Chl+Ep.

Микрозондовое исследование амфиболов этих пород показало, что они как в субстрате, так и в плагиогранитах представлены магниевыми роговыми обманками. По всей вероятности, амфибол в выплавленной массе не плавится, но испытывает полную гомогенизацию, что выражается в стирании зональности. В отличие от амфиболов плагиогранитов, в амфиболах субстрата кодирован весь путь эволюции метаморфизма. Как видно из табл. 8.7, в роговой обманке субстрата от центра (точка 1) к периферии (точка 3) возрастают показатели давления и температуры (рис. 8.4), что по нашему мнению, представляет собой реальную картину эволюции прогрессивного регионального метаморфизма.

По проведенным нами вычислениям, кристаллизация роговой обманки в субстрате началась примерно при температуре 540^{0}C и давлении 5.3 кб, а дальнейший рост происходил в условиях эволюции роста PT режима. В рассмотренной роговой обманке метаморфизм максимальных параметров достигает при температуре 630^{0}C и давлении 8.7 кб, но вокруг этого минерала отмечается окислительная зона (точка 4), температура кристаллизации которой соответствует 600^{0}C и давлению 7.5 кб. По нашему мнению, эта зона минерала сформировалась на регрессивной стадии регионального метаморфизма. В данном случае, PT условия формирования амфиболов выплавленной плагиогранитовой части приближаются к PT параметрам регрессивной стадии преобразования минерала. Центральная часть амфибола плагиогранита (точка 1) отвечает температуре 610^{0}C и давлению 7.0 кб, а периферийная часть – температуре 620^{0}C и давлению 7.5 кб. Результаты позволяют допустить, что кристаллизация

плагиогранитного расплава происходила на регрессивной стадии метаморфизма, примерно в условиях температуры 600-620^{0}С и
давления 7.0-7.5 кб. Как известно из теоретической петрологии, в условиях среднего геотермического градиента, отмеченный РТ режим достигается примерно на глубине 35-40 км.

Результаты исследования делают более достоверными микрозондовые исследования гранатов отмеченных пород (рис. 8.5). В реститах массива Бешта (обр.1317) с парагенезисом Pl^{37}+Qtz+Act_{43}+Hrb+Chl_{41}+Ep+Grt от центра к периферии в гранатах падает содержание MnO (от 5.6 до 2.73%) и железистости (от 77 до 69%), но возрастает содержание MgO (от 4.4 до 7.12%), что явно соответствует условиям прогрессивного регионального метаморфизма. В гранатах плагиогранитов (обр.1227) с парагенезисом Pl^{20}+Qtz+Chl_{34}+Ep+Grt отмечается явно регрессивная зональность. От центра к периферии падает содержание MgO (от 7.23 до 4.23 %) и содержание минала пироба (от 28 до 16%), возрастает железистость (от 68 до 78%), содержание MnO (от 4.42 до 8.84%) и доля минала спессартина (от 11 до 19%). По всей вероятности, по этим данным субстрат рассмотренных пород сформировался в условиях прогрессивного регионального метаморфизма, а кристаллизация плагиогранитного расплава протекала на стадии регрессивного режима РТ условий.

Таким образом, использование амфиболового геотермобарометра дало возможность допустить, что субстрат габбро-плагиогранитовой серии сформировался в результате прогрессивного регионального метаморфизма при максимальных давлении 8.2 -8.7 кб и температуре 620-630^{0}С. Кристаллизация плагиогранитного расплава началась на регрессивной стадии метаморфизма, примерно при температуре 600-620^{0}С и давлении 7.0-7.5 кб.

Амфиболовый геотермобарометр в породах габбро-адамеллитовой серии дал более скудную информацию по сравнению с габбро-плагиогранитовой серией (табл. 8.8), так как роговые обманки оказались гомогенного строения. Несмотря на это, их изучение дает определенное представление о РТ условиях образования пород этой серии. В породах габбро-адамеллитовой серии, по сравнению с габбро-плагиогранитовой, отмечается резкое уменьшение давления кристаллизации (см. табл. 8.8) геотермобарометру среднее давление образования амфиболов Дарьяльского массива отвечает 4.5 кб, а температура 530-540^{0}С. Полученные температуры низкие, но они являются температурами формирования реститов той части породы, которая не подверглась магматической переработке, т.е. они не достигли той максимальной температуры, которая смогла бы их расплавить. Если руководствоваться этим принципом, тогда температура 530-540^{0}С, полученная для метаморфических реститов, совершенно реальна. Центральная часть роговой обр.2754 Дарьяльского массива отвечает давлению 8.0 кб и температуре 430^{0}С. Возможно, это реликтовая часть роговой обманки неясной геологической истории.

Реститы Сакенского интрузива дают примерно одни и те же показатели. Поэтому, здесь мы рассмотрим результат изучения только одного образца. Роговая обманка в образце 1456 сформировалась примерно в условиях давления 4.5 кб и температуры 580-590^{0}С (см. табл. 8.8). Отмеченные температуры ниже результатов полученных другими геотермометрами; возможно и здесь действует тот же фактор, о котором мы говорили при рассмотрении Дарьяльского массива. Что касается давления образования амфиболов Дарьяльского массива и Сакенского интрузива, оно идентично и в среднем соответствует 4.5 кб, что, по нашему мнению, отражает реальную ситуацию.

Таблица 8.7. Химический состав амфиболов габбро-плагиогранитовой серии, их кристаллохимические параметры и PT условия кристаллизации

No обр.	Точк.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Парагенезисы
1399	1	46.36	0.38	8.66	14.33	11.52	0.43	10.85	0.43	0.81	93.48	Pl^{50-70}+Avg+Hrb+Qtz
	2	46.15	0.31	8.53	14.59	13.14	0.42	10.81	1.06	0.71	95.85	
	3	46.76	0.35	9.78	15.31	12.44	0.50	10.88	1.30	0.93	96.29	
	4	46.35	0.34	9.38	8.53	14.49	0.42	10.97	1.20	0.71	95.83	
1401	1	43.00	0.42	10.62	16.61	10.90	0.50	10.54	1.54	1.52	95.28	Pl^{0-40}+Qtz+Hrb+Chl+Ep
	2	43.94	0.42	10.54	16.70	10.18	0.50	10.76	1.66	1.12	95.85	

No обр.	Точк.	Si	Ti	Al^{IV}	Fe	Mg	Mg	Ca	Na	K	Al^{VI}	P	T^0C
1399	1	6.93	0.04	1.07	1.86	2.67	0.05	1.86	0.33	0.16	0.51	5.3кб	540
	2	6.92	0.03	1.08	1.87	2.99	0.06	1.77	0.30	0.12	0.44	6.0кб	550
	3	6.55	0.03	1.45	2.00	2.89	0.06	1.83	0.39	0.18	0.36	8.7кб	630
	4	6.88	0.04	1.32	1.78	2.73	0.05	1.73	0.33	0.12	0.15	7.5кб	600
1401	1	6.62	0.04	1.38	2.13	2.49	0.06	0.73	0.44	0.22	0.54	7.0кб	610
	2	6.64	0.04	1.34	2.16	2.35	0.05	0.79	0.48	0.22	0.57	7.0кб	620

Таблица 8.8. Химический состав амфиболов габбро-адамеллитовой серии, их кристаллохимические параметры и PT условия кристаллизации.

No обр.	Точк.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Парагенезисы
2710	1	45.61	0.32	8.46	15.41	10.99	0.66	11.14	1.20	0.82	94.65	Pl^{38-50}+Hrb+Bt+Qtz
	2	45.02	0.37	8.06	15.45	10.99	0.64	10.99	1.32	0.82	94.31	
2745	1	51.79	0.53	14.70	9.99	6.12	0.24	9.03	3.94	0.22	96.83	Pl^{40-50}+Hrb+Qtz+Bt
	2	49.12	0.03	5.64	15.62	12.42	0.42	11.30	0.64	0.40	95.68	
1456	1	47.32	0.48	9.82	15.12	10.99	0.55	9.62	1.57	0.92	96.39	
	2	46.93	0.45	9.98	15.09	11.02	0.56	9.70	1.55	0.96	96.24	Pl^{40-60}+Hrb+Qtz+Bt+Chl

No обр.	Точк.	Si	Ti	Al^{IV}	Fe	Mg	Mg	Ca	Na	K	Al^{VI}	P	T^0C
2710	1	6.99	0.03	1.01	1.97	2.51	0.08	1.82	0.05	0.16	4.5	4.5кб	530^0C
	2	6.99	0.04	1.98	1.98	2.54	0.07	1.83	0.39	0.16	4.56	4.5кб	530^0C
2745	1	7.36	0.02	1.18	1.18	2.77	0.02	1.07	0.25	0.05	1.81	4.1кб	4300C
	2	6.98	0.01	1.85	1.85	3.09	0.05	1.81	0.18	0.09	0.01	4.5кб	5400C
1456	1	6.72	0.04	2.03	2.03	2.39	0.06	1.89	0.41	0.18	0.56	4.4кб	5900C
	2	6.70	0.04	2.07	2.07	2.42	0.07	1.90	0.44	0.20	0.54	4.5кб	5800C

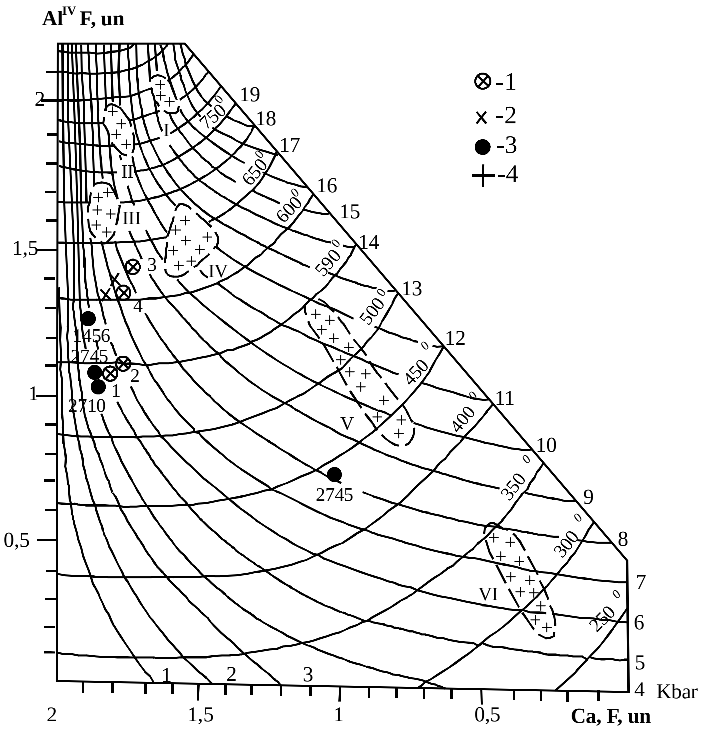


Рис. 8.4. Амфиболовый геотермобарометр (Мышкин, 1990) для метабазитовых ркститов гранитоидных серий Большого Кавказа

Усл. обознач: 1- амфиболы метабазитовых реститов габбро-плагиогранитовой серии; 2-амфиболы этой же серии; 3 – амфиболы реститов габбро-адамеллитовой серии; 4 – данные амфиболов различных регионов мира.

Поля: I-эклогиты Западной Норвегии (Jemtveit, 1987); II-гранулитовый комплекс Становой области (Мышкин, 1990); III-гнейсовый комплекс Адирондака (Brown, 1977); IV-амфиболиты Становой области (Мышкин, 1990); V и VI - метаморфический комплекс Периферал-Шиферхала Австралийских Альп, V - периферийная часть амфибола сложена магниевым катафаритом, VI- центральная часть амфибола сложена глаукофаном (Norman, 1987).

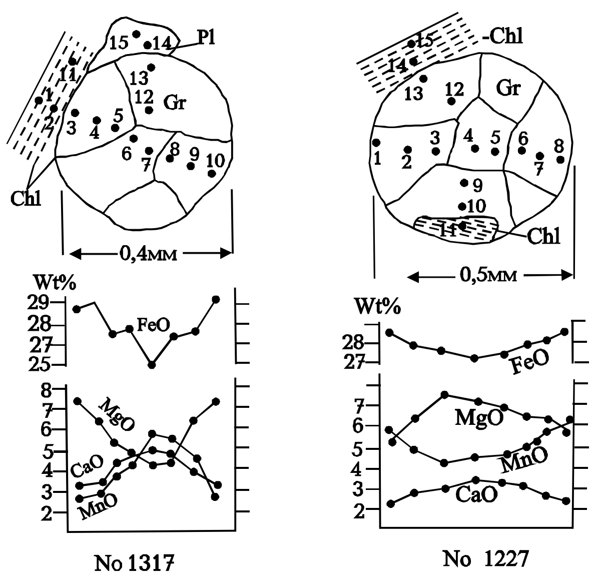


Рис. 8.5. Микрозондовые профили гранатов гранатового рестита (обр. 1317) и гранатового плагиогранита (обр.1227) габбро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа.

Арабскими цифрами обозначены точки микрозондового анализа.

Таким образом, ссылаясь на результаты рассмотреных геотермобарометров, станет ясно, что герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа образуются в различных PT режимах. В частности, субстрат габбро-плагиогранитовой серии сформировался в условиях высокого давления прогрессивного регионального метаморфизма, максимальные параметры которого соответствуют давлению 8.2-8.7 кб и температуре 620-630^{0}C. Кристаллизация плагиогранитного расплава началась на регрессивной стадии регионального метаморфизма в условиях температуры 600-620^{0}C и давления 7.0-7.5 кб. Температура формирования гранитоидных пород габбро-адамеллитовой серии колеблется в интервале 600-660^{0}C, а давление – в пределах 4.5 кб. Процессы региональной мигматизации и ультраметаморфизма субстрата плагиогранит-гранитовой серии начинаются при температуре 740-750^{0}C и давлении 3.6-3.7 кб. Активные магматические процессы заканчиваются в условиях температуры 700-710^{0}C и давления 2.2 кб. Процессы микроклинизации, пегматитизации плагиогранит-гранитовой серии протекают в температурном интервале 625-660^{0}C, а температура кристаллизации гранитоидов гранодиорит-аляскитовой серии не превышает 735^{0}C и не опускается ниже 710^{0}C, а давление отмечается в пределах 3.5 кб.

8.4. Термобарический режим и вопрос генерации бедных калием ранитоидных расплавов

В конце этой главы затронут до последнего времени дискуссионный вопрос аномально низкого содержания K_2O в рассмотренных гранитоидах, и в целом в орогенных анатектических расплавах. В пертологии для объяснения этого вопроса, предлагаются две версии: низкокалиевый состав субстрата, из которого формируется плагиогранитная магма и наложенные процессы альбитизации и окварцевания. На основании петрохимических и термобарических исследований габбро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа автор представляет новую версию о низкокалиевом составе этих кислых выплавов.

R.Colleman и Z.Peterman (1976), впервые выделив океанские плагиограниты, связали их происхождение с дифференциацией базальтовой магмы. В последующей работе (1983) они не смогли обосновать аномально низкое содержание K_2O в океанских плагиогранитах и лишь отметили, что "базальтовая магма, даже с незначительным содержанием K_2O, при дифференциации дает магму более обогащенную этим элементом". Вместе с тем известно, что в срезах современной океанской коры плагиограниты не встречаются, они фиксируются лишь на островных дугах и, по всей вероятности, представляют собой тот или иной фрагмент орогенной системы. Следовательно, эти факты доказывают, что генерация плагиогранитной магмы не протекает путем простой дифференциации базальтов океанской коры.

Изучение петрохимии гранитоидных серий Большого Кавказа показало, что при их эволюции только в габбро-плагиогранитовой серии уменьшается содержание K_2O, а в остальных трех сериях концентрация этого элемента растет (табл. 4.1). В частности, в первой кислотной группе (SiO_2<57%) габбро-плагиогранитовой серии среднее содержание K_2O равняется 1,02, а в четвертой кислотной группе (SiO_2=68-75%) содержание этого элемента понижается до 0,39%, тогда как в габбро-адамеллитовой серии в отмеченных кислотных группах среднее содержание K_2O соответствует 1,66% и 3,57%. Приблизительно такая же картина наблюдается и в остальных сериях.

Термобарические исследования и полевые наблюдения с учетом современных экспериментальных данных привели автора к выводу, по которому обедненная KO_2 плагиогранитная магма испытывает генерацию в условиях режима высокого давления и сравнительной низкой температуры, при высоком потенциале воды. На рис. 8.6. показан результат эксперимента W.C.Luth, R.H.Jahns и O.F.Tuttle (1964) на котором отображен PT режим начала плавления гранитной системы. Из диаграммы видно, что выше давления 5-6 кб, в интервале температуры 600-660^{0}C, из гранитной системы выплавляется альбитовый расплав, а калишпатовая фаза расплава начитает формироваться в условиях давления 1-2 кб и температуры 730-760^{0}C. Тренды их плавления пересекаются в условиях давления 3-4 кб (см. рис.8.6). Тренд начала плавления системы $KAlSiO_2$-SiO_2-H_2O, в условиях давления выше 2 кб, фактически не зависит от изменения давления, и температура начала его плавления никогда не опускается ниже 700^{0}C. Существование в системе $NaAlSiO_8$ уменьшает температуру ее плавления. В условиях давления примерно 6-8 кб альбитовая система выплавляется при температуре 600-650^{0}C. Данные этого эксперимента хорошо сходятся с проведенными термобарическими исследованиями габбро-плагиогранитовой серии. В частности, амфиболовый геотермобарометр показал, что выплавление плагиогранитного расплава из базитового субстрата протекало, примерно при температуре 630^{0}C и давлении 8,7кб, а кристаллизация этого расплава началась примерно, при температуре 620^{0}C и давлении 7,5 кб. По всей вероятности, результаты сопоставления экспериментальных и полученных нами данных дают право допустить, что выборочное плавление гранитоидной магмы, обедненной K_2O, протекает в условиях высокого давления и низкой температуры.

Как известно, в орогенных системах высокие PT условия развиваются в зонах субдукции, но видимо сравнительно высокий барический режим достигается и в островных дугах складчатой системы, на раннем, не инверсионном этапе их эволюции, и, видимо именно этот фактор определяет последовательность выплавления плагиогранит-гранитовой серии.

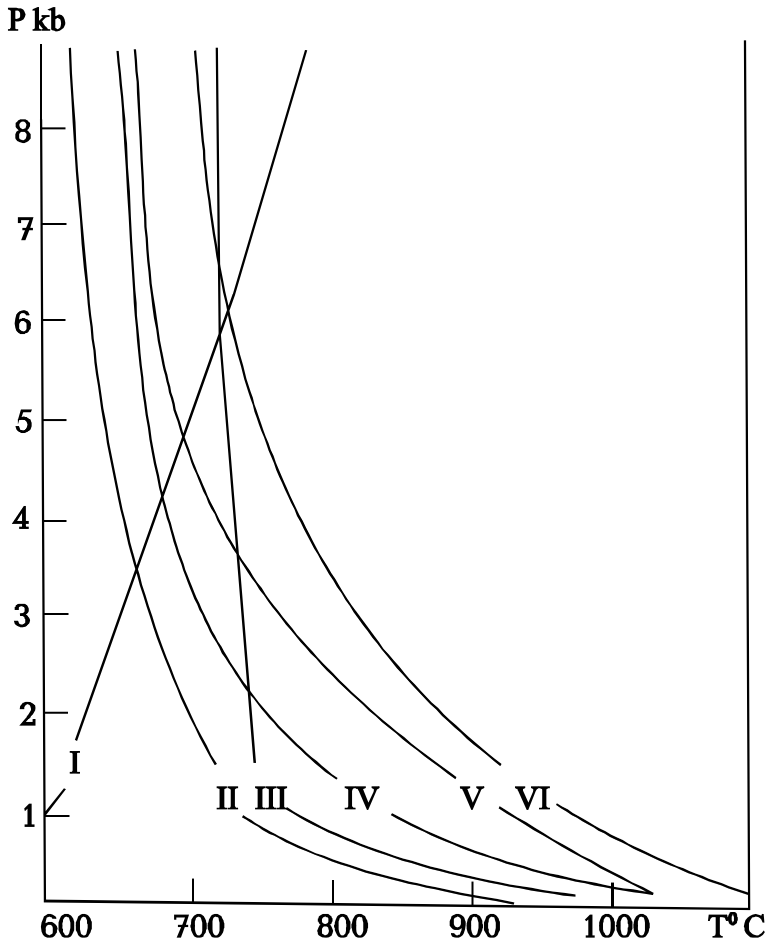


Рис. 8.6. Диаграмма начала плавления в гранитовой системе (Luth, Jahns, Tuttle, 1964). Тренды: I – высоко- и –низкотемпературного кварца; II – $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-H_2O; III – $KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O; IV – $NaAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O; V – $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-H_2O; VI – $NaAlSi_3O_8$-H_2O.

Таким образом, основываясь на экспериментальных данных и добытого нами фактического материала, можно допустить, что плагиогранитовые расплавы, с аномально низким содержанием K_2O, генерируются в условиях высокого давления и сравнительно низкой температуры. По всей вероятности, изменение термобарического режима от высокого давления к низкому при сравнительно стабильной температуре, в орогенной системе определяет существующую последовательность выплавления гранитоидных расплавов: плагиогранит – гранит.

9. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЕРЦИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Комплексные исследования герцинских гранитоидов Большого Кавказа и анализ полученных результатов позволили нам предложить петрогенетическую модель образующего их магматизма. Ниже сопоставим полученные данные и лишь на основании фактического материала сделаем соответствующие выводы, что явится своеобразным подытоживанием проведенных исследований.

Г**аббро-плагиогранитовая серия.** В ряде работ было высказано предположение, что габбро-плагиогранитовые ассоциации формируются после офиолитовых базитов и завершают раннеорогенный магматизм складчатой системы (Борсук и др., 1986). По всем признакам в условиях геодинамического режима островной дуги эти магматиты представляют собой первые гранитоидные породы на пути преобразования океанской коры в гранитовую. Следовательно, процесс формирования габбро-плагиогранитовой серии является определенным механизмом роста фанерозойской континентальной коры Земли.

Как уже гововрилось, габбро-плагиогранитовая серия Большого Кавказа обнажается вдоль Главного надвига в виде небольших фрагментов глубинных тектонических чешуй. Петрографические, петрохимические и геохимические исследования этой серии показали, что она представляет собой единый генетический ряд пород, начиная с габброидов и заканчивая плагиогранитами. По всем данным, серия формировалась путем селективного плавления базитового протолита в условиях метаморфизма высокого барического типа. Для плагиогранитов этой серии характерно большое процентное содержание SiO_2 (75%), преобладание Na_2O над K_2O (>1%) и низкое процентное содержание Al_2O_3 (<14%). Параметр K_2O/Na_2O, как правило, меньше на 0,25 и близок к данным базальтов срединно-океанских хребтов. В этой серии обычно калиевые минералы - биотит и калишпат не встречаются.

В гранитоидах габбро-плагиогранитовой серии, по сравнению с другими герцинскими гранитоидами, отмечается высокое содержание Mo (30г/т), Ni (55 г/т) и Cu (65г/т), но фиксируется низкая концентрация W (7,4 г/т), Pb (4,3г/т), Li (2г/т) и Rb (10 г/т). Как для базитов, так и для плагиогранитов этой серии характерен "толеитовый" тип распределения редкоземельных элементов, что подкрепляет версию об их генетической целостности.

Комплексное изучение флюидного режима образования габбро-плагиогранитовой серии показало, что во время ее формирования высока концентрация флюидной фазы (8 мл/г), но она, в основном, была представлена почти чистым H_2O, поскольку параметр H_2O/CO_2 превышает 10. Что касается термобарических условий образования этой серии, то исследования показали, что ее протолит сформировался в условиях регионального метаморфизма высокого давления, максимальная температура которого достигала 620-630^{0}С, а давление варьировало в пределах 8,2-8,7 кб. Кристаллизация плагиогранитного расплава началась на стадии регрессивного метаморфизма, примерно при температуре 600-620^{0}С и давлении 7,0-7,5 кб.

В петрологической литературе в основном рассмотрены два механизма формирования габбро-плагиогранитовых ассоциаций: кристаллическое фракцирование базальтовой магмы (Colleman, Peterman, 1976) и селективное плавление метабазитов (Green, Ringwood, 1968). Последняя версия, по нашему мнению, наиболее полно отражает своеобразие строения этой ассоциации пород, механизм их формирования и эволюцию.

Таким образом, суммируя все результаты комплексного исследования, петрогенетическуя модель габбро-плагиогранитовой серии можно сформулировать следующим образом: серия образуется на раннем этапе эволюции герцинской орогенной системы Большого Кавказа из субдукционной пластины, в результате селективного плавления базитового протолита, при высоком потенциале воды, макисмальное давление в котором достигало 8,2 –8,7 кб, а температура не превышала 620-630^{0}С. Кристаллизация плагиогранитного расплава началась на стадии регрессивного метаморфизма, в условиях давления 7,0-7,5 кб и температуры 600-620^{0}С. По современной классификации, гранитоиды габбро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа наиболее близко стоят к, выделенным A.J.White и B.W.Chappel (1988), гранитоидам I типа, связанным с субдукционной океанской корой.

Габбро-адамеллитовая серия. В кристаллическом фундаменте Большого Кавказа эта серия обнажается севернее габбро-плагиогранитовой серии и между ними везде фиксируется региональный тектонический контакт. Она создает непрерывный ряд пород, начиная с габброидов и заканчивая адамеллитами. Характерными минералами этой серии являются роговая обманка и биотит, плагиоклаз представлен андезин-олигоклазовым рядом, а калишпат - микроклином. В этой серии, по сравнению с габбро-плагиогранитовой, концентрация K_2O увеличивается до 2-3масс.%, а содержание SiO_2, от габброидов к адамеллитам, изменяется от 52 до 71масс.%. В габбро-адамеллитовой серии концентрация редких элементов варьирует в пределах кларков, но исключение составляет W и V. Содержание вольфрама увеличено регионально, лишь высокая концентрация ванадия, содержание которого достигает 171 г/т, отличает эту серию от других. В закономерности распределения редкоземельных элементов этой серии отмечается как толеитовый тип (в 10-15 раз больше хондрита), так и андезитовый (в 100-150 раз больше хондрита).

В формировании гранитоидов габбро-адамеллитовой серии, по сравнению с гранитоидами габбро-плагиогранитовой, уменьшена роль флюидной фазы, суммарная концентрация которой не превышает 2,5 мл/г, что вызвано резким уменьшением содержания H_2O. В этой серии параметр H_2O/CO_2, в среднем, равен 2, тогда как в габбро-плагиогранитовой серии эта величина превышает 10. В габбро-адамеллитовой серии, по сравнению с габбро-плагиогранитовой, резко уменьшается общее давление (4-4,5 кб) и, сравнительно не на много, увеличивается температура кристаллизации гранитоидов, достигая 670^{0}С.

Габбро-адамеллитовая серия, в отличие от габбро-плагиогранитовой, формируется на поздней стадии эволюции орогенной системы Большого Кавказа и в ней действует совершенно иной механизм генерации магмы. Протолитом этой серии являлся энсиалический субстрат, который был расположен над субдукционной океанской корой, переплавленный материал и тепловой поток которой двигался вверх и вызывал интрудирование и частичное плавление вмещающих пород. Этот фронт магматической активности постепенно распространялся к верхним горизонтам протолита, что вызывало переплавление вмещающих пород и интенсивные ассимиляционные и гибридные процессы. Такой механизм в современной петрологической литературе трактуется как тигельное или прогрессивное плавление (Борсук и др. 1986). В результате анализа добытого нами фактического материала предполагаем, что именно такой механизм генерации гранитоидной магмы действовал во время образования герцинской габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа.

Таким образом, суммируя все результаты комплексного исследования, петрогенетическую модель габбро-адамеллитовой серии можно сформулировать следующим образом: серия образуется на позднем этапе эволюции герцинской орогенной системы Большого Кавказа, из надсубдукционной пластины, в результате тигельного плавления, ассимиляции и гибридизма энсиалического протолита при низком потенциале флюидной системы. Максимальное давление при кристаллизации гранитоидного расплава достигало 4,5 кб, а температура не превышала 670^{0}С.
По современной классификации гранитоиды габбро-адамеллитовой сериии Большого Кавказа наиболее близко стоят выделенным A.J.White, B.W.Chappel (1988),

гранитоидам I типа, не связанным с субдукционной пластиной. По классификации J.Didier и др. (1982), породы рассмотренной серии близки к мантийно-коровым образованиям М типа и гранитоидам гибридного Н типа, выделенным B.Barbarin (1990).

Плагиогранит-гранитовая серия. В современной геоструктуре Большого Кавказа плагиогранит-гранитовая серия, в основном, локализована севернее габбро-адамеллимитовой, но нередко отмечается ее аллохтонное надвигание на эту серию. Обе эти серии формируются приблизительно одновременно, но резко отличаются друг от друга геодинамической позицией образования и механизмом генерации гранитоидной магмы. Плагиогранит-гранитовая серия формируется в условиях геодинамического режима энсиалической островной дуги путем селективного плавления мощных осадков сиалического профиля, метаморфизованных, в основном, в амфиболитовой фации.

В генерации гранитоидного расплава и, в целом, в эволюции серии, отмечается два этапа: раннекинематический и позднекинематический. На раннекинематическом этапе формируется преимущественно плагиогранитный расплав, который, в основном, создает пластообразные согласные тела, а на позднекинематическом этапе выплавляется расплав гранитного состава, который в основном, образует секущие тела. Как в раннекинематических, так и в позднекинематических образованиях основным фемическим минералом является биотит, который испытывает мусковитизацию и хлоритизацию. Характерные минералы этой серии – силлиманит, андалузит, кордиерит и гранат. Калишпат представлен микроклином и отмечается как первичный магматический, так и вторичный метасоматический. Процесс интенсивной микроклинизации в этой серии дискуссионный – спорными являются как источник калия, так и характер процесса. В результате проведенной работы допускаем, что формирование верхнекоровых анатектических гранитоидов не требовало привноса дополнительного мантийного калия. Предполагаем, что источником этого элемента, в процессе микроклинизации плагиогранит-гранитовой серии, служил энсиалический субстрат, а сам процесс носил автометасоматический характер.

По петрохимической классификации эта серии относится к известково-щелочному типу. Первичный состав раннекинематических гранитоидов отвечает натриевому ряду известково-щелочного типа (средние Na_2O=4,25%, K_2O=1,66%), а позднекинематические образования – калиево-натриевому ряду (средние Na_2O=3,30%, K_2O=5,20%). Петрохимические исследования показывают, что магматический расплав этой серии испытывает генерацию в субстрате, богатом SiO_2 и Al_2O_3, в результате выборочного плавления. Вместе с тем, при кристаллизации не отмечается интенсивного фракцирования, так как анатектический расплав изначально был кислого состава.

По геохимическим данным, в гранитоидах плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа отмечается высокое содержание Li (18 г/т), Rb (144 г/т), W (20 г/т), Pb (37г/т) и низкое - Cu (13г/т), Mo (2,6 г/т) и Ni (11 г/т). Серия обогащена легкими редкоземельными элементами (в 100-180 раз выше по сравнению с хондритом) и обеднена тяжелыми редкоземельными элементами (в 10-40 раз выше по сравнению с хондритом). Вместе с тем, в гранитоидах этой серии отмечается заметный минимум Eu, что можно объяснить фракцированием плагиоклаза или интенсивной микроклинизацией.

Интересную картину дало изучение флюидной системы в плагиогранит-гранитовой серии. В раннекинематических гранитоидах отмечается самое низкое суммарное количество газов (2 мг/г), но высокая концентрация CO_2 и параметр H_2O/CO_2 колеблется в интервале 1,2-2,8. В позднекинематических гранитоидах отмечается скачкообразный рост флюидной системы. В ней, по сравнению с раннекинематическими образованиями, их количество увеличивается примерно в три раза. Вместе с тем наблюдается понижение CO_2 и соотношение H_2O/CO_2 достигает

12,7. Как видим, от раннекинематических гранитоидов к позднекинематическим отмечается увеличение потенциала воды и уменьшение углекислоты. В плагиогранит-гранитовой серии в обратно пропорциональной зависимости к потенциалу воды, находится давление поскольку на раннекинематическом этапе эволюции этой серии оно высокое, а на позднекинематическом – падает. На первом этапе давление вычисленное по плотности включений CO_2, равняется 6,5 кб, а на втором – 3,7 кб. По гранат-кордиеритовому геобарометру кристаллизация гранитоидов на позднекинематическом этапе протекает в условиях среднего давления 3,6 кб. Что касается температуры образования этой серии, то она достаточно высока и колеблется в интервале 700-750^{0}С. Вместе с тем, в отличие от давления резкие изменения температурного режима на различных этапах эволюции серии, не отмечаются. Следовательно, можно допустить, что эволюция плагиогранит-гранитовой серии протекала в условиях резкого уменьшения давления и сравнительной стабильности температурного режима.

Таким образом, суммируя результаты комплексного исследования, петрогенетическую модель плагиогранит-гранитовой серии можно сформулировать следующим образом: серия сформировалась в условиях геодинамического режима герцинской энсиалической островной дуги Большого Кавказа в результате анатексиса мощных терригенных пород сиалического профиля, метаморфизованных в амфиболитовой и редко гранулитовой фациях.

В генерации магмы выделяются два основных этапа: раннекинематический и позднекинематический. Первый протекал в условиях сравнительно высокого давления и низкого потенциала воды в результате образовывался расплав преимущественно плагиогранитного состава. Позднекинематический этап совпал с общей инверсией орогенной системы, протекал в условиях сравнительно низкого давления и высокого потенциала воды - выплавился расплав гранитного состава. Сформированная на обоих этапах магма, характеризовалась кислым составом, вследствие чего процесс интенсивного фракцирования не развился. Региональная микроклинизация серии носила автометасоматический характер, а источником калия служил субстрат.

По современной классификации, плагиогранит-гранитовая серия Большого Кавказа близка к гранитоидам S типа, выделенным A.J.White и B.W.Chappel (1974). По классификации J.Didier (1982) породы рассмотренной серии находятся в полном соответствии с гранитоидами C_S типа, которые формируются в результате анатексиса терригенно-осадочных комплексов.

Гранодиорит-аляскитовая серия. Среди рассмотренных гранитоидных серий она является самым молодым образованием и фактически заканчивает герцинский гранитоидный магматизм Большого Кавказа. Эта серия развита севернее габбро-адамеллитовой серии и интрудирует метаморфизованные и ультраметаморфизованные комплексы, среди них и плагиогранит-гранитовую серию. Гранодиорит-аляскитовая серия так же, как и плагиогранит-гранитовая формировалась в обстановке геодинамического режима энсиалической островной дуги, в период региональной инверсии орогенной системы, но в отличие от плагиогранит-гранитовой серии, которая образовалась путем анатексиса осадочных пород, гранодиорит-аляскитовая серия сформировалась в результате палингенеза позднекаледонских гранитогнейсов.

Серия характеризуется гомогенным строением и в ней выделяется лишь несколько петрографических разновидностей, в частности, гранодиориты, граниты и аляскиты, которые, в основном, характеризуются средне- и равнозернистым строением. Серия создает как мощные, батолитового типа образования, так и интрузивные тела сравнительно небольшого размера.

Петрохимическое изучение гранодиорит-аляскитовой серии показало, что она относится к магматическим образованиям известково-щелочного типа и ее большая часть размещается в V кислотной группе (SiO_2=68,00-75,00%), где параллельно с ростом SiO_2 увеличивается содержание Na_2O и K_2O. Вариационный анализ различных петрохимических параметров показал, что породы гранодиорит-аляскитовой серии являются результатом палингенеза позднекаледонских гранитогнейсов. Следует отметить, что на фазовой диаграмме Ab-Or-Q все точки этой серии помещаются в зоне тройного минимума и практически не испытывают вариации, что обусловлено отсутствием сильных постмагматических процессов.

По геохимическим характеристикам в гранодиорит-аляскитовой серии увеличено содержание Li (15,5 г/т), Rb (125 г/т), W (24 г/т) и Pb (30 г/т) и понижено процентное содержание Cu (17 г/т), Mo (2,9 г/т) и Ni (16 г/т). Серия характеризуется явным гранитоидным типом распределения редкоземельных элементов со слабо выраженным минимумом Eu. По геохимическим критериям гранодиорит-аляскитовая серия проявляет полную аналогию с позднекаледонскими гранитогнейсами.

В гранодиорит-аляскитовой серии, по сравнению с плагиогранит-гранитовой, уменьшено суммарное количество газов (4,5мл/г), но увеличена доля CO_2. Если параметр H_2O/CO_2 в плагиогранит-гранитовой серии достигает 12,7, то в гранодиорит-аляскитовой серии он уменьшается до 8,2. Следовательно, при формировании этой серии, по сравнению с отмеченными гранитоидами, явно уменьшен потенциал H_2O и увеличена доля CO_2. Термобарический режим образования гранодиорит-аляскитовой серии характеризуется стабильностью, температура его кристаллизации не превышает 735^0С и не падает ниже 710^0С, а давление отмечается в пределах 3,5 кб.

Таким образом, суммируя результаты комплексного исследования, петрогенетическую модель гранодиорит-аляскитовой серии можно сформулировать следующим образом: серия сформировалась в условиях геодинамического режима герцинской энсиалической островной дуги во время регионльной инверсии орогенной системы в результате палингенеза верхнекаледонских гранитогнейсов. Она относится к известково-щелочному магматическому типу и фактически заканчивает герцинский гранитоидный магматизм Большого Кавказа. Кристаллизация гранитоидов протекала в условиях температуры 710-735 ^{0}С и среднего давления 3,5 кб, при низком потенциале воды.

По современной классификации гранодиорит-аляскитовая серия Большого Кавказа близка к выделенным A.J.White и B.W.Chappel (1974) гранитоидам S типа. По классификации J.Didier (1982) рассмотренная серия находится в полном соответствии с гранитоидами C_i , которые формируются в результате плавления верхнекоровых магматических пород.

10. О НЕКОТОРЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ, СВЯЗАННЫХ С ГЕРЦИНСКИМИ ГРАНИТОИДАМИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Как известно, кристаллический фундамент Большого Кавказа, с точки зрения рудной минерализации, считается сравнительно бедным. Вместе с тем, при проведении полевых работ впервые было обнаружено три интересных рудопроявления, именуемых нами Твиберским, Сгимазукским и Окрила-Ачапарским. Особого внимания заслуживает Окрила-Ачапарское золоторудное проявление, которому мы уделили наибольшее внимание.

Кроме этого некоторые участки исследованных гранитоидов представляют собой превосходный строительный и облицовочный природный материал, ресурсы которых огромны. Среди них следует отметить описанные и исследованные нами лейкократовые плагиограниты Сгимазукского массива габбро-адамеллитовой серии. Они занимают верхние горизонты отмеченного массива, обнажаясь примерно на 5 км^2 . Плагиограниты Сгимазукского массива представляют собой мелкозернистые массивные породы беловато-молочного цвета. Они являются превосходным облицовочным материалом, так как характеризуются наилучшими декоративными свойствами, мраморным габитусом и при этом, в отличие от мраморов, очень стойки к воздействию механических и химических процессов. Как известно, потребность в белых гранитах на мировом рынке очень велика, считаем, что продукция из Сгимазукского белого гранита будет конкурентноспособоной на мировом рынке. Что касается запасов, то по предварительным подсчетам они достаточно велики. Следует также отметить, что мощные пачки биотитовых реститов в ущелье р.Гвандра, среди гранитов плагиогранит-гранитовой серии, представляют собой превосходное сырье для алюминиевой промышленности.

Твиберское рудопроявление обнажается в верховьях р.Твибери (правый приток р. Ингури) и сформировано среди нижнеюрских глинистых сланцев, которые представляют собой тектонически выжатые чешуи среди герцинских гранитоидов плагиогранит-гранитовой серии. Весной 1991 года правые карнизы верховьев р. Твибери обвалились и обнажилась мощная орудененая зона, которая, высотой примерно 100-150 м и длиной 700 м, прослеживается вдоль этой реки, почти до западного ледника горы Тетнульд. Визуально зона производит большое впечатление, так как вся стена оруденена, а внизу рассыпаны огромные рудные глыбы, размеры которых достигают нескольких метров. Рудопроявление представлено кварц-пирит-пиротиновыми ассоциациями и, по всей вероятности, принадлежит к пирит-пиротиновому поясу Южного склона Большого Кавказа. Из этого рудопроявления нами было отобрано и проанализировано около 20 образцов на содержание золота и лищь в трех концентрация этого элемента достигала 1 г/т. Несмотря на это, мы считаем, что зона заслуживает детального исследования, поскольку рудная минерализация очень интенсивная, а масштабы оруденения огромны.

Сгимазукское рудопроявление обнажается на Лакчхилдском хребте, вблизи южного контакта Сгимазукского плагиогранитного массива с юрскими лейассовыми глинистыми сланцами. Рудопроявление развито среди лейассовых глинистых сланцев и мощностью примерно 10-15 м обнажается, примерно, на 60 м, а остальная часть перекрыта делювиальными осадками. Оруденение представлено массивной пирит-пиротиновой рудой концентрация золота, варьируя в пределах 1.7-2.5 г/т, а содержание серебра достигает 50-55 г/т. По всей видимости, рассмотренное рудопроявление является перспективным объектом и нуждается в дальнейшем детальном исследовании.

10.1. Окрила-Ачапарское золоторудное проявление

В 1986 году в верховьях р.Ачапара (левый приток р.Сакени) при изучении Сакенского интрузива, в его северном контакте с гранит-мигматитовым комплексом, вдоль Алибегского регионального надвига была обнаружена мощная зона окварцевания, серицитизации и хлоритизации с высоким содержанием золота (Окросцваридзе, 1987). В 1990 году на восточном продолжении Сакенского интрузива, в его северном контакте, на левых карнизах р. Окрила, была обнаружена аналогичная зона с высоким содержанием золота, которая приурочена к тому же региональному надвигу (Окросцваридзе, 1992). Позднее было выделено Окрила-Ачапарское золоторудное проявление кварц-золото-малосульфидного гидротермального генетического типа (Окросцваридзе, 1995). Оно обнажается вдоль рр. Окрила и Ачапара и Кодорского хребта,и поперечными разломами разделяясь на два участка – Окрилский (восточный), который протягивается примерно на 3 км и Ачапарский (западный), который прослеживается примерно на 2 км (рис. 10.1). На Ачапарском участке, который характеризуется более мощным оруденением, по объективным причинам мы не смогли провести детальные полевые исследования и поэтому в этой работе предлагаем результаты детального изучения лишь Окрилского участка. По итогам проведенных

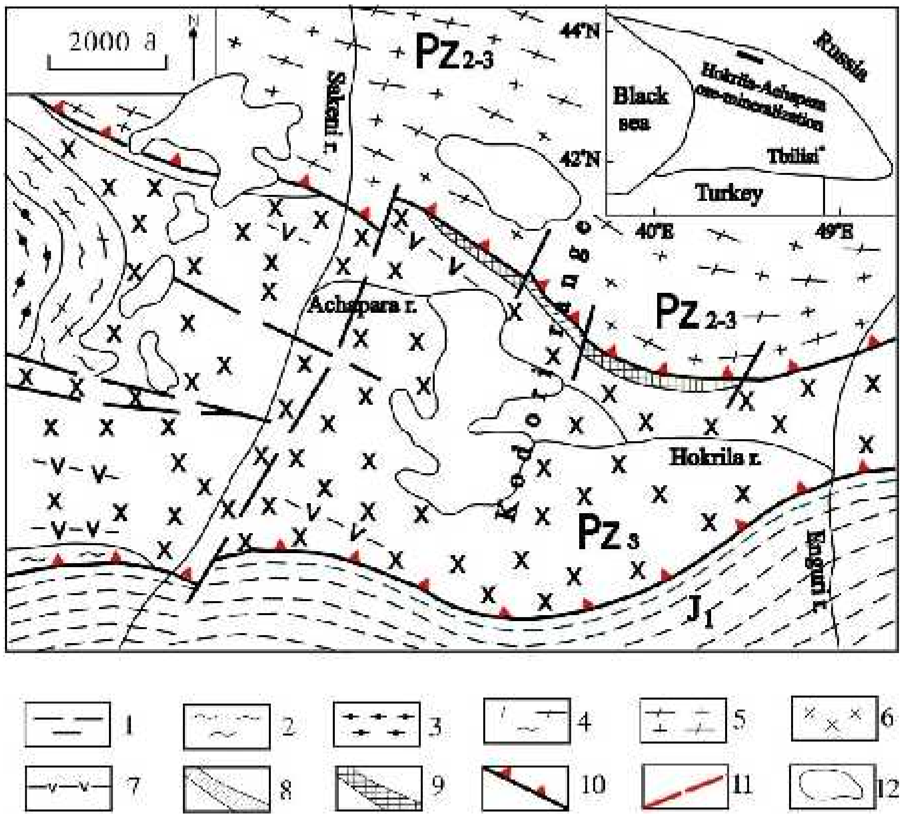


Рис. 10.1. Географическое положение и схематическая геологическая карта района Окрила-Ачапарского золоторудного поля.

1 – нижнеюрские аспидные сланцы; 2 – среднепалеозойская сисинская свита – метатеригенные сланцы эпидот-амфиболитовой фации; 3 – нижне –среднепалеозойская клычская свита - чередование амфиболитов и метатерригенных сланцев; 4 – нижне –среднепалеозойская гвандринская свита - метатерригенные гнейсы, амфиболиты и мигматиты; 5 – средне - верхнепалеозойская гранит-мигматитовая серия; 6 – верхнепалеозойский Сакенский интрузив; 7 - среднеюрские габбро-диабазы; 8 - зона милонитизации и окварцевания; 9 – зона Окрила-

Ачапарского золоторудного проявления; 10 - надвиги; 11 – разломы; 12 - ледники.

работ составлена схематическая геологическая карта и два поперечных среза этого участка. Для анализов на рудные элементы точечным методом было отобрано более 100 образцов весом 5-7 кг. Пробные анализы выполнялись количественно-спектральным и атомно-абсорбционным методами в химических лабораториях Геологического института АН Грузии, КИМСа и Казретского совместного Грузинско-Австралийского золотодобывающего предприятия.

Характеристика Окрилского участка. Окрилский участок золоторудного проявления обнажается на левых карнизах р.Окрила и прослеживается приблизительно на 3 км вдоль этой реки. Максимальной мощности рудовмещаюшая зона достигает в центральной части (400-500м), а на востоке и на западе она сужается до 150-200м. На западе она граничит с Кодорским хребтом и срезается мощным поперечным

Рис.10.2. Общий вид одного из срезов Центрального блока Окрильского участка Окрила-Ачапарского золоторудного проявления.

разломом, а на востоке, также срезаясь поперечным разломом и покрывается делювиальными отложениями ущельев рр.к Мемули и Ненскра. Южная граница зоны проходит по породам Сакенского интрузива вдоль р.Окрила, а с севера она ограничивается карнизами гранит-мигматитового комплекса.

Район характеризуется сложным геологическим строением, где основным тектоническим нарушением, как было отмечено выше, является Алибекский региональный надвиг, вдоль которого гранит-мигматитовый комплекс надвинут на Сакенский интрузив. Этот надвиг сечется более молодыми разломами северо-восточного и северо-западного простирания, которыми смещены как рудовмещающая зона, так и рудные тела. Секущими разломами Окрилское рудное поле раздроблено на три блока: Западный, Центральный и Восточный. При этом Западный блок максимально приподнят, а Восточный - опущен. В каждом рудном блоке выделяются главные рудные тела, которые, в основном, развиты в его центральной части, а также небольшие орудененные участки рассеянные по всему рудному полю.

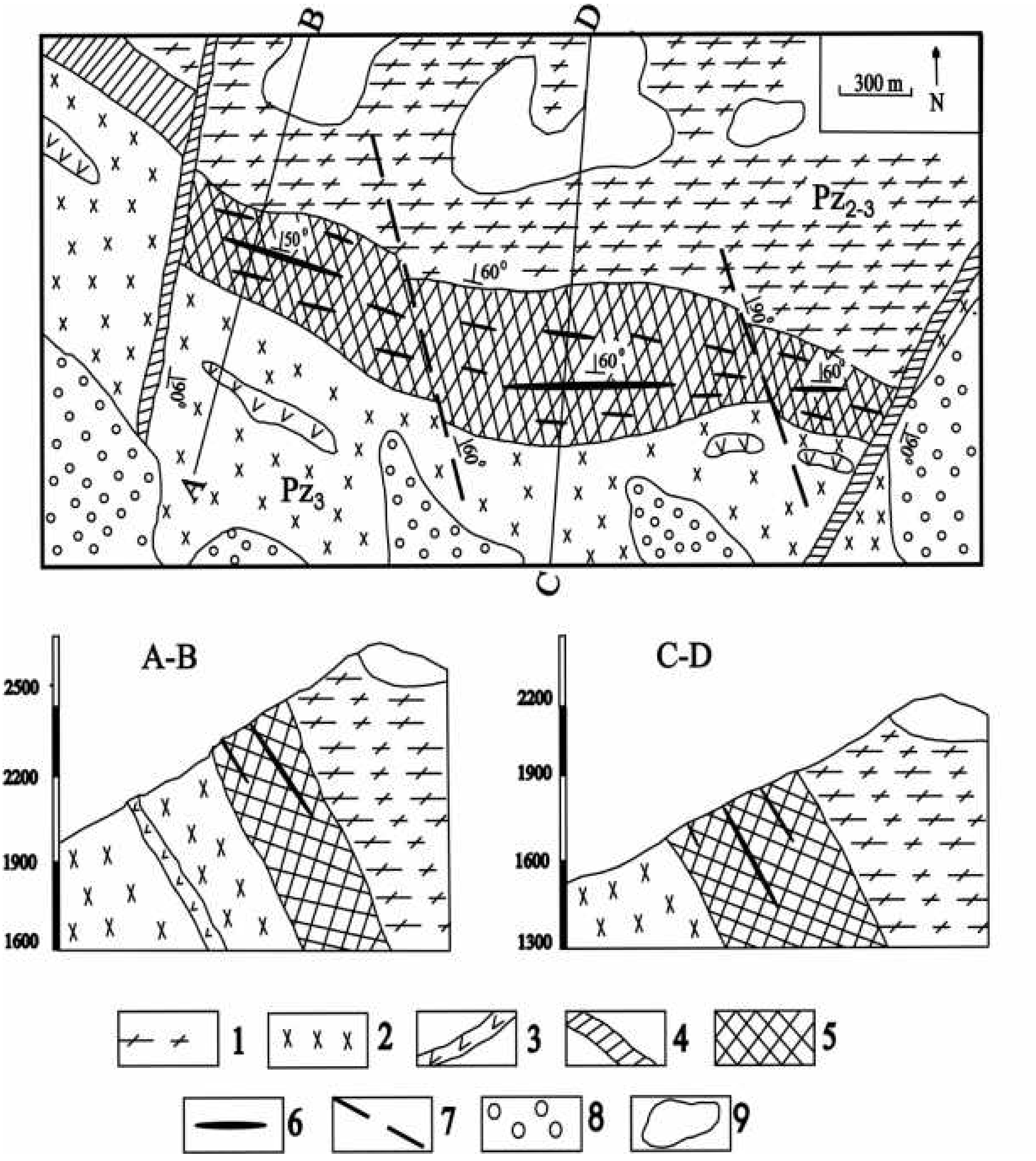


Рис.10.3. Схематическая геологическая карта Окрилского рудного поля.
1 – Гранит-мигматитовая серия; 2 – Сакенский интрузив; 3 – Габбро-диабазовые дайки; 4 – Зона разлома и милонитизации; 5 - Зона дробления, окварцевания, серицитизации и хлоритизации; 6 – рудные тела; 7 – разломы; 8 – четвертичные отложения; 9 – ледники.

Так как в третьей главе работы дана детальная петрологическая характеристика Окрилского района, то на этом вопросе здесь мы не будем останавливаться. Лишь кратко отметим, что рудовмещающая зона, в основном, представлена раздробленными, окварцованными, серицитизированными и хлоритизированными породами гранит-мигматитового комплекса.

Характеристика рудных тел. На современном эрозионном уровне оруденение, в основном, представлено жилами, прожилками, линзами и гнездами, которые заполняют трещины и пустоты раздробленных, серицитизированных и окварцованных пород. Среди рудных тел отмечаются руды полосчатых, вкрапленных, прожилково-вкрапленных, брекчиевых и массивных текстур. Руды довольно бедны сульфидами, количество которых не превышает, в среднем, 2-3%, и по составу и генезису их можно отнести к золото-кварц-малосульфидному генетическому типу. Структурно-текстурные особенности руд, их минеральный состав и околорудные изменения показывают, что процесс рудоотложения происходит прерывисто и образует следующие минеральные ассоциации: кварц-шеелитовую, кварц-пиритовую, кварц-полисульфидную, кварц-золотую и кварц-антимонитовую. Золото встречается во всех пяти ассоциациях, и самая большая концентрация встречается в кварц-золотой. Изучение состава и строения рудных тел в отдельных блоках показало, что они являются разорванными и смешанными частями одного и того же рудного поля, хотя в каждом блоке обнажаются разные рудные ассоциации.

Рис.10.4. Кварц-золото-антимонитовое оруденение Центрального блока Окрильского участка Окрила-Ачапарского золоторудного проявления.

В Западном блоке мощность главного рудного тела варьирует от 10 до 14 м (аз. пад. 10^0, уг. накл. 60^0), оно локализовано среди серицитизированных, хлоритизированных и окварцованных пород, прослеживается на 480 м и характеризуется зональным строением. Ниже дан срез этого тела вдоль пятого, левого притока р.Окрила, начиная с пересечения 2400м изогипсы (от подошвы к кровле): 1 - рудное тело – 2,2м; 2 - безрудные окварцованные породы - 3,7м; 3 - рудное тело - 1,5м; 4 - безрудные окварцованные породы – 1,7м; 5 - рудное тело – 2,4м. Рудовмещающая среда, в целом, представлена породами гранит-мигматитового комплекса, которые интенсивно раздроблены, серицитизированы и окварцованы. Само рудное тело представлено жилами и прожилками мощностью от 1 до 15 см, цементирующими раздробленные и окварцованные породы. Оно представлено кварц-золотыми, кварц-шеелитовыми, кварц-пиритовыми ассоциациям. Минеральный состав руды следующий: кварц, шеелит, пирит, пирротин, сфалерит и золото. Макроскопически хорошо наблюдается, что кварц-шеелитовые жилы секутся кварц-пиритовыми, указывая на ранний период шеелитовой минерализации. В этом рудном теле золотая минерализация отмечается в кварц-пиритовой и кварц-золотой ассоциациях. В кварц-золотой ассоциации среднее содержание золота из 21 пробы составляет 2,71 г/т, а максимальное – 5,27 г/т. В кварц-пиритовой ассоциации среднее содержание золота из 15 проб составляет 1,76 г/т, а максимальное – 2,82 г/т. Шеелитовая минерализация отмечается только в этом блоке и среднее содержание вольфрама в кварц-шеелитовой ассоциации, определенное количественно-спектральным методом, в 5 пробах составляет 1600 г/т, а максимальное достигает 2200 г/т.

В Центральном блоке мощность главного рудного тела варьирует от 25 до 30 м (аз. пад.20^0, уг. накл. 60^0). Оно локализованно среди окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных пород, прослеживается на 670 м и характеризуется зональным строением. Ниже дан срез этого рудного тела вдоль третьего, левого притока р.Окрила, с пересечения 2240 м изогипсы (от подошвы к кровле): 1-рудное тело-1,3м; 2-безрудные окварцованные породы-9,7м; 3-рудное тело-2.0м; 4-безрудные окварцованные породы -1м; 5-рудное тело-1,4м; 6-безрудные окварцованные породы -3,5м; 7-рудное тело-4,8м; 8-безрудные окварцованные породы -2,1м; 9- рудное тело-1,2м.

Рудовмещающая среда, в целом, представлена породами гранит-мигматитового комплекса, которые интенсивно раздроблены, окварцованы и серицитизированы. Само рудное тело представлено кварц-антимонитовыми жилами, мощность которых варьирует от 1 до 20 см и которые цементируют безрудные раздробленные породы. Кроме названных жил, отмечаются прожилки кварц-пирит-арсенопиритового и кварц-золотого состава. Основной фон создает кварц-антимонитовая ассоциация, доля которой в оруденении составляет приблизительно 70% и в отличие от Западного рудного тела здесь, кварц-шеелитовая ассоциация не развита. Минеральный состав руд следующий: антимонит, арсенопирит, пирит, сфалерит, золото и кварц. В этом рудном теле золотая минерализация фиксируется в кварц-золотой и кварц-антимонитовой ассоциациях. В кварц-золотой ассоциации среднее содержание золота из 24 проб составляет 6,35 г/т, а максимальное достигает 15,60 г/т. В кварц-антимонитовой ассоциации среднее содержание золота из 18 проб составляет 2,11 г/т, а максимальное - 3,82г/т.

В Восточном блоке мощность главного рудного тела варьирует от 17 до 21 м (аз. пад. 10^0, уг. накл. 60^0). Оно локализовано среди окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных пород, прослеживается на 250 м и характеризуется зональным строением. Ниже предложен срез этого рудного тела вдоль первого левого притока р.Окрила начиная с пересечения 2060 м изогипсы (от подошвы к кровле): 1 - рудное тело – 1,2м; 2 - безрудные окварцованные породы - 1,8м; 3 - рудное тело – 1,4м; 4 - безрудные окварцованные породы - 3,6м; 5 - рудное тело – 2,3м; 6 - безрудные окварцованные породы - 1,8м; 7 - рудное тело – 2,0м; 8 - безрудные окварцованные породы - 1,7м; 9 - рудное тело – 3,3м. Рудовмещающие породы представлены гранит-мигматитовым комплексом, которые интенсивно окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Само рудное тело представлено жилами и прожилками, мощность которых варьирует от 1 до 10 см и которые цементируют раздробленные породы. Тело представлено кварц-пиритовыми, кварц-полисульфидными и кварц-золотыми ассоциациями. В целом его минеральный состав таков: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, золото и кварц. В этом рудном теле золотая минерализация отмечается в кварц-золотой и кварц-полисульфидной ассоциациях. В кварц-золотой ассоциации среднее содержание золота из 15 проб составляет 3,82 г/т, а максимальное достигает 6,11 г/т. В кварц-полисульфидной ассоциации среднее содержание золота из 16 проб составляет 1,64 г/т, а максимальное 2,73 г/т.

Характеристика минералов рудных тел. Окрилский участок рудных тел характеризуется сложным минеральным набором, в его состав входят как рудные, так и нерудные минералы. Кроме чистого золота, среди рудных минералов, выделяются шеелит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит и антимонит, а среди нерудных – кварц, каолинит, дикит, гидрослюда, адуляр и кальцит.

На Окрилском участке среди нерудных минералов 90% приходится на кварц, который представлен в четырех генерациях. Кварц первой генерации создает жилы и прожилки разной формы и мощности, он представлен мелкокристаллическими разновидностями, часто раздроблен и его окраска меняется от светло до темно-серого цвета. Его образование, по всей вероятности, связано с окончанием процесса грейзенизации, и в нем часто встречаются вкрапления шеелита. Кварц первой генерации, в основном, приурочен к Западному рудному телу. Кварц второй генерации сечет кварц первой генерации и грейзенизированные породы, но часто сам раздроблен. В кварце этой генерации встречаются вкрапления пирита, арсенопирита и марказита. Он встречается во всех трех рудных телах Окрилского участка. Кварц третьей генерации сечет кварц первой и второй генерации и характеризуется мелкозернистым строением и молочно-желтоватой окраской. Значительная часть золотой минерализации Окрилского участка связана с кварцем этой генерации, и самые высокие концентрации золота фиксируются в его жилах (10-15 г/т). Кварц этой генерации встречается во всех трех рудных телах Окрилского участка и с ним пространственно часто связаны адуляр и карбонатные минералы. По данным количественно-спектрального анализа, в жилах кварца третьей генерации, кроме золота, отмечаются высокие концентрации серебра, меди, цинка, свинца и мышьяка. Кварц четвертой генерации, в основном, создает линзообразные накопления и реже прожилки. Он характеризуется крупнозернистым строением, сечет кварц третьей генерации и характеризуется беловато-голубоватой окраской. Кварц четвертой генерации обогащен антимонитом, в незначительном количестве отмечаются галенит, арсенопирит, сфалерит и халькопирит. Кварц этой генерации, главным образом, связан с Центральным рудным телом.

Золото на Окрилском участке рудного поля в различном количестве встречается в пределах всех рудных тел, но, в основном, связано с кварцем третьей генерации. По приблизительным расчетам, 95% золотой минерализации приходится на мелкодисперсионное золото, на что указывают высокие концентрации золота на таких участках, где микроскопические золотые вкрапления вообще не наблюдаются. Микроскопически наблюдаемые зерна золота отмечаются редко и их размеры не превышают 0,1 мм и они представлены агрегатами дендритовых, чешуйчатых и овальных форм.

Адуляр всегда встречается в ассоциации с продуктивным кварцем и, в основном, представлен удлиненными кристаллами. Благодаря этому его можно использовать как один из критериев поиска золота, но отсутствие адуляра не означает, что золотого оруденения на этих участках не ожидается. Шеелит встречается только в пределах Западного рудного тела и связан с кварцем первой генерации, где он создает вкрапления неправильных форм. Пирит широко распространен как в рудных телах, так и в рудовмещающих породах. Его формирование происходило в течение всего процесса рудообразования. Пиротин встречается в малых количествах и лишь в Западном рудном теле. Марказит всегда встречается с пиритом третьей генерации в виде вкраплений. Арсенопирит – распространенный минерал и часто встречается с кварцем третьей генерации вместе с пиритом. Нередко он с отмеченными минералами создает тонкие прожилки, образуя сетевую систему красноватого цвета. Сфалерит (в малых количествах) встречается в каждом рудном блоке, но его сравнительно наибольшее количество фиксируется в Западном и Центральном блоках. Галенит так же, как и сфалерит, отмечается во всех трех рудных блоках, где вместе со сфалеритом и халькопиритом встречается в виде мелких вкраплений. Халькопирит отмечается во всех рудных блоках, но его наибольшее количество приходится на Центральный блок. Антимонит встречается в довольно большом количестве, в основном, в Центральном рудном блоке в виде массивных жильно-вкрапленных и жильных руд. В нем редко отмечается реальгар, который его кородирует.

Глинистые минералы на Окрилском участке рудного поля встречаются повсеместно. Они фиксируются как в пустотах и трещинах кварца, так и в сульфидных минералах. Карбонаты в виде небольших примазок и пятен встречаются с кварцем четвертой генерации, вероятно, их образование началось одновременно с отмеченным кварцем и продолжалось в дальнейшем. Присутствие кальцитовых жил в антимоните указывает на то, что рудообразующие процессы заканчиваются образованием этого минерала.

Объем проведенных нами полевых и лабораторных исследований не дает возможности построить генетическую модель изучаемого рудного поля, но позволяет изложить предварительную версию его образования.

Естественно, что как и в других рудных месторождениях, данный случай накопления рудных минералов обусловлен совокупностью тектонических факторов, структурно-литологических особенностей, составом флюидной фазы и определенным термобарическим режимом рудолокализующей среды. В районе главным рудоконтролирующим фактором является Алибекский региональный надвиг, вдоль которого гранит-мигматитовый комплекс надвинут на Сакенский интрузив. Зона соприкасновения способствовала развитию регионально-линейного стресс-метаморфизма с дроблением, окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией, внутри которой создались благоприятные условия для формирования изучаемого оруденения. Источником золота и других рудных элементом, возможно, является Сакенский интрузив мантийно-корового генезиса. Следует отметить, что вдоль периметра этого интрузива, занимающего 77 км^2, фиксируется несколько рудопроявлений, что, по нашему мнению, свидетельствует о парагенетической связи между отмеченными оруденениями и интрузивом. Кроме того, анализ многочисленных данных различных регионов мира показывает, что основные резервы золота, меди и молибдена генетически связаны с гранитоидными комплексами I типа (Ermolov, 1999; и др.), к которым принадлежит и данный интрузив.

Флюидная система Сакенского интрузива и гранит-мигматитового комплекса, как было показано в главе 7, имела, в основном, натриево-хлоридную специализацию, с определенным содержанием углекислоты, что свидетельствует о благоприятной флюидной обстановке для переноса и накопления золота, поскольку, по экспериментальным данным, при высоких температурах золото растворяется в хлоридных флюидах (Frank et al., 1999), а углекислота способствует накоплению этого элемента в рудных барьерах (Dillay et al., 1997; Лапухов и др., 2001).

Что касается возраста рудопроявления, то этот вопрос остается открытым. В районе рудопроявления K-Ar изотопное датирование Сакенского интрузива дает цифры от 163 до 168 млн. лет (Окросцваридзе, 1990), что может свидетельствовать лишь о том, что в этом интервале времени интрузив испытал вторичный нагрев выше 300^{0}С температуры, так как выше этой температуры, как известно, радиогенный аргон мигрирует и отмеченный метод показывает омоложенные данные, т.е. возраст, когда порода последний раз перегрелась выше 300^{0}С. Исходя из этого и из температуры кристаллизации золота, мы допускаем, что формирование изучаемого рудопроявления связано со среднеюрской тектоно-магматической активностью региона, но не исключен другой возраст рудопроявления.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно заключить, что изучаемое золоторудное проявление принадлежит к кварц-золото-малосульфидному гидротермальному генетическому типу и пространственно, а возможно и генетически, связано с Сакенским интрузивом мантийно-корового генезиса. Структурными и литологическими факторами оруденения являлась линейно-тектоническая стрессовая зона, которая развилась вдоль Алибегского регионального надвига, по которому гранит-мигматитовый комплекс надвинут на Сакенский интрузив и в пределах которого породы сильно раздроблены, окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Для активизированной рудоносящей флюидной системы (возможно среднеюрского возраста) эта зона стала благоприятным ареалом для формирования мощного золоторудного проявления кварц-золото-малосульфидного гидротермального генетического типа.

Как известно, подобные месторождения, связанные с габбро-диорит-гранодиоритовыми образованиями, развиты в различных регионах мира. Среди них можно отметить Центральное рудное поле в Кузнецком Алатау, Березовское и Кочкарское на Урале, Дарасун в Восточном Забайкалье, Мозер Лоуд и Грасс Вааль в США, Маунт Морган в Австралии и др. По масштабам и геологическим условиям образования изучаемое рудопроявление наиболее сходно с месторождением Лега-Демби (Billay et al., 1997) и Сечи-Джирма в Эфиопии (Лапухов и др., 2001). Заканчивая эту главу хочу отметить, что анализ полученных результатов и сравнение их с данными аналогичных месторождений земной коры позволяет допустить, что изученное нами золоторудное проявление является перспективным и требует дальнейшего исследования.

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

В девятой главе настоящей работы фактически подытожены проведенные нами исследования и поэтому не будем детально анализировать полученные результаты, а кратко рассмотрим лишь общепетрологические вопросы региона.

На сегодня не вызывает сомнения то что кристаллическое основание Большого Кавказа является гетерогенным сооружением, которое консолидировалось в результате латерального скучивания и аккреции горных пород, сформированных в разных геодинамических режимах. В его структуре четко выделяются образования трех тектоно-магматических циклов: каледонского, герцинского и альпийского. Что же касается существования докембрийского регионального метаморфизма и гранитообразования на Большом Кавказе, то этот вопрос остается дискуссионным.

Детальное исследование герцинских гранитоидов Большого Кавказа показало, что они представлены разными генетическими типами, которые сформировались в различных геодинамических режимах из различных протолитов, разными были также время и механизмы генерации гранитоидного расплава. Следовательно можно заключить, что герцинские гранитоидные серии, сформированные в различных геодинамических режимах, являются закономерным следствием эволюции орогенной системы Большого Кавказа. При этом хотелось бы отметить, что наши исследования показали, что изменение гранитообразующих механизмов происходит не только во время эволюции земной коры, но и в пределах одного орогена, в течение одного тектоно-магматического цикла. Хорошим примером отмеченного являются исследованные нами герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа.

С учетом геодинамической позиции формирования рассмотренных гранитоидных серий, в кристаллическом основании Большого Кавказа с юга на север можно выделить четыре тектоно-магматические зоны: субдукционно-океанской коры, энсиматической островной дуги, энсиалической островной дуги и активизированной платформы. Перечисленные зоны фактически совпадают с традиционным структурно-формационным расчленением кристаллического фундамента Большого Кавказа и отражают его структурную особенность. Сходные картины магматической зональности наблюдаются во многих орогенных системах земной коры. В качестве примера можно привести девонские и карбонские магматические ареалы Центральной Азии, которые характеризуются более сложным и масштабным строением.

По своему строению и набору пород к кристаллическому основанию Большого Кавказа наиболее близко стоят Герциниды Западной Европы, восточно-австралийские герцинские образования, шотландские Каледониды и другие орогенные системы. Следует отметить, что рассмотренные тектоно-магматические ареалы, также как и в случае Большого Кавказа, захватывают как складчатые зоны, так и смежные с ними платформы. Например, большая часть каледонских образований Западной Европы в позднем карбоне и начале перми, испытыла герцинскую магматическую активизацию.

В книге из-за поставленных в ней целей широко не освещена связь между гранитоидным магматизмом и рудообразующими процессами и не охарактеризованы детально рудопроявления, связанные с герцинскими гранитоидами Большого Кавказа, что, по нашему мнению, является задачей ближайшего будущего. Несомненно, существует сложная взаимосвязь между ними, поскольку данные последних лет показывают, что нередко магматические расплавы не только являются рудоносителями, но часто своей тепловой энергией вызывают, во вмещающих породах, активизацию флюидной системы.В любом случае, когда между магматическими породами и оруденением существует пространственная связь, следует признать позитивную роль магматизма в процессе формирования оруденения.

В настоящее время не вызывает сомнения, что с конкретными типами магматитов связаны определенные генетические типы оруденения. В частности, с раннеорогенными толеитовыми базальтами и офиолитами связаны колчеданные, платиновые, хромовые, молибденовые, а иногда и золотые месторождения. С позднеорогенными известково-щелочными и щелочными магматитами связаны вольфрамовые, свинцовые, оловянные, сурьмовые, золотые и другие месторождения. Подобные корреляционные тенденции отмечаются между герцинскими гранитоидными сериями и рудопроявлениями Большого Кавказа. Хорошим примером служит выявленное нами Окрила-Ачапарское оруденение кварц-золото-малосульфидного гидротермального генетического типа, сформированное вдоль северного контакта Сакенского интрузива габбро-адамеллитовой серии.

ЛИТЕРАТУРА

Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили Т.Н. и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокрайны (Магматизм и метаморфизм). Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. с.30-41.

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 16, 1968, 294 с.

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление). В кн. "Тектоника и металлогения Кавказа". Тр.ГИН АН ГССР, нов. серия, вып. 86, 1984. с. 31-104.

Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М. и др. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1975, № 7, с. 3-10.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийсский этап). М.,Геотектоника, 1979, № 1, с.77-85.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. О корневой зоне герцинских офиолитовых покровов Западного Кавказа. ДАН СССР, М. 1982, т. 267, №6, с. 1424-1425.

Афанасьев Г.Д. Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста. В кн.: Геология СССР, т. 9, ч. 1, М. "Недра", 1968, с. 241-253.

Афанасьев Г.Д., Плошко В.В., Шпорт Н.П. Эклогиты Передового хребта Северного Кавказа. Изв. ВН СССР, сер. геол., 1969, № 6, с.3-9.

Афанасьев Г.Д., и др . Конкретные магматические формации Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., №7, 1971, с. 3-27.

Ахвледиани Р.А.,Шенгелия Д.М. Рентгеновское изучение углисто-графитовых веществ в условиях регионального метаморфизма. Тр. ГПИ, 1978, с. 64-71.

Бакурадзе К.В., Бартницкий Е.Н., Степанюк Л.М. Изотопный возраст кристаллического фундамента Южного склона Большого Кавказа. В кн.: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990, с. 273.

Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М., Наука, 1987, с. 106-110.

Баранов Г.И., Греков И.И., Долгих А.Г. Объяснительная записка к карте метаморфизма и магматизма Большого Кавказа. ПГО "Севкавгеология", 1977, 39 с.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. В кн.: Геология Большого Кавказа, М., Недра, 1976, с.45-154.

Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа. В кн. Проблемы геодинамики Кавказа. М., "Наука", 1982, с. 51-59.

Баркер Ф., Миллард Х.Т., Липман П.В. Четыре серии низкокалиевых кислых пород. В кн.: Трондиемиты, дациты и связанные с ними породы. М., "Наука", 1983, с. 488.

Барт Т.Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, 20 с. (4-е чтение им. В.И.Вернадского).

Белов А.А., Румянцев В.Н., Силаев А.Е. Роль тектонических напряжений в развитии гранитоидного магматизма. Изв. АН СССР, сер. геологическая, М., 1989, № 3, с.31-43.

Беридзе М.А., Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1970, 108 с.

Бессенов И.И. Геолого-петрографический очерк области верховьев рр. Б. и М.Зеленчуков. Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Вып. 1, Ессентуки, 1938, с. 55-96.

Бибикова Е.В., Сомин М.Л., Красивская И.С. и др. U-Pb возраст ортогнейсов Главного Кав. хребта. Изв. АН СССР, сер. геол., №9, 1991, с. 23-35.

Блуашвили Д. И. Петрология и рудопроявление Окрилского района (Верхняя Сванетия). Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 2001, 25 с.

Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы (кислые и средние породы), М., "Наука", 1984, 374 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Магматизм зоны перехода континент-океан. Изв. АН СССР, сер. геол. 1984, №6, с. 8-27.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Эволюция магматизма активных континентальных окраин. В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Нов., "Наука", 1986, с. 12-16.

Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах (Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений). М., "Наука", 1982, с. 37-47.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М., "Наука", 1979, 299 с.

Борсук А.М., Чесноков С.В., Красивская И.С. и др. Эволюция магматических формаций геосинклинально-складчатых областей. В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, "Наука", 1986, с. 23-27.

Вапник Е.А. Об условиях декрепитации включений CO_2 в природных кварцитах метаморфических пород. ДАН СССР, т. 288, 1986, с. 966-969.

Вапник Е.А. Динамика развития гранитоидов Ладожского комплекса по результатам включений CO_2. Записки ВМО, вып. 3, ч. 117, 1988, с. 305-318.

Вапник Е.А., Седова И.С. Режим давлений и состав флюида при процессах ультраметаморфизма в Алданском блоке. З.ВМО, вып. 4, 1986, с. 410-422.

Великославинский Д. А. Опыт вещественной вариационной систематики докембрийских естественных рядов магмы. Л. "Наука", 1990, 143 с.

Великославинский Д.А., Елисеев Э.Н., Кратц К.О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л., "Наука", 1984, 278 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М. "Мир", 1979, 318 с.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород Земной коры. М. Геохимия, №7, 1962, с. 28-42.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с глубинным строением. В сб. "Глубинное строение Кавказа", М., "Наука", 1963, с. 9-21.

Гамкрелидзе П.Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. МГК, XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 2, 1964, с. 103-118.

Гамкрелидзе И.П. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., "Наука", 1982, с. 4-8.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. В кн.: Тектоника и маталлогения Кавказа. Тбилиси, 1984, с. 105-175.

Гелеишвили В.Г. Золото Грузии. Автореф. докт. дисс., Тбилиси. 1988. 50 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., "Наука", 1975, 536 с.

Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф., Козаков И.К. и др. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л., "Наука", 1985, 310 с.

Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Новые данные о строении дамхурцевской и лаштракской свит западной части Главного Кавказского хребта. Тез. докл. III конф. по геологии и полезн. ископаемым Северного Каказа. Ессентуки, 1968, с.25-27.

Дембо Т.М. К геологии и петрологии гранитоидов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубань. Записки ВМО, ч. XVI, № 4, 1937,с. 57-60.

Демин А.М. Этапы формирования гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р.Теберда. Геол. и разведка, № 9, 1960, с. 18-23.

Демин А.М., Кропачев С.М. О палеозойской истории магматизма Западного Кавказа. Вестник МГУ, Геология, №3, 1965, с. 37-41.

Джавахишвили Ш.П. Кристаллические сланцы Южного склона Большого Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, "Мецниереба", вып. 24, 1970, 194 с.

Джавахишвили Ш.П. О некоторых особенностях строения кристаллического субстрата Большого Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси, "Мецниереба", вып. 59, 1973, с. 61-67.

Добрецев Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, "Наука", 1980, 312 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Возможный механизм и следствия субдукции (взаимодействия литосферы океана и континента). ДАН СССР т. 318, №1, 1991, с. 160-163.

Дудаури О.З. Петрология мезозойских интрузивных комплексов Грузии. Автореф. докт. дисс., Тбилиси, 2003, 81 с.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии. Сообщ. АН ГССР, т. 60, №1, 1970, с. 133-136.

Дудаури О.З., Кецховели Д.Н., Тогонидзе М.Г. и др. Тектонический клин палеозойских кристаллических пород в верховьях р. Ацгара (Абхазия). Сообщ. АН ГССР, т. 71, №1, 1973, с. 145-148.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т. и др. Результаты изотопного датирования доюрских магматических пород Грузии и их геологическая интерпретация. Тезисы докл. юбил. сессии ГИН АН Грузии. Тбилиси, "Мецниереба", 1995, с. 29-30.

Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Вашакидзе Г.Т. и др. Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. вып. 115, 2000, с. 306-310.

Думбадзе Г.М. Геологическое строение субстрата верховьев р. Кодори. Сообщ. АН ГССР, 1975, №2, с. 377-380.

Елиссев Э.Н. Физико-химическое моделирование: на примере процессов кристаллизации многокомпонентных систем. Л., "Наука", 1975, 156 с.

Ермолов П.В., Грачева Т.В., Сергеева М.Н., Тихомирова Н.И., Бибикова Е.В. Природа магматогенных меланократовых включений в I - гранитоидах. Изв. АН СССР, Сер.геол., №8, 1989, с.21-34.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г. и др. Глубинные включения в гранитоидах складчатых областей. Новосибирск, "Наука", 1990, 144 с.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию в изверженных горных породах. Изв-во АН СССР, 1950, 357 с.

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., "Госгеолтехиздат", 1961, 381 с.

Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. М., "Недра", 1970, 311 с.

Заридзе Г.М. Глобальные эндогенные формации континентов и океанов и связанные с ними оруденения. М., "Недра", 1984, 75 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф., Джавахишвили Ш.И. Гранитоиды и кристаллические сланцы осевой части Большого Кавказа в пределах Клухорского района. Тр. ГИН АН ГССР, т. 4, 1958, 79 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связаные с ним рудообразования. М., "Госгеолтехиздат", 1959.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа (Северная Осетия, и Дигория). Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 12, Тбилиси, Мецниереба, 1967, 202 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа (Балкария, Карачай, Адигей). Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 46., Тбилиси, Мецниереба, 1974, 200 с.

Заридзе Г.М., Шенгелия Д.М. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит. Геотектоника, № 4, 1978, с. 29-36.

Звягинцев Л.И., Гурбанов А.Г. Петрографические типы варисцинских гранитоидов Главного Кавказаского хребта и их рудоносность. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 9, 1986, с. 13-27.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Потапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР (книга первая). М., "Недра", 1990, с. 333.

Иваницкий Т.В. К вопросу рудоносности некоторых магматических комплексов Грузии. В кн.: "Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных месторождений". Новосибирск, "Наука", 1985, с. 92-99.

Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотитов в гранитоидах. Изв. АН СССР, Сер. геол., №7, 1970, с. 20-30.

Каменев И.К., Сметанникова О.С. Руководство по рентгеновскому исследованию полевых шпатов. Изд. ЛГУ, 1984, 52 с.

Кахадзе Р.Г. Петрология палеозойских метаморфитов зоны Главного хребта Большого Кавказа в пределах Верхней Сванетии. Канд. дисс., Фонды АН ГССР, 1984, 148 с.

Кекелия М.А., Чхетия Н.Н. Геохимия редкоземельных и некоторых редких элементов в Локском и Храмском массивах в связи с вопросами петрогенезиса. Фонды ГИН АН ГССР, Тбилиси, 1975, 127 с.

Кизевальтер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. Тр. Кавказск. экспедиции ВАГТ и МГУ, т.2, 1960, с.67-116.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., 1981, 189с.

Козлов В.Д., Садовская Л.Н., Матвеева Л.Н. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. Геохимия, 1972, №8, с.957-970.

Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах. В кн.: "Трондиемиты, дациты и связанные с ними породы". М., "Мир", 1983.

Кориковский С.П. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболовой фаций метаморфизма. ДАН СССР, т. 160, № 1, 1965, с. 189-192.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма. М., "Наука", 1979, 263 с.

Красивская И.С., Сомин М.Л. Абсолютный возраст варисцийских гранитоидов Большого Кавказа. Изв. АН СССР, № 4, 1991, с.27-42.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, "Наука", 1985, 198 с.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967, с. 108-121.

Лопухов А.С., Семенов Б.А., Толвинский С.Б. и др. Новое золоторудное поле Сечи-Джирма на западе Эфиопии. Ж. Геол. рудн. месторожд. т.43, № 6, 2000, с. 555-561.

Магматизм и преобразование Земной коры активных окраин. М., "Недра", 1989, 260 с.

Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, "Наука", 1986, 206 с.

Маракушев А.А., Таранин И.Л. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изд. АН СССР, Сер. геол., № 3, 1965, с. 20-37.

Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитоидные ряды. Новосибирск. "Наука", 1989, 149 с.

Мгалоблишвили И.З. Петрология кристаллических пород юго-западной части Балкаро-Дигорского поднятия (Большой Кавказ). Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1980, 29 с.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., "Мир", 1971, 125 с.

Металлогения и тектоника Кавказа. Тбилиси, 1984, 254 с.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л., "Наука", 1985, 372 с.

Мигматиты. Под редакцией Дж. Р.Эшуфта. М., "Мир", 1988, 341 с.

Михеев Г.А. Явления мигматизации и гранитизации в контактовых ореалах двуслюдяных гранитов. Тр. Новочеркаск. политех. ин-та, 1958, 174 с.

Мышкин М.Л. Амфиболовый геотермометр для метобазитов. ДАН СССР, т. 312, №4, 1990, с. 944-947.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., "Мир", 1976, 535 с.

Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М., "Мир", 1985, 285 с.

Надареишвили О.Ш. Некоторые особенности вещественного состава палеозойских гранитоидов Большого Кавказа. Тр. ТГУ, т. Ш, 1965, с. 43-53.

Одикадзе Г.Л. Некоторые особенности кварцевых вростков в писменных структурах пегматитов (на примере жилы Дзирульского массива). ВМО, М., "Наука", 1965, с. 380-383.

Одикадзе Г.Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементоа. Авт. докт. дисс., Тбилиси, 1969, 63 с.

Одикадзе Г.Л. Уран и торий в грантоидах Большого Кавказа и Дзирульского массива. Труды КИМС, вып. IX, 1971, с. 165-175.

Одикадзе Г.Л. Фтор в гранитоидах Большого Кавказа и Дзирульского массива. Труды КИМС, вып. X, 1973, с. 103-114.

Одикадзе Г.Л. Гранитоиды Большого Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1898, 451 с.

Окросцваридзе А.В. Петрология палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1987, 27 с.

Окросцваридзе А.В. Биотиты палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии. Сообщ. АН ГССР, т. 129, №1, 1988, с. 104-108.

Окросцваридзе А.В. Новые данные об Ацгарском тектоническом клине. Сообщ. АН ГССР, т. 133, №2, 1989, с. 345-348.

Окросцваридзе А.В. О герцинских гранитоидных реститах юго-западной части Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, т. 136. №2, 1989, с. 377-380.

Окросцваридзе А.В. Закономерности распределения редких элементов в палеозойских гранитоидах юго-западной части Большого Кавказа. Мат. докл., Львов, 1989, с. 41-43.

Окросцваридзе А.В. Герцинские гранитоидные формации юго-западной части Большого Кавказа. Тез. докл., Свердловск, 1989, с. 140-141.

Окросцваридзе А.В. Орогенез и гранитоидный магматизм. Мат. второй респуб. конф. Тбилиси, 1990, с.129-132.

Окросцваридзе А.В. Плагиограниты толеитового ряда на Главном хребте Большого Кавказа. ДАН СССР, т. 314, №1, 1991, с. 233-236.

Окросцваридзе А.В. Первые данные о содержании золота в верховьях рект Сакенская Ачапара и Окрила (Абхазия-Сванетия). Сообщ. АН Грузии, т. 145, №1, 1992, с.120-124.

Окросцваридзе А.В. Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа. Автореф. докт. дисс., Тбилиси, 1995, 52 с.

Окросцваридзе А.В. Флюидный режим образования герцинских гранитоидов Большого Кавказа. Тр. ГИН АН Грузии, 1998, Тбилиси. с. 176-186.

Окросцваридзе А.В., Имнаишвили М.Ш. Термобарические условия образования палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии, Сообщ. АН ГССР, т. 134, №3, 1988, с. 553-556.

Окросцваридзе А.В., Квинтрадзе Д.Ш. Термический режим образования варисцийских гранитоидов верховьев р. Кубань. Сообщ. АН ГССР, т. 140, №3, 1990, с. 449-552.

Окросцваридзе А.В., Мгалоблишвили И.З. Редкоземельные элементы в кристаллических выступах рр. Бешта и Каменистая. Сообщ. АН Грузии. т. 142, №1, 1991, с.105-111.

Окросцваридзе А.В., Мгалоблишвили И.З. Флюидный режим образования гранит-мигматитовой формации Большого Кавказа. Сообщ. АН Грузии, т. 145, №2, 1992, с. 374-378.

Окросцваридзе А.В., Блуашвили Д.И. Петрология рудовмещающих пород Окрила-Ачапарского золоторудного проявления и некоторые вопросы его генезиса (Большой Кавказ, Грузия). В кн.: Магматические и метаморфические формации и связанные с ними оруденения". Ташкент, 2005, с. 283-299.

Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я. и др. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М., "Недра", 1983, 197 с.

Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1968, с. 211-226.

Попорадзе Н.Г. Минералогия и петрология амфиболосодержащих метаморфитов Главного и Передового хребтов Большого Кавказа. Автореф. канд. дисс. Тбилиси, 1985, 28 с.

Потапенко Ю.Я. О верхнем пределе возраста гранитоидов Главного Кавказского хребта и связаной с ними микроклинизации. Сов. геология, №10, 1969, с. 44-48.

Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, КИМС, 1982, 168 с.

Потапенко Ю.Я., Стукалина Г.А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. ДАН АН СССР, т. 189, №5, 1971, с. 1137-1141.

Раген Э. Геология гранита. М., "Недра", 1979, 327 с.

Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации., М., "Наука", 1990, 180 с.

Рид Х. Граниты и граниты. В кн.: Проблема образования гранитов., М., "Иностр. литер.", 1950, с. 306-337.

Рид Х. Гранитные серии в подвижных поясах. В кн.: Земная кора., М., 1957, "Иностр. литер.", с. 423-440.

Роль магматизма в эволюции литосферы. М., "Наука", 1984, 193 с.

Рябчиков В.Л. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., "Наука", 1965, с. 49-61.

Седова И.С., Нгуй Т. Н., Каменцев И.Е. Структурное состояние К - полевых шпатов, мигматитов и ультраметаморфогенных гранитоидов в связи с условиями их образования. Записки ВМО, вып. 5, 1982, с. 514-627.

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Развитие ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Изв. АН СССР, сер. геология, №2, 1984, с. 46-61.

Систематика магматических формаций. Новосибирск, "Наука", 1987, 239 с.

Снежко Е.А. О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа. Тр. Новочеркасского политех. ин-та., 1958, с. 36-50.

Снежко Е.А. Стратиграфия. Докембрий. Геол. СССР. Сев. Кавказ, т.9, Недра, 1968, с. 37-56.

Сомин М.Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. Геотектоника, №3, 1965, с. 48-61.

Сомин М.Л. О древнейших комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей. Геотектоника, 1969, №5, с. 91-107.

Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М., "Наука", 1971, 164 с.

Сомин М.Л. О движениях формировавших структуру Большого Кавказа. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., "Наука", 1980, с. 122-129.

Сомин М.Л. О структуре и условиях формирования гранито-метаморфического ядра Большого Кавказа (материалы VIII юбил. конф. по геол. и полезн. ископ.). Ессентуки, 1995, с.171-173.

Стафеев К.Г. Петрология и условия образования пород верхнекарбоновой гранодиоритовой формации Центральной Европы. Изв. АН СССР, Сер. геологическая, №2, 1986, с. 51-60.

Татришвили Н.Ф. Об открытии эклогитов на Большом Кавказе. ДАН СССР, т. 190, №4, 1970, с.944-947.

Татришвили Н.Ф. Геохимические особенности и генезис эклогитов и эклогитоподобных пород Большого Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР, Нов. сер., вып. 76, 1982, 74 с.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Из-во АН СССР, 1961, 213 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., "Наука", 1977, 280 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., "Мир", 1988, 379 с.

Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1984, 324 с.

Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З. Биотиты горных пород Гораб-Келасурского интрузивного комплекса. Сообщ. АН ГССР, т. 86, №2, 1977, с. 393-396.

Топчишвили М.В., Стратиграфия нижнеюрско-ааленских отложений Грузии. Тбилиси, Автореф. докт. дисс., 1993, 52 с.

Уайлли П., Таттл О. Плавление в земной коре. М., Из-во АН СССР, 1950, 357.

Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосиб., "Наука", 1980, 327 с.

Файф Х., Проис Н., Томсон А. Флюиды в Земной коре. М., "Мир", 1981, 326 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М." Мир". 1989. 589 с.

Хаин Е.В. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, № 1, 1975, с. 125-172.

Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Автореф. канд. дисс. М. ГИН АН СССР, 1981, 30 с.

Хаин Е.В. Эволюция процессов гранитообразования в истории Земли. ДАН СССР, т. 311, №5, 1990, с. 68-79.

Ханель Х.И., Липольт Б., Кобер А.Ф. и др. О раннепалеозойском возрасте метагранитоидов в зоне Главного хребта Большого Кавказа. Петрология, т.1, №5, 1993, с.487-492.

Хитрунов А.Т. Соотношение между глиноземностью биотитов и основностью плагиоклазов, как показатель щелочных условий формирования гранитоидов. ДАН АН СССР, т. 261, М., 1982, с. 965-967.

Хуцишвили О.Д. Стратиграфия и фауна квишской свиты. Тр. ГИН АН ГССР, Нов. сер., Вып. 33, Тбилиси, 1972, 81 с.

Цимакуридзе Г.К. Петрология гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в пределах Верхней Сванетии. Тбилиси, ГИН АН ГССР, 1966, 198 с.

Цимакуридзе Г.К. Генетические разновидности палеозойских гранитоидов Главного хребта на территории Верхней Сванетии. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1971, 30 с.

Цуцунава Т.Н. Петрология метаморфитов зеленосланцевой фации Главного хребта Большого Кавказа и Ацгаринского тектонического покрова. Автореф. канд. дисс., 1988, 25 с.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Варисцийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М., "Наука", 1985, 93 с.

Чичинадзе Г.Л. Новые данные о геологическом строении доальпийского фундамента левобережья р.Ацгара (Абхазия). Сообщ. АН ГССР, т. 7, №1, 1974, с. 113-116.

Чичинадзе Г.Л. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность в кристаллических породах буульгенской серии. Сообщ. АН ГССР, т. 6, № 2, 1977, с. 381-384.

Чхотуа Г.Р. Интрузивы Абхазии. В кн.: "Интрузивы Закавказья", Тбилиси, Изд. "Техника да шрома", 1941, с. 379-415.

Чхотуа Т.Г. Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии. Автореф. канд.дисс., Тбилиси, 1971, 161 с.

Шавишвили И.Д., Абесадзе М.Б., Чхотуа Т.Г. Особенности состава и условия образования пород Ацгарского тектонического покрова Передового хребта Северного Кавказа. Геодинамика Кавказа. М., "Наука", 1989, с. 73-81.

Швелидзе И.У. Кристаллохимия и минералогия биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванетии. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1986, 25 с.

Шенгелиа Д.М. Петрология Дарьяльского массива. Тр. ГИН АН ГССР, Нов. сер., вып. IУ, Тбилиси, 1965, 103 с.

Шенгелиа Д.М. Гранулитовая фация Большого Кавказа. Изв. АН СССР, Сер. геологическая, №7, 1968, с. 23-33.

Шенгелиа Д.М. О характере кали-натриевых полевых шпатов в верхнепалеозойских порфиробластовых гранитах Северного Кавказа. В кн.: "Магматизм, метаморфизм и метасоматизм". Из-во ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969. с. 185-206.

Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР, Нов. сер. вып. 34, Тбилиси, 1972, 247 с.

Шенгелиа Д.М. Роль тектонических покровов в процессе формирования позднегерцинских гранитоидов Большого Кавказа. Тр. ГИН АН Грузии, 1998, с. 163-169.

Шенгелиа М.Д. Петрология средне - и высокотемпературных метапелитов Большого Кавказа. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1989, 26 с.

Шенгелиа Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецховели Д.Н. Рентгеновское изучение углисто-графитового вещества в температурном интервале 300-850^{0}С. Сообщ. АН ГССР, т. 83, №3, 1977, с. 661-663.

Шенгелиа Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецховели Д.Н. Графитовый термометр. ДАН АН СССР, т. 235, №6, 1977, с. 1407-1409.

Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М., "Наука", 1991, 232 с.

Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кахадзе Р.Г. Новые данные о геологическом строении восточной периферийной части Софийского поднятия. Сообщ.АН ГССР, т. 103, №2, 1981, с. 361-364.

Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кецховели Д.Н. и др. Новые данные об Ацгарском покрове на Северном Кавказе. ДАН СССР, т. 274, №6, 1984, с. 1450- 1453.

Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Окросцваридзе А.В. Новые данные о плагиогранитогнейсах Бешты и горы Каменистая. Сообщ. АН ГССР, т. 135, №2, 1989, с. 394-396.

Ярошевский А.А. О происхождении гранитного вещества континентальной коры. Докл. АН СССР, т. 291, №2, 1986, с.444-447.

Яценко Г.М. Генезис ультраметаморфических гранитоидов Украинского щита. Киев, "Геол. журн.", "Наукова думка", №6, 1989, с. 49-57.

Allegre C.I., Ben Othman D. Nd-Sr in Granitoid Rocks and Continental Crust: A Chemical Approch to Orogenesis. Nature. 1980. v.286. pp.335-343.

Armstrong R.L. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. Rev. Geophys. 6. 1968. pp.175-199.

Armstrong R.L. and Hein S.M. Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the Earth's crust.e. Geochem. Cosmochem. Acta, N 37. 1973. pp.1-18.

Batchelor R. A., Bowden P. Petrogeneric interpretation of granitoid rock series using multication parameters. Chem. Geol., N 48, pp.43-55.

Bateman P.C., Dodge F. C. W. Variation of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholiths. Geol., Soc., Am. Bull., 81, 1970, p.409-420.

Billay A.Y., Kisters A.F.M., Meyer F.M. et all. The Geology of the Lega Dembi Gold Deposit, Southern Ethiopia: Implication for Pan-African Gold Exploration., J. Mineral. Depos. 1997, N 32, p.491-504.

Barbarin B. Granitoids: Main Petrogenetic Classifications in Relation to Origin and Tectonic Setting. Geol. J. 1991, N 25, pp.227-238.

Bodnar R.T. A Method of Calculating Fluid Inclusion Volumes Based on Vapor Dudle diameters and P-V-T-X Properties. Econ. Geol. vol. 78, 1983, pp. 535-542.

Bounton W.V. Cosmochemistry of the rare Earth Elements; Meteorite Studies. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984, pp. 63-114.

Brown P.E., Lamb W. M. Mixing of H_2O-CO_2 in Fluid Inclusions; Geoparametry and Archean Gold Deposits. Geoch. Cosm. Acta, v. 53, 1986, pp.847-852.

Chappel B.W., White A. R. Two Contrasting granite types. Pacif. Geol., v.8, 1974, pp. 173-174.

Chappel B.W., White A.R. Granitoid types and their Distribution in the Lachland Fold Belt. Geol. Soc. Am. Memoir., v. 159, 1987, pp. 23-24, 1983.

Chappel B.W., White A.R. Some Supracrustal (S-type) Granites of the Lachland Fold Belt. The Oirgin of Granites. Earth Sci., v. 79, 1988, pp. 169-181.

Clarke D.B. Granitoid rocks. London. Chapmen and Hall., 1992. 283 p.

Colleman R., Peterman Z. Oceanic Plagiogranite. J. Geophys. Rev. v. 80, 1976, pp. 1099-1108.

Collins P.L.F. Gas Hydrates in CO_2 bearing Fluid Inclusions and the Use of Flooding Data for Estimation of Salinity. Econ. Geol., v. 74, 1979, pp. 1435-1444.

DePaolo D.J. Neodyumium Isotope Geochemistry: An Introduction. New-York, Springer-Verlag, 1988, 187 p.

DePaolo D. J., Linn A. M., Solubett G. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation age from Sm-Nd isotope data and application to the south-western US. J. Geopys. Res., v.96, 1991, pp. 2071-2088.

Didier J., Duthon J., Lameyre J. Mantle and Crustal Genetic Classification of Orogenic granites and the nature of their enclaves. J.Volcanol and Geothem. Rev., v. 14, N1-2, 1982, pp. 125-132.

Emmerman R.A. Petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian Granite series of the Schwarzwald. Neues. Miner., v. 128, N3, 1975, pp.113-142.

Ermolov P.V. Granitoid Ore-Magmatic System of Kazakhstan. Abstr. Fourth Hutton Symposium. Clermon-Ferrand, France, 1999, p.232.

Evrard F. Statistical Relation Betveen TiO_2, Fe_2O_3 Durring the Differentiation of a Titanferum Magma. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 58, N3, 1947, pp.197-210.

Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. Contrib. Mineral. Petrol., v. 66, N2, 1978, pp. 113-117.

Fourcads S., Allegre C.I. Trace element behavior in granite genesis - a case study: The calc-alkaline plutonic association from the Quarigus Complex (Pyrenees, France). Contr. Mineral., Petrol., v. 76, N2, 1981, p.177-195.

Frank M.R., Candela P.A., Piccoli P.M. at al. Experimental Study of Au in Granitoid-Volatile phase system. Abstr. Fourth Hutton Symposium. Clermon-Ferrand, France, 1999, p.233.

Glassley W.E. The Role of CO_2 in the Chemical Modification of Deep Continental Crust. Geochim., Cosmochim. Acta, 47, 1983, p. 597-616.

Green T.H., Ringwood A.E. Genetic of the Calcaline Igneous Rock Suite. Comtrib. Moneral. Petrol., v. 18, 1968, pp.125-162.

Hall W.E., Friedman I., Hash I.T. Fluid Inclusion and Stabile Isotope Study of the Climax Molybdenium Deposits. Colorado Econ. Geol., v. 69, N6, 1974, p.848-852.

Harker A. The Natural History of Igneous Rooks. London, 1909, p.384.

Hibbard M. I. Deformation of the Incompletely Crystallized Magma Systems Granitic Gneisses and their Tectonic Implications. J. Geol., v.95, N4, 1987, pp.543-562.

Irvine T.N., Baragar W.R. A Guide to the chemical Classification of the common Volcanic Rocks. Canada, J. Earth Sci., v.8, N5, 1971, pp.523-548.

Ishihara S. The magnetic-series and ilmenit-series granitic rocks. Mining geology, 27, 1977, p.293-305.

Kanehira K., Bano Sh. Ferriphengite and Aegirin Jadeite in Crystalline Schist of the Timori District, Kii Peninsula. J.Geol. Soc., Japan, v. 66, 1960, N781.

Lamb W.M., Valley L.W. Ca-Na Fluid Calculations and Granitite Genesis. The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces, 1985, pp. 119-131.

Lamb W.M., Brown F.E., Valley J.W. Fluid inclusions in Adirondack granulites; Implication for the retrograde P-T path. Contrib. Mineral. and Petrol., v.107, N4, 1991, p.472-483.

Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The Granite System at Pressures of 4 to 10 kbar. J. Geophys. Rev., v. 69, 1964, pp.759-773.

Moorbath S., Thompson R. N., Oxburgh E. R. The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magmas genesis. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A310, 1984, pp.437-784.

Norman D.I., Sawkins F.S. Analysis of Volatiles in Fluid inclusions by Massspectrometry. J. Chem. Geol., v. 61, 1987, p.1-10.

Okrostsvaridze A. V. Petrogenetic model of Hercynian gabbro-plagiogranite series of the Greater Caucasus. Abstr. Intern. Conf. “Metamorfizm, Granitformation and Ore-forming”. Tbilisi, 1994, p. 67-68.

Okrostsvaridze A. V. The geodinamic position of formation of Hersinian granitoid series of the Greater Caucasus. Abstr. Intern. Conf. “Metamorfizm, Granitformation and Ore-forming”. Tbilisi, 1994, p. 74-75.

Okrostsvaridze A. V. The first data of gas chromatographic research in Hercynian Granitoids of the Greater Caucasus. Bull. of the Georgian Acad. of Sci., v.153, N3, 1996, p. 94-97.

Okrostsvaridze A. V. Petrogenetic Model of the Hersinian Plutonic seres of the Greater Caucasus. Bull. of the Georgian Acad. of Sci., v.155, N3, 1997, p. 399-402.

Okrostsvaridze A. V. Granitoid melt generation in the Hercynian plutonic series of the Greater Caucasus. IV Hatton Symposium, Cleromnt-Ferrand, 1999, p. 217-218.

Okrostsvaridze A.V., Mgaloblishvili I. Z., Bluashvili D. I. Plagiogranite of Szgimazuki Massif and ore mineralization related to it. Bull. of the Georgian Acad. of Sci., v.163, N1, 2000, p. 116-120.

Okrostsvaridze A.V., Bluashvili D.I. Horkila-Achapara Ore-Bearing Zone in the Crystalline Basement of the Greater Caucasus (Svaneti, Georgia). In "Granites and Associated Mineralization". IGCP Project 373. Helsinki, 2000, p.50-53.

Okrostsvaridze A.V., Bluashvili D.I., Chagelishvili R.L. New Data About the Hokrila-Achapara Gold Ore-Mineralization (Svaneti, Georgia). Bull. Georg. Acad. Sci., 2005, v.172, N 1, p.108-110.

O'Connor J. A Classification of Quarts-rich Igneous Rocks Based on Feldspar Reaction. US Geol. Surv. Prof., 1987, 525 p.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol. N25, 1984, p. 956-983.

Pitcher W.S. The Anatomy of a Batholiths. Geol., Soc., v. 135, 1978, p. 157- 182.

Pitcher W. S. Granit type and tectonic environment. In: Montain Building Processes, Academic Press, London, 1982, p. 19-40.

Pitcher W.S. Granites and Yet More Granites Forty Years on. Geologishe Rundachan, Sd. 76, N1, 1987, p.51-79.

Potter R.W., Brown D.L. The Volumetric Properties of Aqueous Sodium Chloride Solutions from O^0 to 500^0C and Pressures up to 2000 Bars. US Geol., Surv. Bull., v. 1421, 1977, p.36.

Potter R.W., Clynne M.A., Brown D.L. Freezing Point Depression of Aqueous Sodium Chloride Solutions. Econ. Geol., v. 73, 1978, p. 284-285

Quidotti C.V. Compositional Variation of Muscovites as a Function of Metamorphics Grade and Assemblage in Metapelites from Northwestern Maine. Contr. Mineral. and Petr., v.42, N1, 1973, p. 272-289.

Quidotti C.V., Cheney I.T., Quggeniheim S. Distribution of Titanium Between Coexisting Muscovite and Biotite in Politite Schist from Northwestern Maine. Amer. Miner., v.62, N5-6, 1977, p.438-448.

Raguin E. Geologie du Granite. 1976, p. 330.

Roedder R. Fluid Inclusions. Review in Mineralogy, v. 12, 1984, p. 644.

Rona P.A. Hydrothermal Mineralization at Seafloor Spreading Centers. Earth-Sci. Rev., v.20, N1, 1984, p.104-117.

Samson S. D., Patchett P. J. The Canadian Cordillera as modern analogue of Proterozoic crustal growth. Jour. Earth Sciences, V.38, 1991, p. 595-611.

Sederholm J.J. On Granite and Gneiss, their Origin the Pre - Cambrian Complex of Fenno-Scandia. Bull. Comm. Geol. Finl., v. 23, 1907, p. 42.

Shengela D. M., Okrostsvaridze A. V. The prospects of using magmatic and metamorfic rocks of Georgia as facing building material. Bull. of the Georgian Acad. of Sci. v. 162, N1, 2000, p. 120-123.

Sterner S.M., Bodnar R.J. Synthethic Fluid Inclusions - VII Re-Equilibration of Fluid Inclusions in Quartz, Durring Laboratory simulated Metamorphic burial and uplift. J. Metamorph. Geol., v. 7, N12, 1989, p. 243-260.

Stormer J.C. A Practical Two-Feldspar Geothermometr. J.Amer. Minerl., v. 60, N7-8, 1975, pp. 667-674.

Streckeisen A.V. Classification and Nomenclature of Igneous Rock. News Jarhb. Mineral. Abhand., v. 107, 1976, p. 144-240.

Taylor S.S., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Piblication. 1985, 323 p.

Thompson A.B. Mineral reaction in pelitic Rocks; Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relation. J. Amer. Sci., v. 276, N4, 1976, pp. 401-424.

Topchishvili m., Lobjanidze G. About Atsgara granitoids. Bull. Georgian Acad. Sci., v.157, N157, pp.392-394.

Touret J., Botting Y. Equation d'etet pour le CO_2 application aux inclusions carboniques. Bull. Mineral., v. 102, 1988, pp.577-583.

Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8$-$KAISi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geol. Soc. Am. Memoir., v. 74, 1958, p.153.

Whalen J. A-type Granites in New Brunswich. Pop. Geol. Surv. Canada, N 86-1/A, 1986, p. 297-300.

Whalen J., Currie K., Chappel R.W. A-type Granites; Geochemical Characteristics Discrimination and Petrogenesis. J. Mineral. and Petrol., v. 95, N4, 1987, pp.407-419.

Williams-Jones A.E., Samsom I.M. Theoretical Estimation of Hostile Solubility in the System NaCl-CaCl-H_2O application to Fluid Inclusions. J. Canadian Miner., v. 28, part 2, 1990, pp. 299-304.

Zaridze G., Shengelia D. Hercynian magmatism und metamorphism of the Greater Caucasus in the light of plate tectonics. Bull. Soc. Geol. France, N3, 1978, p.355-359.

A. V. Okrostsvaridze

HERCYNIAN GRANITOID MAGMATIZM OF THE GREATER CAUCASUS

(S U M M A RY)

Introduction

The Greater Caucasus represents a folded-nappe polycyclic geological formation which has been developed as one of the magastrucrutes of the Paleotethys and nowadays it is the North-East segment of the East Mediterranean orogen. Its width reaches 170 km and it is stretched of 1200 km between the Black and Caspian Seas to the NW-SE direction. Two major stages are distinguished in its formation: Pre-Alpine and Alpine. Pre-Alpine formation makes a heterogeneous crystalline basement complex, the exposed part of which is 200 km long and the width reaches 40 km (Figure 1). It is mainly constructed of Caledonian and Hercynian crystalline schist, amphibolites, granitgneisses, migmatites and granitoids. Four regional structural zones are distinguished in this basement (from the South to the North): Southern slope, Main range, Front range and Bechasyn. During the Alpine tectonic-magmatic activisation these units underwent several tectonic uplifts and as a result of these ororgenic processes the crystalline basement of the Greater Caucasus acquired the up to date structural face. The Main range zone is the best exposing part of the crystalline basement of the Greater Caucasus. Different from the other zones, Hercynian metamorphism and granitoid magmatism are intensively represented in this unit. Metamorphism rate ranges from green schist facies to granulite, but amphibolite facies is mostly found (Shengelia et al., 1991).

Hercynian granitoid magmatizm has been studied in some of the regions of the crystalline basement of the Greater Caucasus, but there does not exist its thorough petrogenetical model and our task is to creat the model, which would thorougly reflec the conditions of formation, the way of evolution and ore-forming potential of this magmatizm.

General Description of Hercynian Granitoids

As a result of complex geological, petrochemical, geochemical and mineralogical study it has been asserted that the Caucasian Hercynian granitoids formation to place in four plutonic series (from the South to the North): (1) gabbro-plagiogranite, (2) gabbro-adamellite, (3) plagiogranite-granite and (4) granodiorite-aliaskite (Figure 1). As we can see in the series asserted, the two are of gabbro-granitoids and the other two of granitoids compositions. As the last one prevails in these series, they can also be called granitoid series. They are localized in the structure in general Caucasian direction and despite intensive Hercynian and Alpine movements, some lateral zonality is still observed in their distribution.

Gabbro-plagiogranite series is exposed in the South edge of the crystalline basement, and is related to Beshta, Kamenistaia and Sgimazuki small tectonic uplifts, which are distributed along the Main fault (Fig.1). According to geological and petrological data, the roots of allochthonous scales of plagiogranites of the Front range zone should be looked for along the Main thrust. Gabbro-plagiogranite series is gneissed and mainly constructed of plagiogranites and also of fewer number of quartz-diorites, diorites and gabbros. They appear in turn in lens-form layers of different thickness. Plagiogranites are mainly constructed of acid plagioclase and quartz (composition: Pl+Qtz+Chl+Ep±Hbl±Grt±Sf+Mgt). Gabbros and diorites represent restite of the protolithe (composition: Pl+Qtz±Cpx+Hbl±Chl±Ep±Ap±Sf±Grt±Mgt). The age of crystallization of plagiogranites was defined by Rb-Sr method and it corresponds to 370±20 Ma (I_{sr}=0,70343).

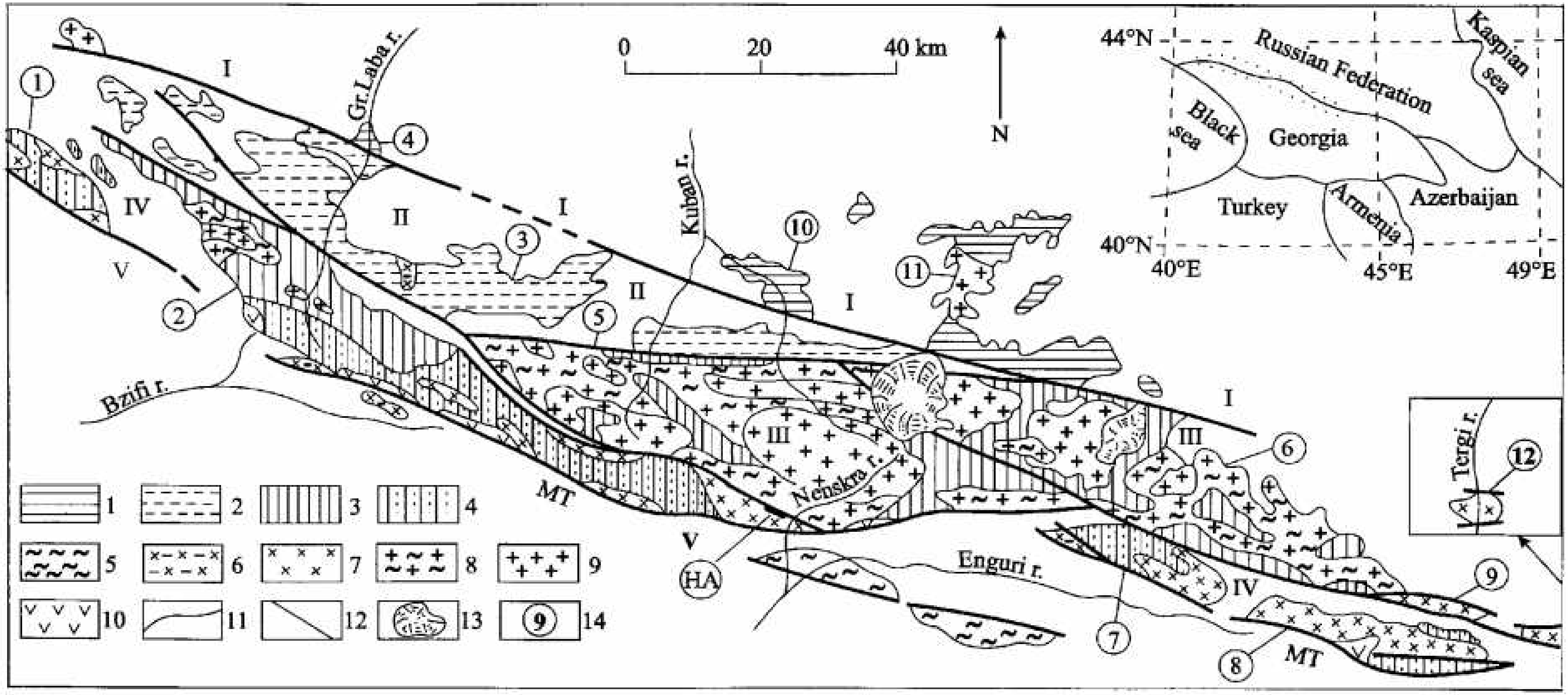


Figure 1. Schematic geological map of the crystalline basement of the Greater Caucasus and geographical position (marked dotted line).

Structural zones: I- Bechasyn; II - Front range; III - Elbrus subzone of Main range; IV- Pass subzone of Main range; V - Southern slope. Conditional mean of exposes: 1 – Bechasyn zone; 2 – Front range zone; 3 – Elbrus subzone of Main range zone; 4 – Pass subzone of Main range zone; 5-Sothern slope zone. **Hercynian plutonic series (6-9):** 6-Gabbro-plagiogranite; 7 - Gabbro-adamellite; 8-Plagiogranite-granite; 9-Granodiorite-– alaskite; 10 -Middle Jurassic granitoid intrusive; 11-Stratigraphic and magmatic boundary; 12-Fold systems **(MT -main trust**); 13-Glaciers. 14- Number in the circle**-the main tectonic uplifts**: 1-Chugushi, 2-Sofia, 3-Blibi, 4-Beskes, 5-Teberda, 6-Digori, 7-Shkhara, 8-Adaikhokh, 9-Unal, 10-Kuban, 11 – Kislovodsk, 12- Dariali. **Notes:** The Dariali tectonic uplift transfers from East; **HA**- Hokrila-Achapara gold ore mineralization zone.

Gabbro-adamellite series is structurally connected with the Passing subzone and makes quite a wide strip of exposures (Fig.1). The rocks of the series participate in the construction of Dariali, Kasar, Adaikhokh, Skhara, Sofia and Chugush tectonic uplifts. Gabbro-adamellite series are exposed in the form of intrusive bodies of different thickness. They are mainly constructed of quartz-diorites and granodiorits, but gabbros, diorites and adamellites are less. There are no strict borders between them and they gradually substitute each other. They are dark gray, medium grained, massive rocks (composition: Pl+Qtz+Mikr+Bit±Hbl+Ep±Chl±Sf+Ap+Zr+Ort+Mgl). The series is characterized by a large number of fine-grained spherical maphic inclusions. Tigel melting and hybridism represented the magma generation mechanism for this series. The isotopic data (U-Pb method) of formation of this series corresponds to 310±12Ma.

Plagiogranite-granite series is structurally connected with Elbrus subzone of the Main range zone and lesser part is also met in the Passing subzone. This series is connected with migmatites spatially and genetically, and makes granite-migmatite complex. Migmatites were formed under the HT-LP metamorphizm conditions, mainly from metaphelit protolite. Plagiogranites make layer-shape conforming bodies of different thickness, which are often gneisses. They are gray, medium grained rocks (composition: Pl±Qtz±Mit±Bt±Ms±Sill±Andl±Gor±Cr+Zr+Ap±Orth±Mgt). Gr anites principally make mobilized crossing bodies of different thickness (composition:Pl+Mik+Qtz±Bt±Ms±Chl±Ep±Ap±Grt±Zr±Sf±Orth±Mgt). Together with migmatites plagiogranite-granite series undergoes the process of regional microclinization. The age of crystallization of plagiogranite-granite series was defined by Rb-Sr method and it corresponds to 317-325 Ma.

Granodiorit-alaskite series is localized in the Elbrus subzone of Main range zone and is represented by intrusive granodiorite, granite and alaskite (composition: Pl±Qtz+Mik±Bt±Ms+Ser±Chl±Ep±Crt+Ap±Zr+Orth+Mgt). The field research shows that the generation of magma of this series took place as a result of remelting of Caledonian granitegneisses. Different from the series described they do not undergo Hercynian metamorphizm and their crystallization age is dated as 300±5Ma (U-Pb method) and 295±10Ma (Rb-Sr method).

Petrochemistry

Petrochemistry was based on variation method investigation of magmatic sistem (Velikoslavinsky et al., 1984). The method gives an opportunity of systematization of great number of chemical and petrochemical data and at the same time, shows graphically their variation tendencies. According to this method chemical analysis are divided into I, II, III, IV and V groups of acidity, where I<57,00% $SiO_{2;}$ II=57,00-61,99% $SiO_{2;}$ III=62,00-67,99% $SiO_{2;}$ IV=68,00-75,00% SiO_2; V>75,00% SiO_2. For each oxygen group chemical and petrochemical parameters (Tab.1) are calculated the average statistic data .

For petrochemical classification of granitoids we have used SiO_2 –(Na_2O+K_2O) discrimination diagram. Diagram-model represents (Mg-Fe)O-CaO-2Al_2O_3-SiO_2 tetrad projection (Fig.2) and gives an opportunity to discuss according to one diagram the fractioning of multy-component magma systems (Velikoslavinsky et al., 1984). It is determined that on a TiO_2-(TiO_2+FeO)

Table 2. The average petrochemical parameters according to acidity groups of Hercynian plutonic series of the Greater Caucasus (N-amount of analysis)

Gr	A	F	M	CaO+ Al_2O_3	SiO_2+ Al_2O_3	R_1	R_2	A/CNK	K	f	N
Gabbro-plagiogranite series											
I	17.3	52.6	30.01	29.5	79.5	1978	1486	0.81	11.5	53.3	15
II	22.2	49.6	28.01	27.3	82.4	2264	1214	0.85	10.4	49.8	23
III	35.7	43.5	20.8.	22.5	89.8	2600	836	1.04	9.6	56.7	42
IY	59.2	29,6	11.2	19.6	94.3	2714	616	1.09	10.2	55.0	34
Y	76.5	14.1	9.4	17.7	96.6	2949	460	1.10	4.8	52.2	30
Gabbro-adamellite setries											
I	27.3	51.6	21.1	28.7	81.5	1780	1410	0.82	35.5	46.5	22
II	37.3	44.2	18.5	27.5	87.0	2212	1061	1.04	38.3	57.5	35
III	47.6	38.2	14.8	24.9	90.4	2322	828	1.04	34.7	64.1	44
IY	57.8	31.6	10.6	21.5	94.0	2530	538	1.12	45.4	67.3	54
Plagiogranites of plagiogranite-granite series											
III	42.7	40.6	16.7	23.7	89.1	2514	774	1.20	29.5	52.4	57
IY	59.3	25.5	15.2	20.2	94.5	2790	556	1.20	20.0	68.5	79
Y	68.4	20.3	11.3	18.1	96.5	2944	320	1.29	19.1	52.7	27
Microcline granites of plagiogranite-granite series											
III	57.6	31.6	10.8	20.6	94.0	2306	614	1.16	46.6	62.5	42
IY	78.4	15.3	6.3	19.5	96.5	2638	542	1.11	52.3	60.5	63
Y	87.6	9.4	3.0	17.21	98.7	2750	354	1.11	63.0	66.5	47
Granodiorite – alaskite series											
III	58.1	30.8	10.1	22.0	93.11	2451	674	1.12	37.0	60.6	42
IY	70.2	21.5	8.7	20.2	96.5	2512	498	1.19	38.3	67.5	49
Y	76.6	16.2	7.2	16.8	97.6	2887	364	1.20	34.2	53.3	22

diagram co-magmatic rocks are distributed on a straight line, and hybrid and metasomatic rocks are not on a straight line (Evrard, 1947). This conformity makes a good genetic criteria and it is conspicuous in our case as well.

Analyzing figure 2 is evident, that different plutonic series start forming in differen magmatic sources. Gabbro-plagiogranite series represents magmatic system which is formed in the area rich in aluminous and femic elements and they trend to eutectic zone. Gabbro - adamellite series is also formed in the area rich with these elements, but in their formation the processes of assimilation and hybritization was important. Plagiogranites of plagiogranite-granite series are formed in the area poor of aluminous and femic elements and its composition trends to eutectic field, though silicification deviates from this field. As we can see from the diagram the trend of Caledonian granite-gneisses is continued by Hercynian granodiorite-alaskite series trend, which confirms even more the opinion, according to which the mentioned series represent the Caledonian granite-gneisses remelting product and they trend to eutectic zone.

AFM diagram analysis shows that the first oxidize point of gabbro-plagiogranite series is situated in the tholeiite field, but evolution trend goes through andesite and dacite fields. Gabbro–adamellite series evolution trend follows tholeiite and calc-alkaline field division line and ends in dacite area. The evolution trends of the rest series are distributed in dacite and riolite fields.

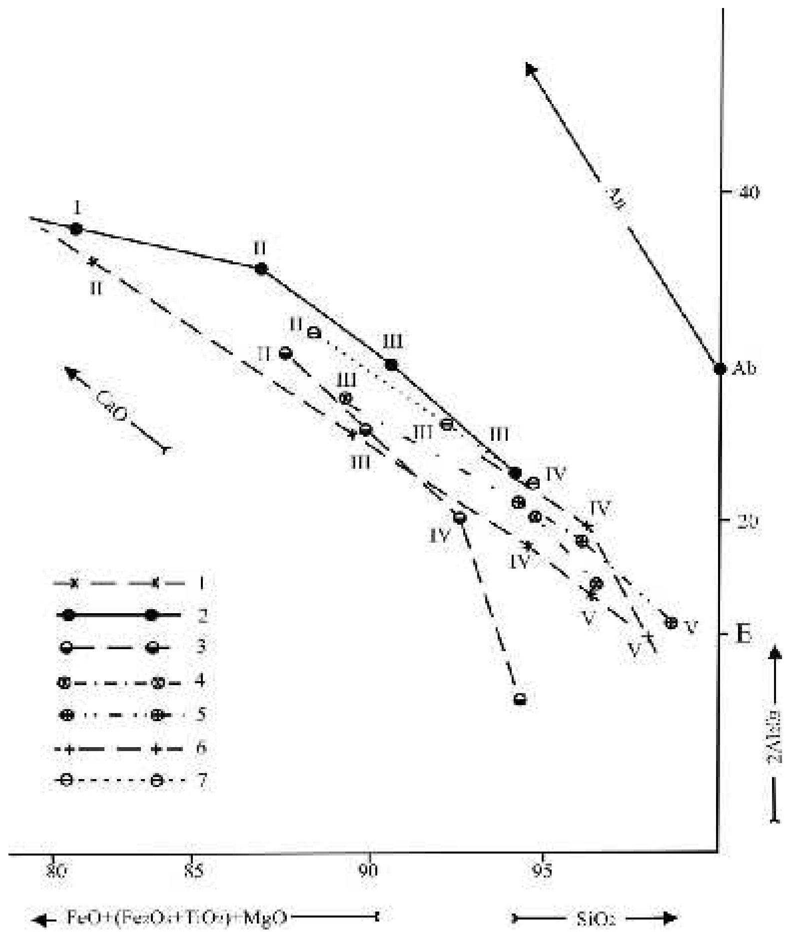


Figure 2. The (Mg-Fe)O-CaO-$2Al_2O_3$-SiO_2 diagram-model for Hercynian plutonic series of the Greater Caucasus.

Trends: 1-Gabbro-plagiogranite series, 2-Gabbro-adamellite series, 3-Migmatite of granite-migmatite complex, 4-Plagiogranites of plagiogranite-granite series, 5-Granites of plagiogranite-granite series, 6-Granodiorite-alaskite series, 7-Caledonian granite-gneisses. **E**-Eutectic zone.

The analysis of R_1-R_2 diagram shows that two average acidity points of gabbro-plagiogranite and gabbro-adamellite series dispose within pre-plate collision field. The last acidity point of gabbro-adamellite series is situated in the syncollision formation field, and of gabbro-plagiogranite series in the borders of syncollision and mantle fractionated fields. According to this diagram, plagiogranite-granite and granodiorite-alaskite series can be treated as syn-collision formation. In both of these series A/CNK (A=molA_2O_3; C=molCaO; N=molNa_2O; K=molK_2O) parameter is >1.1 (tab.1), which is common to S type granitoides. According to this diagram gabbro-adamellite series represents pre-plate collision formation and protolite of gabbro-plagiogranite series is situated in the pre-plate collision field and plagiogranites part is locatied in the mantle fractionates field. According to this diagram, plagiogranite-granite and granodiorite-alaskite series can be treated as syn-collision formations.

Geochemistry

In 400 samples of the studied plutonic series Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Co, Cr, W, Sn, Li and Rb concentrations have been defined. The analyses of the results have show, that they are close to general clark, but some anomalies have also been detected. In plagiogranites of gabbro-plagiogranite series composition of Cu (65 g/t) is increased, and Mo (3 g/t) is found. The clark concentrations of these elements correspond to 10 g/t and 1.3 g/t, accordingly. According to V. S. Pitcher (Pitcher, 1982), Cu and Mo increased concentrations are characteristic to I type granitoids. In granitoids of gabbro-adamellite series rare element composition ranges within the clark limits. The exception is W (22 g/t) and V (151 g/t) and the clark concentration of these elements corresponds to 2.2 g/t and 44 g/t, accordingly. In plagiogranite-granite and granodiorite-alaskite series W (accordingly 20 g/t and 24 g/t) and Sn (accordingly 45 g/t and 45 g/t) compositions are increased. The clark concentrations of these elements corresponds to 2.2 g/t and 3 g/t, accordingly. V.S. Pitcher (Pitcher, 1982) considers that high concentration of these elements is characteristic to S type granitoids. Cr concentration in Hercynian granitoids of the Greater Caucasus deserves special attention. It is worth mentioning that in granitoid rocks its clark corresponds to 4.1 g/t, while its minimal concentration (325 g/t) is detected in granodiorite-alaskite series and the maximum (470g/t) in gabbro-adamellite series. Proceeding from these data it is obvious that Hercynian plutonic series of the Greater Caucasus is characterized by general Cr high concentration.

In 40 samples of the studied rocks La, Ce, Nb, Eu, Gd, Dy, Er and Yb concentrations have been defined. Gabbro-plagiogranite series is characterized by Rare Earth Element (REE) low concentrations (Fig.3). Different from gabbro-plagiogranite series, in gabbro-adamellite

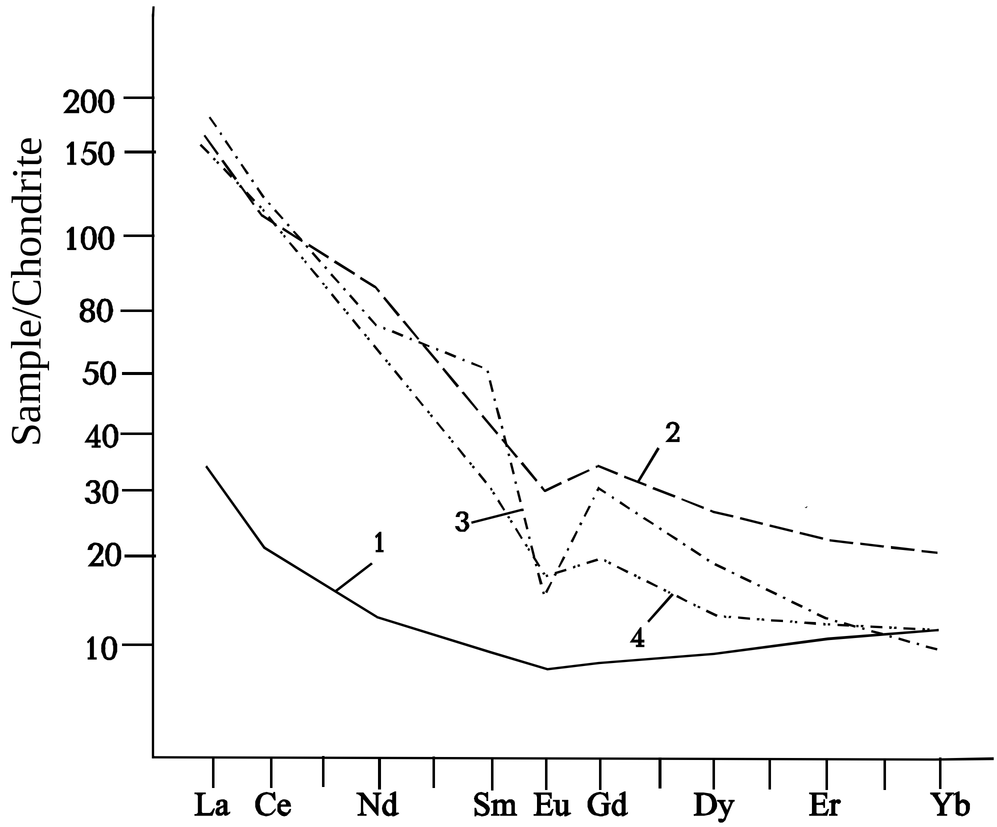


Figure 3. Rock-hondrite normalized diagram of REE for Hercynian granitoids of the Greater Caucasus.

Trends:1- Gabbro-plagiogranite series, 2-Gabbro-adamellite series, 3-Plagiogranite-granite series, 4-Granodiorite-aliaskite series.

series REE concentration is increased. In the granitoids of this series light elements concentrations are increased and heavy elements concentrations are decreased, but Eu minimum is poorly marked. REE distribution in plagiogranite-granite series is characterized by typical granitoid trends. Granodiorite-alaskite series is also characterized by REE composition of granite type, but Eu minimum is poorly marked.

The fluid regime of formation

The fluid regime of Hercynian granitoids of the Greater Caucasus has been studied in complex. We have used cryometric and chromatographic methods.

Cryometric method shows, that gabbro-plagiogranite series keeps the information about only slightly mineralized postmagmatic, hydrothermal fluids, the concentration of which does not exceed 5 mass% Equivalent NaCl (E_{NaCl}). The fluids, which participate in the formation of gabbro-adamellite series, have Na-Cl specialization and the concentration does not exceed 8-9 mass% (E_{NaCl}).

Two types represent the system of salty water inclusions in plagiogranite-granite series. The first type of inclusions has Na-Ca-Cl composition, its concentration ranges between 20-30 mass% (E_{NaCl}). The isochors of these fluids are near PT parameters of metamorphism and ultrametamorphism (Fig.5). These data do not agree with the assumption, according to which during the mentioned processes salty water liquids are represented by Na-Ca chlorides (Williams-Jones and Samson, 1990). The second type of salty water inclusions are represented by weakly mineralized K-Na-Cl liquids, the concentration of which does not

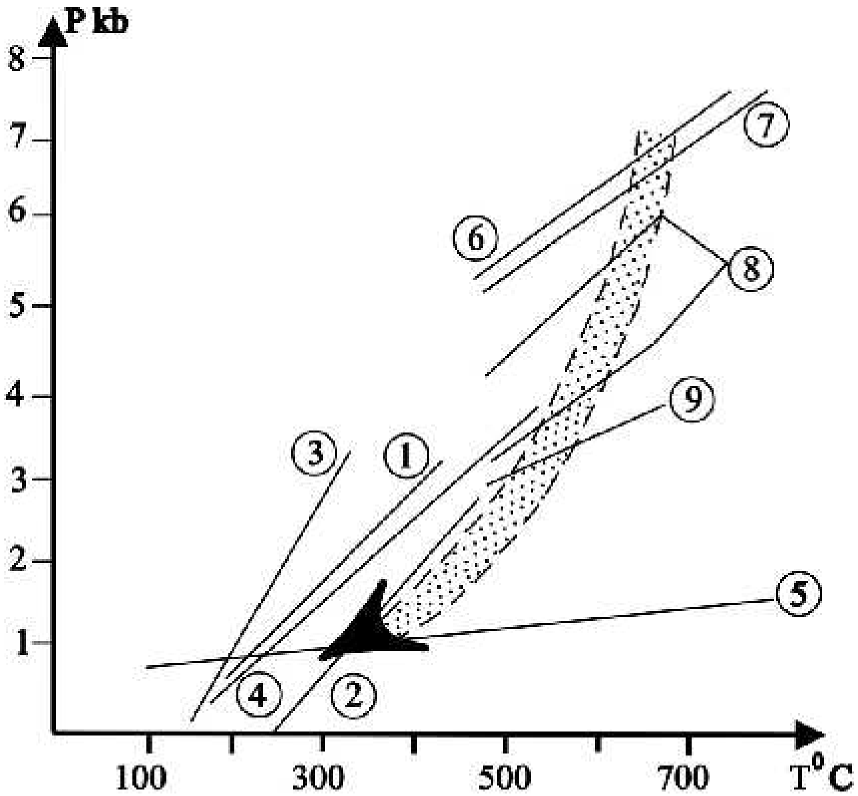


Figure 4. PT diagram fluid evolution for Hercynian granitoids of the Greater Caucasus.

Trends: 1- Salty-water system, T_{hom} = 100^0C, 10 mass% (E_{NaCl}); 2- Salty-water system, T_{hom} = 200^0C, 10 mass% (E_{NaCl}); 3- Salty-water system, T_{hom} = 150^0C, 10 mass% (E_{NaCl}); 4- Salty-

water system, T_{hom} = 120^0C, 25 mass% (E_{NaCl}); 5- Nitrogen system, S_N = 3.289 cm^3/gr; 6- Carbon-dioxide gas system, S_{CO2}=0.92 cm^3/gr; 7- Carbon-dioxide gas system, S_{CO2}=0.93 cm^3/gr; 8- H_2O-CO_2 system, H_2O 40 mass% and 20 mass%; 9- Carbon-dioxide gas system, S_{CO2}=1.16 cm^3/gr.
Regression trend of granitoid formation marked by arrow.

exceed 8-10 mas% (E_{NaCl}). Two types of Ca-Na-Cl salty water liquids are already widely present in the granodiorite-alaskite series. The concentration of the first one ranges between 14-19 mass%, as of the second - between 1-9 mass% (E_{NaCl}). Gas-fluid inclusion investigation is genetically related to this series. Paleosoma of magmatites, which are genetically related to this series practically have no fluid inclusions. This gives us the right to assume, that fluid part was still formed in the way of phase transformation of minerals. The evolution of the fluid regime process of this series is characterized by regular change. The earliest inclusion in leucosoma of migmatites consists of pure or nearly pure CO_2, but the latest - of H_2O. As H_2O, CO_2, CH_4, N_2 and their mixture determine the whole fluid composition, that points to the fact of heterogeneous fluid participation in the process of ultrametamorphism (Bodnar, 1983). The appearance of CO_2 in fluid system is related to the process of migmatization, which underwent in the conditions of amphibolite and partially granulites facieses. In some samples of migmatites CO_2 inclusion points to the existence of granulite facies (Collins, 1979).

By means of **chromatographic method** we have done quantitative analysis of the following gases: H_2O, CO_2, CH_4, C_3H_8, H_2, N_2, SO_2, O_2, H_2S, HCl, HF. The results show that Hercynian plutonic series of the Greater Caucasus are sharply different according to their gas composition. Plagiogranites of the gabbro-plagiogranite series are distinguished by the large sum composition of gas phase (11.2 ml/g) and concentration of water is the highest in the fluid phase of these rocks (H_2O/CO_2=20.2). The gas sum amount in gabbro-adamellite series is sharply decreased (2.80 ml/g), but CO_2 proportion is increased (H_2O/CO_2=3.3). The gas sum amount in protoliths (migmatites) of plagiogranite-granite series is low and does not exceed 2.2 ml/g, and the parameter H_2O/CO_2=5.3. In plagiogranites of this series the gas chemical amount does not increase as compared to migmatites, but CO_2 percentage clearly increases (H_2O/CO_2=2.8). As compared to plagiogranites in porphyroblastic granites of this series the fluid phase sharply increases and its chemical amount reaches 6.2 ml/g. At the same time CO_2 proportion is decreased and H_2O/CO_2 parameter goes up to 12.7. The gas chemical amount (4.5 ml/g) is also high in granodiorite-alaskite series as well as in porphyroblastic granites. The water proportion (H_2O/CO_2=8.2) is also high. It is known that N/C parameters ($N=2N_2$; $C=CO_2+CH_4+3C_x$) for the continental crust formation ranges in the interval of 0.15-0.50 and for the oceanic crust - is lower than 0.15 (Norman, Sawkins, 1987). According to these parameters gabbro-plagiogranite series corresponds to oceanic crust formation (N/C=0.077) and gabbro-adamellite series both to the oceanic (N/C=0.117) and to the continental crust (N/C=0.330). This parameter in plagiogranite-garnite series is 0.236 and in granodiorite-alaskite series– 0.231, which points to their upper crust genesis.

PT regime of formation

Granat-biotite geotermobarometer and granat-cordierite barometer showed quite reliable results in the Hercynian granitoids of the Greater Caucasus (Perchuk et al., 1983). Their data turned out to be the most informative in plagiogranite-granite and granodiorite-alaskite series. In protolites of plagiogranite-granite series the regional migmatization and ultrametamorphic processes started at 730-750^0C temperature range and under 3.7-4.2 kb pressure. The microclinization and pegmatization process thermal regime falls up to 600-620^0C temperature and 2.2-2.7 kb pressure. Granodiorite-alaskite series formation temperature interval is very small (710-735^0C) and pressure ranges in the interval of 3.2-3,5 kb.

According to amphibole geotermobarometer (Mishkin, 1990) the maximal PT regime in the gabbro-plagiogranite series protolites reached 8.2-8.7 kb pressure and 620-630^{0}C temperature. The crystallization of the plagiogranite melt occurred at the regression stage of regional metamorphism and ultrametamorphism at nearly 600-620^{0}C temperature and 7.0-7.5 kb pressure conditions. In gabbro-adamellite series according to this geotermobarometre the granitoid melt crystallization occurred in the range of 4.0-4.5kb pressure and 630-670^{0}C the temperature condition.

Petrogenetic model

We can sum up the results of the research carried out on the petrogenetic model of the Hercynian granitoids of the Greater Caucasus in the following way: Gabbro-plagiogranite series, which is exposed along the main fault in the form of lesser tectonic uplift, was formed at an early stage of the Hercynian orogen evolution (370±20 Ma). The plagiogranites of this series are characterized by Na_2O (3.5-4.5%) surplus K_2O (<1%), Al_2O_3 low percentage (<15%), K_2O/Na_2O parameters, as a rule it is lower than 0.25. In the gabbro-plagiogranite series fluid phase amount reaches 11.2 ml/gr, but CO_2 share is decreased (H_2O/CO_2=20.2). This series both for gabbro and for plagiogranites is characterized by REE toleitic type distribution, which is one more confirmation of their genetic unity. According to the discussed data, the series should have been formed as the result of subducting oceanic crust partial melting (P= 8.2-8.7 kb; T = 620-630^{0}C) and water high potential regime condition. Crystallization of plagiogranite melts occurred at 600-620^{0}C temperature and 7.0-7.5 kb pressure conditions. According to all characteristics gabbro-plagiogranite series granitoids corresponds to the subducting oceanic crust I type formation.

Gabbro-adamellite series was formed at a late stage of the Hercynian orogen evolution (310±5Ma). Its protolite was located just over the subducting oceanic crust and magma generation mechanism was tigel melting. In this series, in contrary to gabbro-plagiogranite, K_2O is increased (>2,5%) and SiO_2 composition changes from 52% to 71%. In REE concentration both toleitic and andesite distribution types are fixed, which show hybrid genesis of the series. In gabbro-adamellite series the fluid phase amount is less (2.8 ml/g), but CO_2 proportion is increased (H_2O/CO_2=3.3). In this series granitoid melt crystallization occurred at the temperature range of 630-670^{0}C and 4.0-4.5 kb pressure conditions. According to all characteristics gabbro-adamellites series corresponds to M type formation of mantle crust generation.

Plagiogranite-granite series was formed at a late stage of the Hercynian orogen evolution (317-325Ma) under island arc geodynamic conditions. In metapelite protolite, regional migmatization and ultrametamorphism processes of this series started at 720-750^{0}C temperature range and under 3.7-4.2 kb pressure. In the evolution processes two stages are distinguished: sinkinematic and postkinematic. On the first stage of plagiogranite composition anatectic magma was formed, which made conformity bodies, and on the second stage the granite composition melts were formed, which mainly made cutting bodies. In early kinematic phase in plagiogranites the fluid phase amount is detected (2 ml/g), CO_2 share is high (H_2O/CO_2=2.8). In the late kinematic granite fluid phase sharp increase can be seen (6.2 ml/g), but CO_2 share is decreased (H_2O/CO_2=12.7). According to all characteristics, plagiogranite-granite series belongs to sincollision anatectic typical S type formation.

Granodiorite-alaskite series was formed at a late stage of the orogen evolution (300±5Ma) and it finished the Greater Caucasian Hercynian plutonic magmatizm. The field and petrochemical researches show that magma in this series was formed as a result of remelting of Upper Caledonian granite-gneisses. In granite-alaskite series as compared to plagiogranites of plagiogranite-granite series the fluid phase is increased (4.5 ml/g) but CO_2 share is low (H_2O/CO_2=8.2). The thermobar regime of this series is characterized by stability. Its crystallization temperature ranges in the interval of 710-735^{0}C and pressure is in 3.2-3.5 kb interval. It is characterized by REE distribution granite type, with Σu sharply expressed minimum. To all existing data the discussed series corresponds to sincollision remelting S type of upper crust formation.

Thus, the research work done enriches our knowledge about the Hercynian granitoids of the Greater Caucasus and gives a chance to form its petrogenetic model. It is evident, that the Greater Caucasian crystalline basement is a collision-accretion construction of a complicated history, where Hercynian orogenic magmatizm played an important role. Relying on petrogenesis of plutonic series and their lateral zones we assume that during the Hercynian orogenic events northward subduction of oceanic crust (the southern edge of Paleotethys) was activated and caused regional metamorphism and granitoid magmatizm. The mentioned activation also comprised the Euro-Asian plate southern edge wich is confirmed by the existence of Hercynian recycling granitoid magmatizm.

Ore mineralization

It is considered that Greater Caucasian crystalline basement is poor in mineral resources. But as a result of the field work, we have revealed three interesting ore manifestations: Thviberi, Szgimazuki and Hokrila-Achapara. Hokrila-Achapara is the most significant among them, which we will describe in detail. Besides, some areas of the investigated granitoids represent very good building and facing material. Among them should be mentioned plagiogranites of the Szgimazuki massif, of the gabbro-plagiogranite series. They are situated in the upper level of the mentioned massif, which are on area of 5 km^2. They are white-milk color finegrained massif rocks and represent good facing material, because they look like white marble, but different from which are resistant to chemical and mechanic factors.

Tviberi ore-mineralization. It outcrops in the upper reaches of the river Tviberi (right tributary of the river Enguri) and was formed in Lower Jurassic sediments, which are localized as tectonic scale among granitoids of plagiogranite-granite series. In 1991 the left cornice of the river Tviberi fell down and a massif ore-mineralization zone was outcropped, which is of 100-150 m thickness and lies along 700 m. The ore is represented by quartz-pirite-pyrrhotite associations where the gold composition does not exceed 1 g/t. Notwithstanding this fact, the detailed study of the zone is necessary because dimension of ore-mineralization zone is very high.

Szgimazuki ore mineralization. It is located on the Lakchkhilda mountain range, near the southern contact of Szgimazuki plagiogranite massif in the Lower Jurassic sediments. The ore-mineralization outcrop is of 12-15 m thickness and lies along 60 m and other part is covered with deluvial sediments. The ore-mineralization is represented by massif pirite-pirotine ore, where gold consentration ranges between 1.7-2.5 g/t, and the silver composition reaches 50-55 g/t. As we can see this ore-mineralization is rather interesting and needs further investigation.

Hokrila-Achapara ore-mineralization zone

Durring the early nineties of the last century within the crystalline basement of the Greater Caucasus was distinguished quartz-gold low sulfidic hydrothermal genetic type of the Hokrila-Achapara ore-mineralization zone (Okrostsvaridze, 1992, 1995; Okrostsvaridze, Bluashvili, 2000). It is located in the crystalline basement of the Greater Caucasus and structurally related to the regional Alibek fault of general Greater Caucasian direction (SE-NW), along which granite-migmatite complex overthrusts the Sakeni granitoid intrusive.

Granite-migmatite complex is a collisional anatectic formation of the upper crust (S type granitoids), which was formed at Upper Carboniferous (315-325 Ma; U-Pb and Rb-Sr age) under the conditions of HT-LP type of metamorphism and ultrametamorphism. Sakeni intrusive of gabbro-diorite-quartzdiorite-adamelite composition (outcrop 77 km^2) is of lenslike shapes and lies in the common Greater Caucasian (SE-NW) direction. According to petrochemical and geochemical parameters it is metaluminious of mantle-crust genesis the I type formation, which was formed by tigel melting durring Upper Carboniferous (310±5 Ma; U-Pb age).

The Hokrila-Achapara gold ore-bearing zone can clearly be seen in the relief and is build up of highly foliated yellowish-gray and oxidized rocks. It is divided into two parts by Kodory range: the Achapara (west), which is spread on 2 km and the Hokrila (east), which is outcropped nearly at 3 km distance.

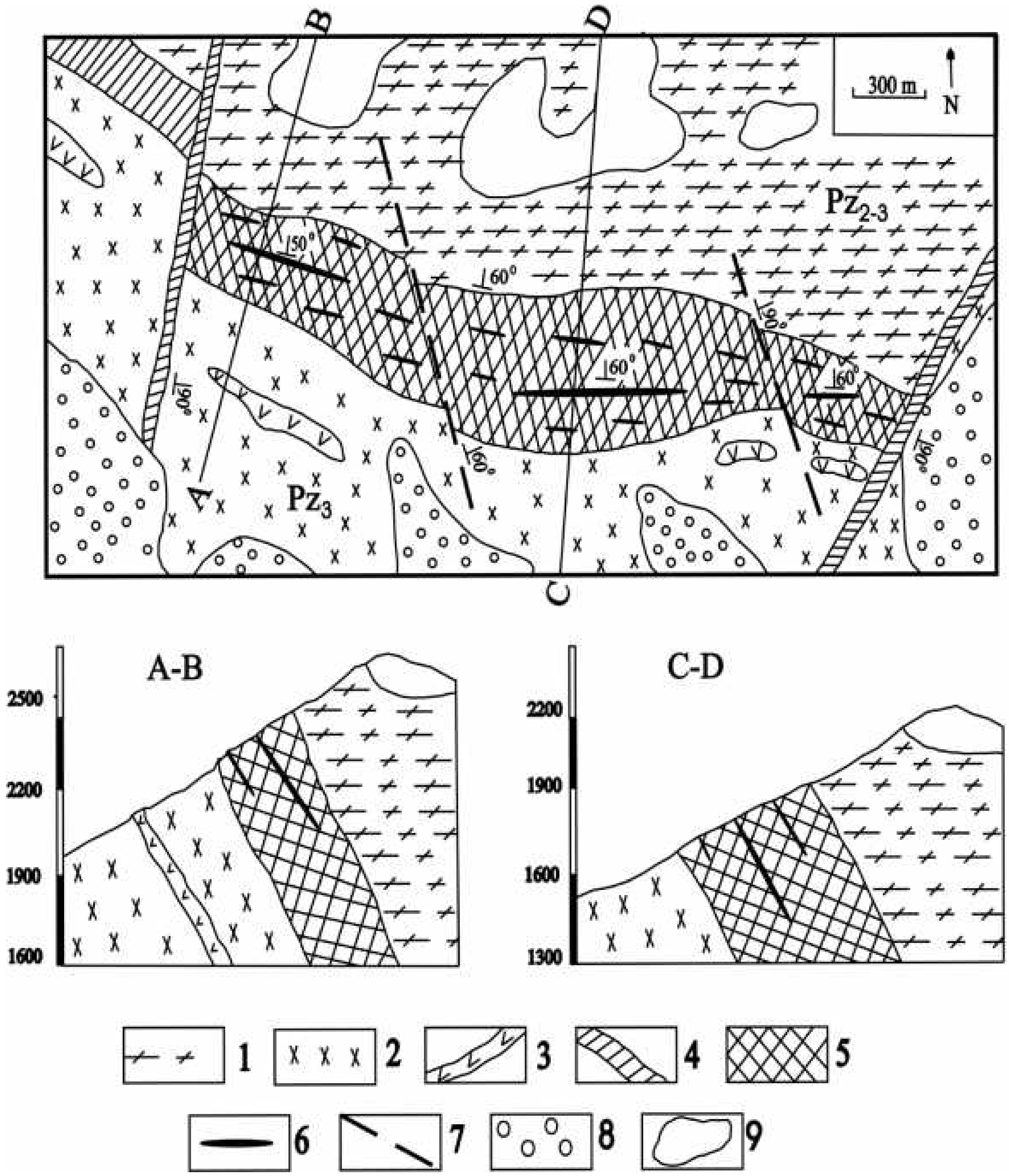


Fig. 5. Schematic geological map of the Hokrila area of the Hokrila-Achapara gold ore-mineralization zone.

1- granite-mignatite complex, 2- Sakeni granitoid intrusive, 3 – gabbro-diabase, 4- milonitization and silicification zone, 5 – ore-containe zone, 6 – ore-bearing body, 7-tectonic faults, 8– Quaternary sediments, 9 – glaciers.

The Hokrila area (Fig. 5) is outcropped on the left bank of the Hokrila river and is localized among broken, silicified, milonitization, chloritization and sericitization rocks. Thickness of the ore-bearing zone reaches maximum in its central part (400-450 m), to the west and east thickness reduces up to 150-200 m. The western border of the ore-bearing zone is represented by a transversal fault and the Kodori ridge. As for the the east border, it is represented by a crossing fault and is covered by deluvial sediments. The southern border is stretched across the Sakeni intrusive rocks and along the Hokrila river to the north is bordered by a of granite-migmatite complex.

The region is characterized by complicated tectonic construction, where the main tectonic unit is the above mentioned Alibek regional fault, which is crossed by younger fault of north-west and north-east direction. The Hokrila ore-bearing area is divided into three blocks: western, central and eastern. Western block is coming upward and the eastern is going downward. The investigation of ore bodies in each block showed that they represent the parts of one ore-mineralization zone later broken and moved. That's why in each block different ore-mineral association is outcropped.

At contemporary erosion level ore-formation is mainly represented by veins, lenses, stringers and nests which mainly fill rock gaps. Non-ore minerals are mainly represented by quartz, carbonate and clay minerals. Ore-minerals are: pyrite, pyrrhotite, marcasite, arsenopirite, antimonite, sphalerite, galena, chalcopyrite, silver and gold. Five associations of ore minerals are distinguished: quartz-scheelitic, quartz-pyritic, quartz-polysulphidic, quartz-antimonitic and quartz-gold. Gold is met in every five, but the highest concentrations are in quartz-gold association.

The west main ore-bearing body (dip azimuth 10^0, angle of inclination 60^0) has 10-15 m thickness and is mainly represented by quarts-gold association. The central main ore-bearing body (dip azimuth 20^0, angle of inclination 60^0) has 25-30 m thickness and is represented mainly by quartz-sheelitic and quartz-gold association. The east main ore-bearing body (dip azimuth 10^0, angle of inclination 60^0) has 17-20 m thickness and is represented by quartz-pyritic, quartz-gold and quartz-polymetal associations.

In the quartz-gold association of the western block the average gold concentration corresponds to 2,71 gr/t (the average of 20 samples) and the maximum reaches 5,27 gr/t. The average gold concentration (the average of 15 samples) in quartz-pyritic association of this block corresponds 1,76 gr/t and maximum reaches 2,88 gr/t. In the central block the average gold concentration (the average of 24 samples) in quartz-gold association corresponds to 6.35 g/t, and maximum 15.60 gr/t. In the same block in quartz-antimonitic association the average gold concentration (the average of 18 samples) corresponds to 2.11 g/t and maximum 3,82 g/t. In the eastern block in quartz-gold association the average gold concentration (the average of 15 samples) corresponds to 3.82 g/t and maximum 7.11 g/t. In the same block in quartz-polysulphidic association the average gold concentration (the average of 16 samples) corresponds to 2.64 g/t and maximum 3.52 g/t. In quartz-sheelitic association, which is present only in the western block tungsten average concentration (the average of 5 samples) corresponds to 1600 g/t and maximum reaches 2200 g/t.

As it is known gold-bearing hydrothermal quartz-low-sulphidic deposits which are connected to gabbro-diorite-granodiorite formations are found in many regions of the world. The gold ore-mineralization studied by the author show much in common with the Sechi-Jirme and the Lega-Demby gold deposits (Lapukhov et al., 2000; Billay et al.,1997). Like these deposit the Hokrila-Achapara gold ore-mineralitation belongs to hydrothermal quartz-low-sulphidic genetic type and is connected in space and genetically with gabbro-diorite-granodiorite formations. Linear tectonic stressed zones represent the ore-forming structural and lithologic factors, which caused strong crashing, milonitization and silicification of the rocks and regressive quartz-epidote, chlorite-sericite mineral association are formed in it.

Thus, comparing our results with other analogical data, we can conclude, that the Hokrila area and very likely the Hokrila-Achapara ore-mineralization zone in all are prospective and as a result of further geological-research work the gold deposit of industrial importance can be discovered.

Приложение

Приложение 1. Химический состав (масс%) герцинской габбро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
1205	68,96	0,19	13,94	1,81	2,29	0,07	4,35	1,43	0,80	3,30	0,28	2,15	99,51
1206	68,33	0,33	14,49	1,97	2,71	0,10	3,03	2,14	0,92	3,78	0,32	1,81	100,02
1212	48,72	0,48	18,55	4,96	6,90	0,11	2,50	4,92	0,54	4,00	0,22	1,18	100,07
1218	64,96	0,36	15,30	1,86	3,59	0,07	5,54	1,91	0,60	2,50	0,06	2,62	99,37
1219	67,52	0,35	14,80	2,58	2,17	0,15	1,49	2,35	1,14	4,67	0,24	2,41	99,87
1221	72,70	0,27	12,75	0,45	2,87	0,06	1,22	1,03	1,80	3,20	0,30	2,94	99,79
1227	69,60	0,33	14,45	2,27	1,65	0,07	3,44	1,35	0,40	4,00	0,14	1,68	99,38
1229	70,92	0,22	12,40	-	3,87	0,06	2,88	1,20	1,00	4,00	0,42	2,47	99,35
1233	66,70	0,37	15,64	2,52	1,29	0,05	3,77	1,59	0,90	3,30	0,54	2,91	99,58
1241	74,64	0,18	11,90	0,98	2,72	0,06	1,00	0,20	1,00	5,50	0,30	1,45	99,08
1244	57,54	0,50	16,55	3,19	0,72	0,07	6,04	7,50	0,55	4,60	0,26	2,38	99,90
1246	61,94	0,44	14,88	6,41	0,90	0,13	5,58	4,53	0,82	2,68	0,22	1,38	99,91
1249	68,34	0,19	15,30	0,79	2,15	0,03	5,52	1,18	0,70	3,20	0,08	1,83	99,41
1250	65,46	0,37	16,91	3,14	1,62	0,09	1,92	2,62	0,97	4,40	0,38	2,40	100,28
1274	64,44	0,28	14,45	2,25	3,66	0,14	5,76	2,30	0,70	3,20	0,24	2,00	99,48
1389	47,57	0,63	15,99	4,89	7,94	0,24	9,25	6,53	0,85	3,12	0,06	2,79	99,86
1282	75,12	0,13	13,26	0,38	1,79	0,03	1,66	0,32	1,80	3,60	0,32	1,46	99,87
1302	61,94	0,27	16,66	2,23	3,73	0,14	4,00	2,19	0,70	3,60	0,30	3,91	99,77
1303	71,61	0,26	14,19	1,95	1,44	0,10	3,00	1,43	0,32	4,04	0,22	1,34	99,90
1306	66,39	0,30	14,76	3,47	1,62	0,16	3,70	2,64	0,17	4,66	0,32	1,72	99,91
1314	61,22	0,25	14,55	2,82	4,34	0,25	6,36	4,57	0,28	3,09	0,18	1,59	99,50
1316	68,50	0,27	14,28	1,31	2,51	0,11	4,00	1,43	0,30	3,60	0,28	2,30	99,80
1317	56,26	0,40	15,98	1,74	6,96	0,14	7,65	3,50	0,40	2,80	0,46	3,20	99,10
1323	62,20	0,19	15,64	2,25	4,23	0,14	5,99	2,95	0,10	2,30	0,34	3,20	99,53
1327	68,40	0,31	14,62	0,28	3,73	0,11	4,10	1,59	0,30	3,50	0,70	2,40	100,04
1336	73,26	0,21	13,77	0,70	1,93	0,03	1,44	1,11	1,10	4,00	0,10	1,86	99,51
1337	78,08	0,10	11,39	0,15	1,07	1,03	0,70	0,05	0,30	6,20	0,40	1,28	99,75
1348	56,54	0,43	16,15	3,20	4,95	0,28	3,64	5,24	0,40	2,40	1,00	2,22	99,45
1349	77,52	0,12	12,24	-	1,29	0,03	1,00	0,17	0,60	5,30	0,38	1,48	100,11
1380	45,13	1,23	15,58	4,53	7,74	0,13	9,87	6,95	0,33	3,09	0,07	1,14	99,79
1388	50,30	0,58	15,48	4,81	6,89	0,21	8,49	6,85	0,81	3,25	0,22	1,99	99,85

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1390	54,50	0,53	14,28	4,59	6,72	0,16	8,24	5,79	0,64	3,28	0,07	1,10	99,90
1397	58,34	0,49	15,62	3,22	5,21	0,15	7,48	4,58	0,61	3,23	0,10	0,86	99,89
1401	64,80	0,38	15,82	1,08	3,30	0,08	3,88	1,66	1,79	5,09	0,12	1,76	99,82
1402	56,81	0,70	15,74	3,76	4,10	0,18	6,32	3,52	2,28	4,85	0,18	1,02	99,35
2850	76,30	0,08	13,71	0,62	0,54	0,03	2,68	0,90	0,60	3,81	0,08	0,56	99,91
2852	76,94	0,08	14,34	0,39	0,36	0,02	2,00	0,88	0,12	4,26	0,12	0,40	99,91
2858	79,09	0,05	12,50	0,46	0,36	0,02	1,61	0,95	0,33	4,07	0,06	0,42	99,42
1392	57,59	0,50	14,92	3,90	6,62	0,16	7,24	4,62	0,55	3,57	0,08	0,86	100,61
3005	74,84	0,56	12,57	1,06	2,89	0,05	0,49	1,22	1,21	1,56	0,15	1,82	99,42
3032	47,44	1,31	16,36	0,75	6,45	0,13	7,99	10,66	2,83	2,06	0,38	2,89	99,25
3036	58,10	0,55	16,65	1,63	0,36	0,04	7,26	5,90	2,05	5,47	0,41	1,32	99,74
3042	75,79	0,22	13,53	0,49	0,27	0,02	2,03	0,67	0,41	5,48	0,12	0,63	99,68
3048	72,97	0,07	15,42	1,06	0,36	0,03	1,78	0,38	1,25	5,53	0,12	0,97	99,94
3061	73,20	0,20	15,23	1,12	0,27	0,03	2,36	0,43	0,69	5,17	0,17	1,02	99,89
3070	73,47	0,15	15,24	0,41	0,36	0,02	2,10	0,96	0,18	6,12	0,09	0,82	99,92

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии.
Образцы: 1205-1282 - из массива Коменистая; 1302-1349 - из массива Бешты; 1380-1402 - из массива Коменитая; 2850-3070 - из массива Сзгимаз

Приложение 2. Химический состав (масс%) герцинской габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
185	61,20	0,50	17,00	1,40	4,80	0,14	5,50	2,50	2,20	3,50	0,25	0,70	99,55
186	64,00	0,45	16,00	1,00	4,00	0,17	4,90	2,40	2,50	3,00	0,15	0,80	99,37
194	62,80	0,50	17,10	1,40	4,20	0,20	5,60	2,30	1,20	3,20	0,15	1,00	99,65
252	58,60	0,53	17,85	2,80	3,50	0,08	7,82	1,19	2,00	3,20	0,37	1,78	99,54
344	47,85	0,82	17,61	3,97	8,05	0,06	8,53	5,81	1,90	3,00	0,27	1,81	99,68
396	62,92	0,72	16,25	1,72	5,04	0,72	4,76	0,87	2,00	3,60	0,20	1,48	100,12
427	64,80	0,39	15,13	1,49	4,55	0,25	5,32	1,83	2,50	2,60	0,19	0,90	99,97
431	63,02	0,38	16,32	2,49	3,36	0,10	4,99	2,55	1,60	3,00	0,30	1,76	99,97
433	60,45	0,49	17,57	1,41	4,76	0,12	5,98	2,72	2,20	3,00	0,20	1,03	99,93
436	62,90	0,37	15,98	1,72	4,76	0,09	5,21	1,91	2,20	3,50	0,20	1,13	99,97
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**

448	64,41	0,63	14,79	2,17	3,92	0,12	4,99	1,59	2,30	3,00	0,40	1,45	99,67
470	57,57	0,90	18,12	2,95	4,34	0,13	5,98	2,63	1,40	3,20	0,35	2,30	100,03
482	64,78	0,49	15,13	0,47	3,50	0,19	3,55	1,55	2,60	3,60	0,20	1,09	100,17
492	68,10	0,40	15,30	0,86	2,87	0,20	0,51	0,51	3,00	3,00	0,25	1,23	99,57
440	54,05	0,83	17,17	2,80	6,16	0,18	7,67	4,38	2,10	2,50	0,35	1,85	99,04
513	69,92	0,37	14,35	1,55	2,52	0,18	3,10	1,03	3,40	2,40	0,20	0,86	99,98
521	66,45	0,43	15,47	2,48	2,66	0,16	3,88	1,21	2,50	2,50	0,27	1,75	99,74
494	64,60	0,37	18,02	2,32	1,40	0,17	3,43	0,71	3,10	5,00	0,10	0,62	99,81
550	70,23	0,36	14,11	1,09	2,94	0,19	3,88	0,47	3,70	2,00	0,10	0,88	99,88
743	61,38	0,82	16,32	2,88	4,27	0,12	5,32	2,71	2,20	2,00	0,30	1,58	99,90
789	68,28	0,42	14,78	0,63	3,92	0,20	3,77	1,19	3,70	1,90	0,10	1,18	100,07
795	59,73	0,60	18,19	0,22	5,80	0,07	6,76	2,31	2,60	1,40	0,38	1,47	99,53
798	63,46	0,78	16,15	1,79	4,27	0,09	5,54	2,31	2,00	2,00	0,26	1,31	99,96
799	60,85	0,78	17,51	2,33	4,34	0,13	5,54	2,71	2,00	2,30	0,25	1,52	100,28
800	58,43	0,62	16,15	2,93	5,63	0,08	6,84	3,82	1,50	2,00	0,22	1,38	99,50
1426	49,93	0,84	14,30	5,86	5,43	0,44	10,25	6,91	1,04	2,65	0,39	1,49	99,53
1451	65,37	0,76	16,56	2,10	3,61	0,19	2,41	2,57	2,97	1,79	0,31	1,05	99,69
1456	50,73	0,94	15,60	3,89	7,44	0,47	8,83	5,89	1,88	2,85	0,27	1,12	100,11
1460	51,72	1,07	16,15	3,79	6,07	0,19	7,47	5,95	2,09	2,92	0,33	1,52	99,32
2704	68,25	0,36	15,11	3,99	0,00	0,08	3,84	1,19	1,87	3,71	0,08	1,12	99,60
2706	67,46	0,51	15,35	3,82	0,63	0,08	3,38	1,68	2,98	3,14	0,02	0,78	99,83
2708	71,21	0,08	16,66	0,81	0,34	0,03	0,71	0,80	4,29	4,11	0,06	0,78	99,88
2710	52,45	0,81	13,51	3,96	5,92	0,34	7,87	9,11	1,84	2,75	0,04	1,25	99,85
2711	68,59	0,47	14,84	2,70	1,00	0,07	2,69	1,55	4,23	3,09	0,02	0,58	99,83
2713	56,11	1,11	16,31	5,04	3,72	0,22	6,77	3,98	2,54	2,99	0,06	0,86	99,71
2714	72,98	0,06	14,85	1,06	0,00	0,03	0,64	0,63	6,57	2,70	0,02	0,46	99,37
2715	68,15	0,39	14,49	3,32	0,88	0,12	2,36	1,48	4,53	2,45	0,04	1,04	99,45
2716	68,75	0,79	14,49	3,32	0,88	0,12	2,36	1,48	4,55	2,45	0,04	1,04	100,27
2709	69,19	0,42	14,77	1,79	1,46	0,07	2,66	1,26	4,07	3,37	0,02	0,80	99,88
2719	74,82	0,28	10,97	3,05	0,00	0,03	2,81	0,79	2,81	3,27	0,04	1,04	99,87
2721	63,88	0,84	15,74	3,85	2,17	0,12	4,01	2,91	2,41	3,14	0,10	1,10	100,27
2733	63,97	0,71	15,29	5,69	0,00	0,10	3,56	3,14	2,76	3,37	0,40	0,80	99,79
2734	55,60	0,98	15,93	5,79	3,03	0,17	6,15	5,01	2,86	3,03	0,08	1,16	99,79
2736	65,09	0,70	15,89	4,34	0,77	0,09	3,01	1,54	3,80	3,16	0,14	1,26	99,79
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
2740	66,64	0,56	15,56	2,63	2,03	0,10	3,29	1,50	3,70	3,31	0,00	0,48	99,80

2744	64,40	0,67	16,012	3,21	2,07	0,09	3,25	2,03	4,30	3,30	0,02	0,42	99,77
2748	73,81	0,30	12,56	2,30	0,00	0,03	3,09	2,45	1,90	2,57	0,06	0,82	99,89
2751	53,01	1,01	16,64	6,08	4,26	0,12	6,19	5,47	1,31	1,94	0,16	3,74	99,93
2739	59,07	1,03	16,79	3,80	3,52	0,14	5,54	2,81	3,12	3,16	0,04	0,60	99,62
2754	67,56	0,45	15,08	3,82	0,00	0,07	3,75	1,33	2,79	3,75	0,08	1,08	99,76
2755	62,83	0,84	15,89	3,81	2,24	0,12	3,97	3,07	2,30	3,54	0,00	1,16	99,77
2841	64,96	0,98	15,41	2,17	3,25	0,09	3,67	2,56	2,01	2,79	0,06	1,91	99,86
2890	50,36	1,11	15,91	5,59	4,43	0,18	8,53	7,48	2,23	2,98	0,08	0,76	99,64
2892	69,63	0,71	15,72	1,19	2,53	0,06	1,54	1,67	0,98	5,00	0,08	0,64	99,75
2895	74,25	0,28	12,38	1,30	0,90	0,06	0,83	0,95	4,46	2,94	0,12	1,40	99,90
2901	68,03	0,68	14,45	1,24	2,71	0,06	2,29	1,79	4,85	3,19	0,12	0,32	99,73
2904	71,32	0,06	18,10	0,77	0,18	0,03	0,40	0,83	3,39	3,92	0,12	0,72	99,78
3007	56,37	1,36	15,95	3,25	5,43	0,18	5,46	4,80	2,76	1,94	0,45	1,63	99,58
3008	71,03	0,11	15,78	1,14	1,08	0,07	0,77	0,38	4,89	3,75	0,21	0,58	99,79
2752	62,26	0,66	16,82	3,26	2,62	0,08	2,66	2,61	3,87	1,98	0,10	2,59	99,51
3010	71,43	0,29	14,98	1,15	1,08	0,05	0,95	0,52	4,76	3,75	0,27	0,52	99,75
3012	46,42	2,46	17,40	1,79	5,23	0,18	11,97	7,76	1,14	2,83	0,42	1,72	99,28
3014	61,71	1,01	16,59	2,09	4,34	0,12	2,79	2,89	3,29	3,56	0,37	0,99	99,75
3017	69,31	0,61	14,74	2,64	1,44	0,09	2,53	1,28	2,11	4,17	0,18	0,63	99,73
3222	60,86	0,89	16,83	2,56	3,43	0,12	4,61	2,98	2,05	3,34	0,23	0,92	99,76
3228	63,33	0,59	15,34	1,68	4,12	0,11	4,11	2,43	2,79	3,93	0,18	0,73	99,81
3616	72,77	0,24	16,20	0,99	0,90	0,03	1,53	0,55	3,48	3,48	0,80	0,92	99,76
3618	55,40	1,02	14,87	2,33	5,43	0,17	8,05	6,88	0,75	3,41	0,08	1,45	99,82
3619	70,06	0,36	16,16	0,75	1,98	0,05	1,27	1,23	3,62	3,58	0,04	0,80	99,65
3673	69,76	0,42	15,50	1,04	2,17	0,06	2,55	0,95	3,23	3,45	0,04	1,23	99,77
3674	54,88	1,12	18,12	4,45	3,43	0,15	6,74	4,51	1,93	3,60	0,08	0,64	99,65
3675	67,82	0,44	15,99	1,16	1,80	0,06	2,44	1,32	3,54	3,62	0,32	1,32	99,83
3679	71,40	0,08	16,44	0,48	1,35	0,09	0,80	0,78	4,59	3,22	0,12	0,56	99,91
3680	69,06	0,11	16,82	0,23	0,90	0,03	0,49	0,92	7,20	2,58	0,12	1,28	99,74
3682	62,97	0,94	18,10	1,91	5,80	0,13	0,44	2,49	3,45	0,71	0,08	2,78	99,80
3685	51,07	1,04	17,08	4,63	4,70	0,22	7,87	5,52	2,13	3,20	0,08	2,17	99,71
3687	70,60	0,21	17,14	0,69	1,08	0,04	0,85	0,61	4,21	3,40	0,04	0,96	93,83
3690	69,13	0,54	14,99	1,32	1,98	0,09	2,11	1,81	3,24	3,48	0,04	1,12	99,85
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
4005	56,22	0,31	21,34	2,36	1,65	0,05	5,40	2,73	0,93	7,10	0,40	1,24	100,83
3229	52,79	0,79	16,28	4,20	8,18	0,61	8,61	6,05	2,11	2,77	0,12	0,80	99,85

4007	66,08	0,26	17,15	0,30	2,22	0,07	4,41	1,65	2,07	4,25	0,24	1,12	100,14
4008	60,63	0,80	17,00	1,74	2,70	0,07	6,65	3,14	0,66	3,80	0,10	1,02	99,39
4002	66,14	0,38	16,92	0,33	1,82	0,05	4,65	1,08	1,62	5,05	0,32	0,91	100,43
4015	67,16	0,34	15,06	1,72	0,80	0,06	3,49	1,22	2,65	3,69	0,80	1,23	100,25
4025	53,10	0,48	22,73	1,00	1,29	0,05	12,17	1,94	0,15	4,92	0,60	0,96	100,07
4055	59,82	0,40	19,21	1,65	5,18	0,08	6,72	0,72	1,40	1,10	0,11	1,45	99,05
4058	65,55	0,31	15,64	0,80	6,05	0,07	1,40	1,87	2,16	3,80	0,14	0,04	99,80
4075	73,59	0,33	13,44	0,63	2,59	0,02	0,98	0,55	3,60	3,46	0,05	0,55	99,55
4079	73,19	0,27	13,44	0,08	2,80	0,02	0,74	0,44	4,54	3,80	0,05	0,23	99,76
4081	69,11	0,46	16,00	0,20	3,45	0,04	1,79	0,73	3,00	4,70	0,10	0,56	100,36
4085	72,97	0,27	13,74	0,03	2,70	0,02	1,75	0,41	2,50	4,20	0,08	0,42	99,66
44	56,46	0,84	18,71	0,18	7,77	0,10	5,34	3,02	2,64	3,00	0,10	0,34	99,99
71	61,29	0,56	18,03	0,59	5,33	0,10	5,29	2,11	1,32	3,46	0,11	1,25	99,48
1096	58,30	0,72	18,19	0,51	6,48	0,10	6,09	2,68	1,32	3,00	0,12	1,11	99,14
193-6	60,97	0,31	15,85	3,00	3,81	0,25	5,59	3,01	1,00	3,35	0,22	2,28	99,64
172-6	73,65	0,05	14,81	0,81	0,14	0,03	1,11	0,32	3,50	4,60	0,04	1,08	100,14
160-6	73,00	0,05	15,28	1,05	0,36	0,10	1.34	0,24	2,50	5,70	0,14	0,54	100,32
169-6	74,62	0,05	14,34	0,58	0,20	0,07	1,14	0,16	3,30	4,80	0,07	0,55	99,88
170-6	73,09	0,05	15,11	1,05	0,36	0,07	1,04	0,32	2,80	5,50	0,53	0,21	100,13
192-6	73,08	0,62	13,12	0,94	2,02	0,07	2,45	1,26	0,80	4,40	0,20	1,40	100,38
177-6	74,08	-	13,28	1,11	0,36	0,07	1,01	0,12	2,60	6,70	0,20	0,02	99,55

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии.

Образцы: 185-194 - из района Марухского перевала; 252-1460 - из Сакенского интрузива; 2704-2755 - из Дарьяльского массива; 2890-2904 - из Касарского массива; 3007-3690 - из Шхарского массива; 3222-3229 - из ущ. р.Черек Безенгинского; 3616-3619 - из ущ.р.Местиачала; 4002-4085 - из Адайхохского массива; 44-1096 - из Адайхохского массива (анализы взяты из отчёта 1962 года Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили и О.З.Дудаури); 193-6, 177-6 - из Пшихского массива (анализы взяты из монографии Д.М.Шенгелиа, 1972).

Приложение 3. Химический состав (масс%) герцинский плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа

№	SiO_2	TiO_2	Al_20_3	Fe_20_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
Мигматиты													
39	75,91	0,62	11,2	0,93	3,96	0,13	0,58	1,18	2,28	1,51	0,04	1,52	99,88
42	72,65	0,34	12,58	1,40	4,14	0,11	0,58	2,19	2,46	0,79	0,37	2,25	99,86
66	58,60	0,80	14,96	3,23	5,04	0,13	1,99	3,61	6,48	2,29	0,31	2,43	99,92
77	63,91	0,28	14,45	2,50	4,50	0,28	2,10	2,60	4,80	1,94	0,38	2,17	99,89
169	89,84	0,36	13,60	1,88	3,60	0,10	2,00	2,20	2,34	3,11	0,28	0,44	99,75
113	70,50	0,29	14,45	1,49	1,98	0,10	3,06	1,18	3,57	2,47	0,24	0,32	99,65
115	71,22	0,36	14,28	1,32	1,98	-	3,18	1,52	1,31	3,14	0,38	0,98	98,67
240	68,50	0,35	14,50	0,20	4,60	0,14	3,30	1,70	1,70	4,10	0,20	0,40	99,69
248	67,38	0,38	13,60	1,05	5,00	0,14	2,20	2,70	3,00	3,00	0,28	0,92	99,57
249	60,00	0,45	18,60	1,70	5,50	0,14	1,45	2,00	4,20	1,70	0,17	3,68	99,17
265	52,75	0,79	17,17	0,73	5,81	0,10	1,60	1,95	5,20	1,20	0,44	0,27	100,00
298	72,40	0,18	11,56	0,90	2,44	0,07	1,03	3,60	6,00	2,20	0,44	0,64	99,77
307	59,80	1,20	20,70	1,15	5,58	0,29	1,26	2,60	4,30	1,90	0,32	1,00	99,21
319	65,90	0,28	14,60	1,10	4,80	0,14	2,10	2,50	3,00	2,90	0,20	2,14	99,62
338	63,40	0,48	19,40	1,60	5,60	0,21	1,23	0,24	4,20	1,70	0,25	2,13	99,84
351	75,02	0,10	13,50	0,30	1,94	0,06	1,54	0,86	1,00	4,00	0,27	1,26	99,85
373	62,92	1,05	17,43	2,49	5,79	0,20	1,00	3,10	1,58	3,50	0,50	0,26	99,84
300	75,30	0,28	11,22	0,90	1,32	0,07	1,12	1,80	4,4	1,54	0,40	0,84	99,19
928	68,40	0,35	14,90	1,04	1,26	0,12	0,48	1,88	4,22	4,00	0,32	1,44	99,21
966	60,20	0,95	16,12	0,36	8,44	0,62	1,95	3,25	1,56	2,62	0,58	2,30	99,59
2012	53,40	1,05	21,85	2,27	7,05	0,07	1,29	5,53	3,64	2,19	0,10	1,00	99,44
2020	64,88	1,17	17,38	2,19	4,16	0,06	0,80	2,42	3,87	1,91	0,20	0,84	99,84
2024	52,24	1,33	21,52	2,64	6,16	0,06	1,69	5,56	3,71	2,82	0,16	1,81	99,70
2036	57,23	1,29	17,29	5,95	2,19	0,08	3,88	3,71	3,90	2,97	0,18	0,88	99,55
2047	66,44	0,58	15,53	2,00	4,32	0,17	1,29	2,49	3,76	2,03	0,10	1,04	99,75
2083	66,08	0,48	15,34	1,39	3,78	0,07	2,02	2,97	2,62	3,81	0,11	1,15	99,89
2116	69,32	0,56	15,26	0,71	3,98	0,05	1,20	1,69	2,40	3,14	0,22	1,39	99,92
2391	65,34	0,96	15,53	1,17	5,17	0,07	1,62	2,62	3,12	3,72	0,12	0,49	99,91
2154	64,98	0,75	16,47	2,09	3,61	0,07	1,42	2,63	3,38	2,74	0,16	1,33	99,30
2343	70,40	0,33	15,25	1,12	1,97	0,07	2,45	1,05	2,97	3,27	0,16	0,88	99,92

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
2371	57,40	1,01	15,60	2,10	5,37	0.24	6,09	4,42	0,80	3,72	0,30	1,80	99,95
2406	64,45	0,97	15,77	0,76	4,70	0,09	3,82	2,42	2,63	3,39	0,04	0,68	99,72
2432	58,61	0,97	16,88	2,63	4,01	0,15	5,41	4,00	2,75	2,97	0,22	1,19	99,79
2444	67,33	0,50	16,28	1,58	1,54	0,05	1,26	1,13	6,13	3,18	0,30	0,62	99,90
2480	69,57	0,41	15,90	0,88	1,63	0,05	0,52	1,43	6,88	1,63	0,02	0,94	99,86
2486	62,04	1,07	18,07	2,16	4,67	0,18	0,81	2,68	4,68	2,42	0,08	0,97	99,83
2510	76,11	0,32	12,13	0,79	2,04	0,11	1,47	1,26	1,72	3,20	0,04	0,80	99,99
3557	72,18	0,22	17,06	1,28	2,26	0,05	1,09	0,84	1,12	2,43	0,12	1,12	99,77
2151	58,97	1,05	18,02	3,07	5,61	0,09	1,28	4,05	3,98	2,33	0,16	1,25	99,86
3567	63,44	0,67	18,54	1,60	3,61	0,18	0,81	1,54	3,60	3,21	0,20	2,41	99,81
Плагиогнейсы и плагиограниты													
33	67,09	0,70	14,09	0,76	4,86	0,11	3,74	2,44	1,77	2,70	0,08	1,48	99,82
176	71,50	0,23	15,30	0,30	2,80	0,14	1,30	1,00	1,70	2,70	0,15	1,70	99,49
180	72,40	0,17	14,50	0,30	2,40	0,11	2,70	0,70	0,60	5,40	0,20	0,20	99,68
184	73,00	0,17	14,00	0,30	2,50	0,14	2,00	3,10	0,70	2,80	0,20	0,20	99,59
305	75,28	0,25	13,94	0,60	0,18	0,01	1,40	0,88	1,30	4,60	0,34	0,44	99,24
325	67,20	0,33	14,60	1,20	4,00	0,10	3,70	1,50	2,00	3,20	0,30	1,70	99,84
344	73,50	0,15	14,96	0,45	1,20	0,03	4,00	0,40	1,00	3,80	0,18	0,32	100,00
353	74,77	0,25	13,76	0,36	0,51	0,04	3,07	0,60	1,00	4,50	0,15	0,48	99,49
984	75,80	0,05	14,36	0,24	0,36	0,02	0,96	0,87	1,40	4,50	0,26	0,42	99,25
2039	71,51	0,38	14,81	0,73	2,02	0,05	1,61	0,60	1,56	3,99	0,07	1,26	99,66
2043	67,61	0,63	15,93	1,03	3,07	0,06	2,63	1,00	1,96	4,05	0,19	1,10	99,26
2067	67,28	0,40	16,26	1,46	1,80	0,03	3,30	1,15	1,68	4,56	0,20	1,20	99,32
2071	64,46	0,74	16,61	2,48	2,81	0,06	5,00	1,43	1,74	3,10	0,13	0,11	99,67
2076	62,78	0,83	17,10	1,14	4,12	0,05	4,01	2,11	1,53	3,66	0,26	2,11	99,70
2109	70,36	0,25	15,74	0,60	1,94	0,19	2,14	0,49	2,88	4,11	0,08	1,14	99,92
2122	74,26	0,10	15,03	1,15	0,00	0,02	1,02	0,26	1,14	5,96	0,14	0,74	99,82
2205	70,31	0,42	15,37	0,63	2,49	0,05	2,01	1,02	0,99	5,16	0,14	1,10	99,69
2206	71,78	0,56	14,14	0,42	2,62	0,04	2,15	0,70	1,81	4,24	0,13	0,83	99,42
350	75,05	0,10	13,50	0,30	1,94	0,06	1,54	0,86	1,00	4,00	0,27	1,26	99,88
2374	63,14	1,10	18,36	1,39	4,31	0,82	1,81	3,08	1,93	2,42	0,22	1,07	99,65
2408	62,93	0,84	17,26	2,95	0,24	0,11	4,43	2,89	2,41	2,75	0,31	0,62	99,64
2426	72,49	0,17	16,57	1,08	0,00	0,03	1,11	0,39	1,21	6,03	0,10	0,66	99,84
2473	68,24	0,55	15,50	0,45	3,18	0,04	1,82	2,15	2,98	4,06	0,06	0,86	99,89
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**

2510	76,11	0,32	12,13	0,79	2,04	0,11	1,47	1,26	1,72	3,20	0,04	0,80	99,99
2611	76,35	0,32	12,51	2,46	0,00	0,03	1,77	0,65	1,70	3,76	0,02	0,34	99,91
3201	73,19	0,52	12,99	1,30	2,35	0,06	3,03	1,13	1,52	3,31	0,03	0,37	99,80
3202	70,32	0,38	15,83	2,15	1,08	0,05	1,86	1,03	1,79	4,21	0,17	0,65	99,52
3560	74,09	0,14	12,17	0,74	0,72	0,03	2,03	0,51	1,32	3,51	0,16	2,48	99,88
2587	63,03	1,07	16,07	2,03	4,41	0,14	4,64	5,25	1,59	2,73	0,02	2,71	99,99
Микроклиновые порфиробластовые граниты													
37	73,55	0,20	12,75	1,26	1,26	0,05	1,75	1,00	4,04	2,77	0,06	1,00	99,94
46	72,91	-	12,41	1,36	0,72	0,02	1,64	0,92	5,28	3,59	0,17	0,82	99,85
54	72,02	0.10	13,43	0,70	1,62	0,03	0,93	1,00	5,28	4,06	0,06	0,58	99,86
64	72,85	0,24	12,75	0,56	1,53	0,05	1,68	0,75	5,04	3,98	0,05	0,75	99,83
106	75,48	-	12,56	0,48	1,08	0,03	0,83	0	6,60	2,46	-	0,40	99,85
130	73,64	-	13,26	0,78	1,26	-	1,77	1,18	4,92	2,47	0,04	0,60	99,92
131	75,47	0,05	13,10	0,35	0,45	-	0,52	0,40	6,42	2,32	0,27	0,25	99,06
167	74,29	0,08	14,11	0,42	0,54	-	0,23	0,17	5,70	2,19	0,50	0,94	99,78
172	71,37	0,09	13,94	0,44	1,62	0,02	1,82	0,44	5,76	3,15	0,47	0,61	99,71
174	72,75	0,98	14,14	1,08	1,08	0,02	1,25	0,60	4,15	3,48	0,58	0,83	99,77
223	73,90	0,07	13,53	0,35	0,90	0,02	1,12	0,26	5,12	3,31	0,36	0,70	99,69
286	71,00	0,25	14,62	0,25	1,79	0,03	1,49	0,81	5,30	3,50	0,16	0,56	99,76
335	73,00	0,17	14,37	0,14	0,17	0,07	1,40	0,24	5,70	2,90	0,20	0,90	99,77
360	71,62	0,22	13,45	0,44	1,86	0,06	2,32	0,70	4,00	4,00	0,25	0,75	99,67
832	71,00	0,86	14,10	0,54	1,33	0,03	0,54	1,15	6,20	2,60	0,40	0,52	99,27
845	70,28	0,20	14,10	0,27	1,30	0,02	1,55	1,40	5,70	2,80	0,42	0,92	99,38
870	70,16	0,35	13,60	1,08	2,00	0,07	2,52	1,80	3,46	3,21	0,36	1,20	99,81
940	75,20	0,10	13,95	0,27	0,50	0,53	0,20	0,10	4,62	3,82	0,18	0,62	99,59
953	78,40	0,05	10,90	0,18	0,57	0,01	0,46	0,65	6,45	1,32	0,36	0,24	99,75
973	72,14	0,09	13,42	0,36	0,75	0,01	0,64	0,95	6,80	2,35	0,28	1,44	99,87
997	74,66	0,15	12,60	0,13	1,29	0,03	1,11	0,47	4,40	4,00	0,44	0,56	99,87
1000	73,00	0,15	13,60	0,61	1,00	0,10	1,76	0,47	4,00	4,00	0,38	0,68	99,75
2033	75,22	0,09	13,37	0,09	1,28	0,02	0,77	0,24	5,48	3,07	0,05	0,18	99,86
2034	69,05	0,33	15,80	0,45	3,01	0,04	2,01	0,54	5,24	3,38	0,15	0,55	100,55
2038	67,96	0,43	15,88	1,01	2,37	0,05	2,27	0,98	3,33	3,99	0,20	1,05	99,62
2040	69,68	0,44	14,69	0,86	2,42	0,05	2,25	0,92	4,61	3,06	0,05	0,60	99,63
2063	69,65	0,46	14,86	1,26	2,03	0,05	2,01	1,22	3,12	3,81	0,12	1,24	99,73
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
2068	70,64	0,21	15,51	1,70	0,50	0,03	0,92	0,62	4,28	4,07	0,20	0,96	99,64

2072	70,37	0,19	15,39	1,63	0,18	0,02	1,03	0,39	5,49	3,72	0,22	0,98	99,61
2075	68,52	0,30	16,95	0,96	1,66	0,04	1,39	0,59	2,35	5,62	0,23	1,21	99,82
2070	68,72	0,44	15,25	2,10	1,62	0,06	1,47	1,10	3,24	3,67	0,24	1,52	99,43
2077	71,75	0,18	14,98	1,13	0,54	0,02	0,75	0,37	5,61	3,56	0,24	0,68	99,81
2078	70,55	0,21	15,95	1,26	0,64	0,03	0,69	0,57	4,02	4,78	0,16	0,96	99,82
2086	69,26	0,45	15,30	1,09	1,98	0,04	1,51	0,92	3,15	4,84	0,16	1,12	99,82
2087	69,62	0,27	15,76	0,95	1,58	0,04	2,13	0,64	3,63	4,08	0,16	0,96	99,82
2088	70,59	0,28	15,21	1,29	1,44	0,05	2,50	0,49	2,99	4,47	0,16	0,32	99,79
2095	63,38	0,74	16,55	2,07	3,75	0,07	4,05	1,69	3,65	2,79	0,15	0,67	99,56
2105	69,88	0,37	15,20	1,03	1,98	0,03	1,89	0,35	3,55	4,08	0,24	0,76	99,87
2185	72,33	0,36	13,52	2,38	0,54	0,04	1,67	0,60	4,25	2,25	0,10	1,42	99,46
2407	74,70	0,17	13,62	1,47	0,00	0,03	0,30	0,81	5,13	2,49	0,20	0,52	99,93
2444	68,33	0,50	16,28	1,58	2,54	0,05	1,26	1,13	5,13	3,18	0,30	0,62	99,90
2450	62,72	0,76	16,84	1,80	2,68	0,10	2,86	2,36	5,06	3,52	0,28	0,52	99,67
2472	69,61	0,33	16,78	2,30	0,00	0,04	0,74	0,99	5,69	2,64	0,08	0,64	99,84
2479	71,83	0,18	16,48	0,74	0,52	0,02	0,74	0,66	4,88	3,26	0,12	0,44	99,87
2480	69,57	0,41	15,90	0,88	1,63	0,05	0,52	1,43	6,88	1,63	0,02	0,94	99,86
2496	67,36	0,28	15,35	1,65	2,38	0,04	1,64	1,21	5,54	2,81	0,00	1,01	99,27
2517	70,18	0,14	15,80	0,95	0,30	0,02	0,55	0,71	8,18	2,06	0,18	0,62	99,69
2518	67,81	0,44	16,97	0,99	1,49	0,04	0,95	1,11	5,79	3,07	0,10	0,86	99,67
2559	70,05	0,33	16,12	2,30	0,00	0,03	1,23	0,93	5,72	2,53	0,08	0,56	99,88
2596	71,00	0,23	16,46	1,95	0,00	0,05	1,09	0,77	3,56	3,56	0,02	0,78	99,26
2602	69,68	0,40	16,27	2,17	0,36	0,02	1,11	0,85	5,24	2,91	0,04	0,72	99,77
2487	71,21	0,79	17,24	0,96	0,00	0,03	0,49	0,71	5,58	2,72	0,00	0,80	100,53
2934	72,48	0,17	14,33	1,33	0,18	0,04	0,71	0,78	5,54	2,95	0,18	0,98	99,67
3095	67,63	0,77	15,83	2,78	0,90	0,07	1,85	1,56	4,56	3.23	0,10	0,58	99,86
3100	70,48	0,16	17,39	0,81	0,54	0,04	0,86	0,90	4,72	3,14	0,16	0,73	99,93
3234	73,35	0,45	14,25	0,68	1,62	1,62	0,40	0,58	3,43	2,95	0,15	0,49	99,81
3540	71,61	0,25	15,91	0,87	0,90	0,04	0,84	0,63	5,12	2,68	0,08	0,92	99,85
3548	69,96	0,18	17,14	1,15	0,36	0,04	0,73	0,55	5,24	3,24	0,16	1,08	99,83
3605	72,02	0,33	15,12	0,85	1,53	0,07	1,24	0,60	4,25	3,17	0,12	0,56	99,86
3611	68,76	0,49	16,34	1,35	1,44	0,05	0,76	1,15	5,50	2,70	0,08	1,08	99,70

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии
Образцы:

Мигматиты: 39-77 - с южного склона Клухорского перевала; 109-115 - с южного склона Нахарского перевала; 240-249 - с южного склона Марухского перевала; 265-273 - из ущ.р. Сакени; 928-966 - из ущ. р.Гвандра; 2012-2047 - из ущ.р.Узункол; 2083 - из ущ.р. Нахар; 2116 - из южного склона Нахарского перевала; 2151-2154 - из ущ. р. Кубан; 2343-2444 - из ущ. р. Даут; 2480-2510 - из ущ. р. Нахар; 3557-3567 - из ущ. р. Ненскра;

Плагиогнейсы и плагиограниты: 33- с южного склона Клухорского перевала; 179-184 - с южного склона Нахарского перевала; 305-357 - из ущ. р. Сакен; 984 - из ущ. р. Гвандра; 2039-2043 - из ущ. р. Узункол; 2067-2076 - из ущ. р. Нахар; 2109 - из истоков р. Нахар; 2122 - из ущ.р. Кубан; 2205-2206 - из ущ. р. Шхелда; 2374-2426 - из ущ. р. Дауд; 2473 -2510 - из ущ. р. Нахар; 2587 - с южного склона Клухорского перевала; 2611- из ущ. р. Улу-Муруджу; 3201-3202 - из ущ. Черек Безенгиского; 3560 - из ущ. р. Цхвандир;

Микроклинизированные порфиробластовые граниты: 37-64 - с южного склона Клухорского перевала; 106-223 - с южного склона Нахарского перевала; 167-174 - из Ацгарского тектонического клина; 286-360 - из ущ. р. Сакени; 832-1001 - из ущ. р. Гвандра; 2033-2040 - из ущ. р. Узункол; 2068-2078 - из ущ. р. Нахар; 2086-2105 - из северного склона Нахарского перевала; 2185- из ущ. р. Ирик; 2407-2450 - из ущ. р. Дауд; 2472-2518 - из ущ. р. Нахар; 2559 - из ущ. р. Джалпакол; 2596 - с южного склона Клухорского перевала; 2602 - из ущ.р. Муруджу; 2934-2941 - из ущ. р. Садон; 3095-3100 - из ущ. р. Твибери; 3234 - из ущ. р. Твибер; 3540-3548 - из ущ. р. Ненскра; 3605-3611 - из ущ. р. Местиачала.

Приложение 4. Химический состав (масс%) позднекаледонских гранитогнейсов Большого Кавказа

№	SiO_2	TiO_2	Al_20_3	Fe_20_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
2094	67,86	0,32	16,45	0,97	2,35	0,04	1,42	1,38	3,76	3,83	0,24	1,24	99,86
2129	62,51	0,68	17,75	2,29	2,35	0,03	0,83	3,28	3,96	4,13	0,24	1,84	99,89
2154	64,98	0,75	16,47	2,09	3,61	0,07	1,42	2,63	3,38	2,74	0,16	1,33	99,63
2203	67,77	0,59	15,36	1,13	3,26	0,05	3,09	1,25	3,51	2,87	0,15	0,72	99,75
2204	68,27	0,63	15,40	0,52	4,03	0,05	2,33	1,31	2,27	4,34	0,05	0,57	99,77
2217	63,25	0,57	16,23	1,27	4,84	0,11	1,03	3,42	2,42	4,22	0,23	2,20	100,02
2219	64,46	0,63	16,24	4,63	0,63	0,09	3,61	1,64	0,57	4,22	0,23	1,34	99,93
2220	69,58	0,40	15,07	1,84	1,80	0.05	1,26	0,77	2,87	5,12	0,10	0,86	99,72
2355	69,41	0,39	16,78	0,42	2,20	0,05	1,12	1,05	5,04	2,96	0,14	0,26	99,82
2374	59,14	1,10	18,36	1,39	7,31	0,29	1,81	3,08	2,93	2,42	0,22	1,07	99,12
2395	73,32	0,30	15,32	0,58	1,30	0,03	1,39	0,82	2,24	3,67	0,12	0,80	99,89
2488	62,93	0,11	17,26	2,95	0,24	0,20	4,43	2,89	2,91	3,15	0,31	0,62	99,78
2436	66,27	0,88	17,17	0,50	4,71	0,09	0,45	2,24	3,69	1,89	0,24	1,78	99,91
2572	71,37	0,33	16,10	1,64	0,75	0,04	1,91	0,59	2,52	4,24	0,08	0,36	99,82
2616	70,68	0,82	14,66	0,74	4,01	0,11	0,97	1,89	2,56	2,39	0,06	0,98	99,87
2801	70,07	0,39	14,69	1,45	1,62	0,07	1,66	1,67	4,32	2,60	0,06	0,46	99,06
2806	67,40	0,62	15,40	2,12	2,17	0,07	1,96	1,61	3,24	3,03	0,14	1,26	99,02
2818	70,04	0,40	15,90	1,79	0,72	0,05	0,32	1,24	5,19	2,81	0,16	1,12	99,74

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии.

Образцы: 2094-2154 - из ущ. р. Нахар; 2203-2220 - из ущ. р. Шхелда; 2355-2436 - из ущ. р. Дауд; 2572 - из ущ. р. Шхелда; 2616 - из ущ. р. Улу-муружу; 2801-2818 - из ущ. р. Накра.

Приложение 5. Химический состав (масс%) герцинской гранодиорит-аляскитовой серии Большого Кавказа

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	Сумма
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
56	72,21	0,24	13,26	1,13	1,53	-	2,34	1,34	2,34	4,45	0,05	0,89	99,88
75	73,36	0,15	12,58	0,91	4,32	0,11	2,24	-	2,46	3,37	0,12	0,32	99,82
116	70,70	0,20	14,79	1,96	1,26	0,08	3,06	1,18	3,86	2,32	0,24	0,28	99,93
156	73,65	0,07	13,60	0,35	1,08	0,03	1,39	0,45	3,80	3,13	0,64	1,86	100,05
164	72,40	0,10	13,60	1,61	1,44	0,08	2,12	0,50	2,40	3,91	0,45	1,57	99,84
165	72,84	0,09	13,60	1,33	1,08	1,80	1,80	0,50	3,26	3,58	0,46	1,22	99,90
266	73,30	0,08	14,11	0,25	1,07	0,38	1,38	0,48	4,80	3,50	0,45	0,16	99,71
269	71,25	0,30	14,45	0,10	1,65	0,12	1,60	0,89	3,40	5,10	0,11	0,84	99,83
280	71,45	0,30	13,97	0,12	0,62	0,06	2,26	1,37	4,40	3,00	0,12	1,18	99,73
329	69,80	0,20	15,50	0,45	2,20	0,20	2,80	0,80	3,60	3,10	0,20	0,80	99,65
354	69,05	0,45	14,45	0,40	3,59	-	2,09	1,49	4,20	3,20	0,30	0,50	99,72
359	69,12	0,36	15,50	1,20	2,65	-	3,84	0,78	3,00	3,00	0,24	0,22	99,91
360	70,10	0,18	15,12	0,90	1,66	0,20	1,96	1,40	4,20	4,30	0,32	0,52	99,88
853	70,26	0,35	13,92	0,73	2,35	0,15	1,20	1,80	3,30	3,00	0,46	1,80	99,33
899	71,00	0,20	14,82	0,36	0,90	0,20	1,96	1,40	4,56	4,10	0,16	1,12	99,78
849	71,16	-	13,94	0,36	1,60	0,02	1,12	1,32	3,30	5,30	0,26	0,80	99,30
920	73,00	0,20	13,60	0,27	0,50	0,08	0,84	0,68	3,70	3,10	0,30	0,90	100,27
955	71,40	0,18	13,83	0,36	1,83	0,10	0,79	0,88	4,60	2,90	0,38	1,50	99,87
962	72,20	0,29	14,53	0,80	1,08	0,10	1,49	0,95	3,28	2,88	0,32	1,24	99,53
1021	73,60	0,13	13,29	0,27	1,01	0,15	1,23	1,08	4,48	3,60	0,32	1,04	99,22
2005	71,21	0,25	15,04	1,44	1,06	0,04	2,14	0,56	3,10	3,99	0,09	0,87	99,79
2006	71,53	0,23	15,20	1,42	0,72	0,03	1,75	0,47	3,82	3,92	0,20	0,44	99,29
2007	71,70	0,25	15,02	0,79	1,40	0,03	1,67	0,43	4,14	3,41	0,13	0,80	99,77
2008	75,64	0,04	14,58	0,15	0,56	0,02	0,69	0,11	1,85	5,92	0,05	0,44	100,05
2009	71,92	0,25	14,69	0,37	1,85	0,04	1,57	0,47	3,24	4,02	0,18	1,19	99,79
2011	70,56	0,24	15,94	1,11	1,26	0,02	0,32	0,58	5,01	3,47	0,24	0,96	99,98
2014	72,07	0,18	15,10	0,98	0,52	0,01	0,82	0,33	5,75	3,33	0,04	0,62	99,76
2019	70,51	0,31	15,27	0,80	1,46	0,02	1,00	0,66	5,85	2,76	0,05	0,90	99,59
2021	70,42	0,31	15,87	1,66	0,84	0,02	0,97	0,66	5,52	2,93	0,22	0,58	99,70
2049	72,30	0,31	14,50	0,61	1,80	0,02	1,77	0,55	4,50	3,04	0,10	0,38	99,88
2051	72,59	0,26	14,54	0,75	1,06	0,03	0,43	0,58	2,75	6,02	0,13	0,64	99,78
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**

2134	3,17	0,15	14,91	0,12	1,58	0,03	0,75	0,46	4,55	3,29	0,19	0,94	99,74
2136	72,62	0,17	15,19	0,65	1,08	0,03	1,40	0,44	3,27	3,99	0,20	0,84	99,89
2139	72,89	0,34	14,10	0,80	1,62	0,03	1,39	0,48	4,48	2,85	0,16	0,76	99,90
2142	75,68	0,28	11,92	1,84	0,90	0,03	0,93	1,16	2,35	2,67	0,24	0,88	99,88
2144	67,98	0,50	15,82	2,18	1,80	0,05	1,77	1,30	2,99	3,77	0,16	1,60	99,89
2146	73,34	0,14	14,25	1,33	0,01	0,02	0,58	0,24	5,49	3,59	0,14	0,58	99,76
2150	71,16	0,24	15,39	1,77	0,27	0,03	1,02	0,36	4,19	4,19	0,14	0,90	99,66
2052	72,37	0,23	14,70	0,74	1,21	0,03	0,94	0,63	4,19	3,86	0,08	0,86	99,84
2177	70,01	0,42	15,67	0,81	2,33	0,03	0,62	0,95	3,49	3,74	0,28	1,39	99,74
2179	68,73	0,57	16,01	0,79	2,87	0,04	0,91	1,26	2,98	4,07	0,14	1,31	99,64
2185	72,33	0,36	13,52	2,38	0,54	0,04	1,67	0,60	4,25	2,72	0,10	1,42	100,02
2206	71,78	0,56	14,14	0,42	2,62	0,04	2,15	0,70	1,81	4,24	0,13	0,83	99,42
2207	70,84	0,24	15,17	0,35	1,98	0,03	2,07	0,51	3,67	3,88	0,18	3,88	99,98
2210	67,81	0,57	14,79	0,80	4,32	0,07	2,48	1,54	2,15	3,31	0,26	1,76	99,86
2216	72,45	0,39	13,95	1,92	0,97	0,04	0,48	0,45	3,84	4,09	0,15	1,09	99,82
2218	71,24	0,22	14,03	0,01	1,66	0,02	0,90	0,53	4,67	3,07	0,38	3,07	99,80
2303	67,68	0,62	15,74	1,62	2,08	0,07	2,55	1,58	3,36	3,31	0,10	1,06	99,77
2307	68,77	0,36	15,49	1,42	0,93	0,02	1,49	0,90	4,80	4,16	0,93	1,30	100,57
2314	69,83	0,34	15,73	0,72	0,02	0,08	1,38	0,90	3,91	3,76	0,20	1,20	99,27
2324	72,95	0,22	15,48	0,45	1,06	0,03	0,64	1,19	4,12	2,96	0,10	0,70	99,90
2342	69,56	0,28	15,66	2,08	0,81	0,05	2,06	1,06	3,07	3,71	0,20	1,32	99,86
2343	70,40	0,33	15,25	1,12	1,97	0,06	2,45	1,05	2,97	3,27	0,16	0,88	99,91
2347	71,88	0,28	16,35	0,40	1,13	0,04	1,76	0,92	3,47	2,98	0,42	1,13	99,78
2349	70,54	0,32	17,17	0,65	1,12	0,03	1,63	1,01	3,63	3,05	0,14	0,80	99,79
2368	71,03	0,21	16,42	0,85	0,61	0,03	0,62	0,81	5,85	2,83	0,10	0,50	99,86
2372	72,60	0,22	15,66	0,75	0,50	0,03	1,22	0,39	2,13	5,37	0,10	0,60	99,57
2376	69,23	0,42	15,79	1,15	2,24	0,08	0,48	1,68	5,01	2,16	0,08	1,57	99,89
2379	69,00	0,35	17,36	1,11	0,88	0,04	1,74	0,92	3,95	2,98	0,10	0,78	99,87
2382	69,89	0,39	14,72	0,93	1,48	0,04	2,03	1,02	3,25	3,39	0,40	2,36	99,90
2389	76,02	0,12	11,92	1,10	0,00	0,02	0,34	0,91	4,19	3,83	0,10	1,38	99,93
2420	70,45	0,21	17,61	1,38	0,30	0,04	1,42	0,78	3,40	3,37	0,30	0,62	99,48
2423	70,39	0,21	17,47	1,72	0,00	0,04	1,55	0,92	3,36	3,32	0,20	0,72	99,90
2439	72,41	0,30	16,09	1,37	0,68	0,03	1,40	0,81	2,26	3,25	0,22	1,06	99,88
2441	66,95	0,68	15,99	2,12	1,97	0,08	2,91	1,79	2,65	3,85	0,26	0,54	99,79
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**
2448	70,22	0,64	15,67	1,96	0,64	0,06	2,52	1,45	1,72	4,42	0,20	0,60	100,10

2456	70,86	0,18	16,99	1,50	0,00	0,03	0,87	0,74	5,18	3,02	0,14	0,38	99,89
2808	69,72	0,44	15,52	1,38	1,44	0,05	1,02	1,30	4,78	2,89	1,18	0,06	99,78
3200	69,26	0,18	17,66	1,03	0,36	0,03	0,85	0,92	5,93	3,04	0,20	0,40	99,86
3205	70,66	0,05	18,35	0,27	0,54	0,03	0,89	0,65	4,28	3,76	0,17	0,38	99,75
3206	72,94	0,05	10,47	0,71	0,36	0,03	1,10	0,75	4,16	3,32	0,15	1,22	99,42
3217	67,94	0,57	16,13	2,11	1,80	0,07	2,43	1,11	3,08	3,82	0,21	0,59	99,86
3230	70,41	0,16	17,13	0,89	0,72	0,04	0,58	0,56	5,21	2,97	0,25	0,86	99,78
3247	73,35	0,45	14,35	0,68	1,62	0,40	0,58	1,04	3,43	2,95	0,23	0,75	99,83
3584	69,85	0,12	17,52	0,79	0,45	0,03	0,74	0,83	5,63	2,84	0,84	0,20	100,84
3585	69,77	0,18	17,70	1,14	0,54	0,06	0,90	0,48	4,35	3,76	0,16	0,88	99,92
3586	67,83	0,28	17,82	1,34	0,72	0,03	1,17	0,84	5,68	3,84	0,12	1,16	99,82

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии

Образцы: 56-116 - из ущ.р. Клыч; 156-280 - из Нахарского перевала; 329-360 - из истоков р. Сакен; 853-1021 - из истоков р. Гвандра; 2005-2052 - из ущ. р. Кубан; 2134-2150 - из ущ. р. Узункол; 2176-2188 - из ущ. р. Ирик; 2206-2218 - из ущ. р. Шхелда; 2303-2456 - из ущ. р. Дауд; 2808 - из истоков р. Накра; 3200-3247 - из ущ. р. Черек-Безенгиского; 35-3586 - из истоков р. Ненскра.

Приложение 6. Петрохимические параметры герцинской габро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа

№	A	F	M	K	f	CaO^+ $2Al_2O_3$	SiO_2^+ $2Al_2O_3$	Or	Ab	Q	N Pl
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
1205	41,4	62,7	22,8	14,5	61,1	22,5	91,5	7,4	41,0	51,0	41
1206	41,5	39,6	18,9	13,3	54,2	21,6	91,0	6,3	42,4	51,3	38
1212	30,8	36,3	32,9	8,2	38,5	38,8	76,9	-	-	-	-
1218	30,1	51,2	18,9	13,0	61,2	25,4	88,4	5,8	37,0	57,2	54
1219	46,0	35,4	18,6	13,3	52,5	27,4	81,2	7,4	42,0	49,6	27
1221	53,4	38,4	11,4	26,7	65,3	17,6	94,0	13,2	33,8	53,0	15
1227	61,4	28,4	10,2	39,2	59,1	22,3	93,8	29,5	43,0	27,5	30
1229	49,1	39,8	11,1	14,5	64,7	18,9	91,6	8,2	46,4	45,3	26
1233	45,1	37,7	17,2	15,9	67,2	24,5	92,6	8,1	40,4	51,5	37
1241	63,4	34,0	2,6	11,0	91,0	16,5	96,7	7,0	53,3	39,7	8
1244	31,7	22,1	46,2	7,0	21,3	27,3	81,6	6,0	61,4	32,6	54
1246	23,8	45,3	30,9	16,4	45,3	25,4	85,8	2,7	37,7	59,6	37
1249	49,3	36,6	14,1	11,8	57,7	25,1	90,6	6,0	42,3	51,7	47
1250	43,9	35,3	20,8	14,4	49,5	23,8	92,4	7,2	44,5	48,3	36
1274	32,8	47,8	19,4	11,8	58,4	24,8	87,8	6,5	45,7	47,8	45
1302	38,4	61,6	30,0	10,8	59,9	26,4	88,2	6,6	51,9	41,5	40
1303	48,5	35,5	16,0	4,0	56,3	21,1	93,3	3,5	43,3	53,2	39
1306	39,5	38,9	21,6	2,3	51,0	23,0	90,3	6,4	41,2	52,4	26
1314	22,7	46,4	30,9	5,2	46,3	25,3	82,2	3,8	39,2	47,0	34
1316	43,3	38,4	18,3	4,9	59,8	23,3	93,8	2,5	45,1	52,4	37
1317	21,1	55,7	23,2	8,1	58,0	28,8	80,6	5,6	60,8	33,6	60
1323	20,2	54,6	25,2	2,6	54,7	26,2	85,5	0,9	35,3	63,8	58
1327	40,1	44,0	15,9	5,0	58,3	22,6	90,0	2,6	45,2	52,2	38
1336	58,2	29,7	12,1	15,6	56,6	18,8	95,4	8,3	42,2	49,5	15
1337	83,0	16,4	0,6	2,9	94,1	15,2	98,4	1,8	56,1	42,1	5
1348	17,3	49,1	33,6	9,3	54,0	25,4	83,8	4,8	44,9	50,3	45
1349	80,7	17,0	2,3	6,5	81,8	16,4	96,6	3,7	50,5	45,7	11
1388	20,5	49,4	30,1	13,4	53,2	32,2	78,3	-	-	-	-
1389	17,2	53,6	29,0	15,2	48,5	33,4	74,9	-	-	-	-
1390	19,1	52,8	28,1	11,2	52,6	30,1	79,9	-	-	-	-
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**

1392	21,9	51,9	26,2	9,2	54,1	28,0	82,3	6,9	59,9	33,2	57
1397	20,6	50,7	28,7	11,0	53,6	27,5	82,0	6,2	58,7	35,2	56
1401	61,5	25,5	13,0	26,5	53,1	24,6	91,1	-	-	-	-
1402	41,6	37,8	20,6	23,6	51,5	28,0	84,4	-	-	-	-
2850	68,7	17,2	14,1	9,2	41,3	19,6	95,3	4,1	39,8	51,1	29
2852	73,3	11,9	14,8	1,2	31,0	19,5	96,2	0,7	43,0	56,2	21
2858	71,9	12,6	15,5	5,0	31,2	16,4	96,5	2,0	39,0	58,1	18
3032	21,5	31,4	47,1	47,2	27,2	29,2	69,3	19,3	76,3	4,4	4,4
1380	15,4	53,4	31,2	5,1	36,1	30,4	70,8	-	-	-	-
3036	73,4	18,8	8,8	19,0	53,4	35,9	90,3	19,3	76,3	4,4	43
3042	81,3	9,4	9,3	4,0	37,2	19,1	96,6	2,6	53,6	43,8	16
3048	80,0	15,5	4,5	12,2	66,1	21,4	97,1	8,4	54,3	37,3	15
3061	77,4	16,9	5,7	8	6	21,7	96,6	4,7	52,3	43,0	19
3070	78,8	9,2	12,0	1	30	21,2	95,9	0,7	61,1	38,2	15

Приложение 7. Петрохимические параметры герцинской габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа

N	A	F	M	K	f	CaO^+ $2Al_2O_3$	SiO_2^+ $2Al_2O_3$	Or	Ab	Q	N Pl
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
185	40,0	42,5	17,5	29,1	58,4	27,6	86,4	22,5	51,6	25,9	47
186	43,0	38,0	19,0	36,0	54,6	24,5	84,6	26,2	44,0	29,8	47
194	36,2	45,9	18,9	20,0	58,1	26,7	84,7	13,0	49,0	38,0	50
252	44,2	46,6	9,2	38,2	73,1	32,1	87,2	24,3	37,0	38,0	68
396	42,9	50,4	6,6	35,6	80,9	26,5	89,8	19,9	33,9	46,2	54
427	39,8	45,9	14,3	49,0	69,2	25,0	87,9	26,2	23,8	50,0	66
431	36,1	43,9	20,0	34,7	55,9	26,5	88,5	16,9	30,1	52,8	59
433	37,3	43,2	19,5	41,8	55,6	28,7	85,8	25,4	33,8	41,0	63
436	41,0	45,3	13,7	38,3	65,2	26,2	87,8	22,8	34,2	43,0	57
448	32,6	36,3	30,9	42,8	67,5	23,6	84,9	24,6	30,8	44,6	59
470	32,3	49,2	18,4	30,6	59,9	30,6	86,7	17,5	37,5	45,0	62
482	52,7	33,9	13,4	43,0	59,6	22,9	91,1	23,2	28,8	48,0	50
492	59,1	35,8	5,1	50,0	80,6	24,1	92,7	26,1	24,5	49,4	54
494	56,0	35,4	8,6	46,7	74,3	27,5	94,9	24,2	26,7	47,1	46
513	54,0	36,4	9,6	59,0	68,4	21,6	93,5	31,0	20,3	48,6	53
521	45,0	44,1	10,9	50,0	69,4	24,5	92,5	30,1	19,7	50,2	59
550	57,0	39,2	4,7	65,0	82,8	22,3	92,8	31,0	15,7	53,3	63
743	30,5	49,8	19,7	52,3	55,9	27,0	87,3	25,3	21,7	52,9	70
789	49,7	39,8	10,5	66,1	67,7	22,6	91,0	30,6	14,8	54,5	59
799	31,0	48,8	20,2	46,7	57,1	24,9	87,2	23,3	25,1	51,6	68
800	22,6	52,9	24,5	43,2	54,8	29,1	82,5	21,4	26,5	52,1	75
2704	53,8	34,7	11,5	24,2	63,3	23,8	93,9	14,4	42,2	43,4	37
2706	51,5	34,3	14,2	38,1	58,2	23,4	93,2	23,5	35,5	40,7	38
2708	81,8	10,4	7,8	40,2	43,3	21,9	97,7	28,3	39,2	32,5	8
2709	63,2	26,1	10,7	44,4	58,2	22,0	93,9	30,4	36,0	33,6	31
2710	19,8	40,9	39,3	30,3	37,2	25,7	72,2	35,3	77,2	12,5	62
2711	59,6	27,8	12,6	47,0	55,0	22,2	93,8	31,5	33,0	35,5	33
2713	31,1	46,4	22,5	35,2	54,3	29,2	82,9	19,7	34,3	46,0	72
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
2715	56,7	31,3	11,0	54,3	60,2	21,5	94,3	34,5	26,4	39,1	36
2719	63,2	28,5	8,3	36,3	66,4	17,4	95,7	19,4	32,8	47,8	33

2721	40,3	40,8	18,9	33,2	55,2	24,9	89,8	21,5	40,6	37,9	41
2733	42,6	35,6	21,8	34,4	48,2	24,3	91,1	23,3	40,9	35,8	37
2734	30,7	43,1	26,2	38,2	48,1	28,1	82,4	37,9	57,0	4,1	54
2736	52,8	35,5	11,7	44,1	58,2	28,1	93,7	30,0	35,3	34,7	34
2739	39,2	43,3	17,5	39,2	58,0	28,2	76,5	31,8	45,5	22,7	49
2740	54,3	34,1	11,6	42,2	62,2	23,7	92,3	35,5	45,4	19,1	35
2744	52,1	34,0	13,9	46,1	58,1	24,6	91,5	34,6	38,4	27,0	35
2748	49,7	23,0	27,0	32,4	32,2	18,9	92,9	14,8	28,6	56,6	41
2714	85,4	8,8	5,8	61,2	47,1	19,6	98,3	41,9	21,6	33,5	11
2751	17,6	52,7	29,7	30,2	50,2	29,1	80,5	18,7	42,0	39,3	65
2752	41,7	39,6	18,7	56,3	54,2	24,9	90,7	39,8	28,3	31,9	44
2754	57,8	30,4	11,7	32,0	59,0	23,9	93,8	21,6	42,0	36,4	36
2755	40,1	38,9	21,0	29,3	51,2	25,1	89,1	20,8	46,5	32,7	38
2841	38,2	41,4	20,4	32,1	53,1	23,8	89,5	18,4	37,1	44,5	43
2890	23,5	42,7	33,8	32,2	41,1	30,2	74,9	-	-	-	-
2892	53,2	31,9	14,9	11,3	55,2	21,5	93,9	7,1	53,7	39,2	13
2895	71,0	19,9	9,1	49,0	55,2	16,7	96,9	29,4	27,7	42,9	13
2901	58,9	28,0	13,1	50,2	54,1	21,2	92,5	36,4	34,3	29,3	27
2904	81,1	9,6	9,3	36,2	37,1	23,0	98,1	22,5	38,1	39,4	5
3007	4,6	89,2	6,2	56,3	89,1	17,8	56,2	35,7	35,9	28,4	61
3008	78,6	21,3	0,1	46,2	100,1	19,7	99,06	32,1	35,6	32,3	10
3010	76,3	19,0	4,6	45,4	70,2	20,3	97,3	31,7	35,7	32,6	12
3012	21,4	36,8	41,6	20,3	33,2	35,5	71,3	-	-	-	-
3014	42,9	39,0	18,0	37,3	55,2	24,6	88,9	28,8	45,4	25,8	29
3017	55,2	33,5	11,3	24,0	63,4	4,5	92,9	15,7	45,1	39,2	24
3673	62,2	28,9	8,9	380	65,0	36,8	76,5	24,3	37,0	38,7	28
3674	31,6	42,5	25,9	26,3	48,2	31,7	82,3	-	-	-	-
3675	63,2	25,1	11,7	39,4	55,5	23,2	93,8	26,7	39,4	33,9	27
3679	75,3	17,2	7,5	48,6	57,7	21,5	97,7	31,2	31,3	37,4	12
3680	82,8	9,3	7,9	64,3	40,4	22,2	97,2	48,0	24,4	27,6	6
3682	29,4	53,1	17,5	76,5	63,2	23,5	91,0	31,2	9,0	59,7	16
3685	27,0	45,0	28,0	30,2	48,3	31,4	78,2	-	-	-	-
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
3690	57,4	27,0	15,6	37,0	50,2	21,4	93,3	24,5	38,1	37,4	25
3222	38,2	40,6	21,2	28,3	52,2	26,8	87,4	20,0	47,5	32,5	44
3228	46,2	37,1	16,7	31,2	56,1	24,4	88,3	25,1	51,3	23,6	38

3229	25,9	42,1	32,0	33,2	42,1	30,51	77,3	34,5	65,1	0,4	64
3616	74,8	19,2	5,9	39,0	65,3	21,8	96,8	23,5	34,5	42,0	18
3618	22,4	40,5	37,1	12,3	38,2	27,4	76,3	-	-	-	-
3619	28,8	66,2	5,0	39,2	88,0	21,8	95,1	-	-	-	-
4002	67,5	21,5	11,0	17,1	52,3	26,5	91,7	13,4	60,5	26,1	35
4005	55,3	25,9	18,8	7,3	43,2	33,5	88,1	-	-	-	-
4007	60,4	23,8	15,8	24,2	46,4	26,2	90,7	17,2	52,4	30,4	38
4008	37,6	35,9	26,5	10,4	43,5	25,4	89,4	7,2	59,3	59,3	47
4015	64,0	23,7	12,3	32,2	52,2	23,6	93,4	21,1	41,8	37,1	33
4025	55,1	23,7	21,2	1,5	38,3	41,2	82,7	-	-	-	-
4055	25,3	67,4	7,3	45,9	84,2	31,5	87,0	16,7	19,1	64,2	78
4058	41,8	46,4	12,8	27,2	67,2	21,4	90,2	17,6	45,9	36,5	17
4075	65,8	29,1	5,1	4,1	76,0	18,1	95,9	24,7	33,7	41,5	14
4079	71,5	24,7	3,8	44,5	78,2	17,9	96,0	30,3	36,3	33,4	33
4081	69,8	25,1	6,1	29,3	73,1	22,2	94,1	21,5	49,0	29,5	18
3687	76,7	17,1	6,2	44,4	61,5	22,6	97,2	28,7	33,2	38,1	10
4085	68,0	27,8	4,2	28,0	79,2	19,3	95,1	17,5	42,5	40,0	20
44	34,0	47,8	18,2	36,1	59,0	29,3	82,9	32,4	52,3	15,3	51
71	37,5	46,0	16,5	20,2	61,2	28,1	86,6	14,2	52,7	33,1	47
1096	31,0	49,8	19,2	22,0	59,1	29,4	83,8	16,5	53,3	30,2	54
193-6	31,2	47,2	21,6	16,2	56,1	26,2	85,5	10,4	53,0	36,6	49
172-6	87,2	9,3	3,5	33,1	61,3	20,1	98,1	22,1	41,7	36,2	2
160-6	84,1	13,4	2,5	22,3	76,2	20,89	97,78	16,1	53,0	30,9	12
169-6	90,2	8,0	1,8	31,4	73,3	19,4	98,4	21,3	44,1	34,6	12
170-6	83,6	13,1	3,3	25,2	70,4	20,4	98,0	17,8	50,9	31,3	10
192-6	55,7	30,7	13,6	10,1	56,2	19,2	98,9	5,7	47,0	47,3	25
177-6	86,3	12,6	1,1	20,3	86,0	18,3	98,3	15,8	59,7	2,5	8

Приложение 8. Петрохимические параматры герцинской плагиогранит-гранитовой серии Большего Кавказа

N	A	F	M	K	f	CaO^+ $2Al_2O_3$	SiO_2^+ $2Al_2O_3$	Or	Ab	Q	№ Pl
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
Мигматиты											
39	35,2	44,5	20,2	50,0	55,6	14,6	93,3	17,3	16,7	65,8	18
42	29,9	48,4	22,2	67,5	58,0	16,5	93,9	11,2	5,5	83,3	42
66	43,2	39,0	17,8	65,0	59,7	22,9	88,5	34,1	17,5	48,5	45
77	41,9	41,9	16,2	54,8	66,1	21,4	80,3	22,6	17,9	59,5	46
109	43,0	40,0	16,8	31,2	57,7	19,4	92,0	10,3	21,0	68,0	35
113	57,3	31,5	11,2	48,7	61,0	21,6	93,6	15,4	15,3	69,4	56
115	48,7	34,7	16,6	20,3	54,3	21,4	93,1	7,4	27,0	65,6	50
240	49,6	35,8	14,6	21,4	61,8	21,4	90,1	7,9	27,4	64,7	45
245	41,1	40,4	18,6	40,0	55,9	19,4	89,5	14,2	20,1	65,7	44
249	89,3	47,3	13,4	62,5	66,9	26,1	91,0	21,4	12,8	65,8	46
265	43,2	43,6	13,2	74,3	66,2	24,0	90,6	26,1	8,7	65,2	58
298	61,0	24,2	14,8	64,6	53,7	16,1	94,0	42,1	21,9	36,1	18
300	60,2	21,6	18,2	65,3	48,9	15,3	95,3	41,2	29,3	29,5	20
307	40,2	42,9	16,9	59,7	63,5	27,7	90,8	39,7	25,1	35,2	10
319	41,6	40,8	17,6	40,5	57,2	21,3	90,5	14,2	20,2	65,6	41
338	46,6	51,4	1,9	62,5	93,9	26,3	93,9	20,1	11,5	68,4	40
373	31,3	49,5	19,2	25,4	70,0	23,5	90,6	14,6	40,3	45,1	13
928	66,3	18,1	15,6	30,1	50,0	21,7	94,7	23,1	50,5	26,4	12
966	25,8	54,1	20,1	28,8	63,6	22,7	85,2	16,5	38,3	45,2	17
2020	40,3	42,7	17,0	57,2	58,1	23,1	92,3	32,2	22,2	45,6	17
2024	31,6	41,5	26,9	46,0	46,0	29,5	84,5	-	-	-	-
2036	36,1	44,4	19,5	46,2	56,0	28,4	87,8	-	-	-	-
2047	40,2	42,5	17,3	55,0	58,0	21,2	91,1	33,1	25,6	41,3	24
2083	44,8	34,6	20,6	31,2	49,0	21,6	89,9	-	-	-	-
2116	46,7	38,9	14,4	33,2	60,0	20,5	92,9	19,4	37,2	43,4	15
2151	33,6	44,7	21,7	56,2	54,2	24,7	87,6	-	-	-	-
2154	42,9	38,6	18,5	44,2	54,1	22,7	91,5	29,6	34,2	36,2	18
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
2371	24,8	45,4	29,8	12,4	46,5	28,7	77,4	7,7	87,5	7,7	48
2391	43,7	39,6	16,7	35,2	57,2	21,6	90,1	26,1	40,9	32,0	21

2406	43,5	38,9	17,6	34,0	56,0	24,2	88,4	23,4	44,1	32,5	38
2432	35,5	39,6	24,9	37,0	47,1	27,6	84,5	30,4	46,4	23,2	51
2444	69,5	22,1	8,4	55,0	59,0	22,7	95,6	43,2	31,9	24,9	18
2480	68,8	19,6	11,6	73,0	49,5	20,9	95,9	48,2	16,2	35,6	15
2486	43,3	40,3	16,3	55,2	58,1	24,3	91,3	39,0	29,2	31,8	16
2510	55,1	30,8	14,1	26,2	56,2	16,6	94,8	12,2	32,7	55,1	21
2807	6,9	21,3	14,8	56,0	45,2	22,3	95,5	31,6	22,6	45,8	2
2827	35,8	43,9	20,3	50,0	55,0	21,5	91,5	28,3	25,9	45,8	22
2343	60,7	29,1	10,2	37,2	61,2	21,9	94,1	22,3	35,2	42,5	30
3557	52,2	35,5	12,3	23,0	62,0	22,7	96,5	8,2	27,3	64,5	20
3567	52,2	36,6	11,2	39,2	65,1	24,9	93,7	28,9	36,5	34,6	12
Плагиогнейсы и плагиограниты											
33	39,4	43,1	17,5	40,5	59,4	20,5	87,9	25,5	35,2	39,2	44
176	56,3	32,6	11,1	39,2	64,3	21,5	96,4	19,9	27,2	52б9	17
180	64,0	28,5	7,5	6,1	69,6	20,7	94,2	4,2	57,1	38,1	20
184	37,0	29,5	32,5	13,5	36,8	19,0	96,4	5,5	33,9	60,6	33
305	78,7	9,6	11,7	15,9	47,6	18,9	97,0	9,1	45,1	45,8	14
325	44,0	43,0	13,0	28,8	65,7	22,2	91,2	16,7	39,0	44,3	30
344	69,0	29,4	1,6	34,4	91,1	21,0	95,0	21,8	39,1	39,1	37
350	62,0	27,0	10,1	14,5	60,4	18,3	95,5	7,3	40,8	51,9	18
353	75,8	14,0	10,2	13,1	57,1	19,8	95,4	7,5	47,2	45,3	28
984	80,8	7,8	11,2	17,0	33,3	19,1	97,0	9,6	44,4	46,0	9
2039	62,8	30,4	6,8	20,2	71,3	20,4	95,7	12,0	42,2	45,8	14
2043	53,6	37,5	8,9	24,5	70,2	23,3	92,9	15,0	45,8	39,2	23
2067	59,5	29,6	10,9	19,3	60,3	24,4	93,1	13,0	51,6	34,9	21
2071	42,8	44,6	12,6	26,2	66,3	26,7	90,1	16,1	42,2	41,7	48
2076	41,7	41,3	17,0	21,2	58,2	26,2	88,9	14,4	49,7	35,9	36
2109	70,2	24,9	4,9	31,3	74,0	22,3	95,2	21,0	43,5	35,5	21
2122	84,5	12,3	3,2	11,5	69,2	20,1	98,5	7,6	56,7	35,7	8
2205	60,2	29,8	10,0	11,5	63,0	21,6	94,2	7,3	56,0	36,7	16
2206	62,1	30,7	7,2	22,3	70,3	20,3	94,5	13,4	44,9	41,9	16
2374	31,5	50,4	18,1	44,2	63,4	25,6	87,2	29,3	34,8	35,9	26
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
2408	44,3	36,9	18,8	33,2	53,4	27,6	89,1	26,0	40,8	33,2	44
2426	84,2	11,3	4,5	11,2	59,0	22,1	98,2	7,6	57,6	34,8	9
2473	55,1	28,1	16,8	32,0	48,2	21,5	92.1	22,8	45,0	32,2	20

2510	55,0	30,8	14,2	26,0	56,0	16,6	94,7	12,2	32,7	55,1	21
2587	27,3	39,5	33,2	27,2	40,2	25,5	83,3	17,9	46,3	35,8	48
2611	65,6	26,5	7,9	22,2	66,2	17,7	97,2	11,6	35,5	51,9	21
3201	51,0	37,1	11,9	26,0	63,2	19,5	93,2	11,7	36,7	51,6	35
3202	59,7	30,0	10,3	21,2	62,3	22,2	95,5	13,7	44,1	42,2	20
3560	72,0	20,4	7,6	19,3	61,2	18,0	96,2	9,6	36,4	54,0	25
Микроклиновые порфиробластовые граниты											
37	66,8	23,4	9,8	48,9	57,6	18,2	96,1	29,1	29,2	41,7	25
46	75,6	16,5	7,9	49,1	56,0	17,1	95,6	34,9	34,0	31,1	19
54	74,1	17,9	7,0	46,3	55,4	18,5	96,2	32,3	26,3	40,4	11
64	76,4	17,2	6,4	43,9	56,8	18,0	94,5	33,2	38,4	28,4	17
106	85,7	14,3	-	63,9	100,0	18,9	97,6	42,6	23,0	34,4	25
130	70,0	18,6	11,4	55,4	46,4	18,6	96,1	31,3	24,0	44,7	26
131	88,8	7,2	3,8	66,2	52,4	17,7	97,0	44,9	21,1	34,0	10
167	87,8	20,2	12,0	63,5	72,2	18,3	99,4	34,7	20,4	44,9	6
172	78,5	17,6	3,9	54,7	73,7	18,9	98,8	39,1	30,8	50,1	21
174	75,3	18,2	6,5	44,3	62,5	18,8	75,3	28,7	33,7	37,6	15
223	78,5	18,8	2,7	50,0	72,7	17,5	97,8	33,3	30,8	35,9	14
286	76,7	15,3	8,0	54,7	62,4	20,4	95,7	36,3	34,2	29,5	18
335	92,3	5,0	2,7	56,5	79,3	18,2	98,2	37,2	27,0	35,0	17
360	73,0	20,0	7,0	39,2	65,3	19,8	94,9	27,9	40,6	31,5	15
832	74,8	15,4	9,8	65,3	47,2	18,7	97,7	40,0	21,9	38,1	9
845	74,3	13,5	12,2	57,5	39,7	19,9	95,1	40,5	28,2	31,3	22
870	63,8	18,6	17,6	40,9	48,9	20,2	93,1	24,6	33,5	41,9	22
940	90,9	8,0	1,1	44,5	70,6	18,1	99,3	29,4	34,6	36,0	1
953	84,9	8,0	7,1	76,5	42,3	14,2	99,2	40,6	11,6	47,8	4
973	81,9	9,6	8,5	66,0	39,5	18,2	97,5	44,8	21,7	33,5	12
989	74,4	18,3	7,3	39,2	59,2	17,5	96,3	27,2	39,6	33,2	18
997	81,8	18,6	4,6	41,9	64,7	17,8	97,0	28,5	37,2	34,3	14
1000	79,8	15,6	4,7	39,2	67,6	19,4	96,8	26,8	39,1	34,1	19
1001	56,1	34,4	9,2	74,2	69,1	21,4	94,9	34,2	11,2	55,6	22
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
2038	63,2	28,2	8,6	35,1	65,2	22,9	93,9	25,3	43,4	31,3	22
2040	65,1	27,1	7,8	49,2	66,2	21,3	94,1	34,5	33,3	32,2	22
2063	57,5	30,7	11,8	26,5	59,0	21,1	94,3	15,8	42,0	42,0	22
2034	73,3	22,1	4,6	50,2	73,2	22,4	94,4	38,3	34,7	27,0	22

2068	75,9	18,4	5,6	40,2	65,0	21,1	97,6	28,5	38,9	32,6	7
2070	60,3	30,3	9,4	36,3	64,2	21,5	95,3	24,7	39,1	36,2	13
2072	81,8	14,6	3,5	49,0	70,0	21,3	98,1	36,5	35,6	27,9	7
2075	71,9	22,8	5,3	21,2	71,2	23,3	96,2	16,9	57,6	25,5	11
2077	82,7	14,0	3,3	51,1	70,1	20,3	98,2	36,7	33,5	28,9	8
2078	79,0	15,0	5,1	35,2	64,0	21,4	97,8	27,2	46,0	26,8	6
2086	67,3	24,9	7,8	30,2	67,3	21,5	95,3	22,3	49,6	28,1	44
2087	71,5	22,6	5,9	37,0	68,0	22,5	95,3	26,1	42,7	31,2	21
2088	70,7	24,6	4,7	30,3	75,1	22,2	95,3	21,7	45,9	32,4	23
2095	46,9	40,8	12,3	46,0	65,0	25,8	89,7	33,2	35,9	30,9	42
2105	66,9	25,5	7,6	36,2	65,2	21,5	94,9	25,4	42,7	31,9	20
2185	67,0	26,2	5,8	50,0	72,0	19,5	96,8	30,3	27,9	41,8	26
2407	78,2	13,5	8,3	57,0	48,0	18,2	97,9	33,4	23,5	43,1	15
2444	69,5	22,1	8,4	55,1	59,2	22,7	95,6	43,2	31,9	43,2	18
2450	52,8	32,6	14,6	48,3	56,2	21,6	96,5	41,6	41,4	17,0	28
2472	73,1	18,1	8,8	58,6	54,4	22,5	97,8	37,8	24,9	37,3	4
2479	81,5	11,8	6,6	49,3	50,4	21,6	97,8	32,5	31,1	36,4	11
2480	68,8	19,6	11,6	73,0	49,5	20,9	95,9	48,2	16,2	35,6	15
2487	84,1	8,7	7,2	57,1	41,3	22,4	98,4	33,9	38,0	28,1	17
2496	62,2	28,8	9,0	56,3	64,0	21,9	94,4	40,1	29,4	30,5	21
2517	84,6	9,5	5,9	72,0	48,5	21,9	98,1	52,5	19,0	28,5	5
2518	71,7	19,3	9,0	55,5	55,5	21,7	96,1	39,1	30,7	30,2	10
2559	73,4	18,4	8,2	59,0	55,3	22,2	97,2	39,0	24,5	36,6	21
2596	74,8	17,5	7,6	42,2	56,0	22,2	97,7	26,6	34,2	38,15	15
2602	72,0	20,4	7,6	54,2	60,3	22,3	97,3	35,9	28,3	35,8	15
2934	78,4	14,4	7,2	55,0	53,5	19,3	97,7	36,1	27,5	36,4	12
3095	62,9	27,5	9,61	48,0	62,2	22,9	95,6	32,8	34,1	33,1	22
3100	78,4	12,6	9,6	49,0	44,5	22,9	97,2	32,6	30,7	36,7	13
3234	75,0	18,7	6,3	50,2	63,2	19,3	97,5	28,8	27,5	42,7	13
3540	77,1	16,6	6,3	55,0	66,0	21,2	97,4	34,8	26,1	39,1	15
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
3548	81,3	13,4	5,3	51,0	59,0	22,8	98,1	35,2	31,0	38,8	9
3605	71,9	22,2	5,8	46,2	68,2	20,6	96,5	29,5	31,5	39,0	18
3611	68,2	22,2	9,6	57,0	56,2	21,9	96,3	38,9	26,5	34,6	11

Приложение 9. Петрохимические параматры позднекалендарских гранитогнейсов Большего Кавказа

N	A	F	M	K	f	CaO^{+} $2Al_2O_3$	SiO_2^{+} $2Al_2O_3$	Or	Ab	Q	N Pl
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
2094	62,2	26,4	11,4	39,0	57,0	22,6	94,3	28,6	41,9	29,5	15
2129	51,3	27,9	20,8	38,3	43,1	24,0	92,0	32,7	49,1	18,2	8
2154	43,0	38,6	18,4	44,0	54,2	22,7	91,5	29,6	34,1	36,2	18
2203	53,6	35,9	10,5	44,2	66,3	22,9	92,0	28,7	33,6	37,7	36
2204	53,2	36,2	10,6	25,0	66,2	22,0	92,2	18,0	49,6	32,4	22
2217	41,4	37,3	21,3	27,2	50,1	21,9	89,3	20,1	51,5	28,4	10
2219	37,4	49,8	12,8	8,4	68,3	24,6	89,3	5,3	56,3	37,9	30
2220	65,4	28,3	6,3	27,0	72,2	20,9	95,9	19,8	50,8	29,4	9
2355	68,8	22,2	9,0	52,0	58,0	22,2	95,4	35,9	30,0	34,1	17
2374	31,5	50,4	18,1	44,5	63,2	25,5	87,2	29,8	34,3	35,9	25
2395	69,1	21,3	9,6	22,2	55,3	20,6	96,58	15,5	37,4	47,1	17
2408	44,3	36,9	18,8	33,1	54,2	27,6	89,1	26,0	40,8	33,2	44
2436	43,0	39,7	17,3	56,0	56,0	22,1	92,4	30,4	22,0	47,6	12
25,72	70,7	23,1	6,2	28,2	68,0	22,5	96,5	17,4	43,0	39,6	20
26,16	42,9	40,6	16,5	41,2	58,0	19,4	93,4	20,1	26,6	53,3	20
2801	60,0	25,4	14,6	52,0	50,3	20,6	94,3	30,8	26,5	42,7	12
2806	52,4	34,1	13,5	41,2	59,0	22,2	93,6	24,8	32,7	42,5	17
2818	69,1	20,1	10,8	54,0	51,0	20,9	97,3	34,3	27,8	37,9	2

Приложение 10. Петрохимические параматры герцинской гранодиорит-аляскитовой серии Большего Кавказа

N	A	F	M	K	f	CaO^+ $2Al_2O_3$	$SiO2^+$ $2Al_2O_3$	Or	Ab	Q	№ Pl
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
56	63,6	23,8	12,5	35,4	62,1	19,3	94,6	16,9	46,0	37,1	20
75	53,4	46,6	-	32,5	100,5	18,4	94,0	19,6	38,6	38,2	24
116	60,7	27,8	11,5	51,9	68,4	22,3	94,5	28,9	25,8	45,3	40
164	65,4	28,9	5,7	28,4	76,9	19,5	96,2	16,9	40,2	42,9	22
165	71,3	23,5	5,2	37,5	72,1	19,4	96,9	23,1	36,0	40,9	21
266	83,3	12,9	4,8	47,7	60,0	21,5	99,5	31,8	32,9	35,3	14
269	76,5	15,6	7,9	43,9	68,4	20,3	95,5	23,1	49,7	27,2	13
280	77,8	7,6	4,6	52,2	42,2	19,0	95,3	30,9	29,8	39,3	15
329	66,3	25,7	7,6	42,4	64,3	22,7	93,9	27,3	33,9	38,8	31
354	57,4	30,7	11,6	46,4	59,2	21,0	95,5	31,8	34,7	33,5	24
359	59,4	33,4	7,5	42,4	64,3	22,8	92,8	24,6	34,7	40,7	42
360	68,7	20,0	11,3	39,5	50,7	21,4	94,5	29,5	42,0	28,5	17
853	57,3	27,3	16,4	42,2	52,1	19,1	94,2	24,7	32,0	43,3	15
899	74,5	11,9	13,6	36,2	35,2	21,0	95,1	24,4	39,1	3,5	20
849	72,6	16,2	17,2	44,6	83,2	16,5	98,9	22,5	51,4	26,1	9
920	82,7	9,1	8,2	48,7	64,3	18,5	97,9	25,2	30,4	44,4	10
2005	70,9	23,6	5,5	33,2	70,0	21,6	95,9	22,3	40,6	37,1	22
2006	75,8	19,6	4,6	39,0	70,2	21,4	96,7	26,4	39,2	34,4	17
2007	74,8	20,9	4,3	44,1	73,1	21,0	96,3	29,8	34,9	35,3	24
2009	73,1	22,1	4,8	34,2	72,0	20,4	95,9	22,8	41,0	36,2	16
2011	74,9	19,9	5,2	68,2	48,5	20,9	97,7	21,8	38,6	40,6	12
2014	84,0	12,3	5,7	55,0	70,2	20,6	98,5	37,1	31,1	30,8	10
2019	75,2	19,1	5,7	58,1	65,0	20,8	96,6	40,5	27,2	32,3	10
2021	75,8	19,2	5,8	55,0	63,3	21,6	97,5	38,1	29,1	32,8	11
2049	72,2	22,5	5,3	49,0	70,2	20,3	95,7	32,0	30,8	37,2	23
2051	79,1	15,6	5,3	23,2	63,0	19,2	97,8	17,6	55,6	26,8	4
2052	76,3	17,8	5,9	41,0	62,4	19,8	96,9	28,3	37,6	34,1	10
2134	78,5	16,9	5,6	47,2	68,0	19,3	97,1	30,9	32,2	36,9	9
2139	72,1	23,1	4,8	50,1	73,2	19,5	96,4	31,1	28,6	40,3	20
2142	57,4	29,3	13,3	36,2	55,4	16,0	96,5	16,7	27,1	56,2	15
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**

2146	86,3	11,4	2,3	50,2	73,0	19,12	99,1	35,2	33,3	31,5	3
2150	79,0	17,6	3,4	39,4	74,2	21,1	98,1	28,1	40,3	31,6	8
2177	64,4	27,2	8,4	38,3	64,2	20,7	96,0	25,6	38,9	35,5	4
2179	59,3	30,1	10,6	32,4	61,2	21,5	94,8	22,8	44,3	32,9	7
2185	67,9	26,2	5,9	50,0	72,2	19,4	96,9	30,3	27,9	41,8	26
2206	62,1	30,7	7,2	22,2	70,0	20,3	94,5	13,4	44,9	41,9	16
2207	72,9	22,2	4,9	38,0	71,3	21,6	95,2	26,6	39,7	33,7	21
2210	45,3	41,9	12,8	29,0	65,0	21,5	91,3	18,5	40,2	41,3	29
2144	57,2	31,8	11,0	34,1	62,0	22,4	94,6	23,0	41,3	37,5	19
2216	71,5	24,4	4,1	38,1	77,2	18,7	98,1	25,9	39,3	34,8	4
2218	77,9	16,7	5,3	50,1	64,2	19,3	96,7	30,7	32,8	36,5	14
2303	57,4	33,1	9,5	39,2	65,2	22,6	94,2	25,9	36,9	37,2	30
2307	74,3	18,3	7,4	43,2	58,2	21,9	96,2	32,8	40,3	26,9	17
2314	69,8	21,4	8,8	40,0	58,0	21,8	96,4	27,5	37,2	35,3	17
2324	31,8	42,6	25,6	100,0	51,8	27,7	89,9	28,8	28,0	43,2	11
2342	60,9	24,1	15,0	35,3	48,2	22,1	94,5	22,5	38,1	39,4	22
2343	60,8	29,0	10,2	37,1	61,0	21,9	94,0	22,2	35,3	42,5	30
2347	69,3	20,8	9,9	43,2	54,1	22,3	95,8	24,1	31,7	44,2	25
2349	70,4	19,0	10,6	43,1	50,3	23,2	95,7	27,3	33,4	39,3	23
2368	79,9	12,6	7,45	57,2	49,3	21,6	97,6	39,2	26,8	33,9	11
2372	82,7	12,9	4,4	20,0	63,0	21,2	97,7	13,9	51,3	34,8	11
2376	59,2	27,0	13,8	60,1	52,2	20,7	95,0	36,6	22,1	41,3	11
2379	67,1	23,9	8,9	46,2	60,3	23,9	96,0	28,5	31,4	40,1	25
2382	66,5	23,2	10,3	38,2	56,2	21,2	94,9	24,0	35,0	40,1	26
2389	78,7	11,1	10,2	49,1	38,3	15,4	98,2	26,5	25,5	48,0	6
2420	74,5	16,9	8,6	39,3	53,4	23,7	97,0	24,7	34,3	41,8	20
2423	73,0	16,9	10,1	39,0	49,5	23,7	96,9	23,9	33,7	42,4	21
2439	66,9	23,2	9,9	31,3	57,1	21,7	96,8	16,8	35,9	47,3	29
2441	53,4	31,9	14,7	31,2	55,0	23,7	92,5	21,1	44,1	34,8	29
2448	61,4	24,0	14,6	20,2	48,3	22,6	94,6	12,7	47,4	39,9	25
2456	79,6	13,1	7,3	52,0	51,4	22,6	97,9	34,5	28,9	36,5	14
2808	65,8	23,0	11,2	52,0	54,2	21,1	97,0	33,6	29,1	37,3	14
3200	80,2	11,5	8,3	56,0	44,5	23,4	97,3	39,7	29,6	30,7	11
3205	84,9	8,2	6,9	42,2	41,4	23,8	97,5	28,9	36,4	34,7	9
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
3206	81,1	10,8	8,1	45,0	43,0	21,6	97,3	28,2	32,0	39,8	15

3217	58,9	31,6	9,5	34,4	65,1	23,4	94,2	22,9	41,1	36,0	24
3230	79,7	14,8	5,5	53,0	61,0	22,5	97,9	35,1	28,3	36,6	7
3247	66,1	23,1	10,8	43,2	58,2	20,9	96,2	26,8	33,0	40,2	7
3584	80,9	11,1	7,9	56,1	44,1	23,1	97,5	38,2	27,4	34,4	13
3585	79,8	15,4	4,7	43,0	65,2	23,5	23,5	29,7	36,5	35,6	12
3586	75,5	17,1	7,4	56,2	56,2	23,0	23,0	39,4	27,8	32,8	16

Приложение 11. Содержание редких элементов (г/т) в герцинской гоббро-плагиогранитовой серии Большого Кавказа

N	Cu	Pb	Zn	Mo	Ni	Co	Cr	V	W	Li	Rb
1205	-	2	60	14	62	8	750	10	4	2	7
1221	90	3	50	42	22	25	640	150	3	3	12
1229	90	1	50	42	86	7	1000	10	5	1	5
1241	-	2	70	9	81	9	450	10	7	2	8
1248	70	3	60	20	86	7	350	6	13	2	16
1269	40	4	80	90	27	6	780	17	5	1	12
1309	20	10	100	17	29	25	330	280	12	2	9
1317	35	7	90	12	85	9	450	20	10	3	10
1323	60	1	80	24	40	40	470	450	4	2	14
1337	70	4	80	30	52	40	350	30	7	1	6
1349	65	2	50	40	20	10	760	11	6	4	12
2852	52	10	70	23	40	15	240	10	5	1	3
2856	57	6	60	31	20	10	250	29	15	1	15
1389	57	5	80	28	92	17	94	40	9	2	9
1400	144	3	80	32	86	23	155	29	6	2	14

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии, Атомно-абсорбционным методом.

Приложение 12. Содержание редких элементов (г/т) в герцинской габбро-адамеллитовой серии Большого Кавказа

N	**Cu**	**Pb**	**Zn**	**Mo**	**Ni**	**Co**	**Cr**	**V**	**W**	**Li**	**Rb**
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
185	-	20	80	2,7	25	17	320	90	30	8	200
192	10	24	100	2,4	30	29	330	480	10	12	180
205	-	18	50	2,5	56	50	190	800	20	20	212
255	20	20	100	2,3	38	18	680	40	30	14	180
384	-	20	100	2,1	24	10	284	300	25	8	165
440	25	25	120	2,0	60	21	300	440	26	7	120
470	21	25	70	2,3	55	7	430	110	20	8	290
492	15	20	20	2,4	45	9,8	900	130	15	5	135
513	-	20	60	2,2	19	6	500	110	20	15	120
550	20	38	50	2,2	23	8,4	720	110	30	20	96
743	20	90	70	2,2	22	12	340	350	15	18	125
799	20	16	150	2,1	29	17	370	320	25	23	79
2704	10	8	60	1	30	5	280	66	30	6	40
2709	10	20	90	3	30	5	280	28	25	12	180
2710	50	10	150	2	150	30	770	95	27	25	120
2714	10	5	50	0,5	20	10	290	11	-	3	195
2733	10	40	60	1	30	10	170	100	26	24	135
2734	30	10	200	3	30	20	130	16	30	26	165
2739	10	5	100	1	30	10	140	96	30	24	195
2740	20	10	70	1,5	30	10	310	150	30	17	160
2744	10	20	70	1	20	10	150	68	25	16	180
2748	10	10	70	3	30	5	500	52	15	15	120
2755	20	20	100	2	20	10	130	78	25	15	106
2890	10	20	120	1	40	30	100	120	27	8	94
2896	20	25	90	1	20	15	420	130	-	8	286
2897	50	15	70	1	20	10	320	6	26	5	192
2905	10	25	50	0,5	20	15	180	33	30	10	180
3672	30	70	130	2	70	17	110	48	21	33	164
3673	20	70	80	2,5	30	12	210	200	25	16	120
3674	50	70	100	2	60	10	210	105	-	15	102
3675	30	80	60	1	30	5	340	80	30	2	102
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**

3679	20	120	30	1	30	8	270	60	18	13	235
3680	30	50	100	2,2	60	20	220	145	25	8	145
3685	30	60	140	2,3	30	18	90	205	32	14	94
3687	20	80	70	1,8	30	17	250	115	-	20	17

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии, атомно-абсорбционным методом.

Приложение 13. Содержание редких элементов (г/т) в герцинской плагиогранит-гранитовой серии Большого Кавказа

N	Cu	Pb	Zn	Mo	Ni	Co	Cr	V	W	Li	Rb
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
Мигматиты											
42	60	35	30	2,7	100	6	650	140	15	30	80
77	18	45	100	2,7	6	6	600	62	27	25	70
109	-	25	100	2,3	10	9	200	210	21	18	120
113	20	45	100	1	6	6	80	160	12	22	230
115	50	30	30	2,3	6	6	500	22	31	17	80
175	48	24	200	2,6	16	15	640	340	31	17	80
237	30	29	80	2,3	40	10	450	200	14	15	127
238	25	16	60	2	60	23	660	600	23	12	115
249	20	29	50	1	110	18	480	300	18	12	118
265	-	20	100	2,7	160	16	860	400	25	19	280
300	-	30	50	2,1	17	17	690	17	23	20	140
307	15	30	30	1,8	210	25	740	380	12	22	130
338	20	38	100	1,8	60	17	480	280	30	23	150
856	40	20	70	2,4	60	60	480	100	15	16	170
928	30	45	300	1,1	18	6	440	64	27	18	129
966	40	40	50	1,5	35	7	680	130	22	26	155
1012	20	30	50	4,7	11	8	420	9	18	15	190
1036	10	70	50	4,7	11	8,1	420	9,6	29	30	160
350	-	27	100	2,3	32	10	1000	13	11	28	125
351	15	35	80	1,8	60	25	90	40	22	26	205
373	20	38	100	2,6	40	18	450	17	15	17	115
2012	10	14	50	2,3	34	56	92	16	13	15	130
2020	6	5	45	2,5	12	11	120	80	20	18	250
2024	9	6	60	2,5	54	20	96	100	33	18	200
2036	8	30	45	2,5	7	8	160	45	20	23	158
2371	10	20	13	1,5	70	50	390	140	7	24	108
2017	7	8	44	3	8,4	5	370	45	10	17	135
Плагиогнейсы и плагиограниты											
180	20	24	30	2,7	8	6,0	700	80	15	5	12
184	20	20	30	2,6	16	6,0	1000	55	12	7	18

1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
288	20	18	30	2,0	13	8,1	40	330	20	18	49
305	15	35	20	2,5	17	7,0	880	62	14	20	50
353	10	36	50	3,0	14	11,0	480	17	25	8	51
984	10	65	50	1,0	17	15,0	82	6,6	14	7	48
208	-	39	100	2,7	19	9,5	780	11	18	15	65
2067	9	27	-	3	7,4	8,4	400	28	15	5	11
2061	8	70	130	4	8,2	4,1	240	5	10	7	19
2076	20	35	80	3,5	8,1	16	740	140	25	9	13
2205	13	6	60	2,5	8,5	8	460	70	25	8	44
3560	20	30	90	2,0	20	-	160	105	17	9	71
Микроклинизированые порфиробластовые граниты											
64	10	30	30	1,8	6	6	60	28	25	25	240
131	20	52	30	3,1	3	6	1000	72	15	30	200
174	-	40	25	2,0	11	8	880	12	35	15	180
335	10	45	-	2,3	13	8	780	14	25	18	210
832	-	40	30	2,1	12	7	640	43	12	22	75
953	15	56	-	1,6	14	6	640	6	31	38	190
969	30	50	40	3,6	12	6	270	28	18	41	110
1000	-	30	30	2,8	20	8	700	43	14	27	160
1001	20	25	25	5,0	23	7	700	110	18	24	120
2033	7	16	-	4,5	4	3	150	5	15	14	210
2038	12	12	55	6	6	5,2	200	96	10	42	200
2075	9	60	50	1,5	4	6,6	340	9,8	10	5	73
2077	12	100	50	2	4	5	180	10	10	5	77
2087	14	3	-	3,5	5	6,4	300	27	15	8	78
2088	8	60	50	2,5	4	6,6	180	25	15	7	42
2095	10	20	50	1,1	6	10	100	25	15	7	60
2185	32	-	50	2	7	7	20	32	25	8	75
2479	10	20	60	2	15	15	340	29	20	10	175
2496	15	20	110	1	10	10	260	27	30	16	195
2517	15	60	100	3	5	15	640	14	30	18	190
2548	20	2	130	2	15	10	400	100	30	16	135
2602	10	50	100	2	30	10	460	22	30	18	90
3540	20	50	60	3	20	-	280	17	22	18	190

Приложение 14. Содержание редких элементов (г/т) в позднenekaledonских гранитогнейсах Большого Кавказа

N	Cu	Pb	Zn	Mo	Ni	Co	Cr	V	W	Li	Rb
2203	27	61	50	3	13	21	102	100	18	27	168
2204	15	18	56	2	14	18	80	132	21	29	120
2217	5	1	60	4	15	12	70	150	25	32	66
2219	6	5	50	2,5	5	13	28	86	15	7	22
2220	8	22	52	2	12	11	65	105	17	18	65
2094	10	37	50	2,5	3	8,6	40	21	15	12	68
2355	20	20	110	6	40	30	300	28	30	10	175
2374	9	13	75	3	12	20	220	82	19	12	85
2395	7	17	61	2,5	9	18	200	75	22	18	65
2572	20	20	50	2	30	-	500	37	30	10	20
2616	13	32	58	2,5	27	15	205	40	20	12	70
2801	2	41	80	1,5	20	10	210	34	25	13	130

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии, атомно-абсорбционным методом.

Приложение 15. Содержание редких элементов (г/т) в герцинской гранодиорит-аляскитовой серии Большого Кавказа

N	**Cu**	**Pb**	**Zn**	**Mo**	**Ni**	**Co**	**Cr**	**V**	**W**	**Li**	**Rb**
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
30	30	18	5	2	6	6	900	20	18	12	107
56	20	26	10	2	5	4	700	25	15	15	125
165	15	16	-	2	6	6	700	27	20	20	140
280	20	39	80	2,2	13	20	450	60	23	22	137
329	10	35	2	2	9	8	670	22	21	17	120
358	10	38	60	2,6	29	9	880	44	15	20	115
853	15	35	20	1	15	10	710	60	8	21	90
962	20	34	100	1	11	9	360	50	17	16	115
2005	20	16	-	4	6	6,6	280	16	10	26	120
2006	15	15	-	3	5,6	21	210	12	8	27	125
2007	11	18	-	2	5	5,5	350	14	16	25	130
2011	8	17	-	5	4	5	230	16	30	14	180
2019	8	23	35	3	4	5	130	12	25	16	125
2049	7	65	100	3	4	5	180	12	15	20	130
2051	8	47	72	2	4	4	140	16	20	10	128
2052	10	30	90	2	6	4	150	14	15	11	124
2134	10	18	57	4,3	7,8	6	230	7,6	15	14	136
2139	21	15	60	3	10	5	210	12	17	15	125
2142	30	13	52	4	14	10	200	38	20	20	96
2144	24	36	40	3,5	16	12	180	60	25	12	130
2146	20	42	41	3	8	11	90	40	18	15	127
2150	18	48	35	4	6	6	56	21	20	17	136
2177	10	45	43	4,6	7	5	120	36	20	10	110
2185	-	32	50	2	7	7	20	32	25	20	138
2207	12	25	50	2	55	6	100	42	50	7	90
2210	92	135	200	5	42	26	380	120	100	8	68
2216	6	5	40	3,5	16	6,5	96	55	20	27	98
2218	16	25	-	2	12	6	180	6	10	18	132
2314	10	20	50	2,6	30	30	450	24	30	8	145
2324	10	25	40	2,1	30	20	340	20	27	15	100
2347	15	15	70	3	30	30	410	11	30	11	100

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2420	12	20	85	2	25	15	370	12	25	8	115
2439	30	17	80	4,6	40	30	55	18	60	16	80
2441	15	30	150	4,6	30	15	410	85	30	18	175
2448	20	35	120	3	25	17	380	70	25	22	150
2456	15	40	30	1,8	20	20	700	15	27	19	185
2808	-	40	90	3,5	20	15	210	23	25	13	130
2372	15	16	90	3,8	30	20	400	10	30	6	120
3584	20	60	50	2,4	20	20	160	18	22	16	160
3585	20	62	65	3,0	10	18	240	20	27	18	180
3586	20	70	100	2,8	15	15	370	22	20	10	190

Анализы выполнены в Геологическом институте АН Грузии, атомно-абсорбционным методом.