

**КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
КАРТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ  
КАВКАЗА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. Н. ДЖАНЕЛИДZE

Труды. новая серия, вып. 87

# **КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА**

(методические указания)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»  
ТБИЛИСИ

1985

26.323(24)  
55I.3I(47.92)  
К 845  
УДК (0.07)

Предлагаемая работа выполнена в Геологическом институте им. А.И.Джанелидзе АН ГССР согласно постановлению Государственного комитета СССР по науке и технике и распоряжению Совета Министров ГССР. В работе, руководимой членом-корреспондентом АН ГССР Г.М.Заридзе, участвовали высококвалифицированные геологи: член-корр. АН ГССР И.П.Гамкрелидзе, профессора Ш.И.Джавахишвили, Н.Ф.Татришвили, Д.М.Шенгелиа и др.

В работе приводится разработанная авторами методика крупномасштабного картирования эндогенных (метаморфических, магматических, полигенетических) формаций Кавказа, на основе которой рассматриваются примеры картирования этих формаций. Примеры сопровождаются пятью планшетами формационными картами м-ба 1:50 000 в цветном изображении.

Книга рассчитана на геологов-съемщиков, поисковиков-разведчиков, петрологов, минералогов и рудников. Она рекомендована в качестве методического указания Кавказским филиалом НРС МИНГЕО СССР.

Редактор член-корр. АН ГССР Г.М.ЗАРИДЗЕ

К 1904020000 I4-85  
М 607(06)-85

Издательство  
"Мецниереба", 1985

Картирование эндогенных формаций (магматических, метаморфических, метасоматических, полигенетических) в условиях Большого Кавказа связано с большими трудностями, вызванными сложностью геологических условий залегания, неясностью возраста и генезиса.

Наиболее рациональным методом картирования этих образований в крупном масштабе является формационный анализ (выделение картируемых тел конкретных формаций и их оконтуривание с последующим всесторонним изучением вещественного состава в лабораторных условиях).

О рациональности формационного анализа осадочных и магматических пород у геологов Советского Союза мнения едины, однако, по причине вторичности метаморфитов, некоторые петрологи все еще возражают против выделения самостоятельных метаморфических формаций, считая достаточным их фациальную характеристику и восстановление исходного состава, подвергшихся метаморфизму пород (свиты, серии, магматические тела). Против такой аргументации удачно возражает Н.Л.Добрецов [1981, с.7], отмечая, что породы коры вторичны по отношению к первичному веществу протоземли, осадочные породы возникли за счет разрушения вулканитов, плутонитов, метаморфитов, а часть кремнекислотных эффузивов образовалась в результате переплавления различных исходных пород и т.д. По Н.Л.Добрецову [1981, с.8], картируемые тела, сложенные метаморфическими породами, являются конкретными метаморфическими формациями. Обобщение исходных, повторяющихся конкретных тел приводит к идеальным формациям, которые называются формационными типами.

В основу выделения конкретных формаций с целью их картирования положена приведенная ниже классификация обобщенных (абстрактных) эндогенных формаций (формационных типов) подвижных областей на различных стадиях развития, по Г.М.Заридзе [1962, 1966, 1970, 1980, 1981]. Опыт расчленения обобщенных формаций на конкретные формации (наиболее детально подчеркивающие геологическую структуру) успешно проведен на Большом Кавказе и в Дзирульском выступе Закавказского единого массива (см. ниже).

A-I - РАННЕСОВЕТСТВЕННОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ (ПОДВОДНОВУЛКАНИЧЕСКАЯ)

Ультрамафитовая

Мафит-ультрамафитовая

Толэит-базальт-долеритовая

Насальтовая - осадочно-туфобрекчиево-туфоконгломератовая

Габбро-долеритовая (силловая, субвулканическая)

Базальт-андезитовая (-риолитовая)

Базальт-андезит-дацит-риолитовая

Андезит-базальт-дацитовая и риолит-андезитовая (для наложенных геосинклиналей и сиалических геосинклиналей-миогеосинклиналей)

Андезит-дацитовая-вулканогенно-осадочно-туфобрекчиевая, щелочно-оливин-трахибазальтовая, тешенит-трахибазальтовая и др. (для сиалических геосинклиналей и срединных массивов).

А-II - ПОЗДНЕСОБСТВЕННОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ (ПОСТПОДВОДНОВУЛКАНИЧЕСКАЯ, ЭМБРИОНАЛЬНООРОГЕННАЯ)

Базальтовая-вулканогенно-песчано(-граувакко)-глинистосланцевая (аспидносланцевая, черносланцевая)

Зеленокаменная: вулканогенно-туфобрекчиево(-кремнисто)-осадочная (пелитовая); диабаз-порфиритовая, спилит-диабаз-порфиритовая, спилит-кератофиритовая, габбро-диабаз-порфиритовая, габбро-диабазовая; перидотит-габбро-диабазовая и др. (силловая, дайковая, интрузивная).

Б-I - РАННЕОРОГЕННАЯ (РАННЯЯ СТАДИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ С ВОЗНИКНОВЕНИЕМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК - АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ИЛИ КОЛЛИЗИИ)

Лавсонит-глаукофановосланцевая (для внешних поясов островных дуг и активных окраин континентальных плит)

Фемическая прогрессивно-регионально-метаморфитовая (для внутренних поясов островных дуг): кристаллосланцевая, гнейсовая (габбро-гнейсовая, диорит-гнейсовая и др.), мигматитовая, амфиболитовая и др.

Сиалическая прогрессивно-регионально-метаморфитовая: кристалло-сланцевая (метапелитовая, метатерригенная), гнейсовая (гранито-гнейсовая, плагиогранитогнейсовая и др.), мигматитовая и др.

Габбро(-диорит)-плагиогранитовая

Кварц-монцит-сианитовая

Мафит-ультрамафитовая и сиенит-габбровая (для рассланцованных интрузивов)

Базальт(-долерит)-андезитовая

Базальт-риолитовая

Базальт-андезит-дацит-риолитовая

Б-II - ПОЗДНЕОРОГЕННАЯ (ПОЗДНЯЯ СТАДИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ см. Б-I)

Регрессивно-регионально-метаморфитовая

Габбро(-диорит)-гранитовая

Гранитовая и гранодиоритовая

Базальт-андезитовая

Андезитовая

Андезит-риолитовая

Базальт-андезит-дацит-риолитовая

Б-III - ЗАВЕРШАЮЩЕОРОГЕННАЯ (ЗАВЕРШАЮЩАЯ СТАДИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ; см. Б-I и Б-II)

Базальтовая

Андезит(-дацит)-базальтовая

Андезитовая

Базальт-андезит-дацит-риолитовая

Базальт-трахибазальт-трахиандезитовая

Габбро-диабаз-гранитоидная (гипабиссальная, субвулканическая)

Сиенит-габбровая

Гранитовая

Предложенная нами классификация, по сравнению с другими подобными классификациями, обладает тем преимуществом, что учитывает структурно-морфологические особенности формации, их общие генетические особенности (вулканыты, плутониты, метаморфиты и др.), последовательность становления формации в развитии геологического цикла с учетом положений теории "тектоники плит", обобщенный породный состав формации и количественные их соотношения.

## I. К МЕТОДИКЕ КАРТИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Как отмечалось, разработка методики крупномасштабного картирования метаморфических комплексов (формации) и составление унифицированных легенд является актуальным вопросом. Это в равной мере относится также к древним домезозойским плутонам и метасоматически преобразованным породам, нередко образующим вместе с метаморфитами единые комплексы (формации).

Петрологи, занимающиеся изучением метаморфитов, картирование этих образований производят различно. Естественно, что для проведения съемки 1:50000 масштаба необходимо наличие унифицированной методики и легенды.

На начальном этапе исследований следует проводить полевую работу для установления стратиграфического и геолого-структурного положения метаморфической формации, сбора образцов по определенным направлениям (разрезам), в том числе для взятия ориентированных образцов, замеров плоскостей сланцеватости и кливажа, изучение процессов магматизма, метаморфизма, включая и диафторез, наложенного контактметаморфизма (в случае наличия интрузивов) и метасоматизма; необходимо проведение тщательных наблюдений с целью выяснения закономерного изменения состава пород (интенсивности метаморфизма) и возможности выделений подформации внутри единого крупного тела метаморфической формации и т.д. При полевых исследованиях следует выполнять все требования, которые предусмотрены в методических руководствах и инструкциях по геологической съемке [Методическое руководство ..., 1978].

Поскольку метаморфическая формация - это конкретное геологическое тело, сложенное из парагенетически связанных между собой пород, имеющих четкие, либо нечеткие границы, в первую очередь следует

с контурить это тело и разобраться в характере породных парагенезисов. Для установления парагенетически ассоциирующихся пород требуется проведение специальных геологических работ – полевых и камеральных. Изучение естественных обнажений и разрезов, керновых материалов буровых скважин и обнажений по горным выработкам дает возможность уже в полевых условиях произвести расчленение метаморфитов на различные формации.

Парагенезисы пород, слагающие метаморфические формации, усложняются на основе пространственной, порой генетической их связи, что обычно сопряжено со многими трудностями, в частности, с плохой обнаженностью района (наличием растительного покрова, ледников, снежных полей), трудно- и непроходимостью многих участков картируемой территории, подобно Большому Кавказу и др. Несмотря на это, для съемки заданного масштаба необходимо составить детальные разрезы, коррелировать их внимательно и выявить типоморфные признаки для выделения конкретных формаций.

Трудности геологического порядка заключаются в отсутствии надежных маркирующих горизонтов. Нередко наблюдается выпадение характерных членов из разреза вследствие наличия завуалированных последующими геологическими процессами тектонических нарушений. Они могут быть вызваны также фациальным изменением метаморфитов по простиранию. Для преодоления всех этих трудностей требуется опыт и специальная подготовка по картированию метаморфических формаций масштаба 1:50000.

Описание различных особенностей конкретной формации должно служить обоснованием для их выделения. Необходимо иметь информацию об опорных разрезах, а также полноценных обнажениях, по которым следует выделить главные и второстепенные члены породных парагенезисов.

Формационный анализ метаморфитов должен включать возможно большую информацию о картируемой конкретной формации. По данным, полученным при изучении формаций, необходимо рассмотреть: тектоническое положение, внутреннюю структуру, морфологию тел, породный состав, их количественные соотношения и последовательность становления, минералогические, химико-аналитические, геохимические особенности, условия образования фации прогрессивного и ретроградного метаморфизма, региональную метаморфическую зональность, состав материнских пород и P-T условия формирования метаморфитов. Следует привести также сведения о типоморфных признаках пород и минералов, обсудить геологический возраст материнских пород и возраст метаморфизма, сопоставив их с данными абсолютного летоисчисления, металлогеническую специализацию и практическое их значение.

При определении названий конкретной метаморфической формации

следует по возможности коротко отразить основной ее породный состав. Должны перечисляться главные ассоциирующие породы, но не более 5-6 наименований, расположив их слева направо в возрастающем количественном соотношении. В названии о конкретной формации желательным вводить географическое название, как это принято в стратиграфии при выделении серии и свит. В отдельных случаях в названиях формаций могут быть отражены возраст и структурные признаки (гнейсовая, очково-гнейсовая и др.).

Расчленение метаморфических образований субстрата складчатых областей на картируемые метаморфические формации (метаморфические комплексы) для геологов-съемщиков, работающих в областях их развития, имеет первостепенное значение. От правильного выделения конкретных формаций зависит успех геосъемки метаморфитов.

В определении термина "метаморфическая формация" имеются расхождения, однако все сходится в том, что метаморфическая формация представляет собой геологическое тело, сложенное парагенетически связанными между собой породами. Конкретные метаморфические формации (и вообще геологические формации), с которыми приходится иметь дело при их картировании, представлены определенным набором пород, тесно связанных между собой как в пространстве, так и в возрастном отношении.

Метаморфические формации, слагающие субстрат складчатых областей пространственно, нередко и генетически, тесно связаны с различными магматическими и метасоматическими породами. В результате образуются смешанные формации. Между породами этих формаций наблюдаются постепенные переходы, и границы между ними обычно условные.

При составлении легенды к карте метаморфических формаций наименование ассоциирующихся пород необходимо производить по количественному их соотношению. Наиболее распространенные породы характеризуют особенности метаморфической формации. Второстепенные, по своей количественной роли, породы в название формации не включаются, однако они могут дать важную информацию о геологической обстановке и физико-химических условиях становления метаморфической формации, а также о природе материнских пород метаморфитов. Поэтому, главным критерием выделения метаморфических формаций, как было отмечено, является парагенезис пород, обусловленных характером материнских пород метаморфитов и процессами их преобразования.

Из приведенных ниже примеров картирования метаморфических формаций Кавказа, исходя из особенностей исследуемого района, виден различный подход геологов к картированию метаморфитов.

При картировании формаций района Клухорского перевала на Большом Кавказе показана важность детального изучения прогрессивной региональной метаморфической зональности, P-T условий возникнове-

ния метаморфитов, влияния последних на важнейшие минеральные равновесия и на состав отдельных минералов метаморфитов; особое внимание уделяется реконструкции исходных пород метаморфитов.

На примере метаморфических формаций западной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива, помимо анализа петролого-геологического изучения древних кристаллических пород, особое внимание уделяется химико-аналитической характеристике породобразующих минералов. На основании минеральных равновесий восстановлены P-T условия формирования метаморфитов, расшифрованы некоторые вопросы петрологии древнего субстрата Дзирульского выступа.

При выделении метаморфических формаций восточной части Дзирульского массива, исходя из специфики ее строения, наряду с характером исходных пород и процессов метаморфизма, большое значение придается петрохимическим особенностям некоторых групп пород (ультрамафитов, амфиболитов, габбро, габбро-диабазов и др.), а также, главным образом, тектонической позиции определенной ассоциации пород (автохтон, аллохтон, неавтохтон).

При картировании мигматитовых формаций комплексов Ю.Д. Панков [Петрол. лит. и рудон., с. 222-223] предлагает определить: состав исходного субстрата, возрастание взаимоотношения мигматитовых комплексов с породами рамы, природу лейкосом мигматитов, продолжительность перерыва между плагиогранитовыми и гранитовыми стадиями мигматизации, временные, пространственные и генетические связи полезных ископаемых со стадиями развития зональных метаморфических формаций комплексов.

Формационные геокарты должны способствовать составлению прогностно-металлогенических карт разного масштаба, выделению рудоносных площадей, установлению критериев рудоносности и планированию поисково-разведочных работ [Петрол. лит. и рудон., Москалева, с. 165-166].

В связи с тем, что докембрийские структуры отличаются большой сложностью и многоэтапностью, обычные приемы стратиграфо-петрографического их расчленения и картирования не пригодны. Рациональным является лишь их формационный анализ и выделение метаморфических комплексов (формации). Некоторые исследователи [Петрол. лит. и рудон. Васильева и Черноморский, с. 181-182] перед формационным анализом предлагают проведение структурных исследований - выделение опорных разрезов и построение схемы структурной их эволюции в качестве реперов с целью привязки к ним менее достоверно выделенных структур. Для петрологического расчленения этих метаморфитов рекомендуется:

1) Установить пространственно-временные закономерности метаморфизма и ультраметаморфизма и их отношение к деформации и магматизму.

2) Разобрать последовательность метаморфизма и вещественную эволюцию метаморфитов - полиметаморфизм, бласто-милонитизация, мигматизация и метасоматическая гранитизация, стирающие границы между разновозрастными и разного состава метаморфитами.

На этом основании в Карело-Кольском регионе выделяются следующие ринодокембрийские метаморфические комплексы (формации):

На Кольском полуострове - 1) гранито-гнейсовый (ультраметаморфический с характерными кольцевыми структурами); 2) гнейсо-амфиболитовый (протовулканический, характеризующийся линейными грабенами и реликтовыми вулканотектоническими постройками центрального типа); 3) глиноземисто-гнейсовый (гетерогенный); 4) гранулитовый - существенно магматический с "синклиной" структурой и наличием метаморфических образований - гранулитов, амфиболитов вдоль ограничивающих глубинных разломов.

В Южной Карелии, в Северном Приладожье - 1) гнейсо-мигматит-гранитовый (ультраметаморфический, блок - антиклинальный, образованный по разнородному субстрату); 2) сланцево-амфиболитовый (гетерогенный, в основном, осадочно-вулканогенный - сортавальская серия); 3) кристаллосланцевый (седиментогенный, ладожская серия).

Структурный подход выделения формации, как отмечено, необходим также в областях развития магматических пород.

Структурно-формационные карты вулканитов и плутонитов, составленные для некоторых регионов СССР, в частности, для Охотско-Чукотского вулканического пояса в масштабе 1:50000 [Петрол. лит. и рудон., Нелый, с. 178-179] дает возможность судить об общей тектонической, петрологической и структурной зональности пояса, а также о структуре основания. Такие карты могут быть использованы в качестве основы для металлогенического анализа.

На формационной карте Охотско-Чукотского вулканического пояса помещены структурно-формационный (для вулканитов и плутонитов, показанные цветом) и историко-геологический (тектонический по возрасту окладчатости основания выделенные особым знаком) принципы изображения геологических тел.

Среди вулканогенных формаций выделены: базальтовые (высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, базальт-трахиба - базальтов), андезитовые (амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитов-базальтов, двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов), ичимбритовые (риолит-андезито-дацитов, риолит-дацитов, риолитов, риолит-трахитов), контрастные (риолит-базальтов, риолит-андезито-базальтов). Среди плутонитов выделяются формации: тоналит-диоритов, гранодиорит-гранитов, сиенитощелочных гранитов. Крапом показаны преобладающие составы и типы пород. На врезках показаны возрастная и стратиграфическая корреляции вулканогенных формаций.

Специальными знаками выделяется морфология тел вулканитов изометричные и линейные, отрицательные и положительные вулканотектонические.

Как отмечалось, нередко случаи, когда в докембрии, порой и в палеозое, не удается разграничить плутоны от метаморфитов и выделить их в качестве самостоятельных тел (формации). В таких случаях следует выделить единые плутоно-метаморфитовые (полигенетические) формации, как это предлагалось в связи с введением понятия "эндогенная формация" [Заридзе, 1966, 1970]. В понятие "эндогенная формация" включают ассоциации пород неясного генезиса. В качестве примера можно привести гранитоиды спорного происхождения-магматические либо метаморфические. Практика показывает правомерность выделения полигенетических формаций. На Украине выделены конкретные плутоно-метаморфические (плутоно-метаморфитовые, Г.З.) формации, наряду с метаморфическими (метаморфитовыми, Г.З.) формациями и составлены формационные карты. На этих картах показаны также формации неясного генезиса [Петрол.лит. и рудон., Кирилук, Лысак, с.194-195]. Естественно, что такие формационные карты более объективны, нежели те, которые строятся на спорных соображениях о возрасте и генезисе ассоциирующихся пород.

Наложённые на гранитоиды метасоматиты, в частности грейзены Восточной Якутии, ввиду их хорошей обнаженности картируются обычным способом [Петрол.лит. и рудон., Наумов, с.217-218]. Другая, не менее важная в практическом отношении их часть, проявляющая слабый метасоматоз с образованием метасоматитов и имеющая широкое площадное распространение, не поддается количественной оценке и, следовательно, картированию. Для выяснения объемной формы этих метасоматитов и условий кристаллизации гранитоидов до наложения низкотемпературного преобразования используются стохастические модели.

А.А.Кузнецов [Петрол.лит. и рудон., с.233-234] в формационном анализе предлагает структурно-вещественную классификацию, являющуюся рациональной для площадного и объемного картирования. Выделяется четыре класса текстур формации и 97 формационных типов. Такой подход к выделению формации не является новым [Заридзе, 1980, 1981]. Близкую классификацию формации дает К.Е.Свашников (с.233-234), который, исходя из конкретных примеров формации (Алдано-Витимского, Украинского, Балтийского щитов и Байкальской складчатой области), отмечает, что, наряду с составом, с учетом количественных соотношений пород, важную роль в формационном анализе играет внутреннее строение тел, составляющих формацию. Все плутонические формации он разделяет на жильные и собственно плутонические. Последние в свою очередь разделяются на кольцевые и не-

кольцевые. Среди некольцевых тел выделяются зональные, пятнистые, полосчатые (расслоенные), зонально-полосчатые и изотропные. В зональные формации входят два подтипа - с простой и сложной зональностью. Пятнистые формации подразделяются на подтипы - ячеисто- и мозаично-пятнистые, а полосчатые - на подтипы с направленным и ненаправленным изменением состава вкрест удлинения плутонов. Выделяют также изотропные формации, которые характеризуются однообразным составом в пределах всего тела.

Для крупномасштабного картирования (1:50000 масштаба) на примере северо-востока СССР предпринято разделение магматических пород на возрастные группы и морфологические типы, отражающие глубинность их образования [Петрол.лит. и рудон., Гельман, с.182-183].

На северо-востоке СССР в области развития мезозойских магматитов (мезозоиды Охотско-Чукотского вулканического пояса) сверху вниз выделяются следующие морфологические тела (фации глубинности по М.Л.Гельману): 1) вулканические покровы и экструзии; 2) купола массивных игнимбритов со слоистыми краевыми образованиями; 3) штоки, бисмалиты, лакколиты, породы которых имеют порфиroidную структуру и игнимбритовую текстуру (субвулканы); 4) штоки и батолиты порфиroidных гранитоидов, порой обнаруживающие в эндоконтактах порфиroidные структуры (экзоконтактовые роговики часто отсутствуют или полностью пропилитизированы); 5) штоки и батолиты массивных порфиroidных гранитоидов с роговиковыми ореолами; 6) батолиты, факколиты, гарполиты, плстообразные тела массивных и гнейсовидных гранитоидов, сопровождающиеся метаморфитами и мигматитами амфиболитовой фации. Автор предлагает отображать содержащиеся в плутонитах включения глубинных пород и минералов, указывающих на условия их образования на глубине, и индексировать гранатовые, гиперстеновые и оливин-авгитовые серии пород. Для целей картирования предлагается унифицировать систематику минеральных фаций интрузивных пород [см. Заридзе, 1980]. В качестве примера автор приводит установленную устойчивость плагиоклаза на больших площадях, находящегося в равновесии со щелочным полевым шпатом, что картографически еще никем не выражалось.

Для выделения типовых ассоциаций пород (формационных типов) более рациональным нам представляется учет главных особенностей геологических тел и слагающих их ассоциаций пород. Одним из вариантов классификации эндогенных формаций для трех переломных этапов структурного развития литосферы, предлагается приведенная выше классификация, в которой учитываются структурно-морфологические особенности формаций, генетические особенности (вулканиты, плутониты, метаморфиты и др.), характерный породный состав и количественные их соотношения.

Анализ данных выделенной нами вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевой (аспидносланцевой) формации позволил вкрест простирания расчленить ее на три подформации (см. описание).

На этих картах принятые стратиграфические подразделения на свиты и подсвиты (авадхарская, ацгарская и сорская, подразделяемые в свою очередь на нижнюю и верхнюю подсвиты), во избежание путаницы, оставлены без изменения, но выделены они не цветом, а условным знаком, т.к. цветом выделена вся рассматриваемая формация, а три подформации — различными тонами данного цвета. Густота тонов окраски понижается соответственно понижению (постепенному исчезновению) метаморфизма с севера на юг. Такое обозначение позволяет наглядно изобразить отношение между свитами и подсвитами, с одной стороны, и подформациями, с другой.

На рассматриваемых двух планшетах формационных карт упомянутые свиты, в соответствии с их геологическим положением, попадают в пределы различных подформаций, при этом они обнаруживают метаморфизм в согласии с их расположением в той или иной подформации. Такая же закономерность наблюдается в развитии кливажа.

Для показа геологической позиции вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевой (аспидносланцевой) формации на планшетах формационных карт образования ее рамы выделяются по общепринятой окраске, но в более бледных тонах.

При разработке методики составления формационной карты 1:50000 масштаба слабометаморфизованной, в условиях глинисто-сланцевой (аспидносланцевой) фации, ниже- и среднеюрской вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевой (аспидносланцевой) формации Большого Кавказа были приняты во внимание ее тектоническое положение, стратиграфия, литология, минералогия, развитие кливажа и металлогения. Изучено изменение состава пород как по падению, так и по простиранию, выявившее закономерную смену состава пород. Установлено, что начальную стадию регионального метаморфизма (глинисто-сланцевая или аспидносланцевая фация, по Г.М.Заридзе), рассматриваемая формация проявляет в северной полосе развития, начиная от зоны надвига (глубинного разлома) кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. Именно к этой полосе развития формации приурочены редкие выходы синседиментационных согласных тел вулканогенных образований, сложенных спилитами, кератофирами, диабазами, порфиридами и их пирокластолитами, а также многочисленные дайки диабаз-порфиридных пород, мощность которых порой достигает сотен метров. Кливаж также приурочен к северной (принадвиговой) полосе распространения формации.

## I.I. Выявление первичной природы метаморфитов

В настоящее время требования к качеству геологосъемочных работ и составлению геологических карт возросли. Они предусматривают реконструкцию природы испытавших метаморфизм пород, выявление вещественного состава и генезиса метаморфитов, что имеет важное значение для расчленения суперкристалльных породных формаций и поисков полезных ископаемых.

Для реконструкции первичной природы метаморфических пород применяются геологические, петрографо-петрохимические и геохимические признаки.

Геологические признаки играют первостепенную роль в определении первичного состава исходных пород метаморфитов. Они во многих случаях с достаточной точностью уже в процессе полевых исследований позволяют различить исходно-терригенную, хемогенную, вулканогенную либо интрузивную природу метаморфических образований. К геологическим признакам, указывающим на первично осадочную природу метаморфитов указывает существование реликтовых форм слоистости, косой слоистости, волноприбойных знаков, иероглифов, а также органических остатков.

Прослеживание отдельных слоев или пачек на большие расстояния, их участие в складчатости, также являются хорошим показателем их принадлежности к первично-осадочным или эффузивным породам. Однако их разделение все же требует выявления дополнительных критериев.

Чрезвычайно важными являются наблюдения над контактами. При неоднократном метаморфизме (полиметаморфизме) может произойти изменение формы тела, приводящее к образованию линейно-вытянутых пластов (линз), трудноотличимых от исходно-седиментогенных пластов. Подобные деформации могут испытать также интрузивы. В таких случаях несогласное (секущее) залегание относительно вмещающих пород улавливается при прослеживании контактов.

Нередко для определения генезиса решающую роль играют ассоциации метаморфических пород. Например, для отдельных частей метаморфитов буульгенской серии зоны Главного хребта Большого Кавказа характерны стратифицированные горизонты эпидотовых и полосчатых гранатовых амфиболитов в ассоциации с линзами мраморов, что указывает на образование этих амфиболитов за счет известково-терригенных пород. В составе гвандринской свиты буульгенской серии присутствуют амфиболиты, ортоприроду которых можно определить уже в полевых условиях. Они залегают согласно с вмещающими породами, лишены сланцеватости и полосчатости и характеризуются гнейсовидным строением. Им особенно свойственна текстура будинажа.



Петрографо-петрохимические признаки. В условиях изохимического регионального метаморфизма неоднородных осадочных пород, масштабы метаморфической дифференциации вещества крайне ограничены. В это время не происходит стирание первичнослоистого строения пород даже при высокой степени метаморфизма, метаморфическая дифференциация не распространяется за пределы самых тонких слоев исходной осадочной породы.

Реликтовые структуры и текстуры, сохранившиеся при метаморфизме, являются одним из наиболее надежных критериев для установления первичной природы метаморфических пород. Известны случаи, когда крупные интрузивные тела, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, местами сохранили признаки первичных структур. Например, крупные габбровые тела, известные на южном склоне Большого Кавказа, залегающие в кристаллических сланцах верховьев рек Риони (Киртишо) и Кодори (Клыч), местами обнаруживают реликтовые габбровые структуры и наличие первичных минералов. Реликтовая оцитовая структура обнаружена в амфиболитах буульгенской серии в бассейне р. Пгш.

Существенные сведения для определения материнских пород метаморфитов дает петрохимия. Однако этот метод особенно результативен при изучении изохимически преобразованных пород, тогда как при алдохимическом метаморфизме исходные породы метаморфитов устанавливаются с трудом или вообще не поддаются определению. Нередко при помощи различных петрохимических диаграмм можно отличить осадочные породы от магматических, однако отличить исходный вулканит от плутонита по петрохимическим данным не всегда возможно.

В последнее время для решения вопроса о принадлежности метаморфитов к пара- и ортопородам используются геохимические признаки. При этом основные пути, которыми пользуются исследователи, следующие: сравнение абсолютных концентраций элементов-примесей в исследуемых метаморфитах и в изверженных и осадочных породах, выявление соотношений между отдельными элементами-примесями и установление тенденции вариаций соотношения элементов-примесей в зависимости от петрохимических особенностей пород.

Следует отметить, что при использовании геохимических признаков, в первую очередь надо определить геохимические особенности региона. Так, многие исследователи считают, что если отношения  $Cr$  и  $Ni$  больше единицы в амфиболитах, то они, скорее всего, первично-магматические образования, но если обнаруживаются резкие вариации значений, отношений этих элементов меньше единицы, то тогда допускается, что порода имеет первично-осадочный генезис. В частности, в метаморфитах буульгенской серии соотношение  $Cr$  и  $Ni$  за исключением единичных образцов, больше и порой значительно больше

единицы. Более того, аналогичное соотношение  $Cr$  и  $Ni$  наблюдается и в глинистых сланцах нижней юры южного склона Главного хребта Большого Кавказа. Следовательно, геохимические признаки не всегда дают однозначный ответ, и каждый конкретный регион может иметь свои индивидуальные геохимические особенности.

Следует иметь в виду, что региональный метаморфизм в условиях даже амфиболитовой фации полностью не стирает текстурных, структурных и химических особенностей пород и толщ в целом, т.е. не всегда происходит полная гомогенизация слоистых отложений. При комплексном использовании диагностических признаков можно достаточно надежно решить проблему принадлежности метаморфитов к апра- и ортопородам.

## 1.2. Изучение процессов метаморфических преобразований

При крупномасштабной геологической съемке области развития метаморфических и магматических пород требуется проведение исследований: изучение процессов полиметаморфизма, выделение зон ультраметаморфизма, мигматизации, диафтореза и метаморфических фаций, картирование зон метаморфизма.

В настоящей работе мы не собираемся рассматривать особенности картирования метаморфических пород, они освещены в "Методическом руководстве" [1972]. Здесь мы заострем внимание съемщиков на таких вопросах, решение которых определяется спецификой метаморфизма и магматизма Кавказа. В процессе исследований и составления карты метаморфизма Кавказского региона следует провести:

1. Картирование конкретных зональных ореолов, интервалы их температур, глубинность, взаимопереходы в пространстве.
2. Парагенетический и минералогический анализ метаморфических ассоциаций и их термобарометрию.
3. Связь метаморфизма с гранитообразованием; критерии разделения син- и постметаморфических гранитов по типам контактового воздействия (мигматиты, роговики и т.д.).
4. Исследование ретроградного метаморфизма; время его проявления и соотношение с прогрессивным метаморфизмом и гранитоидами.
5. Изучение гранулитов и эклогитов в местах их наличия; их возраст и генезис.
6. Всестороннее изучение геолого-петрологических критериев, с целью выявления догерцинских метаморфических формаций, температуры и глубины их формирования, режима щелочности мигматитов, альтернативной интерпретации "метаморфического несогласия" и искаженной разломами одноактной зональности.

7. Общий анализ метаморфической истории Большого Кавказа - число циклов метаморфизма и их термодинамические режимы, P-T параметры, возраст процессов, взаимосвязь прогрессивного, регрессивного метаморфизма и магматизма.

Ниже приводится разработанная С.П.Кориковским [1979] легенда типичных парагенезисов для каждой фации и субфации (зоны) в различных типах пород, наличие которых можно ожидать в метаморфитах Большого Кавказа (рис.1).

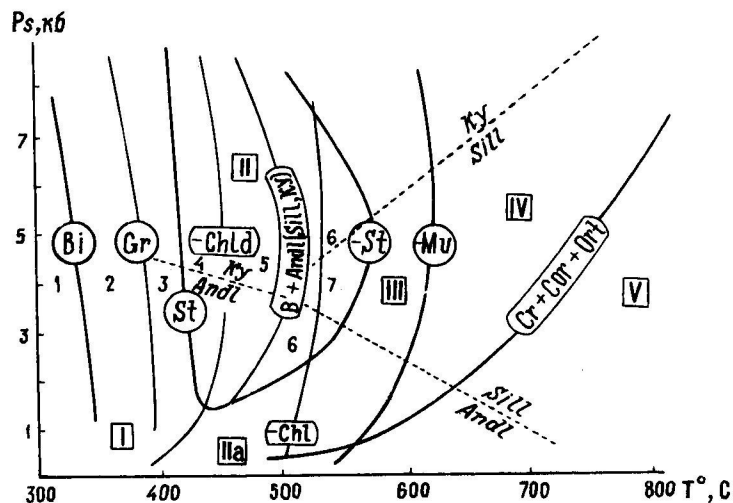


Рис.1. Принятая в легенде схема фаций и субфаций с изоградами появления st или исчезновения st минералов и пограничных парагенезисов.

#### Зеленосланцевая фация

##### Хлорит-серицитовая (добиотитовая) субфация

высокоглиноземистые

метапелиты (mtp<sup>Al</sup>) Prf + Ser + Chl + Q (± Chld<sub>Fe</sub>)

насыщенные K<sub>2</sub>O метапелиты (mtp) Chl + Ser ± Ab + Q

недосыщенные K<sub>2</sub>O породы (K-poor)  $\begin{cases} \text{Prf} + \text{Chl} \pm \text{Chld} + \text{Q} \\ \text{Stp} + \text{Chl} \pm \text{Ta}_{\text{Fe+Mg}} + \text{Q} \end{cases}$

пересыщенные K<sub>2</sub>O метапесчаники, K-метапорфириоиды

(mtp<sup>rh</sup> - mak) Chl + Ser ± Stp + Mikr + Ab + Q

метапсаммиты Na - Me

тапопорфириоиды (mtp<sup>sm</sup>): Chl + Ser + Ep + (Ank, Cc) + Ab + Q

метабазиты, карбонатные метапесчаники, основные туфы

(mtbs) : Chl + Ep + Act ± Pump ± (Ank, Cc) + Ab + Q

#### Бiotитовая субфация

(граница проводится по изограде биотита в метапсаммитах)

mtp<sup>Al</sup> : Chld + Prf → (Ky, Andl) + Ser + Chl + Q

mtp : Chl<sub>0-100</sub> + Ser ± Ab + Q ± (Spes)

K-poor :  $\begin{cases} \text{Chld} + \text{Chl} \pm \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Q} \\ \text{Stp} + \text{Chl} \pm \text{Cum}_{\text{Fe}} \pm \text{Ta}_{\text{Fe-Mg}} + \text{Q} \end{cases}$

mtp<sup>rh</sup>-mak : Bi + Chl + Mikr + Ab + Q

mtp<sup>sm</sup> : Chl<sub>0-100</sub> + Ser + Bi ± (Ank, Cc) ± Ep + Ab + Q

mtbs : Act<sub>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 4%</sub> + Chl + Ep ± (Ank, Cc) Ab + Q

карбонатно-силикатные породы

(Clc - Sil) : Trem + Chl + Clz + Cc(± Ank) ± Scap

В биотитовой субфации биотит стабилен только в богатых K<sub>2</sub>O метапесчаниках, K-метапорфириоидах и туфитах. Исчезает пумпеллит; в недосыщенных K<sub>2</sub>O породах возникает грюнерит. Железистость хлорита - 0-100 %.

Гранатовая (альмандин-хлорит-хлоритоидная) субфация  
(граница проводится по изограде близкого к альмандину граната)

mtp<sup>Al</sup> :  $\begin{cases} \text{Chld} + \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Chl}_{75<} + \text{Ser} + \text{Q} \\ \text{Gr}_{93-100} + \text{Chld}_{75} + \text{Chl}_{75<} + \text{Ser} + \text{Q} \end{cases}$

mtp : Gr<sub>93-100</sub> + Chl<sub>75</sub> + Ser ± Ab(Pl) + Q

K-poor :  $\begin{cases} \text{Chld} + \text{Chl} \pm \text{Gr} \pm \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Q} \\ \text{Cum} + \text{Chl} \pm \text{Gr} \pm \text{Stp} + \text{Q} \end{cases}$

mtp<sup>rh</sup>-mak : Bi + Ser + Mikr + Ab(Pl) + Q (Chl в этих породах исчезает)

mtp<sup>sm</sup> : Bi ± Gr<sub>93-100</sub> + Chl<sub>75<} + Ser ± Ep + Ab(Pl) + Q</sub>

mtbs : Hrb<sub>голуб.-зел.</sub> (Act<sub>Al</sub>) + Chl<sub>75<</sub> + Ep<sup>±</sup>(Ank, Cc) ± Gr + Ab(Pl) + Q

В гранатовой субфации железистость маломарганцевистого граната не ниже 81-93 %; железистость хлорита - 0-75 %.

Ставролитовая (эпидот-амфиболитовая) фация (P I, 5кбар)

Ставролит-хлоритоидная субфация  
(граница проводится по изограде ставролита в глиноземистых породах)

mtp<sup>Al</sup> :  $\begin{cases} \text{St} + \text{Chld} \pm \text{Chl} + \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Mu} + \text{Q} \\ \text{Chld} + \text{Gr}_{85-100} + \text{Chl}_{60<} \pm \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q} \end{cases}$

mtp :  $\text{Gr}_{85-100} + \text{Bi} + \text{Chl}_{60<} + \text{Mu} \pm \text{Pl} + \text{Q}$

магнезиальные метapelиты (mtp<sup>Mg</sup>) :  $\text{Bi}_{\text{Mg}} + \text{Cor}_{\text{Mg}} + \text{Chl} + \text{Mu} + \text{Q}$   
(только в Andl - Sill комплексах)

K-poor :  $\begin{cases} \text{St} + \text{Chld} \pm \text{Gr} \pm \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Q} \\ \text{Cum} + \text{Chl} \pm \text{Gr} + \text{Q} \end{cases}$

mtp<sup>rh-mak</sup> :  $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Mikr} \pm \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Q}$

mtp<sup>sm</sup> :  $\text{Bi} \pm \text{Gr}_{86-100} + \text{Chl}_{60<} + \text{Mu} \pm \text{Ep} + \text{Pl} + \text{Q}$

mtbs :  $\text{Hrb}_{\text{голуб.-зел.}} + \text{Chl}_{60<} + \text{Ep}^{\pm}(\text{Ank}, \text{Cc}) \pm \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Q}$

clc-sil :  $\text{Trem}(\text{Hrb}_{\text{бесцв.}}) + \text{Chl} + \text{Cl}_z(\text{Zs}) + \text{Cc}(\text{Ank}) \pm \text{Scap} \pm (\text{Gros} - \text{Andr})$

В ставролит-хлоритоидной субфации железистость Chl - 0-60 %, Gr - 85-100 %.

Ставролит-хлоритовая субфация  
(граница проводится по изограде полного исчезновения хлоритоида)

mtp<sup>Al</sup> :  $\text{St} + \text{Chl}_{50<} + \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Gr} + \text{Mu} + \text{Q}$

mtp :  $\text{Bi} + \text{Gr}_{80-100} + \text{St} + \text{Chl}_{50<} + \text{Mu} + \text{Q}$

mtp<sup>Mg</sup> :  $\text{Bi}_{\text{Mg}} + \text{Cor}_{\text{Mg}} + \text{Chl} + \text{Mu} + \text{Q} (\text{Andl} - \text{Sill})$

K-poor :  $\begin{cases} \text{St} + \text{Gr} + \text{Ky}(\text{Andl}) \pm \text{Chl} + \text{Q} \\ \text{Cum} \pm \text{Chl} \pm \text{Anf} + \text{Q} \end{cases}$

mtp<sup>rh-mak</sup> :  $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Mikr} \pm \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Q}$

mtp<sup>sm</sup> :  $\text{Bi} \pm \text{Gr}_{80-100} \pm \text{Chl}_{45<} + \text{Mu} \pm \text{Ep} + \text{Pl} + \text{Q}$

mtbs :  $\text{Hrb} + \text{Chl}_{50} + \text{Ep}^{\pm}(\text{Ank}, \text{Cc}) \pm \text{Gr}_{80-100} + \text{Pl} + \text{Q} \pm$

clc-sil :  $\text{Hrb}_{\text{гол.-зел., бесцв.}} + \text{Chl} + \text{Cl}_z(\text{Zs}) \pm \text{Cpx} + \text{Cc} \pm \text{Scap} \pm (\text{Gros} - \text{Andr})$

В ставролит-хлоритовой субфации железистость Chl - 0-50 %, Cr - 80-100 %. В карбонатно-силикатных породах впервые появляется Cpx (истинная изограда клинопироксена).

В случае отсутствия высокоглиноземистых пород: разделение ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций затрудняется. Тогда они могут объединяться в виде одной обобщенной субфации, признак которой - обилие равновесного хлорита в эпидотовых амфиболитах.

Ставролит-биотит-кианитовая (Андалузитовая) субфация  
(граница проводится по  $\text{Bi} - \text{Al}_2\text{SiO}_5$  - изограде за счет реакции  $\text{St} + \text{Chl} + \text{Mu} + \text{Bi} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Q} + \text{H}_2\text{O}$ ).

mtp<sup>Al</sup> + mtp :  $\text{St} + \text{Ky}(\text{Andl}) + \text{Gr}_{75-100} + \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q}$

mtp<sup>Mg</sup> :  $\text{Bi}_{\text{Mg}} + \text{Chl}_{0-30} \pm \text{Cor}_{0-15} + \text{Ky} + \text{Mu} + \text{Q}$   
 $\text{Bu} \pm \text{Chl} + \text{Cor}_{0-30} + \text{Andl} + \text{Mu} + \text{Q}$

K-Koop :  $\text{Gedr} + \text{Ky} + \text{St} + \text{Gr} + \text{Q}$

$\text{St} + \text{Cor} + \text{Gr} + \text{Andl} + \text{Q}$

$\text{Cum} + \text{Gr} + \text{Gedr} + \text{Q}$

mtp<sup>rh-mak</sup> :  $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Mikr} \pm \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Q}$

mtp<sup>sm</sup> :  $\text{Bi} \pm \text{Gr}_{75-100} + \text{Mu} \pm \text{Ep} \pm \text{Hrb} + \text{Pl} + \text{Q}$

mtbs :  $\text{Hrb} \pm \text{Chl} + \text{Ep} \pm \text{Cc} \pm \text{Gr}_{75-100} + \text{Pl} + \text{Q}$

clc-sil :  $\text{Hrb} \pm \text{Cpx} + \text{Cl}_z(\text{Zs}) \pm \text{Chl} \pm \text{Cc} \pm \text{Scap} \pm (\text{Andr} - \text{Gros})$

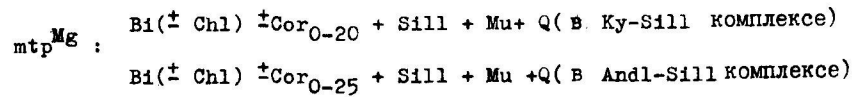
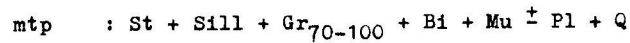
В ставролит-биотит-кианитовой (андалузитовой) субфации железистость Chl - 30-45 %, Gr - 75-100 %. В метapelитах из андалу-

зит-силлиманитовых комплексов глубинности широко развит кордиерит.

Ставролит-силлиманитовая субфация

(только при  $P_g = 3-4,5$  кб)

(граница проводится по Sill -изограде в ставролит-содержащих породах)



В остальных типах пород равновесия - как в предыдущей субфации; однако хлорит почти полностью исчезает во всех ассоциациях.

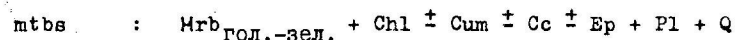
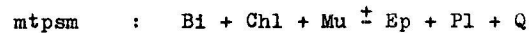
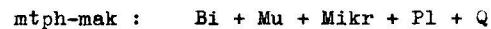
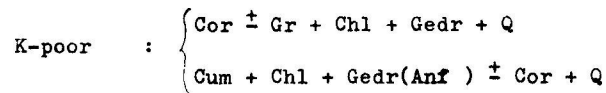
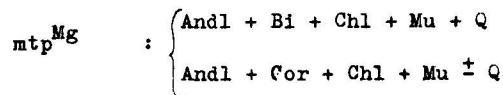
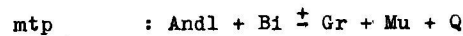
В малоглубинных зональных ореолах и роговиках (при  $P = I-I,5$  кбар) ставролит не образуется и ставролитовая фация не выделится. Ее температурным аналогом становится биотит-хлорит-андалузит-мусковитовая субфация, занимающая интервал между гранатовой субфацией и изоградой полного исчезновения хлорита.

Биотит-хлорит-андалузит-мусковитовая субфация

(  $P = I-I,5$  кб )

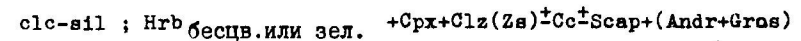
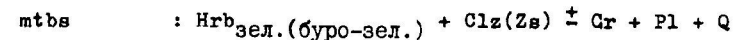
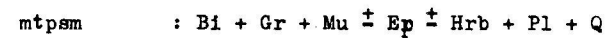
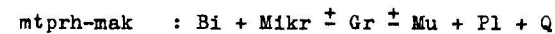
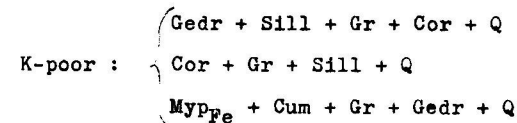
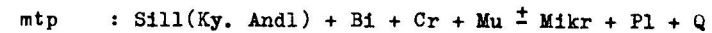
(граница проводится по появлению парагенезиса

$Bi + Chl + Andl + Mu + Q$  )



Фация биотит-мусковитовых гнейсов и роговиков

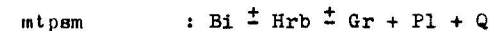
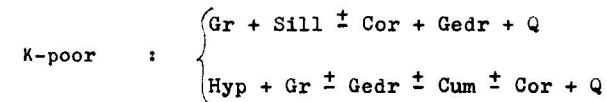
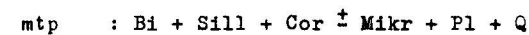
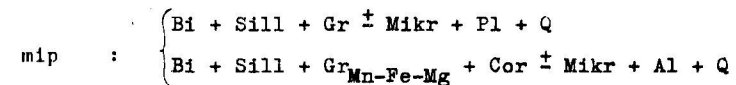
(граница проводится по изограде исчезновения ставролита, а в малоглубинных комплексах - по полному исчезновению хлорита)



В недосыщенных  $H_2O$  породах впервые появляется феррогиперстен (истинная изограда гиперстена).

Биотит-силлиманит-калишпатовая фация

(граница проводится по изограде полного исчезновения мусковита, а также эпидота и цоизита в метабазах)



mtbs : Hrb<sup>зел.</sup> (буро-зел.)<sup>±</sup> Crx<sup>±</sup> Gr + Pl<sup>±</sup> Hup + Q  
 clc-sill : Hrb + Crx + Cc<sup>±</sup> Scap<sup>±</sup> (Gros - Andr) + Pl

### Гранат-кордиерит-ортоклазовая фация

(граница проводится по изограде полного  
исчезновения парагенезиса  
Bi + Sill + Q)

mtpr : Gr + Cor<sup>±</sup> Sill<sup>±</sup> Bi<sup>±</sup> Ksp + Q  
 K-poor :  $\begin{cases} Cr_{Mg-Fe} + Cor + Sill<sup>±</sup> Gedr + Q \\ Cr_{Mg-Fe} + Hup<sup>±</sup> Gedr + Pl + Q \end{cases}$   
 mtprh-mak : Bi<sup>±</sup> Gr + Mikr + Pl + Q  
 mtprsm : Bi<sup>±</sup> Hrb<sup>±</sup> Gr + Pl + Q  
 mtbs : Hrb<sup>зел.</sup> (буро-зел.) + Crx<sup>±</sup> Gr<sup>±</sup> Hup + Pl + Q  
 Clc-sil : Crx<sup>±</sup> Hrb + Cc + Scap<sup>±</sup> (Gros- Andr) + Pl

Символы минералов: Ab - альбит, Act - актинолит, Andl - андалузит, Andr - андрадит, Anf - антофиллит, Ank - анкерит, Bi - биотит, Cc - кальцит, Chl - хлорит, Chld - хлоритоид, Cor - кордиерит, Crx - клинопироксен, Csm - куммингтонит, Ep - эпидот, Gedr - жердит, Gr - гранат, Gros - гроссуляр, Hrb - роговая обманка, Ksp - калиевый полевой шпат, Ky - кианит, Mikr - микроклин, Pl - плагиоклаз, Prf - пиррофиллит, Pmp - пумпеллит, Q - кварц, Scap - скаполит, Ser - серицит, Sill - силлиманит, Spes - спессартин, St - ставролит, Stp - стильномелан, Ta - тальк, Trem - тремолит, Zs - цоизит.

### 1.3. Структурные особенности метаморфических формаций

Метаморфические формации характеризуются сложным тектоническим строением и структурно-текстурными особенностями. Изучение тектонической структуры метаморфических формаций является трудной задачей, так как в них, обычно, отсутствуют остатки организмов, позволяющие определить возраст. Привлечение данных абсолютного возраста также оказывается безрезультатным, поскольку его цифры часто указывают на омоложенный возраст метаморфитов. Поэтому

выяснение структурных взаимоотношений между комплексами часто является единственным способом установления их действительной стратиграфической последовательности. При формационном изучении метаморфитов и их картировании следует тщательно разобраться в структурных их особенностях. Сравнительный анализ структурной эволюции может быть одним из методов возрастной корреляции метаморфических толщ. Для большей надежности выводов его необходимо применять в сочетании с анализом других геологических явлений - магматизма, метаморфизма, формационного анализа и др.

Сравнительно слабо в метаморфизованных образованиях могут быть установлены исходные текстурно-структурные признаки, и их геокартирование может осуществляться обычными методами. Что же касается формаций, сложенных глубокометаморфизованными породами, в которых первичные текстурно-структурные признаки часто стертые и вместо первичной слоистости проявлена сланцеватость и гнейсовидность, то при их изучении следует разобраться в причине и характере наложенных процессов - складчатости и разрывной деформации, динамометаморфизма, кристаллизационной сланцеватости и др.

Исследованиями в западной части зоны Главного хребта Большого Кавказа, в бассейне р.Б.Лаба [Выдяпин, 1979] установлено, что здесь метаморфические породы претерпели лишь один полный цикл структурно-метаморфического развития, отвечающий герцинскому тектоническому циклу, благодаря чему его эволюция на всех стадиях реконструируется достаточно полно.

При исследовании метаморфических формаций историю метаморфических процессов следует изучать в соотношении со структурной эволюцией метаморфизованных пород. Часто восстановление последовательности структурных преобразований основывается на связи метаморфических процессов того или иного этапа, с той или иной генерацией структурных форм. Иногда же подобные связи, наоборот, позволяют на основе структурной эволюции расшифровать историю метаморфических процессов.

Становление структур метаморфических формаций и минералообразование происходит одновременно. Давление, действующее в течение метаморфических процессов, имеет непрерывный характер, сосуществующие минералы стремятся к структурному равновесию. При его достижении минералы занимают в пространстве определенное положение, зависящее от ориентировки осей напряжения, особенностей кристаллической структуры минералов и их габитуса. Соответственно происходит частичное и, нередко, полное уничтожение старых текстур и структур и образование новых. Как известно, в результате стремления минералов к структурному равновесию возникают ориентированные текстуры - кристаллизационная сланцеватость и минеральная

линейность, которые отражают ориентировку осей напряжения, действующее в период метаморфизма. Возникшие при метаморфизме ориентированные текстуры могут быть нарушены только при повторной перекристаллизации в ином поле напряжения, при катакластической деформации и при складчатых деформациях, приводящих к изгибанию текстуры.

Примером могут служить метаморфические образования Большого Кавказа, на которые наложился не только палеозойские процессы деформации и метаморфизма, но нередко и альпийский тектогенез, что подтверждается сходством ориентировки, а иногда полное совпадение геологических структур древних и юрских образований. Обычно, при изучении структур метаморфитов Большого Кавказа, внимание исследователей направлялось на выявление наиболее крупных структурных форм первого порядка, устанавливаемых по положению сланцеватости. По характеру таких структур и по другим геологическим данным в зоны Главного хребта были выявлены две подзоны - Перевальная и Эльбрусская [Самохин, 1963; Сомин, 1967 и др.]. Для Перевальной подзоны считались характерными линейно сжатые складчатые формы общекавказского простирания, для Эльбрусской - брахиформные пологие структуры. Однако изучением более мелких структурных форм установлено [Сомин, 1971], что крупные брахиформные структуры первого порядка в Эльбрусской подзоне являются наложенными по отношению к более ранним изоклинальным складкам, роль которых в строении отдельных участков может быть исключительно велика.

Специальными исследованиями Ю.П.Выдяпина [1979] установлено, что метаморфические породы Главного хребта Большого Кавказа испытали сложную полистадийную структурно-метаморфическую эволюцию, выразившуюся в образовании нескольких генераций последовательно наложенных структурных форм. Формирование структур каждой генерации сопровождалось характерными процессами метаморфического минералообразования. Последовательность выделенных генераций структурных форм образует закономерный структурный ряд, в начале которого преобладают изоклинальные складки, а в конце - хрупкие разрывы. В течение основной, судетской фазы складчатости изученный комплекс пережил не менее трех стадий деформаций, сопровождавшихся прогрессивным метаморфизмом, высокотемпературным жильным минералообразованием и внедрением раннегерцинских плагиогранитов. Последняя генерация структурных форм, завершающая полный структурный ряд, устанавливаемый на Главном хребте, сформировалась значительно позже - уже в альпийское время.

#### I.4. Изучение магматических и метасоматических пород

В метаморфических формациях Кавказа особенно широким развитием пользуются гранитоиды, среди которых по генетическим признакам различают палингенные и метасоматические гранитоиды [Шенгелиа, 1972].

Палингенные гранитоиды выделяются по следующим геологическим и петрографо-геохимическим признакам: 1) гомогенность и постоянство состава, 2) наличие высокотемпературных минералов - реликтов анатектической стадии образования гранитоидов, 3) глубокометаморфизованность вмещающего гранитоиды субстрата, в котором развиты анатектические магматиты, 4) особенности характера контактов и форм залегания гранитоидов, а также их взаимоотношения с вмещающими породами и ксенолитами, 5) структурно-текстурные особенности.

Д.М.Шенгелиа [1972] выделяет автохтонные и аллохтонные тела палингенных гранитоидов. Первые слагают силлы, гарполиты и линзообразные и сложной формы тела разных размеров и находятся в равновесии с вмещающими их метаморфитами. Они характеризуются мощными ореолами распространения высокотемпературных анатектических магматитов и отсутствием следов механического их воздействия на вмещающие породы. Структурные элементы ксенолитов и метаморфитов (окружающих автохтонные гранитоиды) аналогичны. Признаки интрузивного происхождения гранитоидов либо вовсе отсутствуют, либо мобилизация носит локальный характер. Автохтонные гранитоиды, состав которых зависит от состава вмещающих пород, находятся в равновесии с реликтами материнских пород. Аллохтонные гранитоиды образуют жилы, апофизы, дайки, небольшие массивы, штоки, лакколлиты, силлы. Им присущи, как правило, резкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Внутренние структуры аллохтонных гранитоидов и вмещающих пород в большинстве случаев не совпадают.

Метасоматические гранитоиды образуют крайне гетерогенные крупные массивы или небольшие пластообразные, линзообразные, жиллообразные и неправильные тела. К наиболее характерным диагностическим их признакам относится взаимоотношение с вмещающими породами, в частности, расплывчатые границы с останцами не полностью гранитизированных пород, сохранившими свою первоначальную ориентировку, продолжение структур вмещающих пород в гранитах, зависимость их состава от химизма боковых пород, идентичность термодинамического режима метасоматических гранитоидов и вмещающих их пород. Следует учитывать также гетерогенность состава, т.е. в одном и том же образце могут наблюдаться сильные колебания соотношений минералов, кучное расположение главных породообразующих минералов, макро- и микроструктуры (порфиробластические, пойки-

лобластические, гломеробластические), гнейсовидные текстуры.

В составе кристаллических пород Большого Кавказа повсеместно встречаются интрузивы мафитов, количественно заметно уступающие гранитоидам. Среди мафитов выделяются две возрастные группы габброидов [Заридзе, 1961, 1970]. Первая группа габброидов вместе с вмещающими их сланцами претерпели метаморфизм. Они, по всей вероятности, являются наиболее древними среди интрузивных пород субстрата. Габброиды порой нацела перекристаллизованы и превращены в амфиболиты. Местами же сохранены первичный минеральный состав и структурные особенности. Эти породы, совместно с вмещающими их метаморфитами, составляют конкретные формации.

Вторая группа габброидов моложе первой; метаморфическим изменениям они не подвержены, обычно образуют небольшие тела и в строении субстрата заметной роли не играют.

Кроме этих пород, в метаморфитах часто наблюдаются жильные диабаз-порфириды и реже – более кремнекислотные породы. Они встречаются в одних метаморфических формациях и отсутствуют в других, поэтому они могут иметь корреляционное значение для вмещающих их метаморфитов.

Ультрамафиты в составе субстрата Большого Кавказа встречаются редко и всегда приурочены к определенным метаморфическим формациям. Они могут быть использованы в качестве корреляционного признака. Например, на Большом Кавказе ультрамафиты приурочены к метаморфитам, известным под названием буульгенской серии. Появление ультрамафитов в буульгенской серии в свете плитной тектоники вызывает интерес геологов.

## 2. ПРИМЕРЫ КАРТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАВКАЗА

### 2.1. Нижне- и среднеюрская вулканогенно-песчано-глинисто-сланцевая (аспидносланцевая) формация Большого Кавказа

Юрские отложения на Кавказе пользуются широким развитием и представлены всеми тремя отделами – нижней, средней и верхней юрой.

Породы, испытавшие начальный метаморфизм в условиях глинисто-сланцевой (аспидносланцевой) фации – промежуточной между неметаморфизованными осадками и метаморфитами филлитовой (зелено-сланцевой) фации, встречаются на Большом Кавказе в тектонических зонах Главного хребта, Казбекско-Сарибашской, Местиа-Зака-

тальской, Чхалта-Лайлинской и Гагрско-Джавской.

В отдельных участках рассматриваемой формации развиты зелено-каменные вулканогенные образования, которые, по М.А.Беридзе, представлены спилит-кератофировыми (нижний-средний лейас), спилит-диабазовыми (средний лейас-аален) и порфирированными (аален-байос) комплексами пород (подформациями). Андезит-базальты встречаются в нижнем и среднем лейасе Казбекско-Сарибашской тектонической зоны; спилиты и кварцевые кератофиры известны в Горной Раче, Сванети и Абхазии. Небольшие разрозненные выходы спилитов, порфиритов и диабазов фиксируются в позднем лейасе на всей площади развития юрской геосинклинали.

По данным Г.А.Чихрадзе [1979], в состав ниже- и среднеюрских слабо метаморфизованных отложений входят: конгломераты и гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (преобладают), а также углистые и карбонатные породы. С нижеюрскими отложениями связаны конкреции различного состава, размера и формы – пиритовые, глинисто-известковые, известковые, глинисто-доломитовые, глинисто-сидеритовые, углисто-сидеритовые.

Цемент конгломератов базальный, а гравелитов – серицит-хлорит-кварцевый либо гидрослюдисто-серицитовый (Сванети, Горная Рача). Гравелиты бассейна р.Терек имеют серицит-мусковитовый цемент, а Заалазанской Кахети (ущелье р.Стори) – известковый. Цемент псефитов трансгрессивного тоара левобережья р.Урух (Северный Кавказ) мусковитовый, составляющий 1/3 часть объема породы.

Песчаники, встречающиеся в ниже- и среднеюрских отложениях на Южном склоне Большого Кавказа, распространены неравномерно. Они развиты в нижней трансгрессивной и больше – в верхней регрессивной частях толщ.

В Сванети и Горной Раче цементом песчаников служат гидрослюда-серицит, серицит-хлорит, серицит-хлорит-кварц, серицит-кварц (в кварцитовидных разновидностях), либо почти один кварц, перекристаллизованный и удлинённый вдоль сланцеватости с образованием вместе с мусковитом полосчатой текстуры, что весьма характерно для юрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Цемент иногда лепидобластовый. Порой наблюдается окварцевание песчаников, в которых аутигенный кварц замещает пелитовый цемент. Интенсивные наложенные процессы наблюдаются в песчаниках с карбонатным цементом. Здесь, видимо, имеет место процесс карбонатизации, как это впервые было констатировано в 1967 г. в Горной Раче Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили.

В Дарьяльском ущелье отмечается разъедание зерен кварца серицитовым (перекристаллизованным) цементом.

Нижнеюрские кварциты Заалазанской Кахети почти лишены слоис-

тости. Они, по данным Л.А.Варданяца [1932], возникли в результате полного окварцевания (кремневый метасоматоз) терригенных пород, приуроченных к ареалам развития диабазов и шаровых лав.

Аркозовые песчаники р.Самгурисцкали (Кахети) иногда обнаруживают параллельную текстуру. Они окварцованы и слабо пиритизированы. Различают два типа пиритизации - диагенетический и эпигенетический. К последнему относится интенсивная пиритизация в казбекской свите (бассейн р.Терек) и в юрских отложениях в Закавказской Кахети; они вызваны наложенными гидротермальными процессами.

Алевриты пользуются меньшим распространением, чем песчаники; встречаются в нижнем лейасе, но больше в среднем и верхнем лейасе и доггере. Параллельная, часто сланцеватая текстура породы обусловлена чешуйками слюды и хлорита. Цемент алевритов хлорит-серицит-пелитовый (преобладает последняя составляющая), занимающий 10-30 % объема породы; углистый и известковый анкеритовый материал развит в верхней половине разреза (бассейны рек Арагви и Аргун). Встречаются также кварцевый и хлоритовый цементы. Кварцевые песчаники бассейна р.Терек в результате регионального эпигенеза и метаморфизма превращены в кварциты с  $SiO_2 = 93-97\%$  [Чихрадзе, 1979].

Глинистые сланцы представляют собой плотные сланцеватые метаморфические породы. Относительно более четко рассланцованными разновидностями глинистых сланцев являются сланцы аспидного типа. Слабосланцеватые аргиллиты со скорлуповатым выветриванием имеют весьма подчиненное развитие. Они наблюдаются лишь в отдельных местах верхней части юры.

Алевритовая составляющая глинистых сланцев состоит из осадочного кварца, кислого плагиоклаза, серицита, мусковита и зерен из хлорит-мусковитовых пакетов. Чешуйки белой слюды образованы по биотиту. В шлифах видны переходы от биотита в серицит с выделением гидроокислов железа. Терригенные циркон и апатит входят в качестве примесей. К аутигенным (диагенетическим, метаморфическим) минералам, играющим роль второстепенных минералов, относятся кварц, альбит, гидрослюда, пирит, железистый карбонат, кальцит, турмалин и др.

Кварц, расположенный вдоль сланцеватости, образует сетковидно разросшиеся зерна, либо отдельные индивиды, имеющие зубчатые контуры. Тонко полисинтетически сдвойникованные или призматические мелкие кристаллы альбита вырастают из пелит-гидрослюдистой массы, располагаясь косо к плоскостям сланцеватости. Широкое развитие в юрских осадках южного склона Большого Кавказа аутигенного альбита Г.А.Чихрадзе [1979, с.109] объясняет процессом фельдшпатализации.

Гексаэдрические кристаллы пирита образуют скопления и глобулы. Они иногда обрастают волокнистым кварцем, порой вместе с хлоритом и серицитом. Глинистые сланцы в отдельных случаях (Казбекский район и Кахети) на больших площадях подвергнуты интенсивной пиритизации. В них образуются также сидерит и анкерит. Первый из названных минералов встречается в виде отдельных рассеянных зерен (средний лейас, бассейн р.Хенисцкали) и стяжений (тоар-аален южного склона Большого Кавказа). Анкерит нередко вместе с кальцитом образует кристаллически зернистые массы (верхний лейас Казбекско-Сарибашской тектонической зоны).

Интенсивное преобразование исходного материала в нижних частях юрских отложений проявляется возникновением серицита, переходящего в мусковит, бледнозеленого хлорита и мелкоагрегатного кварца, приведших к образованию филлитоподобных сланцев. В нижнеаален-синеморских отложениях глинистое вещество перекристаллизовано в мелкочешуйчатую полосчатую массу, в отдельные полоски которой сгруппированы органическое вещество и гидрослюда с хлоритом. В верхнелейасских и байосских глинистых сланцах наблюдается мелкоагрегатное пелитоморфное, но реагирующее на поляризованный свет глинистое вещество.

Термическим методом установлена низкая термоустойчивость (до  $700^{\circ}C$ ) гидрослюда всех глинистых сланцев южного склона Большого Кавказа и еще более низкая ( $500-520^{\circ}C$ ) - в ааленских глинистых сланцах Северного Кавказа.

Химический состав глинистых сланцев в целом одинаковый:  $Al_2O_3$  не превышает 24,84%;  $Al_2O_3 : SiO_2 = 0,33$ ;  $TiO_2 : Al_2O_3 = 0,038$ ;  $K_2O$  обычно больше  $Na_2O$  и  $MgO$ , а  $MgO$  больше  $Na_2O$ . В глинистых сланцах Центральной Абхазии  $Na_2O$  по сравнению с другими участками южного склона содержится больше, однако  $K_2O$  и в данном случае преобладает над  $Na_2O$ .

Сравнение рентгенометрических данных ниже- и среднеюрских глинистых сланцев южного и северного склонов хребта в ущелье реки Терек показало их одинаковый хлорито-слюдистый состав и присутствие гидрослюда в ааленских глинистых сланцах северного склона [Чихрадзе, 1979, стр.72].

В интенсивно дислоцированных и кливажированных участках юрской геосинклинали Большого Кавказа, в том числе и ааленских глинистых сланцах Казбекского района, гидрослюда превращена в мусковит (серицит), а в синхронных глинистых сланцах северного склона местами сохранена не только гидрослюда, но и каолинит и другие глинистые минералы. Из гидрослюда и магнезиально-железистого хлорита сложены глинистые (аспидные) сланцы р.Ингури, а также р.Хе-



нисскали, в которых, по данным рентгеноструктурного анализа, в сланцах верхней перми-триасе (?) до аалена включительно, содержится гидрослюда мусковитового типа (10 Å) и магнезиально-железистый хлорит (14 Å). В глинистых же сланцах  $J_1^2$ , присутствует гидрослюда (10,4 Å) и в различной степени дегидратированный монтмориллонит (12,8 Å, 14,7 Å). В тоар-ааленские глинистые сланцы входят гидрослюда (10,5 Å) и неупорядоченный слюдо-монтмориллонит, указывающие на их слабую преобразованность, сравнительно с одновозрастными породами южного склона Бокового хребта ущ.р. Терек. В восточной части района в глинистых сланцах нижней юры (синемор-тоар) содержится гидрослюда (10 Å) и магнезиально-железистый хлорит (14 Å). В целом, можно отметить, что нижние горизонты юры сложены из перекристаллизованной гидрослуды (10 Å) и относятся к мусковит-хлоритовой фации метаморфизма [Чихрадзе, 1979].

Средний количественно-минеральный состав ниже- и среднеюрских глинистых сланцев Большого Кавказа, установленный путем микроскопического и рентгеноструктурного изучения пород и последующего пересчета их химических анализов на минералы следующий: гидрослюда (29-49 %), кварц (22-33 %), хлорит (15-22 %), альбит (2-20 %) [Чихрадзе, 1979].

Метаморфизм рассматриваемых преимущественно глинистых отложений слабый (начальный). Фация метаморфизма глинистосланцевая (аспидносланцевая). Эта фация метаморфизма была выделена Г.М.Заридзе в 1966 г. [Заридзе, Татришвили, 1967] на примере южного склона Большого Кавказа (Горной Рачи). Сланцы этого типа распространены во многих горных сооружениях.

На южном склоне Большого Кавказа в пределах верховьев бассейна р. Риони, в опрокинутых на юг глинистых сланцах с подчиненными прослоями песчаников, надвинут доюрский кристаллический субстрат, состоящий, главным образом, из гранитоидов и кристаллических сланцев. В результате метаморфизма ниже- и среднеюрских исходных геосинклинальных осадков и развитых участками мафитовых вулканитов образовалась вулканогенно-песчано-глинистосланцевая (аспидносланцевая) формация.

Ниже- и среднеюрские отложения обнаруживают диагенез и начальную (эмбриональную) стадию метаморфизма. Обычной новообразованной минеральной ассоциацией для этих пород является кварц-серпичит (-гидрослюда, -мусковит)-хлорит с примесью слабоизмененного исходного материала для пелитовых пород. Эти процессы были выявлены Г.М.Заридзе на материале Горной Рачи.

Хотя проявление вулканизма в ниже- и среднеюрской геосинклинали Большого Кавказа слабое и разрозненное, все же проницаемость

коры постмагматическими газогидротермами, связанными с вулканическим очагом, является ощутимой, особенно это можно сказать в отношении нижней ее части.

Под площадным воздействием гидротермальных растворов произошло региональное уплотнение осадков и их сульфидная минерализация. При относительно более интенсивном проявлении данного процесса образовались мощные пачки метасоматических силицитов. В контактовой полосе с дайками диабаз-порфиритовых пород под воздействием также растворов возникли роговики, адинолы, альбатиты, реже андалузитовые графитовые сланцы и цоизитизированные кварцитовидные песчаники.

Ниже- и среднеюрские геосинклинальные отложения Большого Кавказа, вслед за диагенезом претерпели динамометаморфизм (стрес), выразившийся в интенсивном рассланцевании и наложенном кливажировании глинистых пород и начальную стадию регионального метаморфизма, обусловившего изменение их исходного минерального состава и структуры, порой в значительной степени (рис.2). Исходные осад-



Рис.2. Кварцевые пегматиты по вторичному кливажу. Ацгарская свита. Ручей Алаштраху.

ки преобразовались в глинистые (аспидные) сланцы, филлиты и кварциты, а материнские мафитовые вулканиты претерпели зеленокаменное преобразование, в результате чего возникли спилиты, диабазы и различные порфириты.

Данные о минеральном составе и кливаже рассматриваемой формации, как отмечено, позволяют констатировать, что относительно интенсивный метаморфизм исходных глинистых пород в зоне южного склона происходил в северной полосе развития формации. Северным рубежом развития процесса метаморфизма является плоскость надвига кристаллического ядра Главного хребта. Интенсивность метамор-

физма осадков, составляющих опрокинутую на юг изоклиналную структуру в южном направлении постепенно снижается и сходит на нет. В этом же направлении происходит омолаживание отложений. Участковое развитие синседиментационного мафитового вулканизма и большое количество даек диабаз-порфиритовых пород приурочено к северной полосе развития рассматриваемой формации. То же можно сказать об относительной интенсивности расщепления и кливажирования осадков.

Петрографическая характеристика разрезов картируемого участка позволяет установить наличие метаморфической зональности в породах формации, северной границей которой является разлом (надвиг) кристаллического ядра Большого Кавказа, и выделить отмеченные выше три картируемые в масштабе 1:50000 подформации (см. приложение к данной работе карты): вулканогенно-глинисто-сланцевую (аспидно-сланцевую), глинисто-сланцево-аргиллитовую и неметаморфизованную аргиллитовую. Кроме того, внутри первой подформации можно выделить спилит-кератофир-диабаз-порфиритовую подформацию, а в восточном продолжении рассматриваемой формации — опять-таки неметаморфизованную аргиллит-песчаниковую подформацию.

Данные, полученные многими геологами в результате исследований ниже- и среднеюрских образований южного склона Большого Кавказа, позволяют представить следующую схему стратиграфо-литологического их расчленения.

Нижний лейас. Базальные образования Сванети и Абхазии фаунистически охарактеризованы как синемюрские. Они на южном склоне (местность Квиши) датируются как домер. В полосе развития ниже- и среднеюрских образований допускается наличие, наряду с нижнелейасовыми, и среднелейасовых базальных конгломератов.

В базальной пачке нижнего лейаса Сванети вулканический материал содержится меньше, чем в базальной пачке Абхазии. Он представлен туфобрекчиями плагиоклазовых порфиритов (южный склон горы Мазер), туфобрекчиями роговообманково-альбитовых, роговообманково-кварц-альбитовых и, реже, пироксен-роговообманково-альбитовых порфиритов (хр. Бахид). Мощные выходы кварц-кератофирных вулкаников развиты в среднеюрских отложениях в Дарьяльском ущелье и Верхней Раче.

Нижнелейасовая кистинская свита (мощность 300 м) в Дарьяльском ущелье сложена кварцитами, черными сланцами, конгломератами; она развита от р. Терек до р. Фиагдон. Базальная часть песчано-сланцевых пород представлена аспидными и графитисто-серицитовыми сланцами, графит-серицит-андалузит-хиастолитовыми роговиками, кварцитами, кварцевыми гравелитами с редкими маломощными линзами мелкогалечного (1,5–2,5 см) конгломерата и серицит-кварце-

выми песчаниками. Местами содержатся альбитовые порфириты и линзы их пирокластолитов. Был встречен один слой метаконгломерата с крупными гальками кварцита.

В Заалазанской Кахети основание ниже- и среднеюрских отложений не вскрыто. На южном склоне хр. Спероза (бассейн р. Хораджо) верхнесинемюрские отложения подстилаются вулканогенами и далее — терригенными псефито-псаммитовыми образованиями (мощность до 500 м) вмещающими линзы известняков и мраморов (нижнесинемюрская сперозская свита).

В местах наличия базального конгломерата, в восходящем разрезе наблюдается постепенный переход во все более мелкогалечные образования. Последовательность осадков: гравелиты, кварцевые песчаники, кварциты и глинистые (аспидные) сланцы, которые продолжают до песчаных отложений (тоар-аален) в южной части района.

Средний лейас. Отложения среднего лейаса, согласно продолжающиеся нижнелейасовые однотипные породы, представлены почти исключительно глинистыми (аспидными) сланцами, порой замещающими линзы известняков, лишь местами сланцы замещаются песчаниками.

Нижняя часть среднего лейаса (плинсбах-домер) в северо-западной Абхазии представлена вулканогенными, а верхняя — глинистыми (аспидными) сланцами. Авадхарский кератофирный горизонт (авадхарская свита; мощность 500 м) М.А. Веридзе и др. [1972] разделяют на два горизонта — нижний (лавы кварцевых кератофиров и их пирокластолитов) и верхний (спилитовые пирокластолиты).

В Сванети и Горной Раче средний лейас представлен глинистыми сланцами аспидного типа, местами включающими в значительном количестве прослои алевролитов и песчаников. Диабаз-порфиритовая дайка мощностью 100 м и протяженностью 700 м известна в верховьях р. Ласкадура (бассейн р. Цхенисцкали).

В циклаурской свите (Дарьяльское ущелье), условно относимой к среднему лейасу и состоящей из темно-серых аспидных сланцев с редкими прослоями кварцитовидных песчаников, залегают многочисленные пластовые и секущие тела базитов (Казбецкий диабазовый пояс, по Л.А. Варданянцу). Г.А. Чихрадзе [1979] в верхней части циклаурской свиты установил горизонты вариолитовых сферических лав диабазов и спилит-диабаз-порфиритов, чередующихся с глинистыми (аспидными) сланцами (мощность  $\cong$  600 м).

В Заалазанской Кахети средний лейас сложен опять-таки глинистыми (аспидными) сланцами, которые местами (ущ. р. Квачадала, Стори, Шромисхеви и др.) вмещают спилит-диабазовые подушечные вулканы (мощность 60 м). Вулканизм в Кахети проявился слабее, чем в Дарьяльском ущелье. В целом же, на южном склоне Большого Кавказа

проявление вулканизма в среднем лейасе было относительно более значительным, нежели в нижнем лейасе. В западной части геосинклинали (Абхазия) образовался спилит-кварцкератофировый, в Сванети - кварцальбитофировый, а в восточной части геосинклинали (Казбекско-Лагодехская тектоническая зона) - спилит-диабазовый комплекс пород.

Верхний лейас. Тоар-ааленские отложения продолжают средне-лейасовые; они в южной части перекрываются байосской спилит-диабаз-порфиритовой формацией, развитой уже в Гагра-Джавской тектонической зоне. В отличие от среднелейасовых отложений, верхне-лейасовые породы проявляют значительные фациальные разнообразия.

Из характерных особенностей рассматриваемых отложений следует отметить: 1) общую песчаность тоар-ааленских отложений в южной части их распространения (Абхазия, Сванети, Рача, Казбекско-Лагодехская тектоническая зона), где они слагают сорскую свиту и ее аналоги и глинистость осадков в северной части, фациальное замещение песчаных осадков глинистыми породами с юга на север; 2) конкреционность этих отложений почти по всему южному склону их развития; 3) ритмичное строение толщ, четко выраженное в пределах развития песчано-глинистых осадков, но усложненное интенсивной дислоцированностью, особенно затрудняющей расшифровку мелкой ритмичности; 4) наличие внутриформационных размывов, линз псефолитов из гальки местных пород - глинистых сланцев, сидеро-плезитовых конкреций, реже - песчаников, карбонатных пород и псаммитового материала из глинистых сланцев в песчаниках и др.

Фациальные изменения тоар-ааленских отложений с запада на восток вдоль южного склона Большого Кавказа происходят следующим образом [Чихрадзе, 1979]. В Абхазии эти отложения представлены сорской свитой, которую С.Т.Букия разделил на нижнесорскую (в северо-западной Абхазии ее аналогом является ахейская свита тоара, мощность 300 м) и верхнесорскую (в северо-западной Абхазии - анчхойская свита аалена, мощность 500-700 м) подсвиты. Первая из них сложена из песчаников и глинистых сланцев, местами включающих слои спилитовых пирокластолитов в нижней части и кварцевых кератофиров в верхней части. Вторая из названных подсвит представлена глинистыми сланцами со слоями пирокластолитов того же состава.

В восточной Абхазии в конце верхнего аалена отмечаются кварцевые порфириды и их туфы (ущ.р.Техури) в подошве спилит-диабаз-порфиритовой формации байоса (Гагра-Джавская тектоническая зона).

В Сванети (бассейн р.Цхенисцкали) развита фаунистически охарактеризованная песчано-сланцевая свита (тоар-аален), которую в

1940 г. в верхнем течении р.Цхенисцкали С.В.Левченко описал под названием свиты Зесхо.

Верхнелейасовая сланцево-песчаниковая казбекская свита тоара (бассейн р.Терек) и продолжающая ее вверх сланцевая свита с редкими слоями и пачками песчаников в 1932 г. В.П.Ренгартеном выделена под названием гудушаурской свиты. К верхнему аалену относится также идентичная сланцам сорской свиты (тоар-нижний аален) Верхней Рачи нижняя часть сланцево-песчаниковой (обычно бескарбонатной) бурсачирской свиты (аален-байос-бат), развитая в окрестностях с.Бурсачири и содержащая конкреции глинистого сидерита.

Г.А.Чихрадзе [1979] под названием бурсачирской свиты понимает совокупность отложений трех толщ: 1) чередование песчаников с пачками глинистых сланцев (верхний аален); 2) однообразных глинистых сланцев с конкрециями (байос) и 3) глинистых сланцев и карбонатных песчаников с редкими прослоями песчаных известняков (бат?). Аален-нижнебайосские отложения на Большом Кавказе содержат конкреции различного состава. В ущ.р.Терек констатированы две толщи глинистых сланцев с конкрециями. Первая (аален?) залегает ниже песчаников и распространена на левом берегу р.Терек у сс.Хуртиси и Ткаршети. Конкреции двух видов - крупные линзы размером 0,6-1,5 м кристаллического кальцита с примесью железистого карбоната и мелкие линзочки, обычно изометрические 5-10 см в поперечнике глинисто-известковые, редко глинисто-сидеритовые. Вторая толща крупных конкреционных выделений не содержит, мелкие конкреции продолговатые, порой веретенообразные и существенно аргиллитовые с примесью извести с выделением пирита.

Другой характерной особенностью бурсачирской свиты является наличие гиероглифов на нижних поверхностях слоев. Отмечаются две толщи песчаников с хорошо развитыми гиероглифами. Гиероглифы первой толщи толстослоистые (1-5 м) карбонатные, либо некарбонатные, овальные, почти изометрические, гиероглифы второй толщи меньшего размера (0,5-3 м) по составу они карбонатные, а по форме удлинённые.

В Заалазанской Кахети (ущ.рр.Стор, Лопоти и др.) фаунистически охарактеризованы как верхний лейас глинисто-сланцевые и глинистосланцево-песчаниковые отложения (дуруджская свита). Верхняя граница аалена с нижним байосом является спорной.

В верхнеаален-нижнебайосское время в Казбекско-Лагодехской тектонической зоне отмечается проявление вулканизма (диабазы Цухи, спилиты окрестностей с.Грдзеличала), выделенные под названием спилит-диабазовой формации.

В бассейне р.Цхенисцкали, в юрской геосинклинали И.И.Кикнад-

зе в нижнем лейасе описал осадки в следующей восходящей стратиграфической последовательности. Черные глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников, слагающие толщу северной полосы юрских отложений, общей мощностью до 2-3 км. С севера глинистосланцевую полосу ограничивает надвиг, и лишь изредка сланцы налегают на кристаллический субстрат посредством базального конгломерата. Южнее они постепенно переходят в карбонатную толщу. Здесь главная часть породы состоит из новообразованного серицита и хлорита; попадаются обломки кварца, мусковита, реже - альбита и рутила. В значительном количестве содержатся черные непрозрачные скопления углисто-глинистого материала с включениями зерен пирита. Наличие углистого материала подтверждается содержанием в породе 0,52 весового процента углерода.

Стратиграфически выше, примерно в среднем горизонте толщи, развиты интенсивно рассланцованные породы, целиком состоящие из серицит-кварцевого агрегата с примесью хлорита. Они звонкие и легко разбиваются на отдельные плитки.

В верхних горизонтах сланцевой толщи степень метаморфизма вновь уменьшается. Порода состоит главным образом из пелитового материала, иногда включающего скопления тонкозернистого кварца; попадаются переотложенные чешуйки мусковита. Чешуйки хлорита расположены поперек сланцеватости. В некоторых образцах встречаются мелкие обломки порфиритов, плагиоклазов и др. Стратиграфически еще выше встречается карбонатный материал. Все чаще появляются песчаники с карбонатным цементом, глинисто-известковые сланцы и др., указывающие на начало более поздней карбонатной толщи, в свою очередь постепенно переходящей в песчанисто-сланцевую толщу. Минеральные ассоциации глинистых сланцев бассейна истоков рек Цхенисцкали и Риони в целом аналогичны.

В глинистых (аспидных) сланцах наблюдаются в достаточно большом количестве в основном конкордатные тела диабазов и порфиритов. Их мощность обычно колеблется в пределах 0,5-10 м, в отдельных же случаях она достигает 100 м и более. В карбонатной толще указанные тела отсутствуют [Заридзе, 1970].

Восходящие растворы Г.М.Заридзе [1970] рассматривает как послемагматические по отношению к магме, давшей синхронные с осадками материнские вулканиты диабазо-порфиритов и их туфов, главными минералами которых являются: основной плагиоклаз и моноклиальный пироксен (авгит, диопсид-авгит, диопсид). Первый из названных минералов обычно разрушен, в той или иной степени деанортизирован. По наблюдениям Г.М.Заридзе [1970], в различных телах базитов содержатся плагиоклазы от битовнита до аль-

бита. Альбитизация плагиоклаза, вызванная привнесом натрия и кремния, обуславливает высвобождение продуктов деанортизации и возникновение кальцита, пренита, эпидота и цоизита (в миндалях). В отдельных случаях плагиоклаз серицитизирован и соскритизирован. Моноклиный пироксен амфиболлизирован, в результате чего образовались волокнистые роговые обманки. В бассейне р.Цхенисцкали, вблизи неогеновых кремнекислотных гипабиссальных интрузий, в базитах наблюдается возникновение небольшого количества биотита за счет роговой обманки. В свою очередь, биотит подвергается хлоритизации с выделением ильменита. Хлоритизации подвергается также и роговая обманка.

Некоторые тела диабазов и порфиритов обнаруживают окварцевание и альбитизацию. Из аксессуарных минералов в них присутствуют: сфен, апатит, магнетит, ильменит.

Преобразовательные процессы осуществлялись под воздействием поствулканических растворов [Заридзе, 1970]. Они содержали, в порядке уменьшения их количественной роли - кремний и натрий, вызвавшие регрессивный (зеленокаменный) метаморфизм исходных мафитов, вследствие чего породы, слагающие относительно высокотемпературную магматическую фацию, частично преобразовались в породы более низкотемпературные. Таким образом, в результате воздействия одних и тех же факторов метаморфизма на породы различного состава, возникли породы, относящиеся к различным метаморфическим фациям. Нивелировка степени метаморфизма в рассмотренных двух группах пород - пелитовых и основных магматических - не произошла, вследствие низкотемпературного магматического процесса. Для пелитовых пород, как отмечено, характерны следующие новообразованные минеральные ассоциации: кварц-серицит(-гидрослюда)-хлорит, для основных магматических пород - кварц-хлорит-кальцит и кварц-хлорит-соскрит(-кальцит,-пренит,-эпидот).

## 2.2. Формации района Клухорского перевала (Большой Кавказ)

Метаморфические и магматические формации закартированного участка обнажаются в пределах зоны центрального воздымания антиклинория Главного хребта Большого Кавказа. Кристаллическое ядро зоны Главного хребта, состоящее из двух крупных частей - северной и южной, сильно переработано в результате альпийского тектогенеза. Крупными разломами и грабенами оно разделено на ряд горстобразных поднятий, к числу которых в закартированной области относятся Софийское и Тебердинское.

Софийское поднятие, относящееся к южной части кристаллического ядра Большого Кавказа, в пределах закартированного участка представлено породами буульгенской серии, сложенной метаморфитами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, палеозойскими гранитоидами и метаморфизованными габбро-диоритами, а также постпалеозойскими ультрамфиитами и диабаз-порфиридами.

Тебердинское поднятие в пределах исследованного района относится к северной части кристаллического ядра Большого Кавказа. Она сложена глубокометаморфизованной гранит-мигматитовой формацией (тип В-1), степень метаморфизма которой соответствует высокой ступени амфиболитовой фации. Широко развиты также палеозойские гранитоиды.

Возраст исходных пород метаморфитов Тебердинского поднятия считается нижнепалеозойским, либо докембрийским, а Софийского поднятия - средне-нижнепалеозойским. Возраст процессов метаморфизма и гранитообразования пород Софийского и Тебердинского поднятий, установленный аргоновым методом, герцинский. По-видимому, эти процессы связаны с бретонской, судетской и астурийской фазами складчатости [Рубинштейн, 1967; Шенгелиа, 1973; Zaridze, Shengelia, 1978].

В пределах исследованного района выделены и закартированы следующие формации: метаморфические - 1) недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и амфиболитов, 2) амфиболитовая, 3) метапелитовая, 4) глинистосланцевая (аспидносланцевая), 5) метадiorитовая, 6) микроклинизированная гранитоидно-мигматитовая; магматические - 1) плагиогранитовая, 2) гранитовая, 3) серпентинитовая, 4) ультрамфиитовая, 5) диабаз-порфиридовая.

### 2.2.1. Метаморфические формации

Формация недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и амфиболитов (тип В-1) соответствует гвандрийской свите буульгенской серии, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации. Она непрерывной полосой обнажается в бассейнах рек Клыч и Гвандра. Мощность ее превышает 1200 м. В ней часто встречаются согласные тела лейкократовых гранатовых плагиогнейсов и плагиоаляскитов. Главным диагностическим признаком, с помощью которого картируется рассматриваемая формация, является наличие мощных выходов безмусковитовых сланцев и мигматитов (недосыщенных  $K_2O$  метапелитов) с пропластками амфиболитов и амфиболитовых сланцев. В состав этой формации входят недосыщенные  $K_2O$  метапелиты (слюдяные, полевошпатовые, андалузитовые,

силлиманитовые, кордиеритовые и гранатовые сланцы, мигматиты и гнейсы) и амфиболиты и амфиболитовые сланцы (пироксеновые, гранатовые, эпидотовые), подчиненную роль играют кварциты и развитые в амфиболитовых сланцах и амфиболитах маломощные прожилки и линзы мраморов. Приведем перечень минералов для всех пород формации недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и амфиболитов: <sup>1)</sup> кварц, плагиоклаз, биотит, андалузит, силлиманит, гранат, графит, роговая обманка, куммингтонит, минералы группы эпидота, мусковит, моноклиновый пироксен, хлорит, кордиерит, ставролит, апатит, турмалин, кальцит, рудный минерал, циркон, шпинель (герцинит), калиевый полевой шпат, сфен, пренит, ортит, скаполит, жедрит.

Амфиболитовая формация (тип В-1) постепенно продолжает восходящий разрез предыдущей формации. Она соответствует метаморфитам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации (преимущественно амфиболитам и амфиболитовым сланцам) клычской свиты буульгенской серии. Метаморфиты амфиболитовой формации выступают в ущельях рек Хецквара, Клыч и Гвандра. Мощность клычской свиты, образующей несколько изоклинальных складок, меняется от 250 до 700 метров. Для амфиболитовой формации характерно отсутствие крупных гранитоидных тел. В амфиболитах и амфиболитовых сланцах нередки согласные тела плагиоаляскитов и лейкократовых плагиоаплитов. Метаморфиты амфиболитовой формации не трудно картируются в поле, ибо они макроскопически легко отличаются от пород других метаморфических формаций района. В основном они представлены эпидотовыми, кварцевыми, диопсидовыми и гранатовыми амфиболитами и амфиболитовыми сланцами. Подчиненную роль играют в них слюдяные сланцы, амфиболитовые диорито-гнейсы и маломощные прослойки мраморов. Резко преобладают амфибол (роговая обманка, куммингтонит и актинолит), плагиоклаз, минералы группы эпидота, диопсид. Кварц, гранат, карбонат, биотит и хлорит встречаются только в некоторых разновидностях пород, но местами их содержание достигает 10-30 %.

Метапелитовая формация (тип В-1) соответствует сисинской свите буульгенской серии, метаморфизованной преимущественно в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Она выступает в левом притоке р. Гвандра. Эта формация также легко поддается картированию, так как она по составу резко отличается от подстилающей ее амфиболитовой формации. Граница между ними резкая, без переходных слоев. Состав метапелитовых формаций исключительно метатерригенный. В верховьях р. Сисина она вместе с ме-

1) Здесь и далее минералы перечисляются в порядке убывания их среднего количественного состава в породах.

таморфитами амфиболитовой формации смята в складки, а восточнее полностью замещена плагиогранитовым телом, контактирующим с амфиболитовой формацией. От водораздела между бассейнами рек Гвандра и Сакени метапелитовая формация непрерывно продолжается до левого берега р.Сакени, где срезается поперечным разрывом. Узкая полоса выходов метапелитовой формации в бассейне р.Бегина окаймляет метаморфиты амфиболитовой формации. Мощность сохранившейся ее части 350–400 м. По минеральному составу в метапелитовой формации различаются биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, хлоритовые, андалузитовые, кордиеритовые, реже – гранатовые плагиоклаз-кварцевые сланцы; наблюдаются также кварцитоподобные породы массивной текстуры.

Метадиоритовая формация (тип Б-I) обнажается в бассейне р.Клыч среди метаморфитов, недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и амфиболитов. Это согласное тело метаморфизованных гнейсированных первичных основных пород [Чхотуа, 1938; Сомин, 1965], описанных как очковые биотитово-роговообманковые и биотитовые ортогнейсы [Сомин, 1971] или габбро-диоритовые гнейсы, являющиеся самыми древними среди метаморфизованных интрузивных пород закартированного участка [Джавахишвили, 1970]. Они почти всегда залегают в амфиболитах и биотит-амфиболовых сланцах, претерпевших вместе с ними метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Наиболее широким распространением среди пород метадиоритовой формации пользуются гнейсированные роговообманковые и биотито-роговообманковые диориты и кварцевые диориты; в них установлены также куммингтонитовые и гранатовые разновидности [Чичинадзе, 1978; Шенгелиа, Кецховели, 1982].

Микроклинизированная гранитоидно-мигматитовая формация (типы Б-I, Б-II) обнажается в пределах Софийского и Тебердинского поднятий.

В пределах Софийского поднятия микроклинизированная гранитоидно-мигматитовая формация обнажается на южном склоне в истоках рек Гвандра и Клыч, а на северном – в бассейне р.Гоначхир. Она преимущественно представлена недосыщенными  $K_2O$  метапелитами (кварц-плагиоклазовые, силлиманитовые, гранатовые, кордиеритовые, биотитовые мигматиты) и богатыми СаО породами (куммингтонитовые, роговообманковые, нередко с моноклинным пироксеном и гранатом амфиболиты, амфиболовые сланцы и мигматиты), относящиеся к высокотемпературной части амфиболитовой фации и микроклинизированным гранитоидам (плагиограниты, плагиогранодиориты, гранодиориты, граниты, гнейсы). Лейкократовая часть мигматитов, недосыщенных  $K_2O$  метапелитов – кварц-плагиоклазовая; в рестите

мигматитов развиты – биотит, силлиманит, кордиерит, гранат, куммингтонит. В микроклинизированных частях лейкократовой части мигматитов наблюдаются новообразованные порфиробласты микроклинпертита, а в рестите устанавливаются низкотемпературные минералообразования – мусковитизация биотита и кордиерита, деанортизация плагиоклаза, хлоритизация граната. Следовательно, процесс микроклинизации по отношению к метаморфитам зоны мигматита имеет ретроградный характер. Лейкократовая часть мигматитов, богатых СаО пород кварц + плагиоклазовая, либо – анхиноминеральная плагиоклазовая; в рестите встречаются – роговая обманка, куммингтонит, моноклинный пироксен, плагиоклаз и гранат. Гранитоиды рассматриваемой формации, помимо маломощных лейкократовых жилков в мигматитах, представлены также согласными пластообразными и линзообразными телами мощностью от единичных сантиметров до 100 – 150 метров.

В пределах Тебердинского поднятия микроклинизированная гранитоидно-мигматитовая формация занимает обширную площадь. Она закартирована на северном склоне в бассейнах рек Махар, Гондарай, а на южном – в истоках рек Гвандра и Клыч. Формация эта сложена преимущественно насыщенными  $K_2O$  метапелитами, богатыми СаО породами и микроклинизированными гранитоидами. Насыщенные  $K_2O$  метапелиты представлены мигматитами. Лейкократовая составная часть преимущественно кварц + плагиоклазовая, спорадически наблюдается Кв+Пл+Кпш; в рестите развиты силлиманит, гранат, плагиоклаз, биотит, кордиерит. Мигматизация зафиксирована также в богатых СаО породах. Здесь широко распространены роговообманковые и гранатовые амфиболиты и мигматиты. В составе микроклинизированной гранитоидно-мигматитовой формации Тебердинского поднятия пересыщенные  $K_2O$  метапелиты играют подчиненную роль. Они представлены мигматитами и аляскитовыми гнейсами. Микроклинизированные гранитоиды рассматриваемых формаций Тебердинского и Софийского поднятий по минеральному составу не отличаются друг от друга.

## 2.2.2. Региональный метаморфизм пород метаморфических формаций

Минеральные парагенезисы докембрийских кристаллических пород закартированной части Большого Кавказа указывают на проявление здесь андалузитового типа регионального метаморфизма (по А.Миасиро), или, согласно Г.Цварту и др. [Zwart G. et al. 1967] – метаморфизма низких давлений.

Из 5 серий метаморфических фаций или минералогических типов,

выделенных А. Миасиро [Miyashiro, 1961] в закартированном нами регионе развиты два [Шенгелиа, Кецховели, 1982; Чичинадзе, 1978]: 1) андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит, лишенные кианита и ставролита и 2) промежуточная группа метаморфизма низкого давления с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и ставролит, без кианита.

Выделение первого типа метаморфизма обусловлено тем, что андалузит и кордиерит содержатся вместе и порознь в метаморфитах, не содержащих ставролита. Эти минеральные ассоциации установлены в породах всех закартированных метаморфических формаций: Софийского и Тебердинского поднятий.

В метапелитах гвандринской и сисинской свит представлены следующие минеральные парагенезисы: Би + Гр + Анд + Кв ( $\pm$  Му, Би); Би + Анд + Кв ( $\pm$  Пл, Кор, Шп); Би + Гр + Кв ( $\pm$  Кор, Шп, Анд, Сил); Би + Кор + Шп + Анд (Сил)  $\pm$  Гр; Би + Сил + Кор + Шп ( $\pm$  Кв, Пл); Кор + Сил + Гр + Пл + Ги ( $\pm$  Кв); Би + Му + Кв ( $\pm$  Пл); Би + Гр + Пл ( $\pm$  Му, Кв); Би + Пл + Кв. В метапелитах Тебердинского поднятия выделяются: Би + Му + Сил (Анд)  $\pm$  Гр + Кв; Би + Кор + Гр + Кш  $\pm$  Пл; Би + Сил + Кор  $\pm$  Кш + Пл.

Минеральные парагенезисы метаморфитов амфиболитовой формации (богатых СаО пород - ассоциации карбонатных пород и метабазитов), развитых в области развития метапелитов андалузит-силлиманитового типа метаморфизма и промежуточной группы метаморфизма низкого давления, представлены ассоциациями, не отличающимися сколько-нибудь существенно друг от друга: Рог + Пл ( $\pm$  Кв, Эп, Би, Сф); Рог + Пл + Карб + Ди + Шп + Гр; Рог + Гр ( $\pm$  Пл); Рог + Ди + Пл ( $\pm$  Кв, Би, Гр); Рог + Ди ( $\pm$  Пл, Карб, Сф); Ди + Пл ( $\pm$  Карб, Сф); Ди + Гр ( $\pm$  Карб); Кум + Пл + Кв ( $\pm$  Би); Кум + Би + Гр + Пл + Кв ( $\pm$  Рог); Кум + Би + Гр; Жед + Гр + Кум + Пл + Кв ( $\pm$  Би); Кум + Рог + Пл ( $\pm$  Би, Кв); Вол + Карб + Ди ( $\pm$  Скап); Рог + Гр + Эп; Ди + Рог + Гр + Эп ( $\pm$  Пл, Сф); Ди + Рог + Эп.

Выделение промежуточной группы метаморфизма низкого давления с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и ставролит, но без кианита, основывается на присутствии ставролита и андалузита в породах, лишенных кианита. Эти минеральные ассоциации представлены лишь в метаморфических формациях недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и амфиболитов Софийского поднятия: Би + Гр + Анд + Ст + Кв ( $\pm$  Му); Ст + Анд ( $\pm$  Фибр); Гр + Фибр + Ст; Би + Ст + Кв ( $\pm$  Му, Пл); Би + Гр + Ст + Кв ( $\pm$  Му, Пл); Жед + Би + Гр + Пл + Кв; Жед + Кор + Би + Гр ( $\pm$  Шп, Кум, Кв).

В закартированном участке установлена прогрессивная регио-

нальная метаморфическая зональность [Чичинадзе, 1978]. В пределах Софийского поднятия выделены и закартированы три зоны ставролита, силлиманита и мигматита, а в Тебердинском поднятии - лишь последняя.

При характеристике и картировании прогрессивной региональной метаморфической зональности мы рассматриваем два основных класса: метапелиты и богатые СаО породы. Реконструкция исходных пород закартированных метаморфических формаций по химизму производится по соотношению петрогенных элементов [Шенгелиа, Кецховели, 1982]. Термин "метапелиты" применен для метаморфических эквивалентов глинистых осадочных образований, характеризующихся низким отношением Са: (Al + Mg + Fe) и поэтому не содержащих кальциевых силикатов. Минеральный состав метапелитов, как известно, в значительной мере определяется степенью их насыщения калием. По этому признаку они разделяются на три группы [Кориковский, 1979]. К пересыщенным  $K_2O$  (в литературе их часто называют кварц-полевошпатовыми породами) относят породы с избытком калишпата, начиная с зеленосланцевой фации; к насыщенным - породы с избытком мусковита (фенгита), а после его высокотемпературного преобразования - калишпата; к недосыщенным - породы, не содержащие амфибола, мусковита и калишпата (в них единственным калиевым минералом является биотит).

По К.В.Кекежинскому [1977], к метапелитам относятся те породы, в которых содержится СаО меньше 3, а  $SiO_2$  - 57-67 вес.%. При этом, автор исходит из следующих соображений. Содержание  $SiO_2$  меньше 67 вес.% выбрано с расчетом избежать попадания пород гранитного состава и переходных разностей в кварциты; содержание  $SiO_2$  меньше 57 и СаО больше 3 вес.% позволяет ограничить выборки от попадания средних изверженных и вулканогенно-осадочных и карбонатсодержащих "полупелитовых" пород. Однако для метапелитов закартированного участка содержание  $SiO_2$  не может служить подобным критерием, ибо эти породы, в отличие от исследованных К.В.Кекежинским среднетемпературных метапелитов, нередко бывают метаморфизованы в высокотемпературных условиях и в них проявляются процессы выборочного плавления (с выплавками кварца, плагиоклаза и калишпата), рстит обогащен высокоглиноземистыми минералами - силлиманитом, гранатом, биотитом, кордиеритом. Следовательно, для высокометаморфизованных метапелитов (рестита мигматитов) характерно низкое содержание  $SiO_2$  и высокое - глинозема и фемических компонентов. К метапелитам нами отнесены также сравнительно мало распространенные недосыщенные  $K_2O$  породы (с биотитом, но без амфибола), содержащие: СаО > 3%.

Для выявления количественного соотношения недосыщенных и насыщенных  $K_2O$  метapelитов метаморфических формаций Софийского поднятия построены петрохимические диаграммы (рисунки 3,4,5), показывающие, что фигуративные точки указанных групп метapelитов образуют обособленные друг от друга поля. Наиболее наглядно это показано на диаграммах отношения  $(Mg + Fe) : K : Al$  (рис.3) и  $(Al + Fe + Mg) : K : Ca$  (рис.4).

Зона ставролита выделена по признаку первого появления ставролита в метapelитах. Верхняя граница зоны отбивается по исчезновению ставролита в насыщенных  $K_2O$  метapelитах. В недосыщенных  $K_2O$  метapelитах ставролит стабилен при более высоких температурах, но распадается при температурах более низких, чем мусковит с кварцем в насыщенных  $K_2O$  метapelитах. Большая часть зоны представлена недосыщенными  $K_2O$  метapelитами, затем следуют богатые  $CaO$  породы. Насыщенные  $K_2O$  метapelиты играют подчиненную роль, а пересыщенные - встречаются крайне редко.

В насыщенных  $K_2O$  метapelитах наиболее распространены кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз, затем следуют андалузит и графит, вблизи зоны силлиманита наблюдается фибролит, сравнительно редки ставролит, кордиерит и гранат. Наиболее распространенные разновидности насыщенных  $K_2O$  метapelитов в пределах ставролитовой зоны - андалузит-двуслюдяно-кварцевые и гранат-андалузит-двуслюдяно-кварцевые сланцы. Состав минералов и парагенезисы насыщенных  $K_2O$  метapelитов ставролитовой зоны представлены на рис.6. Широко распространен парагенезис Ст-Анд-Кв, а парагенезисы Ст-Кор-Му-Кв и Кор-Гр-Му-Кв не были встречены. Отсутствие последних в насыщенных  $K_2O$  метapelитах ставролитовой зоны отмечено в ряде работ [Green, 1963; Guidotti, 1970; Белевцев, 1970; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Lal, Shukla, 1975; Кориковский, 1979].

Пересыщенные  $K_2O$  метapelиты представлены преимущественно аляскистыми гнейсами с минеральными парагенезисами -  $Гр_{90}$ -Клш-Пл-Кв и  $Гр_{90}$ -Би-Анд-Клп-Му-Пл-Кв.

В недосыщенных  $K_2O$  метapelитах, в отличие от насыщенных, помимо обычно отсутствующего мусковита, не встречается и силлиманит а графит и кордиерит сравнительно редки. Спорадически наблюдаются жердит и куммингтонит, кроме того, встречены парагенезисы Ст-Кор-Кв и Гр-Кор-Кв, а в высокотемпературной части зоны - Ст-Кум и Кор-Кум. Широко распространены биотит, плагиоклаз, кварц, андалузит и ставролит. Минеральные парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метapelитов ставролитовой зоны представлены на диаграмме рис.6.

Богатые  $CaO$  породы ставролитовой зоны представлены амфиболовыми сланцами и амфиболитами, в которых главную роль играют

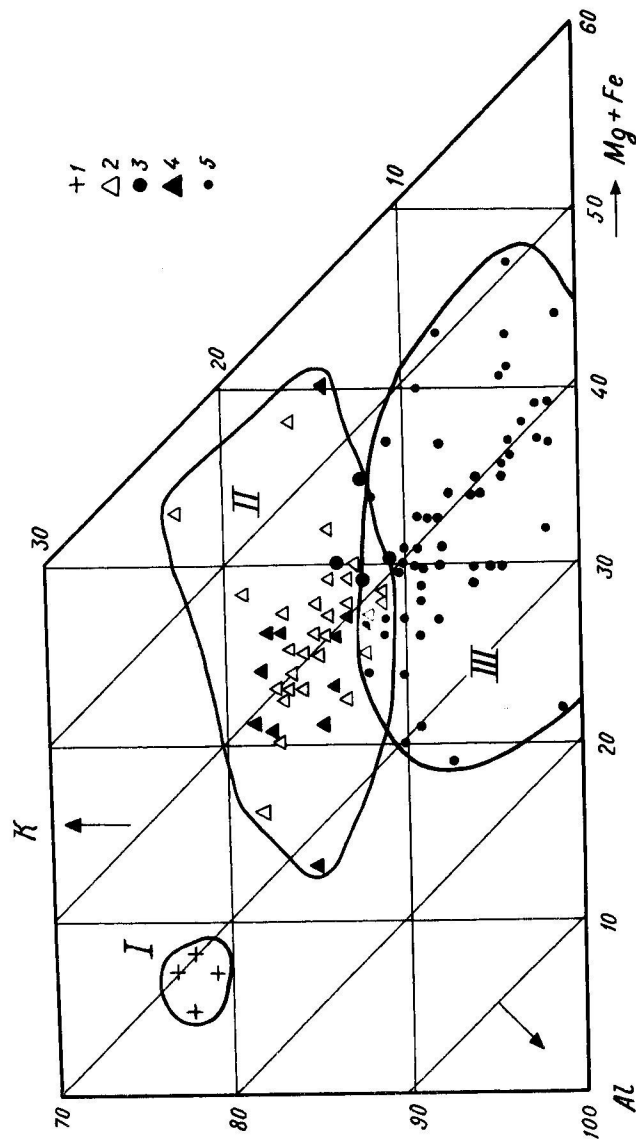


Рис.3. Петрохимическая диаграмма метapelитов метаморфических формаций Софийского поднятия для отношения  $(Mg + Fe) : K : Al$  (в атомных процентах). I - пересыщенные  $K_2O$  метapelиты: гвандринская свита; насыщенные  $K_2O$  метapelиты: 2 - гвандринская свита, 3 - сисинская свита; 4 - насыщенные  $K_2O$  метapelиты без мусковита и калишпала (гвандринская свита); 5 - недосыщенные  $K_2O$  метapelиты (гвандринская свита). II - поля насыщенных  $K_2O$  метapelитов; III - поля недосыщенных  $K_2O$  метapelитов.



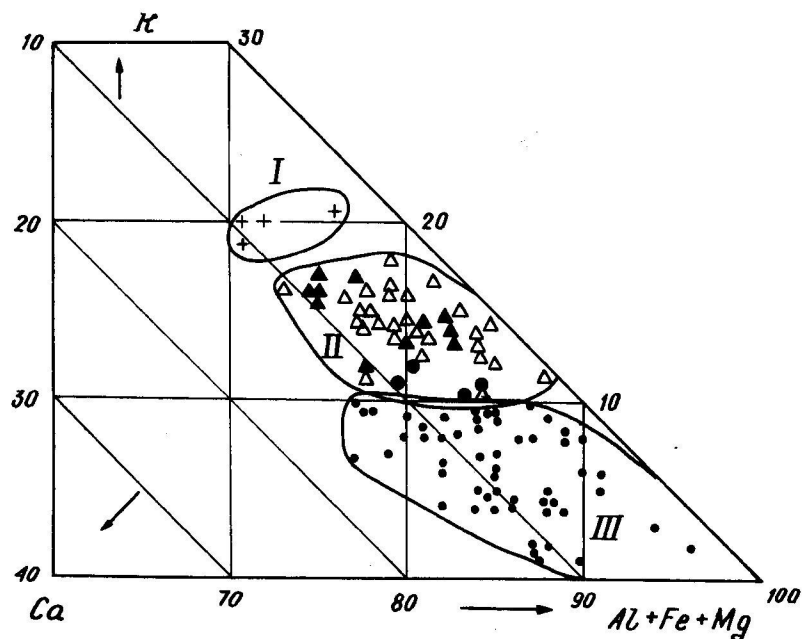


Рис.4. Петрохимическая диаграмма метapelитов метаморфических формаций Софийского поднятия для отношения  $(Al + Fe + Mg) - K - Ca$  (в атомных процентах). Условные обозначения см. на рис. 3

плагноклаз и роговая обманка, затем следуют эпидот, диопсид, сфен, биотит, гранат. Минеральные парагенезисы этих пород:  $Рог + Пл$ ,  $Рог + Пл \pm Би \pm Кв$ ;  $Рог + Пл \pm Ди \pm Эп \pm Гр \pm Ка$ .

Зона силлиманита выделена по признаку появления в недосыщенных  $K_2O$  метapelитах силлиманита и исчезновения ставролита в насыщенных  $K_2O$  метapelитах. Силлиманит развивается по андалузиту, либо (в высокотемпературной части зоны) — по кордиериту.

Широко развиты гранат-биотит-силлиманитовые сланцы и биотит-гранат-кордиеритовые фельсы<sup>2)</sup> со шпинелью и реликтами ставролита. Ограниченным распространением пользуются мигматиты. В низкотемпературной части зоны ставролит полностью исчезает. Распад ставролита идет согласно ряду реакций  $Ст \rightarrow Кор + Шп$ ,  $Ст \rightarrow Анд(Сил) + Шп$ , а также  $Ст + Кв \rightarrow Кор + Гр \pm Анд \pm Шп + H_2O$ . В той же час-

2) Fels — массивная метаморфическая порода, по Г. Винклеру.

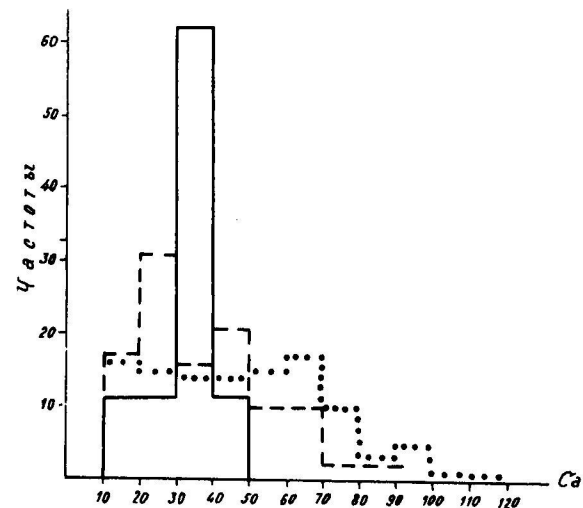


Рис.5. Частота встречаемости Ca (в атомн.колич.) в пересыщенных (сплошная линия), насыщенных (пунктирная линия) и недосыщенных (точки)  $K_2O$  метapelитов метаморфических формаций Софийского поднятия.

ти зоны наблюдается инверсия Анд  $\rightarrow$  Сил. Парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метapelитов зоны силлиманита представлены на диаграмме (рис.7), построенной по данным о реальных составах минералов. В насыщенных  $K_2O$  метapelитах силлиманитовой зоны, в отличие от недосыщенных, нет жедрита, шпинели и ставролита, но наблюдается мусковит. Кроме того, широко развит графит. В отличие от насыщенных  $K_2O$  метapelитов ставролитовой зоны здесь встречаются Гр-Кор ассоциации, причем гранаты богаты  $MnO$ . В низкотемпературной части зоны устанавливается инверсия Анд  $\rightarrow$  Сил, а также реакция —  $Му + Ст + Кв \rightarrow Сил + Би + H_2O$ . Широко распространены гранат-кордиерит-силлиманит-двуслюдяные сланцы и мигматиты, меньше развиты андалузитовые и безмусковитовые разновидности. В высокотемпературной части зоны зафиксирована реакция  $Му + Кв \rightarrow Клш + Сил + H_2O$ . Составы минералов и парагенезисы насыщенных  $K_2O$  метapelитов зоны силлиманита см. на диаграмме (рис.7).

Пересыщенные  $K_2O$  метapelиты, пользующиеся подчиненным распространением в силлиманитовой зоне и представленные мигмати-

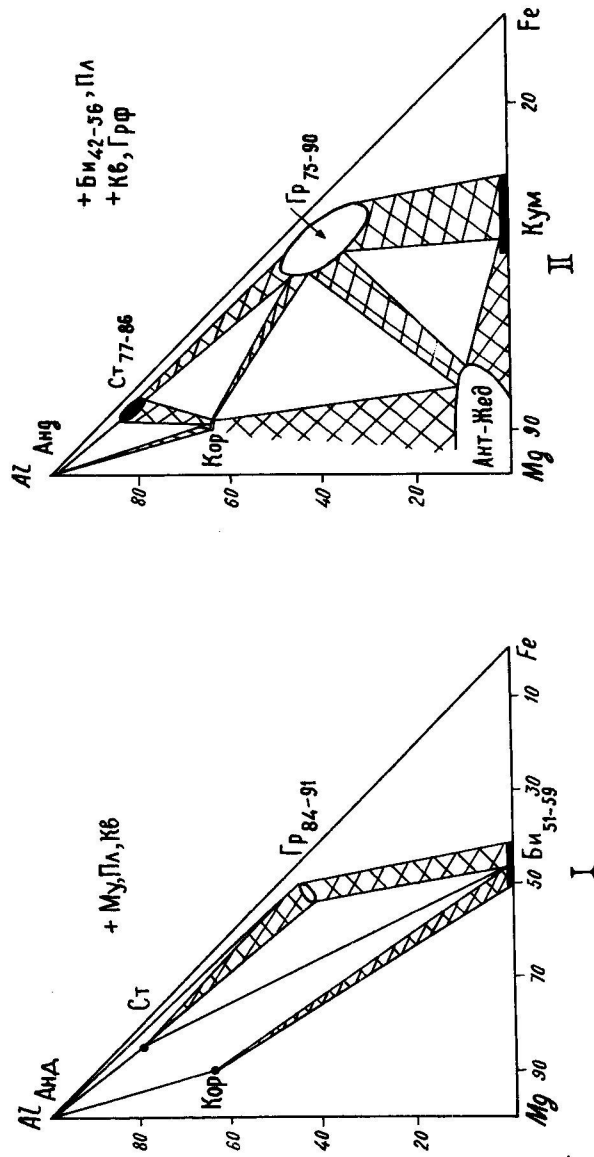


Рис. 6. Состав минералов и парагенезис метаморфических формаций насыщенных (I) и недосыщенных (II)  $K_2O$  метapelитов стավролитовой зоны буульгенской серии.

4. Крупномасштабное геологическое...

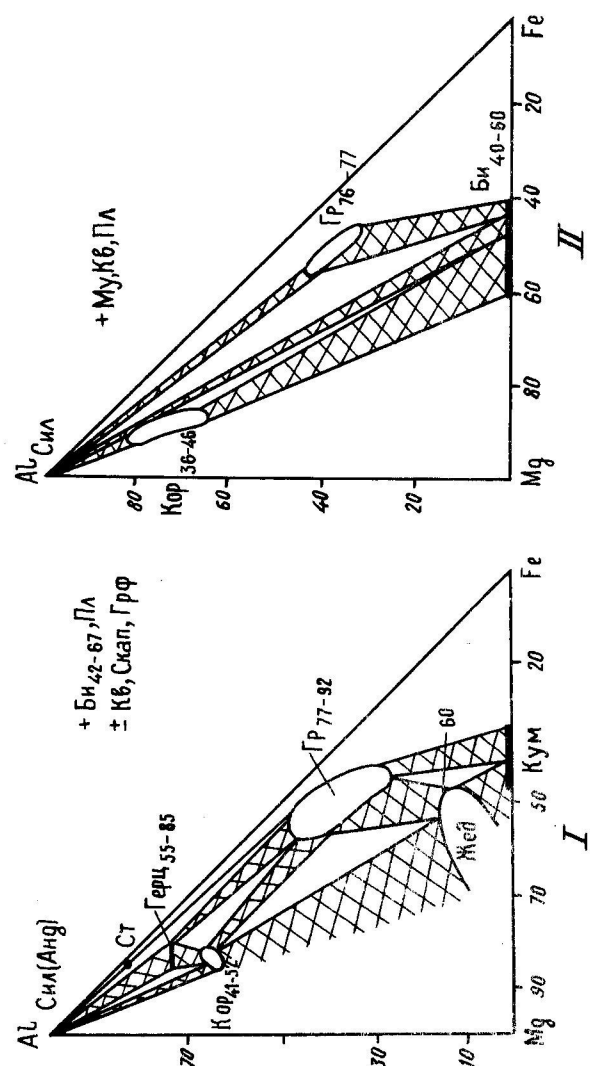


Рис. 7. Состав минералов и парагенезис метаморфических формаций недосыщенных (I) и насыщенных (II)  $K_2O$  метapelитов силлиманитовой зоны буульгенской серии.

тами, мало отличаются по минеральным парагенезисам от пересыщенных  $K_2O$  метapelитов ставролитовой зоны.

Богатые  $CaO$  породы силлиманитовой зоны в подавляющем большинстве случаев представлены амфиболитами и амфиболовыми сланцами, подчиненную роль играют в них метадиоритовые гнейсы, изредка встречаются метакварцевые диориты. Наиболее широко распространены следующие минеральные парагенезисы: Пл + Рог ± Би ± Кв ± Ка, Пл+Кум+Рог ± Би ± Кв; Пл + Кум + Би ± Гр ± Кв, затем следуют Пл + Рог+Ди ± Гр ± Сф ± Кв; Реже встречаются - Пл + Ди ± Рог; Жед +Кум + Гр + Кв; Би + Пл + Кв; Гр + Пл ± Сф.

Зона мигматита выделяется по появлению мигматитов в недосыщенных  $K_2O$  метapelитах. Лейкократовая составная часть мигматитов, как правило, - Кв + Пл. В рестите мигматитов и сланцах развиты - плагиоклаз, гранат, силлиманит, кордиерит, куммингтонит, биотит. Жердит в недосыщенных  $K_2O$  метapelитах наблюдается лишь в низкотемпературной части зоны. Состав минералов и парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метapelитов зоны мигматита представлены на диаграмме (рис.8). В низкотемпературной части зоны следует отметить реакцию: Кор → Гр + Сил + Кв.

В насыщенных  $K_2O$  метapelитах мигматизация начинается еще в силлиманитовой зоне; в ее высокотемпературной части зафиксированы также распад мусковита и образование калишпата. Однако интенсивная мигматизация и полное разложение мусковита зафиксировано только в зоне мигматита, в которой следует отметить реакцию  $Mu + Kв + Гр_{Fe-Mg} + Би_{Mg-Fe} \rightarrow Гр_{Mg-Fe} + Би_{Fe-Mg} \pm Кор + Сил$ . Лейкократовая составная часть мигматита преимущественно Кв + Пл, спорадически наблюдается Кв + Пл + Кшш; в рестите развиты силлиманит, гранат, плагиоклаз, биотит, герцинит и реликты кордиерита. Минеральные парагенезисы этих пород см. на диаграмме (рис.8).

Пересыщенные  $K_2O$  метapelиты играют в мигматитовой зоне, как и в предыдущих зонах, подчиненную роль. Они представлены мигматитами и аляскитовыми гнейсами. В отличие от пород предыдущих зон, мусковит играет в них второстепенную роль, встречаясь лишь в низкотемпературной части зоны, а гранат более магнезиален.

Мигматизация зафиксирована также в богатых  $CaO$  породах мигматитовой зоны. Здесь широко распространены куммингтонитовые, роговообманковые, нередко с моноклинным пироксеном и гранатом амфиболиты и мигматиты. По минеральному составу богатые  $CaO$  породы этой зоны мало чем отличаются от развитых в предыдущей зоне, разве только лишь в низкотемпературной части первой сохраняется сфен, а в высокотемпературной отсутствует жердит.

Минеральные парагенезисы; Рог+Кум+Пл ± Би ± Гр; Рог + Кум + Пл ± Кв; Рог + Пл ± Би ± Кв; Ши + Гр + Пл ± Сф; Ши + Рог + Кум;

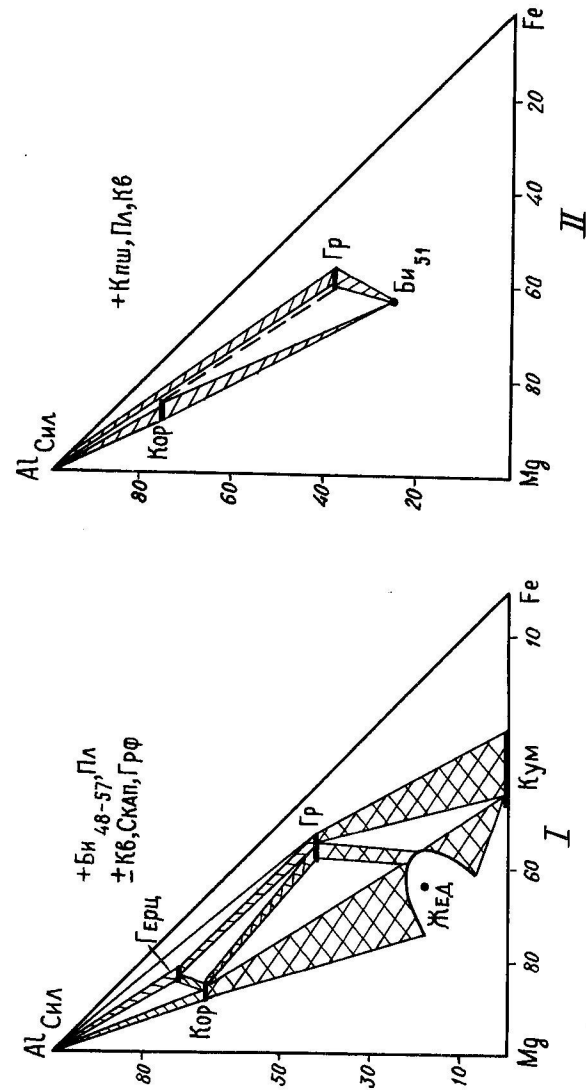


Рис.8. Состав минералов и парагенезисы метаморфических формаций недосыщенных (I) и насыщенных (II)  $K_2O$  метapelитов мигматитовой зоны булльгенской серии.

### 2.2.3. Температурные условия формирования метаморфитов

Определение температуры и давления метаморфических процессов является, как известно, одним из наиболее сложных вопросов геологии. За последнее десятилетие в его изучении наметились определенные сдвиги, обусловленные разработкой различных петролого-минералогических методов. В первую очередь это экспериментальные исследования и основанный на физико-химических расчетах парагенетический анализ, а также методы распределения катионов между сосуществующими минералами и вариации компонентов в минералах переменного состава. При картировании метаморфических формаций авторами широко использованы гранат-биотитовый [Перчук, 1967] и графитовый [Шенгелиа и др., 1976, 1977] геотермометры, с помощью которых определены температурные условия опорных минеральных парагенезисов отдельных метаморфических зон<sup>3)</sup>. Следует отметить, что в случае процесса минералообразования прогрессивного регионального метаморфизма для пород, испытавших диафторез, не пригодны геологические термометры, основанные на распределении изоморфных компонентов между существующими минералами. Для этой цели приемлем графитовый геотермометр, поскольку величина параметра элементарной ячейки  $C(A)$  графита точно отражает условия наиболее высокой температуры<sup>4)</sup>, достигнутой конкретной породой, и она полностью сохраняется в графитах из диафторизованных разностей метаморфитов. Данные графитового и Гр-Би геотермометров показывают хорошую сходимость, хотя последний в температурной области  $> 580^{\circ}\text{C}$  дает несколько повышенные значения температуры.

Данные экспериментальных работ по изучению ставролитсодержащих ассоциаций [Richardson, 1967, 1968; Noschek, 1969], а

3) Приемлемые результаты получены также по Гр-Ст геотермометру [Перчук, 1969], данные которого хорошо сходятся со значениями температур, полученных по Гр-Би и графитовому геотермометру.

4) Установлено, что в образцах графитов закономерно изменяются параметры элементарной решетки  $C(A)$ , причем наблюдается обратная пропорциональная зависимость - с увеличением температуры происходит сжатие, вызванное упорядочением структуры; параметр элементарной решетки  $C(A)$  углисто-графитового вещества в условиях регионального метаморфизма не зависит от давления [Шенгелиа и др., 1976] и является весьма чутким индикатором температуры минералообразования. Относительная точность метода может быть оценена в пределах  $\pm 15-25^{\circ}\text{C}$ .

также анализ термодинамических условий минеральных равновесий ставролитовых парагенезисов [Федькин, 1975; Кебезинская, 1977; Кориковский, 1979] показывают, что нижний предел устойчивости ставролита по давлению фиксируется при  $P_g = 1,5-2$  кбар.

В метаморфитах формаций недосыщенных  $\text{H}_2\text{O}$  метапелитов и амфиболитов не наблюдается хлорита, являющегося устойчивым после распада ставролита, что указывает на условия давления  $P_g > 1,5-2$  кбар.

В насыщенных  $\text{H}_2\text{O}$  метапелитах буульгенской серии устанавливается парагенезис Ст + Сил + Кв, обычный в условиях давлений, переходных между андалузит-силлиманитовыми и кианит-силлиманитовыми комплексами. По расчетам С.П.Кориковского [1979], при  $P_g$  более 5,5 и менее 3 кбар ставролит всегда исчезает до появления силлиманита и, следовательно, можно полагать, что для Ст + Сил парагенезиса буульгенской серии условия ограничиваются 3-5,5 кбар.

В метаморфитах буульгенской серии не устанавливаются равновесные ассоциации Жед + Анд и Ст + Жед и наблюдается распад ставролита по реакциям  $\text{Ст} \rightarrow \text{Кор} + \text{Шп}(1)$ ,  $\text{Ст} \rightarrow \text{Анд} + \text{Шп}(2)$ ,  $\text{Ст} + \text{Кв} \rightarrow \text{Кор} + \text{Гр} + \text{Анд} \pm \text{Шп}(3)$ ,  $\text{Ст} \rightarrow \text{Сил} + \text{Шп}(4)$ ,  $\text{Ст} + \text{Кв} + \text{Му} \rightarrow \text{Сил} + \text{Би} \pm \text{Гр} + \text{H}_2\text{O}(5)$ .

Реакции 1-3 протекают при уменьшении давления (в условиях  $< 3$  кбар), а 4 и 5 - при возрастании температуры.

В андалузит-силлиманитовых комплексах при любых давлениях ставролит у высокотемпературной границы сохраняется только в парагенезисе  $\text{Гр} + \text{Кор} + \text{Анд}(\text{Сил}) \pm \text{Би} + \text{Кв}$ , а в кианит-силлиманитовых - в парагенезисе  $\text{Гр} + \text{Жед} + \text{Ки}(\text{Сил})$  [Кориковский, 1979]. Поэтому при  $P_g$  ниже тройной точки его распад связан с реакцией  $\text{Ст} + \text{Кв} = \text{Гр} + \text{Кор} + \text{Анд}(\text{Сил}) + \text{H}_2\text{O}$ , а при более высоких давлениях - с реакцией  $\text{Ст} + \text{Кв} = \text{Гр} + \text{Жед} + \text{Ки}(\text{Сил}) + \text{H}_2\text{O}$ . Эти данные полностью подтверждаются нашими наблюдениями. Анализ P-T диаграммы равновесия метапелитов, предложенный в 1967 г. А.Хитанен [Hietanen], показывает, что при  $> 5,5$  кбар ставролит целиком исчезает в поле устойчивости кианита. В.А.Глебовицкий предполагает, что парагенезис  $\text{Гр} + \text{Кор} + \text{Жед}$ , при полном отсутствии ставролита и любой модификации  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , характерен для андалузит-силлиманитовых комплексов, парагенезисы Жед + Гр + Ки или, реже - Ст + Гр + Ки свидетельствуют об их образовании при давлении 7 кбар и выше.

В настоящее время петрологи придерживаются двух вариантов координат тройных точек полиморфов силиката глинозема, основанных на экспериментальных работах. Это  $T = 620^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 5,6$  кбар, по С.В.Ричардсону с соавторами [Richardson et al., 1969] и  $T = 501^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 3,76$  кбар, по М.Холдвэю [Holdway, Lee, 1977].

С.П.Кориковский [1979] считает наиболее удовлетворительным, с точки зрения парагенетического анализа метаморфических пород, дан-

ные М.Холдвезя. В частности, он отмечает, что важнейшими доказательствами низкотемпературного характера тройной точки полиморфов  $Al_2SiO_5$  является то, что в комплексах, близких по давлению к тройной точке, силлиманит образуется еще в ставролит-хлоритовой субфации, где он устойчив с хлоритом, железистостью около 50 %. Кроме того, положение тройной точки -  $T = 620^\circ C$  и  $P = 5,6$  кбар - означает полную невозможность сосуществования мусковита с кварцем и силлиманита - одной из наиболее обычных ассоциаций при метаморфизме.

В метаморфитах буульгенской серии широко распространены андалузит и силлиманит, встречающиеся порознь или совместно. Отмечаются также спорадические находки кианита [Чхотуа, 1938 и др.], не подтвержденные, однако, наблюдениями ряда исследователей.

Не исключая наличия кианита в метаморфитах буульгенской серии, мы допускаем возможность его подчиненного развития в условиях самого низкого давления, необходимого для его возникновения. Следовательно, можно считать, что максимальное давление в метаморфитах буульгенской серии достигало значения тройной точки полиморфов  $Al_2SiO_5$ .

В метаморфитах буульгенской серии силлиманит не сосуществует с хлоритом. В недосыщенных  $K_2O$  метапелитах силлиманит не встречается в зоне ставролита, он возникает в этих породах лишь в одноименной зоне, а хлорит - в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии не наблюдается ни в силлиманитовой, ни в ставролитовой зонах. В насыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии первый силлиманит образуется в высокотемпературной части ставролитовой зоны, а хлорит в этой зоне стабилен в более низкотемпературной части. Самый низкотемпературный силлиманит в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии, по данным графитового геотермометра, возникает при  $600^\circ C$ . Поскольку силлиманит в насыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии возникает в высокотемпературной части ставролитовой зоны, можно полагать, что первый силлиманит возникает в этих породах при  $T \approx 580^\circ C$ .

По Гр-Би геотермометру Л.Л.Перчука [1967] получены более высокие температуры возникновения первого силлиманита -  $T \approx 625^\circ C$ , а по методу Д.Гольдмана и А.Олби [Goldman, Albee, 1977] -  $\approx 560^\circ C$ . Принимая во внимание, что наиболее низкотемпературная часть ставролитовой зоны (в которой хлорит обычно стабилен) в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии не встречается, а самые низкотемпературные (бесхлоритовые) ассоциации ставролитовой зоны в тех же породах возникают при  $T \approx 530^\circ C$ , можно предполагать, что температурный разрыв между первым возникновением силлиманита и разложением наиболее высокотемпературного хлорита в недосыщенных  $K_2O$

метапелитах буульгенской серии составляет  $\approx 70^\circ C$ , а в насыщенных  $K_2O$  метапелитах  $\approx 30^\circ C$ .

На основании парагенетического анализа и данных геотермометрии метаморфитов Горной Абхазии, мы предполагаем, что тройная точка полиморфов  $Al_2SiO_5$  по температуре занимает как бы промежуточное положение между вариантами М.Холдвезя и С.Ричардсона с соавтора - ми. Исходя из приведенных в настоящей работе данных, нам представляется наиболее удовлетворительными координаты тройной точки по температуре  $580-600^\circ C$  и по давлению - 4-5 кбар.

Экспериментально и геологически хорошо изученная и типичная для насыщенных  $K_2O$  метапелитов реакция  $Mu + Kv \rightarrow Kfs + Al_2SiO_5 + H_2O$  в метаморфитах буульгенской серии наблюдается исключительно редко. В этой серии в условиях силлиманитовой и мигматитовой зон устанавливаются реакции:  $Mu + St + Kv \rightarrow Sil + Bi \pm Gr + H_2O$  и  $Mu + Kv + Gr_I + Bi_I \rightarrow Gr_{II} + Bi_{II} \pm Cor + Sil$ .

По данным графитового термометра, наиболее высокотемпературен мусковит с кварцем в метапелитах буульгенской серии  $\approx 610^\circ C$ . По Гр-Би термометру Л.Л.Перчука [1967], реликты мусковита в тех же породах сохраняются до температуры  $625-665^\circ C$ , а по методу Д.С. Гольдмана и А.Л.Олби [Goldman, Albee, 1977] - до  $590-625^\circ C$ .

По данным Д.Н.Кецховели [1979], разложение куммингтонита в метаморфитах буульгенской серии ( $Kum \rightarrow Cor, Kum + Pl \rightarrow Gr + Cor, Kum \rightarrow Жед$ ) вызвано повышением давления. Полное отсутствие куммингтонита в типичных кианитовых комплексах свидетельствует, что максимальное давление куммингтонитсодержащих метаморфитов буульгенской серии было ниже, чем характерное для тройной точки  $Al_2SiO_5$ .

Исходя из изложенных выше данных, приводим следующие температурные диапазоны прогрессивной зональности буульгенской серии - в зоне ставролита -  $530-600^\circ C$  (не установлена низкотемпературная часть зоны), силлиманита -  $600-650^\circ C$  и мигматита -  $640-680^\circ C$ .

Рассмотренными выше равновесиями по-существу ограничиваются возможности минералогической барометрии равновесий метаморфических процессов. Следовательно, оценка давлений является приближенной. Верхняя граница по давлению при региональном метаморфизме буульгенской серии может быть оценена, в основном, положением тройной точки полиморфов  $Al_2SiO_5 \approx 4,5$  кбар, а нижняя - на основании парагенетического анализа - 2 кбар.

#### 2.2.4 Магматические формации

Согласно формационному делению палеозойских гранитоидов Большого Кавказа [Шенгелиа, 1972], в закартированном участке выделяются гранитовая (тип Б-II) и плагиогранодиоритовая (тип Б-I) формации. В первой формации преимущественную роль играют микроклинизированные порфиробластические граниты и гранодиориты, подчиненную – аляскиты, гнейсы, плагиогнейсы и плагиограниты. Вторая формация варьирует по составу от плагиогранитов до гранитов с преобладанием плагиогранодиоритов.

Гранитовая и плагиогранодиоритовая формации гранитоидов закартированного района зоны Главного хребта по химико-минеральному составу различны. Гранитовая формация сложена микроклинизированными гранитоидами. Кроме кремнекислотных пород, в нее входят в той или иной степени гранитизированные основные и средние кремнекислотные породы. Плагиогранодиоритовая формация, представленная палингенным гранитоидами, имеет кремнекислотный или ультракремнекислотный состав. В ней не обнаруживается каких-нибудь признаков процессов магматической дифференциации. Заметное обогащение ее темновыми компонентами носит локальный характер и вызвано процессами гибридности.

Визуально порфиробластические микроклинизированные гранитоиды гранитовой формации легко отличаются от равномернозернистых гранитоидов плагиогранодиоритовой формации, в результате чего они хорошо картируемые. На закартированном участке доминируют гранитоиды плагиогранодиоритовой формации.

Наиболее крупный выход гранитоидов плагиогранодиоритовой формации расположен в бассейне р.Сакен, к северу от Главного надвига, в уроч.Кван и на западных склонах ущелья р.Кодори, где обнажается интрузив преимущественно биотитового плагиогранитового состава. Из гранитоидов выделяются связанные друг с другом постепенными переходами биотитовые, биотит-роговообманковые, эпидотизированные кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранодиориты, гранодиориты и граниты. Широко развиты средне- и крупнозернистые плагиограниты и плагиогранодиориты с гилпидноморфной и порфириформной (порфиробластовой) структурой и массивной, редко – слабогнейсовидной текстурой. Кварцевые диориты, обогащенные темными минералами, наблюдаются в области развития брекчированных глубинных ксенолитов, являющихся продуктами ранней стадии кристаллизации магмы, обогащенными обособившимися темными минералами роговой обманки и биотитом и более основным, нежели в гранитоидах, плагиоклазом. По качественному мине-

ральному составу эти широкообразные ксенолиты и окружающие их гранитоиды не отличаются друг от друга, обычно переходы между ними постепенные.

Гранитоиды гранитовой формации закартированы в осевой части Большого Кавказа (истоки рек Гондарай и Шахар). Они образуют крайне гетерогенные крупные массивы или небольшие пластообразные, линзообразные, жиллообразные и неправильные тела; характеризуются неясными расплывчатыми границами с реликтами неполностью гранитизированных пород, сохранившими свою первоначальную ориентировку. Устанавливается продолжение структур вмещающих пород в гранитоидах. Состав гранитовой формации зависит от химизма, минеральных и структурных особенностей метаморфизованных боковых пород. Устанавливается идентичность термодинамического режима в процессе формирования гранитоидов и вмещающих их сланцев. Гранитоиды гранитовой формации являются гетерогенными породами. В одном и том же образце наблюдаются сильные колебания соотношений минералов. Для этих пород характерно кучное расположение порообразующих минералов – полевых шпатов и, особенно, слюды и кварца. Важным признаком, отличающим гранитоиды гранитовой формации от гранитоидов плагиогранодиоритовой формации, является характер контакта. Контакты первых с вмещающими их породами, в подавляющем большинстве случаев, постепенные, но иногда встречаются и сравнительно четкие контакты. Резкие контакты порфиробластических гранитоидов носят более или менее замаскированный характер. При резком контакте между ними в экзоконтакте фиксируются вторичные процессы разной интенсивности – окварцевание, альбитизация, микроклинизация, биотитизация, мусковитизация и др.

Небольшие выходы пород серпентинитовой формации (тип А-I) обнажаются в бассейнах рек Гвандра и Клыч, приуроченные к тектоническим нарушениям. Породы серпентинитовой формации будинированы, катаклазированы, амфиболлизированы, оталькованы, флогопитизированы, принимая облик сланцевых пород.

Породы ультрамафитовой формации (тип А-I) наблюдаются среди метаморфитов буульгенской серии. Встречаются они в виде согласных, либо секущих тел, обычно небольших размеров. Наиболее крупный выход в закартированном участке обнажается в истоках р.Гвандра. В состав ультрамафитовой формации входят перидотиты, дуниты, пироксениты и горблендиты. Эти породы не затронуты процессами регионального метаморфизма, что, наряду с другими геологическими данными, видимо, указывает на их среднеюрский возраст [Джавахишвили, 1970; Думбадзе, 1975; Чичинадзе, 1978].

Диабаз-порфиритовая формация (тип А-II) представлена согласными, либо секущими пластообразными телами

ми, жилами и дайками диабазов, габбро-диабазов, микрогаббро, диабаз-порфиритов и порфиритов. Особенно интенсивно развиты они вдоль крупных разрывных нарушений. Так, например, в междуречье Гвандра и Сакени - вдоль Главного надвига Большого Кавказа нами закартированы выходы диабаз-порфиритовой формации, в которых основной фон представляют тела диабаз-порфиритов, диабазов и габбро-диоритов, содержащих небольшие по размеру ксенолиты пород глинисто-сланцевой формации.

### 2.3. Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива

В качестве одного из примеров картирования метаморфических формаций предлагается геологическая карта (масштаба 1:50000) восточной части Дзирульского выступа кристаллического фундамента Закавказского срединного массива. Закартированный участок охватывает средние течения уцелий рек Проне Западная, Лопанисцкали, Черат-хеви, Дзирула и их водораздельные гребни. Около половины закартированной площади приходится на осадочный чехол. Здесь в доюрском фундаменте развиты почти все разновидности пород Дзирульского выступа, находящиеся в сложных тектонических взаимоотношениях, кроме того, отмечаются фаунистически охарактеризованные осадки и фрагмент аллохтонной офиолитовой ассоциации, испытавший вторичную тектонизацию и воздействие позднепалеозойских гранитоидов.

В основу предлагаемой карты легли исследования коллектива авторов [Гамкрелидзе и др., 1976, 1979, 1980, 1981], установивших в позднегерцинских гранитоидах этого района фрагмент тектонически перемещенной офиолитовой ассоциации позднедокембрийско-среднепалеозойского возраста, перекрытый верхнепалеозойскими кремнекислотными вулканитами неавтохтонного комплекса. В дополнение были использованы оригинальные материалы авторов и результаты геологической съемки масштаба 1:50000, проведенной Управлением геологии при СМ ГССР [Шириашвили и др., 1972; Джигаури, Торозов, 1958]. В основу работы заложен принцип формационного расчленения эндогенных пород (см. классификацию). Наряду с этим, при составлении карты авторы пользовались рекомендациями и терминологией, предлагаемой "Методическими указаниями" [...1972].

Не задерживаясь на характеристике осадочного чехла данной части Дзирульского фундамента, представленного юрскими, меловыми и неогеновыми отложениями, которая кратко отражена в прилагаемой к карте легенде, мы переходим к описанию формации пород доюрского

кристаллического фундамента. Здесь выделяются: 1) наиболее древняя (докембрийская) гнейсово-мигматитовая формация, испытавшая частично средне- и верхнепалеозойскую гранитизацию, относимая нами (тектонически) к автохтону; 2) Чорчана-Уцлевская аллохтонная формация (докембрий-средний палеозой), включающая в себя фрагменты Дзирульских офиолитов (серпентиниты, амфиболиты, габбро- и габбро-диабазы) и 3) Чешорская неавтохтонная формация. Кроме того, на исследованной территории развиты различные интрузивные формации основного и кремнекислотного состава с возрастным диапазоном - от нижнего палеозоя до средней кры.

#### 2.3.1. Метаморфические формации

##### Дзирульская автохтонная гнейсово-мигматитовая формация

Эта формация (тип Б-1) включает в себя толщу т.н. кристаллических сланцев, развитых в основном западнее исследованного района. Термин "кристаллические сланцы" объединяет комплекс пород. К ним относятся: собственно кристаллические сланцы (биотитовые, двуслюдяные, гранатовые, андалузитовые, силлиманитовые и кордиеритовые), плагиоклазовые амфиболиты, амфибол-биотитовые сланцы и гранитогнейсы аналогичного с кристаллическими сланцами состава. Все эти породы, как правило, сильно преобразованы, а затем (в верхнем палеозое) подвергнуты интенсивной микроклинизации с образованием метасоматических мигматитов.

Необходимо несколько более подробно остановиться на терминологии, в основе которой лежит генетическая природа исходных образований. Прежде всего следует отметить, что уже давно назревала потребность в систематизации и унификации в наименованиях пород Дзирульского выступа кристаллического субстрата, где разными исследователями одни и те же породы именовались по-разному. Так, например, гнейсовидные кварцевые диориты одних авторов [Хмаладзе, Чихелидзе, 1975], рассматриваются другими исследователями как биотитовые плагиогнейсы [Абесадзе, Цимакуридзе, 1975], третьими - как банатиты и адамеллиты [Смирнов, Казахашвили, Татришвили, 1938]. Нами суммированы соображения исследователей и собственных наблюдений, и за основу взято то рациональное зерно, которое отвечает современному уровню знаний о природе метаморфизма. В частности, согласно данным некоторых авторов [Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961], часть кристаллических сланцев и гнейсов образована по амфиболитам, имеющим вулканогенное и, частично, интрузивное происхождение, при

постепенном пропитывании основного субстрата лейкократовыми инъекциями. С другой стороны, осадочная природа большинства кристаллических сланцев и гнейсов не вызывает сомнения у авторов, проводивших специальное исследование гранитоидов и гнейсово-мигматитового комплекса [Хмаладзе, 1966; Хмаладзе, Чихелидзе, 1975; Абе-садзе, Цимакуридзе, 1975]. Таким образом, часть гнейсов, возможно, образована по осадочному субстрату — это гнейсы серого цвета, широко развитые не только в Дзирульском, но и в Храмском и Локском выступах Закавказского срединного массива и на Большом Кавказе. Учитывая эти данные и руководствуясь "Методическими указаниями" 1972, для упомянутых метаморфитов лучше оставить название "гнейсы" и, соответственно, — "гнейсовая формация". Кроме того, исходя из состава конкретных гнейсов, пользоваться терминами: гранито-гнейсы, диорито-гнейсы, кварц-диоритовые гнейсы (гнейсовидные кварцевые диориты) и др.

Как уже отмечалось, для кристаллического субстрата характерна интенсивная плагиомигматизация и микроклинизация (эти процессы разорваны во времени). Часть плагиомигматитов возникает под воздействием раннегерцинских гнейсо-диоритов и имеет инъекционно-магматическое происхождение (артериты, по Седерхольму), другая часть, по-видимому, — сегрегационного генезиса. Фактом наличия сегрегационных мигматитов (и, соответственно, нескольких догерцинских этапов деформации и кристаллизации) служит присутствие ксенолитов сильно деформированных плагиомигматитов, кристаллических сланцев и гранито-гнейсов в раннегерцинских диорито-гнейсах [Гамкрелидзе, 1976]. В этом аспекте заслуживают внимания также данные о наличии в гранитоидах и гнейсах фундамента Закавказского срединного массива (Локский и Храмский выступы) реликтовых цирконов со свинцово-изохронным возрастом, соответственно, —  $1200 \pm 100$  и  $1130 - 1300$  млн. лет [Соботович и др., 1977; Вардзелашвили и др., 1981]. Эти данные указывают на возможность присутствия в докембрийском фундаменте останцев и доверхнерифейских пород [Заридзе, 1982]. Поэтому всю совокупность процессов плагиомигматизации и ее конечный продукт мы выделяем под названием гетерогенных мигматитов, возникших под воздействием ультраметаморфических процессов — дифференциального анатексиса, метасоматоза и метаморфической дифференциации (натриевый ряд).

Смешанные породы, возникшие под воздействием верхнепалеозойской микроклинизации и представляющие собой продукт метасоматической гранитизации субстрата, мы выделяем как метасоматические мигматиты (калиевый ряд)<sup>5)</sup>.

5) Оба ряда (натриевый и калиевый) являются составляющими одной гнейсово-мигматитовой формации, за которой сохраняется это, укоренившееся в литературе название.

На закартированной территории (см. схему) кристаллический субстрат (дзирульская автохтонная гнейсо-мигматитовая формация) занимает западную и юго-западную части планшета; уцелевший от позднегерцинской переработки реликт субстрата (натриевый ряд) обнажается в южном углу планшета в ущелье р. Уцлеви. Выход этот сложен амфиболитами, гранито-гнейсами, биотитовыми и двуслюдяными сланцами, гетерогенными плагиомигматитами; они испещрены телами раннегерцинских диорито-гнейсов. В виде реликтов субстрата выделяются также микроклинизированные тела габбро и габбро-амфиболитов, но ввиду того, что они представляют собой магматогенные образования, на карте они показаны в виде самостоятельной (существенно кальциевой) магматической формации и описаны ниже, в разделе магматической формации.

Породы автохтонной гнейсово-мигматитовой формации проявляют отчетливую сланцеватость (гнейсовидность). На прилагаемой карте это показано с помощью ориентированного крапа.

Ниже приводится краткое суммарное петрографическое описание пород дзирульской автохтонной гнейсово-мигматитовой формации, по данным ряда авторов [Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, Чихелидзе, 1948; Киласония, 1965; Хмаладзе, Чихелидзе, 1975; Абесадзе, Цимакуридзе, 1975 и др.] и собственных наблюдений авторов объяснительной записки.

**А м ф и б о л и т ы** (тип В-1) темно-серые, мелкозернистые, плотные, иногда рассланцованные породы с нематогранобластовой структурой. Парагенетическая ассоциация: р. обм. + Пл<sub>30-55</sub>.

В качестве второстепенных минералов и аксессуаров присутствуют актинолит, эпидот, хлорит, кальцит, пренит, сфен, циркон, апатит и рудный минерал. Местами наблюдается инъекционный кварц. Под воздействием лейкократовых инъекций (метатектов) амфиболиты преобразуются в роговообманково-биотитовые сланцы (тип В-1). Они почти черные, отчетливо сланцеватые породы, часто с порфиroidной, либо нематогранобластовой структурой и неравновесной минеральной ассоциацией: кварц + пл<sub>22</sub> + рог. обм. + Би (± калишпат). Часто роговая обманка полностью переходит в биотит, и возникают биотитовые сланцы с парагенезисом кв + пл<sub>22</sub> + би (± калишпат). Количество кварца и калиевого полевого шпата зависит от интенсивности привноса лейкократового материала (инъекций).

**К р и с т а л л и ч е с к и е с л а н ц ы и г р а н и т о - г н е й с ы** обладают сходным минеральным составом, различаясь лишь количеством лейкократового материала (при преобладании последнего над слюдами, порода причисляется к гранито-гнейсам). Среди этих пород выделяются биотитовые, двуслюдяные, гра-



натовые, силлиманитовые и кордиеритовые разности, более редкими являются прослойки слюдяно-хлоритовых сланцев и гнейсов. Породы отчетливо сланцеватые (гнейсовидные), иногда плейчатые светлые (серые, зеленовато-серые, коричневатые). Структура, как правило, либо лепидобластовая, редко фибробластовая; характерны также порфиробластовые структуры (для гранатовых и кордиеритсодержащих разновидностей). Здесь можно выделить следующие парагенезисы: 1) Кв + Ал + Му(Сер) + Хл; 2) Кв + Пл<sub>15-40</sub> + Би; 3) Кв + Пл<sub>15-40</sub> + Би + Му(± Хл); 4) Кв + Пл<sub>25-35</sub> + Би + Му + Гр; 5) Кв + Пл<sub>30-42</sub> + Би (Му) + Сил(± Анд); 6) Кв + Пл<sub>30-42</sub> + Би + Му + Гр + Сил(± Анд); 7) Кв + Пл<sub>8-30</sub> + Би(Му) + Корд; 8) Кв + Пл<sub>25-32</sub> + Би + Гр + Корд; 8) Кв + Пл<sub>30-42</sub> + Би(Му) + Сил(Анд) + Корд. Парагенезис I характерен для фации зеленых сланцев и, судя по взаимоотношению пород и минералов в пространстве, является регрессивным. Слюдяные, двуслюдяные и частично двуслюдяно-гранатовые сланцы и гнейсы (парагенезисы 2-4) относятся к эпидот-амфиболитовой и низам амфиболитовой фации. Гранатовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие породы по минеральным парагенезисам относятся к амфиболитовой фации. Интервал температур по различным геотермометрам, определенный в этих породах, составляет 600-870<sup>0</sup>, что может указывать на физико-химические условия области переходной от амфиболитовой к гранулитовой фации. Оценка давления, по данным исследователей, при этом отвечает 4,5-7 кб, что соответствует глубине формирования субстрата в интервале 8-20 км [Цимакуридзе, Абесадае, 1975].

Гетерогенные мигматиты (тип Б-1) - группа смешанных пород, палеосома которых представлена вышеописанными амфиболитами, кристаллическими сланцами, а метатект - лейкократовыми (кварц-олигоклазовыми) инъекциями и гнейсо-диоритами. Для них обычно характерна послонная мигматизация, иногда (палеосома - амфиболит) отмечается агматитовое строение. Ввиду того, что тела диорит-гнейсы трудно поддаются картированию (на карте не выделены), их описание, как метатекта гетерогенных мигматитов приводится в этом разделе, а не в группе магматических формаций, как это следовало бы сделать, исходя из их происхождения.

Диорит-гнейсы (тип Б-1) - среднезернистые серовато-коричневые породы с отчетливой гнейсовидной текстурой, изредка они массивные. Структуры грано- и лепидобластические, иногда отмечаются порфиroidные структуры. Парагенетическая ассоциация: Кв + Пл + Би(± р.обм.). Вторичные минералы и акцессории: ортоклаз, эпидот, хлорит, кальцит, мусковит, апатит, циркон, рудный минерал, в протолочках были выделены также - ортит, сфен,

муассанит, циртолит, флюорит и смитсонит. Плагиоклаз представлен альбит-андезином, характерно зональное сложение с вариациями аноритовой молекулы 8-23-43; сосюритизирован и серицитизирован; кислые плагиоклазы вторичными продуктами не загрязнены. Биотит коричневатый, реже - зеленый, спорадически мусковитизирован; тесно ассоциирует с роговой обманкой, часто замещаясь последней.

С диорит-гнейсами связаны рассланцованные жильные породы - это биотит-плагиоклазовые пегматиты, аплиты, плагиоаплиты, гранодиориты, кварцевые диориты, диорит-порфириты, спессартиты, диабазы и альбитофиры. Заслуживает внимания тот факт, что из этих пород по мусковиту М.М.Рубинштейном [1967] получен аргоновый возраст 305-320 млн. лет, что дало ему основание увязать их внедрение с бретонской фазой тектогенеза.

Метасоматические мигматиты (калиевый ряд) - это широкая гамма в различной степени микроклинизированных пород. Палеосома в них представлена всеми вышеописанными породами натриевого ряда - амфиболитами, кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, гетерогенными мигматитами, а также диорит-гнейсами с их жильной фацией. В качестве метатекта наблюдаются кварц-микроклиновая, либо кварц-альбит-микроклиновая неосома. В зависимости от количества привнесенного материала и характера его проникновения в субстрат, можно выделить почти все разновидности мигматитов - от послонных (полосчатых) разностей до теневых (гранитового облика). Характерными признаками метасоматических мигматитов являются: 1) преимущественно розовая окраска; 2) неоднородное строение и непостоянный химический и количественно-минеральный состав; 3) наличие бластических и коррозионных структур замещения с новообразованными кварц-микроклиновым агрегатом и микроклиновым порфиробластезом; 4) присутствие в различной степени переработанных пород натриевой формации и наличие реликтовых минералов (плагиоклаза средней кислотности, биотита и др.) в неосоме.

Считается, что интенсивная микроклиновая мигматизация субстрата Дзирульского выступа генетически тесно связана с процессами гранитизации, имеющими метасоматический характер [Заридзе, Татришвили, 1950; Заридзе, 1959, 1961, 1963]. Под воздействием высокотемпературных растворов, обогащенных К и Na и летучими, в глубинных частях гнейсово-мигматитовой субконтинентальной формации в условиях продолжающегося прогресса пород и подъема геоизотерм образовывалась палингенная гранитная магма (метасоматический анатексис, по Г.М. Заридзе), внедрение которой обусловило формирование крупных тел интрузивных микроклиновых гранитов и их жильной фации [Абесадае, Цимакуридзе, 1975; Хмаладзе, Чихелидзе, 1975].

Чорчана-Уцлевская аллохтонная и чешорская  
неоавтохтонная метавулканогенно-филлитовая  
формации

Среди образований Дзирульского выступа особое место занимает т.н. "свита метаморфических сланцев" [Гамкрелидзе, Чихелидзе, 1933; Флоренский, Барсанов, 1936; Чихелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1950; Заридзе, 1960, 1961; Киласония, 1965, 1972; Абесадзе, 1969], именуемая также "филлитовой" или "диабаз-филлитовой толщей" [Кожухаров, Боянов, 1971, 1972], узкой полосой обнажающаяся в юго-восточной части Дзирульского выступа, к северу от с.Чорчана и с.Уцлеви, в бассейнах рек Черат-хеви и Лопанисцкали (тип В-1).

Проведенные за последние годы коллективом авторов Геологического института им.А.И.Джанелидзе АН ГССР геологические и петролого-петрохимические исследования [Гамкрелидзе и др., 1979, 1980, 1981], показали, что рассматриваемые нами формации состоят из разновозрастных групп пород, большая часть которых находится в аллохтонном залегании (в данной работе выделяется под названием Чорчано-Уцлевская аллохтонная формация) и состоит, по меньшей мере, из двух покровных пластин, перекрытых неавтохтонным комплексом (чешорский неавтохтон).

Метаморфические сланцы Чорчано-Уцлевской аллохтонной формации являются единственными образованиями Дзирульского выступа, датированными фаунистически. В 1931 г. в линзе мраморов, включенной в этих сланцах, были найдены археоциаты [Барсанов, 1931; Кузнецов, 1931], которые, согласно определению А.Г.Вологодина [1931], указывали на нижнекембрийский возраст вмещающих пород. Затем болгарскими геологами Кожухаровым и Бояновым [1971], на основании обнаруженных ими в нескольких мраморных линзах катаграфий, определенных З.А. Журавлевой, был подтвержден нижнекембрийский возраст той же части толщи. Однако, согласно новейшим палинологическим данным [Абесадзе и др., 1980], в этих породах присутствуют верхнесилурийские и нижне-средне- и верхнедевонские палиноморфы.

Чешорская неоавтохтонная метавулканогенно-филлитовая формация дислоцирована в сильно сжатые изоклинные складки, большей частью опрокинутые на юго-восток, и интенсивно рассланцована. Сланцеватость большей частью падает на СЗ 300-330° под крутыми углами, а местами - вертикальна. Сланцеватость почти всюду совпадает со слоистостью, которая легко различима по чередованию различных по литологическому составу пород.

Как известно, в условиях типичной фации зеленых сланцев кливаж ранних генераций обычно уже более или менее совпадает со слоистостью (кристаллизационная сланцеватость), и это обстоятельство может

служить признаком существования тесно сжатых складок с осевыми поверхностями, параллельными сланцеватости [Методические указания... 1972]. На основании тщательного прослеживания и картирования геологических границ, нам удалось обнаружить существование целого ряда складчатых структур [Гамкрелидзе и др., 1980], которые настолько тесно сжаты, что обнаруживаются большей частью не по различию элементов залегания крыльев, а по закономерному повторению в поперечном сечении, а также выклиниванию определенных маркирующих горизонтов. Вместе с тем, замки этих складок, видимо сложены более мелкими, также изоклинными складками, и поэтому в замках складок нет видимого повтора слоев с обычными поперечными залеганиями на погружениях. Однако в нескольких местах (по р.Рцхила-богара, в правом притоке р.Улумба и в верховьях р.Уцлеви) существование складок подтверждается и по различию элементов залегания их крыльев.

Интенсивно дислоцированные метаморфические сланцы чешорской формации со всех сторон ограничены разрывами и расположены в довольно крупном теле верхнепалеозойских калищатовых гранитов. Наряду с этим, к юго-западу от основного выхода сланцев в пределах этого же тела гранитов в виде ксенолитов наблюдаются более мелкие их выходы.

Чешорская неоавтохтонная метавулканогенно-филлитовая формация неоднородна по составу, в ней можно выделить две подформации. В составе чорчано-уцлевской аллохтонной формации авторами также выделяются две подформации - нижняя - чорчанская и верхняя - ниниская.

Чорчанская подформация состоит из двух пачек. Занимающая низы разреза пачка слагает, как правило, ядра антиклинальных складок и представлена: слюдяными, двуслюдяными, гранатовыми (реже - хлорит-гранатовыми) сланцами, а также переходными к ним от метаморфических сланцев разностями. Выше по разрезу следует верхняя пачка, сложенная серыми и черными филлитами, песчанистыми метасланцами, метапесчаниками, линзами мраморов и кварцитами. Метаморфические сланцы представлены, главным образом, серицит-кварцевыми, серицит-альбит-кварцевыми разновидностями; присутствуют реликты биотита, мусковита и граната. Кластический материал метапесчаников представлен, в основном, кварцем и альбитом, реже встречается микроклин-пертит, мусковит, хлоритизированный биотит и кварц. Цементирующая масса состоит из мелкозернистой кварц-альбитовой смеси, с примесью глинистого вещества. Видимая мощность чорчанской подформации - до 300 м. Не исключена возможность того, что нижняя пачка, подошва которой не обнажена, захватывает поздний

6) Отмеченные выше органические остатки, указывающие на нижнекембрийский возраст пород, обнаружены в мраморах.

докембрий (венд).

В нинисской подформации были установлены отмеченные выше среднепалеозойские палиноморфы. Она представлена в низах филлитами, а выше - чередованием актинолитовых сланцев, метабазитов и метапорфиритов. Кроме того, с метабазитами в описываемой пачке часто чередуются эпидотизированные породы с реликтовой обломочной структурой основного плагиоклаза, что, скорее всего, указывает на туфогенный характер исходных пород. Присутствие диабазов и основных туфов среди рассмотренных сланцев отмечается и ранними исследователями [Заридзе, Татришвили, 1950; Боянов, 1971]. Мощность пород подформаций - не более 200 м<sup>7)</sup>.

На разных горизонтах описанной подформации, вплоть до слюдяных сланцев, без видимого углового несогласия, расположены слабо-метаморфизованные туфы кварцевых порфиров, относимые нами к чешорской неавтохтонной формации [Чешорская свита, по М.Б.Абесадзе, 1975]. В некоторых участках эти туфы, по мере возрастания содержания слюдистых минералов или кварца, постепенно переходят в серицит-биотитовые сланцы и кварциты. По химическому и минеральному составу, а также текстурно-структурным особенностям, эти породы являются типичными геллефлинтами.

Принимая во внимание геологическую позицию и состав указанных пород по аналогии с вулканогенно-осадочной толщей Храмского массива (нижние туффиты) и чиатурскими кварцпорфирами, наиболее вероятным представляется их поздневизейско-башкирский возраст (мощность - до 180 м).

На водораздельном гребне рек Черат-хеви и Лопанисцкали сохранилась также маломощная пачка слабо-метаморфизованных конгломератов, гравелитов и песчаников, которые были описаны Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили [1950] и Г.М.Заридзе [1961] в составе метавулканогенно-филлитовой формации, как граввакковые песчаники. Д.Кожухаровым и И.Бояновым [1971] они были приняты за базальную их часть, а по данным М.Б.Абесадзе [1975] - подстилают описанные выше туфы кварцевых порфиров. По нашим данным, породы этой пачки содержат обломочный материал почти всей гаммы доюрских пород Дзирульского массива, включая обломки туфов кварцевых порфиров, что, безусловно, свидетельствует о наиболее молодом - позднепалеозойском (поздний карбон - пермь?) возрасте указанной пачки, претерпевшей затем складчатость совместно с нижележащими породами, а также динамометаморфизм. Поэтому она также вводится нами в состав чешорской неавтохтонной формации.

<sup>7)</sup> Учитывая весьма малую мощность свиты, мы склонны считать, что более ранняя (силур-средний девон) часть свиты по палинологическим данным, является переотложенной.

Таким образом, описанные формации включают в себя, по меньшей мере, три разновозрастные группы пород. Породы первых двух групп, датированные палеонтологически нижним кембрием и средним палеозоем (чорчано-улевская формация), представляют собой апотерригенно-вулканогенные образования, причем, судя по составу обломочного материала, при формировании первичных песчано-глинистых отложений, источником сноса кластического материала служил докембрийский комплекс преимущественно плагиогнейсового состава. Вместе с тем, парагенетические ассоциации и взаимоотношение между минералами пород нижнекембрийской части сланцев (чорчанская подформация) показывают, что они являются диафоритами верхов фации зеленых сланцев и переходной к эпидот-амфиболитовой [Киласония, 1965; Абесадзе, 1969]. Среднепалеозойская часть (нинисская свита) прогрессивно метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев. Что же касается более молодой (верхнепалеозойской) части (чешорская формация), то она представляет собой продукт динамометаморфизма кислых эффузивов и грубообломочных пород.

Учитывая возрастной диапазон рассматриваемых формаций, отсутствие в ранне-среднепалеозойских отложениях каких-либо признаков размыва и, принимая во внимание редуцированность на Кавказе (и по всей Альпийской области) каледонского тектогенеза, мы склонны считать, что выпадение из разреза ордовика, силура и, возможно, части девона вызвано здесь не стратиграфическим перерывом, а существованием, по меньшей мере, двух тектонических чешуй: венд?-нижнекембрийской (чорчанская подформация) и среднепалеозойской-верхнедевонской (?) (нинисская подформация), перекрытых позднепалеозойскими кремнекислыми эффузивными образованиями, расположенными, как отмечалось, на разных горизонтах нижележащих пачек. К этому вопросу мы еще вернемся.

Вызывает интерес вопрос о первичном взаимоотношении герцинских гранитов с описанными выше породами.

В последнее время было поставлено под сомнение общепринятое мнение о первичном контактовом воздействии гранитов на метаморфические сланцы рассматриваемых формаций, так как было высказано мнение о шарьировании филлитов вместе с серпентинитами с юга на север после формирования гранитов в позднем палеозое [Адамия, Шавишвили, 1979]. Такому процессу противоречит появление в неавтохтонной формации (в туфах кварцевых порфиров и конгломератах) обломков калишпата (микроклина) и калишпатовых гранитов. Наряду с этим, целый ряд фактов указывает на первично контактовое воздействие позднегерцинских гранитов на ниже-среднепалеозойскую часть метаморфических сланцев.

Как отмечалось, метаморфические сланцы в виде клина зажаты

между разрывами, отделяющими их от позднегерцинских калишпатовых гранитов, представленных в приконтактной полосе крупным телом аляскитовых гранитов. В приконтактной полосе граниты, большей частью, катаклазированы, а местами превращены в милониты. Однако в метасланцах во многих местах наблюдается образование смешанных (мигматитовых) пород и очковых сланцев, содержащих контактные минералы - зеленый биотит, турмалин, андалузит, а также жилы и порфирыобласти калишпата и альбита. Наряду с этим, внутри филлитов наблюдаются многочисленные жильные тела аляскитовых гранитов, а также гранит-порфиров и кварцевых порфиров верхнепалеозойского возраста. Кроме того, в некоторых местах среди аляскитовых гранитов отмечаются ксенолиты последних.

Таким образом, несмотря на то, что в настоящее время контакты между метаморфическими сланцами и герцинскими калишпатовыми гранитами почти всюду тектонические, приведенные выше факты позволяют говорить о первично контактовом воздействии герцинских гранитов на метаморфические сланцы. В этом отношении интересны также данные о графитовых проявлениях внутри филлитов, которые приурочены, главным образом, к контактовым ореолам калишпатовых гранитов. Рентгеноструктурные исследования позволили использовать графит в качестве геотермометра, отражающего максимальные температуры кристаллообразования [Хмаладзе, 1978]. Полученные высокие значения температуры кристаллизации графитов (450-680°C) не соответствуют физико-химическим условиям образования самих метасланцев. Поэтому, естественно, следует их связать с контактовым воздействием позднегерцинских гранитов.

#### Дзирульская аллохтонная амфиболит-серпентинитовая формация

Как отмечалось, с рассмотренными метавулканогенно-филлитовыми формациями пространственно тесно ассоциируются метавулканогенные и основные породы - серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы (тип А-Г).

Наиболее крупные выходы серпентинитов, представленные линзообразными телами, фиксируются в северной, приконтактной полосе, а также внутри "свиты метасланцев".

Изучение контактов серпентинитов с вмещающими породами показывает, что они повсюду тектонические [Лобжанидзе, 1966; Киласония, 1972]. Как правило, в приконтактной полосе развиты процессы милонитизации серпентинитов. В филлитах катакластические структуры прослеживаются на несколько десятков метров от контакта, при этом

развиваются филлониты [Киласония, 1965].

Интересен вопрос взаимоотношения серпентинитов с калишпатовыми гранитами. Наличие кварцевых, кварцполевошпатовых инъекций в серпентинитах, а также присутствие в них жил кварцпорфиров и гранит-порфиров свидетельствует о воздействии позднегерцинских гранитов на серпентиниты. В то же время, Г.М.Смирнов описал ксенолиты гранитов в серпентинитах [Флоренский, Барсанов, 1936] <sup>8)</sup>.

По реликтовым минералам устанавливается гарцбургитовый (реже дунитовый) протолит исследованных серпентинитов. В серпентинитах повсеместно развиты процессы карбонатизации, пренитизации и оталькования. Последний развит настолько интенсивно в крупных выходах серпентинитов, что нередко образует месторождения талька и лиственита промышленного значения.

А м ф и б о л и т ы представлены в виде довольно крупного тектонического клина эллипсоидальной формы, зажато между метаморфическими сланцами и гранитами, с севера и юга окаймленного тонкой серпентинитовой коркой и испещренного телами сильно выветрелых темно-серых уралитизированных диабазов, местами превращенных в эпидозиты.

Главные парагенетические ассоциации амфиболитов: ПЛ<sub>20-36</sub> + р.об.(Пв, Эп), ПЛ<sub>32-41</sub> + р.об.43(+Сф), ПЛ<sub>38</sub> + р.об.(+Мум).

Г а б б р о и г а б б р о - д и а б а з ы встречаются, в основном, в виде реликтов разной величины среди калишпатовых гранитов. Наиболее крупный из этих выходов вблизи метаморфических сланцев расположен южнее них у сел.Цхетис-Джвари. Здесь представлены плотные мелкозернистые породы темного цвета, обычно массивной текстуры. Местами наблюдаются участки с отчетливой полосчатостью; при этом образуются разности, переходные к габбро-амфиболитам. Однако большей частью габбро и габбро-диабазы имеют настолько свежий вид, что их можно принять за молодые образования, если бы не факт внедрения в эти породы не только позднегерцинских калишпатовых гранитов и аплитов, но и более древних раннегерцинских кварцевых диоритов.

Наиболее характерные парагенезисы: ПЛ<sub>65-85</sub> + Пир(<sup>±</sup> р.об.); ПЛ<sub>65-71</sub> + р.об.40-44( + Би, Сф). В гранитизированных участках габбро-диабазов отмечается альбит, а также кварц и микроклин.

Таким образом, в Чорчана-Уцлевской полосе Дзирульского выступа развита специфическая группа меланократовых пород (серпентини-

<sup>8)</sup> Поле внедрения гранитов в серпентиниты на дневной поверхности появилось, видимо, лишь в результате альпийских движений и процессов денудации, т.к. описанные выше позднепалеозойские конгломераты содержат гальки всех пород Дзирульского выступа, за исключением серпентинитов.

ты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы), имеющие догерцинский возраст и находящиеся в тесной пространственной связи с апоосадочно-вулканогенной толщей. Это сообщество пород проявляет большое сходство с породами офиолитовой ассоциации [Гамкрелидзе и др., 1979, 1980, 1981<sup>9</sup>].

Определенным подтверждением этого положения могут служить петрохимические данные, полученные по ультрамафитам и мафитам [Гамкрелидзе и др., 1981].

В частности, специфика дзирульских серпентинитов хорошо отражена на диаграмме щелочи-железо-магний, анализ которой показывает, что большинство точек этих серпентинитов попадает в область, характерную для океанических гипербазитов, либо располагается вблизи нее. По сравнению с теоретическими составами пиrolита (а также гипербазитами зоны Главного хребта Большого Кавказа), эти серпентиниты сильно обеднены щелочами. По-видимому, их следует рассматривать как тугоплавкий остаток мантии после выплавления из нее базальтовой составляющей, тектонически выжатый в верхние горизонты коры.

Химические составы исследованных амфиболитов, габброидов и диабазов в целом отвечают субщелочным базальтоидам. Некоторая аномалия (в частности, высокое содержание  $K_2O$ ) в сторону щелочного тренда габброидов обуславливается интенсивным воздействием калишпатовых гранитов на эти породы.

Амфиболиты Чорчано-Уцлевской полосы, по соотношениям кремнезема, титана и тотального железа к степени дифференциации, представляют собой особую группу пород, относящуюся к толеитовым сериям, и по ряду параметров (высокая титанистость, узкий интервал отношения  $FeO^+/MgO$  и др.) близки к абиссальным толеитам.

Близость исследованных амфиболитов к океаническим толеитам отчетливо проявлена также на диаграмме  $TiO$  и  $FeO^+/MgO$ . Почти все точки амфиболитов группируются в узком поле абиссальных толеитов. Эти данные, в совокупности с геологической позицией амфиболитов Чорчано-Уцлевской полосы (тектонические контакты, серпентинитовая "рубашка"), позволяют предположить, что они тоже представляют собой тектонически выжатые фрагменты древней океанической коры.

Габбро, габбро-диабазы, а также пластовые тела диабазов, залегающие в среднепалеозойских филлитах, по перечисленным выше петрохимическим параметрам, обнаруживают четко выраженные закономерности в распределении компонентов; среди них соответственно можно вы-

делять две группы пород. Так, небольшая часть габбро, также как и амфиболиты, представляют собой породы толеитового тренда, а большая их часть совместно с диабазами являются дифференциатами известково-щелочного направления. Низкая титанистость, содержание  $K_2O$  до 1,5 %, повышенное содержание фосфора, большая степень дифференцированности - роднят исследованные габброиды и диабазы с базальтоидами островных дуг. По-видимому, они могут рассматриваться как породы, характерные для структур, переходных от океана к континенту, что не противоречит их геологической позиции (тесная связь с метавулканогенно-филлитовой формацией).

### 2.3.2. Магматические формации

**Гранитоиды** (тип Б-II). Среди древних (доюрских) магматических формаций наиболее широко в Дзирульском выступе представлены позднегерцинские гранитоиды, образующие крупные дайко- и штокообразные тела в породах субстрата; часто граниты представлены маломощными (от нескольких сантиметров до первых метров) жилами. На закартированной площади прослеживается одно крупное тело гранитоидов, в котором заключена пластина офиолитового аллохтона.

Среди гранитоидов исследователями выделяются порфириовидные (т. н. рквийская фаза) и равномернозернистые разновидности. По поводу происхождения этих пород существует два противоположных мнения. Часть исследователей [Топурия, 1938; Белкин, Петров, 1945; Чихелидзе, 1948; Манвелидзе, 1970; Хмаладзе, Чихелидзе, 1975] считают их магматическими образованиями, другая - метасоматитами [Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, 1961; Киласония, 1950].

**Порфириовидные гранитоиды** на исследованной площади не обнажаются, и поэтому их описание здесь не приводится.

**Равномернозернистые граниты** - обычно это массивные породы: в приконтактной полосе с филлитами они тонкорассланцованные. Структура гипидиоморфнозернистая (как правило, нарушена катаклизом), реже - аллотриоморфная или микрографическая (в аляскитовых и аплитовых разностях). По минеральным парагенезисам здесь выделяются биотитовые, двуслюдяные, биотит-роговообманковые, мусковитовые (в грейзенах) и аляскитовые разности.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом; в отдельных случаях отмечается андезин; интенсивно серицитизирован и пелитизирован.

Калишпат аллотриоморфный. Иногда содержит ксеноморфные зерна калишпата первой генерации. Отмечаются жилки, выполненные микроклином. Представлен высокоупорядоченными структурно-оптическими

9) Принадлежность серпентинитов Дзирульского выступа к "нижнепалеозойской офиолитовой серии" впервые отмечена Г.М.Заридзе [1965].

типами.

Кварц двух генераций. Первый из них образует ксеноморфные зерна с резким волнистым погасанием. Кварц поздней генерации выполяет жилки и неправильные скопления, корродирует полевые шпаты.

Биотит коричневый. Частично вытесняется хлоритом. В отдельных случаях мусковитизирован; в породах появляется гранат. С гранитоидами генетически и пространственно связаны пегматиты, аплиты и кварц-порфиры, рассеянные в древнем субстрате и в метаосадочной аллохтонной толще. Они имеют идентичный с гранитоидами состав, но отличаются от последних структурными особенностями.

Габброиды (тип А-П). На исследованной территории в позднегерцинских гранитоидах заключены реликты древних габбро, которые в виде крупных согласных тел фиксируются преимущественно в гнейсмигматитовой формации Дзирульского выступа - западнее закартированной территории. На планшете наиболее крупный выход представлен в ущ.р.Черат-хеви (т.н. Ломисское габбро); несколько крупных и мелких тел габброидов обнажаются к востоку от с.Хвани (на левом склоне р.Дзирула), в верховьях р.Дашиад-хеви и к северу от перевала Картохи. Среди габброидов можно выделить полосчатые, приближающиеся к габбро-амфиболитам разности, а также массивные. В габбро-амфиболитах различаются лабрадор-гастингситовые, актинолитовые и кварцевые разности. Массивные габбро обычно приурочены к периферийным частям крупных тел габбро-амфиболитов и представлены роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, тремолит-биотитовыми, кварц-лабрадор-роговообманковыми, оливин-пироксеновыми разностями и габбро-пегматитами.

Кроме описанных габбро на исследованной территории имеются выходы и других основных пород догранитной жильной серии, как-то: габбро-порфириты, диабаз-порфириты и диабазы, для которых характерны сланцеватые текстуры и пропитывание (прорывание) гранитным материалом. Ввиду незначительной мощности, эти породы на прилагаемой карте не выделены.

### 2.3.3. Обсуждение материала и некоторые выводы

В Дзирульском выступе домезозойского кристаллического фундамента среди герцинских гранитов сохранился реликт офиолитовой ассоциации позднекембрийско-ранне-среднепалеозойского возраста, перекрытый более молодыми (верхнепалеозойскими) отложениями. Нижне-среднепалеозойская часть метавулканогенно-филлитовой формации представляет собой фрагмент вулканогенно-осадочной линзы, сформировавшейся в пределах древнего континентального (или, возможно, островодужного)

склона, обладающего субконтинентальной корой. Меланократовые породы (серпентиниты, амфиболиты, габбро и габбро-диабазы) являются фрагментами верхней мантии и третьего (и второго) слоев океанической коры и структур, переходных от океана к континенту.

Исходя из того положения, что офиолиты представляют собой реликты океанической коры геологического прошлого [Шейве, 1969] и почти всегда залегают в виде шарьированных пластин, отторженных от их первоначального местонахождения, а также принимая во внимание сонахождение на исследованном участке Дзирульского выступа совершенно различных по характеру чешуй (фрагментов верхней мантии океанической коры, а также разновозрастных и имеющих различную историю метаморфизма пластин осадочных отложений), следует, видимо, считать, что описанные офиолиты также испытали тектоническое перемещение. Время их шарьирования - турне-ранний-средний визе, так как аллохтонная пластина осадочного комплекса включает верхний девон, а перекрывающие ее отложения (неоавтохтон) относятся по возрасту, вероятнее всего, к позднему визебашкирскому ярусу. Вместе с тем, эти движения хорошо коррелируются со временем шарьирования офиолитов Передового хребта Большого Кавказа (между турне и намюром) [Хаин, 1979], с четко выраженным перерывом в палеозойском чехле Южного Закавказья - между ранним турне и пермью [Аракелян, 1951], а также со временем выжимания и шарьирования многих палеозойских офиолитов Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов (конец раннего карбона-средний карбон).

Аллохтонный осадочный комплекс (чорчано-уцлевская аллохтонная формация) состоит, по меньшей мере, из двух покровных пластин. Первая из них (чорчанская свита) включает позднекембрийско-нижнекембрийские образования, испытавшие в раннегерцинское время прогнессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой (возможно, амфиболитовой) фации в автохтонном залегании. Вторая - среднепалеозойская пластина (нинисская свита) испытывает метаморфизм фации зеленых сланцев уже в аллохтонном залегании, в результате позднегерцинской тектоно-магматической активности. Вместе с тем, этот метаморфизм оказался регрессивным по отношению к более древней (уже аллохтонной в то время) нижнекембрийской пластине. Обе пластины "запечатаны" пачкой туфов кварцевых порфиров поздневизебашкирского? возраста (неоавтохтон), испытавшей вместе с аллохтоном складчатость и динамометаморфизм. Автохтоном для шарьированного комплекса (аллохтонная чорчано-уцлевская и дзирульская офиолитовая формации) служил докембрийский гнейсово-мигматитовый фундамент, представлявший древнюю субконтинентальную кору кавказского региона.

Все породы Дзирульского выступа в альпийское время подверглись воздействию магматической активности (внедрение среднеюрских интрузивов).

зий различного состава) и интенсивной тектонизации (перемещение по крутопадающим разрывам, катаклиз, милонитизация, дальнейшее протрузивное перемещение серпентинитов).

#### 2.4. Формации западной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива

Западная часть закартированной площади Дзирульского выступа Закавказского срединного массива сложена кристаллическими сланцами, мигматитами и гнейсами. Кроме того, присутствуют интрузивные образования – гранитоиды и кварцевые альбитофиры.

Кристаллические сланцы Дзирульского выступа встречаются в виде останцев, приуроченных к гнейсам кварцево-диоритового состава. Плоскости гнейсовидности кварцевых диоритов и сланцеватость кристаллических сланцев, как правило, одинаково ориентированы.

Участки кристаллических сланцев занимают более половины всей площади выступа кристаллического субстрата. При этом наблюдаются участки, где кристаллические сланцы явно преобладают над вмещающими их гнейсами. В связи с этим, на карте выделяется гнейсо-сланцевая формация Дзирульского выступа.

Гнейсы габбро-гнейсовой формации, составляющие обособленные тела разной величины и гнейсы кварцево-диоритового и плагиогранитового состава в количественном отношении являются доминирующими, что дает основание выделить формации габбровых гнейсов и кварцево-диоритовых и плагиогранитовых гнейсов Дзирульского выступа. Кроме того, имеется возможность выделить формацию мигматитов, часто образующих картируемые участки. Среди интрузивов на картируемом участке устанавливаются гранитоидные формации (кварц-диорит-плагиогранитовая и гранитовая) и формация кварцевых альбитофиров,

##### 2.4.1 Гнейсо-сланцевая формация

Эта формация составляет парагенезис гнейсов, слюдяных сланцев, амфиболитов и амфиболсодержащих сланцев. Ведущими являются слюдяные сланцы и гнейсы (тип В-1). Данная формация характеризуется неравномерным распределением в преобладающих гнейсах пачек других составляющих формацию пород. Мощность пачек различная – от единичных до первых сотен метров.

В относительно мощных пачках кристаллических сланцев нередко наблюдаются чередование слюдяных сланцев и амфиболитов, либо слюдяных сланцев, амфиболитов и гранат, андалузит- и силлиманит со-

держащих сланцев и, наконец, слюдяных и кордиеритовых сланцев. Встречаются амфиболиты в ассоциации с силлиманитовыми, андалузитовыми и гранатовыми сланцами, позволившие объединить их в единую метаморфическую формацию, хотя пространственные взаимоотношения между отдельными телами не совсем ясны.

По минеральному парагенезису сланцы относятся к амфиболитовой фации, однако, вследствие наложенного регрессивного метаморфизма, они содержат также минеральные парагенезисы, характерные для зеленосланцевой фации. В рассматриваемой формации метаморфическая зональность не устанавливается. Сланцеватость в кристаллических сланцах и гнейсовидность в гнейсах имеют одинаковые, близкие к широтному, простирания.

Слюдяные сланцы, занимающие ведущее положение, представлены биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми разновидностями. При этом, мусковитовые сланцы встречаются сравнительно редко и, как правило, образованы путем регрессивного метаморфизма. Текстура биотитовых сланцев – сланцеватая, структура – лепидогранобластовая. Состоят они из биотита, кварца и плагиоклаза. Иногда в малом количестве присутствуют амфибол, микроклин, мусковит и хлорит. Акцессорно содержится рудный минерал, циркон, апатит, сфен и рутил (сагенит).

Типоморфными для Дзирульской гнейсо-сланцевой формации являются редко встречающиеся биотитовые сланцы с незначительным содержанием кварца и наличием в них реликтовой роговой обманки. Считается, что эти породы образованы в результате преобразования амфиболитов [Заридзе, Татришвили, 1953; Хмаладзе, 1966].

Под влиянием гранитоидов слюдяные сланцы обогащаются кварцем, возникают кислый плагиоклаз и, порой, микроклин. Новообразованные минералы пропитывают породу вдоль сланцеватости с возникновением характерных для Дзирульского выступа мигматитов [Заридзе, 1961].

Двуслюдяные сланцы отличаются от биотитовых наличием мусковита, который обычно пространственно связан с биотитом. Замещение биотита мусковитом устанавливается четко.

Гранатовые сланцы имеют сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую структуру. Состоят из плагиоклаза, биотита, мусковита кварца и граната. Присутствуют также хлорит и микроклин. Содержание граната колеблется в широких пределах. Описаны гранатовые сланцы, в которых содержание граната достигает 50 % объема породы [Хмаладзе, 1966]. Гранат изменен – замещен хлоритом, серицитом, иногда альбитом и эпидотовым минералом. В гранатовых сланцах наблюдаются разные парагенезисы минералов. Гранат, плагиоклаз, биотит и часть кварца соответствуют максимуму прогрессивного метаморфизма. При регрессивном метаморфизме возникает парагенезис: мусковит + хлорит + серицит + альбит + эпидотовый минерал. В связи с этим

процессом привносится кварц и микроклин. Порой в гранатовых сланцах появляется силлиманит, и порода преобразуется в гранат-силлиманитовый сланец.

Силлиманитовые сланцы проявляют хорошо выраженную сланцеватую текстуру, местами отмечается пльчатость. Состоят из плагиоклаза, кварца, биотита, мусковита, силлиманита и, редко - новообразованного микроклина. Из аксессуарных минералов устанавливаются: рудный минерал, апатит, циркон, гранат, рутил и местами шпинель. В некоторых сланцах (силлиманит-андалузитовых), наряду с силлиманитом присутствует андалузит. Кордиеритовые сланцы характеризуются сланцеватой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Часто порода по сланцеватости пропитана гранитным материалом. Минеральный состав этих сланцев: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, калишпат и кордиерит. Иногда в незначительном количестве присутствуют силлиманит и андалузит. Аксессуарные минералы: апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Кварц и плагиоклаз входят в неодинаковом количестве. Плагиоклаз местами замещен микроклином. Отмечается замещение кордиерита биотитом.

В хлоритовых сланцах различаются две разновидности. Одна из них образована в результате ретроградного метаморфизма кристаллических сланцев амфиболитовой фации, другая же - по основным магматическим породам, расположенным в кварцевых диоритах. Сланцы первой разновидности содержат уцелевшие минералы кристаллических сланцев, вторая же разновидность обнаруживает реликтовые структуры магматических пород.

Амфиболиты и метабазиты состоят из зеленой роговой обманки (реже встречаются куммингтонит, сине-зеленая роговая обманка, актинолит) и плагиоклаза (нередко альбитизированный андезин-лабрадор); присутствуют также биотит, минералы группы эпидота, хлорит, карбонат, сфен, рудный минерал. Устанавливаются также калишпат, кварц и, в единичных случаях - реликты пироксена. Появление некоторых из перечисленных минералов связано с наложенными процессами. По мере возрастания содержания биотита, хлорита, кварца и других минералов, образуются различные кристаллические сланцы [Заридзе, Татришвили, 1947, 1959]. Местами количество роговой обманки резко возрастает, и формируются мономинеральные амфиболиты.

Наиболее характерные парагенезисы: Пл<sub>42-48</sub> + Рог<sub>40-55</sub> + Пир, Пл + Рог ± Би (Сф, Эп).

Наличие реликтовой диабазовой и порфировой структуры указывает на магматическую природу исходных пород амфиболитов, однако не исключена возможность существования амфиболитов иного генезиса.

Гнейсы по составу ничем не отличаются от обычных кварцевых диоритов. Присутствие в них повышенного содержания слюды обуславли-

вает гнейсовую текстуру.

Гнейсовые кварцевые диориты состоят из кварца, плагиоклаза и биотита. Кроме того, присутствуют хлорит, мусковит, серицит, эпидотовые минералы и аксессуарные минералы - циркон, апатит, рудный и, редко - сфен. Биотит и продукты его изменения - хлорит и мусковит - содержатся в изменяющемся количестве. Встречены также микроклинизированные гнейсовые кварцевые диориты и полосчатые мигматиты, в которых наблюдаются чередования кварц-полевошпатовых тонких полос (инъекции) с полосами биотитового или биотит-мусковит-хлоритового состава [Заридзе, 1961].

Кристаллические сланцы Дзиркульского выступа почти всегда несут следы влияния гранитоидов, что, соответственно, отражено и в их химизме. По этой причине восстановление природы их материнских пород затруднено.

Амфиболиты характеризуются непостоянным содержанием SiO<sub>2</sub>, что вызвано окварцеванием. Последующее изменение выявляется в неустойчивом содержании минералов, затрудняющее восстановление первичной их природы. Пересчеты химических анализов показывают, что амфиболиты относятся к габбро и габбро-диоритам.

Роговообманково-биотитовые сланцы, по сравнению с амфиболитами, обогащены щелочами (калием), обусловившим появление биотита.

Наблюдаемые в районе биотитовые, биотит-силлиманитовые, биотит-гранатовые, силлиманит-андалузитовые и кордиеритовые сланцы и кварциты, видимо, имеют седиментогенное происхождение.

Влияние гранитоидов на различные исходные породы обуславливают значительную изменчивость химизма метаморфитов. Наличие кварцитов и силлиманит-биотитовых сланцев, богатых алюминием и калием, указывает на песчаниково-глинистый характер материнских пород части кристаллических сланцев. Данные для восстановления более или менее полного разреза сланцев и суждения о их мощности отсутствуют. Можно лишь говорить, что перед формированием гранитоидов они имели значительную мощность, измеряющуюся километрами, на что указывает глубинный характер гранитоидного тела и вызванных им преобразовательных процессов - ассимиляционных и гранитизационных.

Весьма сложно обстоит дело с датировкой кристаллических сланцев. Хотя именно в Дзиркульском выступе в линзах мраморов, залегающих в вулканогенно-филлитовой формации, как отмечено, была найдена кембрийская фауна, и кристаллические сланцы, как более сильно метаморфизованные породы, по сравнению с вулканогенно-филлитовой формацией, были отнесены к докембрийским образованиям. Однако такому допущению препятствует то обстоятельство, что фаунистически охарактеризованная формация нигде непосредственно не соприкасается с кристаллическими сланцами. В связи с этим, верхняя возраст-



ная граница кристаллических сланцев определяется возрастом секущих их интрузивных пород - габброидов и кварцевых диоритов. Возраст последних принимается как средний палеозой. Цифры абсолютного возраста кристаллических пород Дзирульского выступа и субстрата Большого Кавказа в целом по кали-аргоновому методу отвечают среднему-верхнему палеозою. Однако, как известно, кали-аргоновый метод для глубинных пород дает омоложенные цифры. Что касается более надежного метода ( $Rb - Sr$ ), то он указывает на наличие в субстрате Кавказа и докембрийских пород. На этом основании возраст кристаллических сланцев Дзирульского выступа мы условно принимаем как нижний палеозой-докембрий.

#### 2.4.2. Мигматитовая формация

Мигматитовая формация Дзирульского выступа обычно располагается между кристаллическими сланцами и гранитоидами, имея с ними постепенные переходы.

Наиболее широко распространены мигматиты (тип B-I), представленные чередованием тонких полос сланцевого и гранитового материала, состав которых изменчив. Наряду с послонными мигматитами, встречаются грубо пятнистые и теневые мигматиты. Ресит мигматитов обычно принадлежит к амфиболитовой фации метаморфизма. Гранитоидная составляющая обычно кварцеводиоритового или плагиогранитового состава. В больших мигматитовых полях устанавливаются различные разновидности кристаллических сланцев, слагающих гнейсо-сланцевую формацию Дзирульского выступа. Лейкократовые полосы обычно сложены кварцем и плагиоклазом, а кристаллосланцевые - мусковит-хлоритовым, двуслюдяным и биотитовым, реже силлиманитовыми и гранатовыми сланцами. Местами ресит мигматитов представлен измененными амфиболитами.

Для гранитоидной части мигматитов характерна бластогранитная, а для кристаллосланцевой, обычно - лепидогранобластовая структуры. Главные породообразующие минералы сланцев - плагиоклаз (андезин или олигоклаз-андезин), биотит, роговая обманка, гранат, силлиманит. Тонкие полосы гранитоидов состоят из кварца, плагиоклаза и, в подчиненном количестве - биотита. Наложенные низкотемпературные процессы заметно изменяют минеральный состав породы - плагиоклаз альбитизирован и замещен серицитом, биотит и роговая обманка хлоритизированы. За счет биотита частично образуется мусковит. Заметно изменяется (серицитизируется) также гранат.

Мигматиты, инъецированные микроклиновыми гранитами, обнаруживают порфиробластовую структуру, где порфиробласты представлены

свежим микроклином в варьирующем количестве. В таких мигматитах амфиболсодержащие породы отсутствуют, т.к. амфибол полностью замещается биотитом. Полосы кварцеводиоритового состава подвергнуты микроклинизации и кремниевому метасоматозу с выделением кварца [Заридзе, 1961]. Возраст мигматитов определяется возрастом включающих их пород. Как отмечалось, возраст кристаллических сланцев находится в пределах нижний палеозой-докембрий, а возраст кварцевых диоритов и гранитов, по кали-аргоновому методу, соответствует среднему-верхнему палеозою.

#### 2.4.3. Габбро-гнейсовая формация

Из метаинтрузивных пород Дзирульского выступа наиболее древними являются метагабброиды, залегающие в кристаллических сланцах, гнейсах или гранитоидах. Формы тел этих пород разнообразны, а размеры обычно небольшие (тип B-I).

Структура габброидов нематогранобластовая, нередко наблюдается реликтовая габбровая структура. Темноцветный минерал обычно представлен роговой обманкой. Габброиды, характеризующиеся четко выраженной гнейсовой текстурой, часто рассматриваются как габбро-амфиболиты или же метагаббро. Породы мелко- или среднезернистые. Состоят из плагиоклаза и роговой обманки, являющимися главными породообразующими минералами. В породах нередко присутствует кварц, весьма редко - пироксен. Встречаются и такие разновидности, которые, наряду с амфиболом, содержат биотит. Заметную роль в составе гнейсовых габброидов играют вторичные минералы - минералы группы эпидот-цоизит и хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и рудным минералом.

Плагиоклаз габброидов среднего или основного состава. Он в значительной степени замещен эпидотовыми минералами, либо альбитом. Роговая обманка местами замещена биотитом или зеленым хлоритом. Ориентированное расположение призматических кристаллов роговой обманки и частью других минералов придает породе гнейсовую текстуру. Кварц явно привнесен и пропитывает породу. Наряду с возрастанием привнесенного кварца, усиливается изменение плагиоклаза и роговой обманки, и порода приобретает светлую окраску и по составу приближается к кварцевому диориту. Преобразовательный процесс обуславливает постепенные переходы габброидов в вмещающие их кварцевые диориты с прохождением промежуточных стадий [Заридзе, 1961].

Гнейсовидность габброидов совпадает со сланцеватостью кристаллических сланцев, что указывает на их одновременный наложенный метаморфизм [Заридзе, 1961]. По минеральному парагенезису (плагиоклаз-

роговая обманка) породы рассматриваемой формации отвечают амфиболитовой фации, однако среди них встречаются породы, отвечающие зеленосланцевой фации, что вызвано регрессивным метаморфизмом.

О возрасте габбро-гнейсовой формации Дзирульского выступа можно судить на основании следующих данных: габброиды секут кристаллические сланцы, чем отбивается их нижняя возрастная граница. Гнейсовидные габброиды секутся кварцевыми диоритами, возраст которых принимается не моложе среднего палеозоя, указывающий на верхнюю возрастную границу габброидов. Исходя из отмеченного выше факта об одновременном наложенном метаморфизме габброидов и кристаллических сланцев, следует полагать, что их возраст находится в пределах палеозоя [Заридзе, 1961].

#### 2.4.4. Гнейсовая формация

Гнейсовая формация составляет основную массу Дзирульского выступа. Парагенезис пород, слагающих эту формацию, составляют кварцевые диориты, плагиограниты и частично микроклинизированные породы. Все они характеризуются четко выраженной гнейсовой текстурой и, частью гранобластовой структурой. Первичная гилпидиоморфнозернистая структура обычно сохранена хорошо (тип Б-I).

Для пород гнейсовой формации характерно наличие в гнейсах неравномерно распределенных мелких реликтов кристаллических сланцев. Плоскости сланцеватости и гнейсовидности останцев и вмещающих гнейсов одинаково ориентированы.

В Дзирульском выступе встречаются и такие разновидности кварцевых диоритов, которые гнейсовую текстуру не обнаруживают. Они также совершенно постепенно переходят в гнейсы и по составу близки к ним, что указывает на их генетическую связь. Однако по той причине, что они не метаморфизованы (либо метаморфизм в них стерт), мы выделяем их в качестве самостоятельной интрузивной формации.

Гнейсовые кварцевые диориты - мелко- или среднезернистые породы. Состоят они из кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита, минералов группы эпидот-цоизита и аксессуарных минералов - циркона, апатита и рудного минерала. Местами встречается роговая обманка. Кварц, плагиоклаз, биотит являются главными породообразующими минералами; биотит нередко частично, либо нацело замещен мусковитом или хлоритом, одновременно или порознь. Местами отмечается новообразованный микроклин. Различаются биотитовые, биотит-мусковитовые, мусковит-хлоритовые, мусковитовые и хлоритовые разновидности гнейсовых кварцевых диоритов.

Плагиоклаз по составу варьирует от олигоклаза до основного

андезина. В измененных под воздействием наложенных процессов гнейсах появляется биотит. Количество биотита и минералов, образованных за счет его изменения (мусковит, хлорит) колеблется в заметных пределах. По мере возрастания количества слюдистых минералов, все более четким становится гнейсовидная текстура породы. При далеко зашедшем данном процессе, гнейсы постепенно перерастают в кристаллические сланцы [Заридзе, 1961].

По парагенезису минералов условия становления гнейсов соответствуют амфиболитовой фации. Они также подвергнуты ретроградному метаморфизму, вызвавшему образование парагенезисов зеленосланцевой фации. Возраст гнейсов, определенный кали-аргоновым методом, среднепалеозойский.

#### 2.4.5. Магматические формации

Среди метаморфических формаций западной части Дзирульского выступа выделяются три картируемые магматические формации: кварцеводиоритовая (тип Б-I), гранитовая (тип Б-II) и кварц-альбитофировая (тип А-I для срединных массивов).

Гранитная формация по структурным признакам расчленена на три субформации - порфировидных гранитов, равномернозернистых гранитов и крупнозернистых гранитов.

#### 2.4.6. Минералы и температурные условия формирования кристаллических пород формации Дзирульского выступа

При выделении метаморфических формаций западной части Дзирульского выступа, исходя из специфики ее строения, мы большое значение придаем химико-аналитической характеристике породообразующих минералов. На основании минеральных равновесий восстанавливаются Р-Т условия формирования метаморфитов.

**А м ф и б о л и т ы.** В палеозойских образованиях закартированной части Дзирульского выступа амфиболы представлены преимущественно обыкновенной сине-зеленой роговой обманкой (куммингтонит, актинолит), входящей в состав гнейсо-слюдосланцевой формации (амфиболиты, амфиболовые сланцы), мигматиты (измененные амфиболиты), габбро-гнейсы (метагабброиды, габбро) и гнейсы (гнейсовидные кварцевые диориты).

Роговая обманка является одним из ведущих компонентов в составе амфиболитов, метабазитов и габбро (гнейсо-сланцевой и габбро-гнейсовой формации). В породах гнейсовой формации, где она встречается реже, роговая обманка образовалась в результате взаимодействия палингенного расплава, давшего кварцевые диориты с ксенолитами основных пород.

В амфиболитах и метабазитах роговая обманка встречается в парагенезисах  $\text{Рог} + \text{Пл} \pm \text{Би}$ ;  $\text{Рог} + \text{Пл}$ ;  $\text{Рог} + \text{Пл} \pm (\text{Би} + \text{Кв} + \text{Сф} + \text{Эп})$ ;  $\text{Рог} + \text{Пл} + \text{Кум} \pm (\text{Би} + \text{Кв} + \text{Сф})$ . В единичных случаях обнаруживаются реликты пироксена.

В гнейсовидных кварцевых диоритах роговая обманка наблюдается в парагенезисе  $\text{Пл} + \text{Би} + \text{Кв} + \text{Рог}$ .

Роговая обманка, широко представленная в габбровых породах (габбро-гнейсовой формации), образующих по сравнению с амфиболитами и метабазитами более крупные тела, фиксируется в минеральных парагенезисах:  $\text{Рог} + \text{Пл}$ ;  $\text{Рог} + \text{Пл} + \text{Би} \pm \text{Кв}$ ;  $\text{Рог} + \text{Пл} + \text{Би} \pm (\text{Кв} + \text{Кпш})$ ;  $\text{Пир} + \text{Рог} + \text{Би} + \text{Пл} \pm \text{Кпш}$ ;  $\text{Пир} + \text{Рог} + \text{Пл}$ . Кристаллические формулы приведены на диаграммах (рис.9-12). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в роговых обманках меняется в пределах 6,29-13,00%.  $\text{CaO}$  довольно постоянное - от 10,05 до 12,78. Железистость роговых обманок из амфиболитов и метабазитов варьирует в пределах 40-57%, а гнейсовидных кварцевых диоритов - 53-65%, габбро - 31-52%.

Как видно из рис.9, роговые обманки гнейсо-сланцевой, габбро-гнейсовой и гнейсовой формаций занимают, за несколькими исключениями, отдельные поля. Соотношение  $\text{Al}/\text{Al} + \text{Fe}^{+2+3} + \text{Mg}$  примерно одинаково во всех роговых обманках, а по соотношению  $\text{Mg} / \text{Al} + \text{Fe}^{+2+3} + \text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{+2+3} / \text{Al} + \text{Fe}^{+2+3} + \text{Mg}$  роговые обманки, присутствующие в составе упомянутых групп пород, различны. На рис.9 показано также, что роговые обманки в целом несколько более магнезиальны, нежели сосуществующие с ними биотиты.

На рис.10 показана тенденция к возрастанию содержания  $\text{TiO}_2$  в роговых обманках из различных формаций, в связи с увеличением их железистости. Такая же картина наблюдается в более железистых сине-зеленых роговых обманках. Из рис.11 и 12 наглядно видно колебание в составе роговых обманок.

Сине-зеленая роговая обманка встречается сравнительно редко в породах гнейсо-сланцевой и габбро-гнейсовой формаций в парагенезисах  $\text{СзР} + \text{Аб} + \text{Кв} + \text{Кар}$ ;  $\text{Кар} + \text{Аб} + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Би}$ ;  $\text{Сз} + \text{Аб} + \text{Би} + \text{Кв}$  и в гранитоидах - в парагенезисе  $\text{Пл} + \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Би} + \text{СзР}$  в виде густоокрашенных в сине-зеленые и голубовато-зеленые цвета небольших (до 2-3 мм) призматических кристаллов. Местами в амфиболитах, вслед-

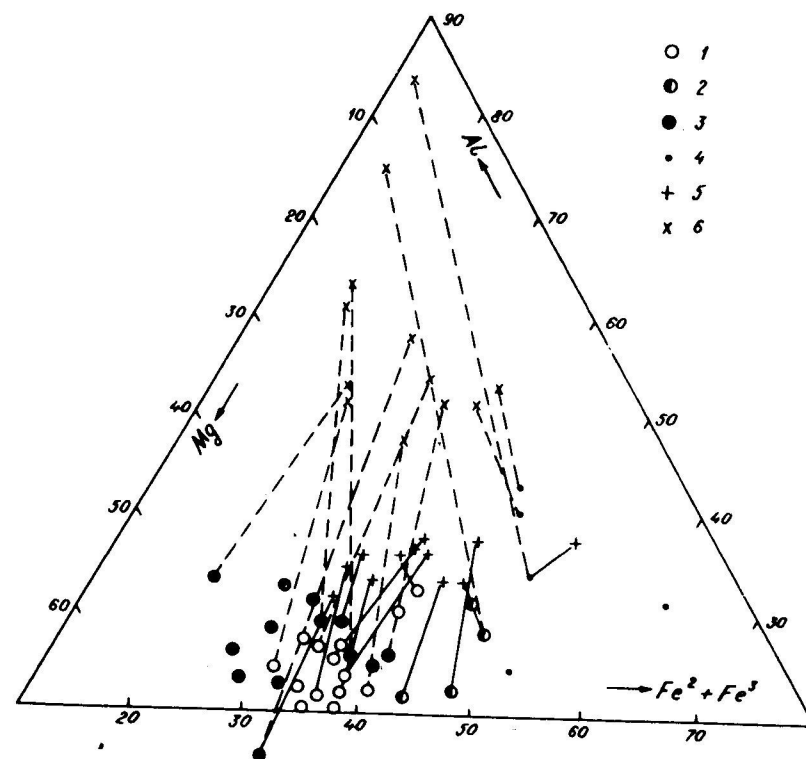


Рис.9. Парагенезисы и составы роговых обманок в ассоциирующихся с ними железомagneзиальных минералах. 1 - роговая обманка из гнейсо-сланцевой формации; 2 - роговая обманка из гнейсовой формации; 3 - роговая обманка из габбро-гнейсовой формации; 4 - сине-зеленая роговая обманка; 5 - биотит, 6 - порода.

ствие метаморфической дифференциации образуются мономинеральные прожилки сине-зеленых роговых обманок.

Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в них, по сравнению с обыкновенными роговыми обманками, высокое; повышена также железистость - 67-90%. Содержание  $\text{MgO}$  резко падает, а  $\text{CaO}$  и щелочей, примерно то же.

Температуры минералообразования для роговообманковых парагенезисов определены при помощи амфибол-плагиоклазового термометра. В породах гнейсо-сланцевой, габбро-гнейсовой и гней-

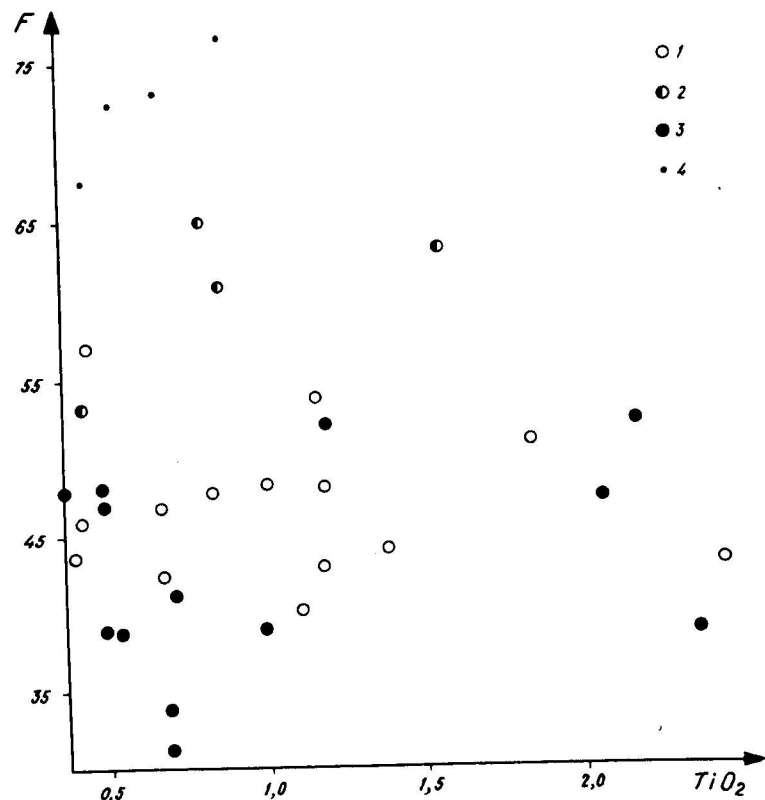


Рис.10. Соотношение между железистостью и  $TiO_2$  в роговых обманках.

1 - роговая обманка из гнейсо-сланцевой формации; 2 - роговая обманка из гнейсовой формации; 3 - роговая обманка из габбро-гнейсовой формации; 4 - синие-зеленая роговая обманка.

совой формации роговая обманка образуется при температуре не ниже  $600-650^{\circ}C$ , синие-зеленые роговые обманки - в сравнительно низкотемпературных условиях -  $400-450^{\circ}C$ .

При помощи магнетитового геобарометра определены значения летучести кислорода в породах, содержащих роговообманковые парагенезисы [Хмаладзе, Чихелидзе, 1976]. Для пород габбро-гнейсовой формации они равны  $10^{-12,5} - 10^{-13,1}$  бар, а для гнейсовой - уро-

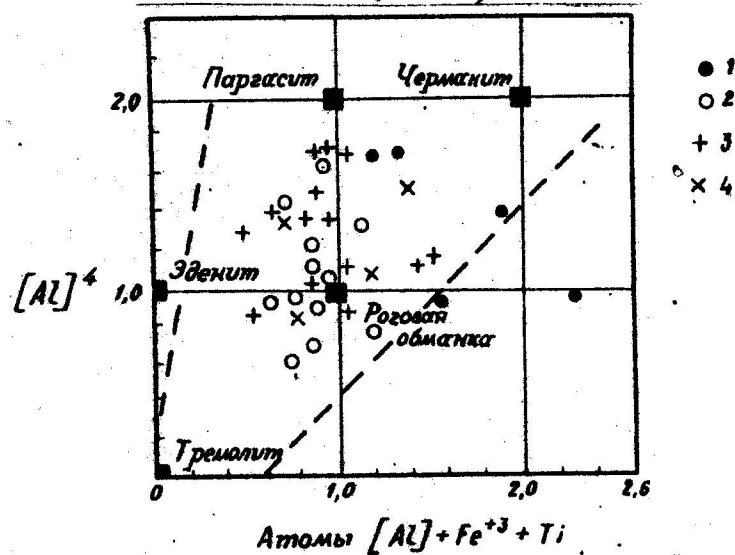
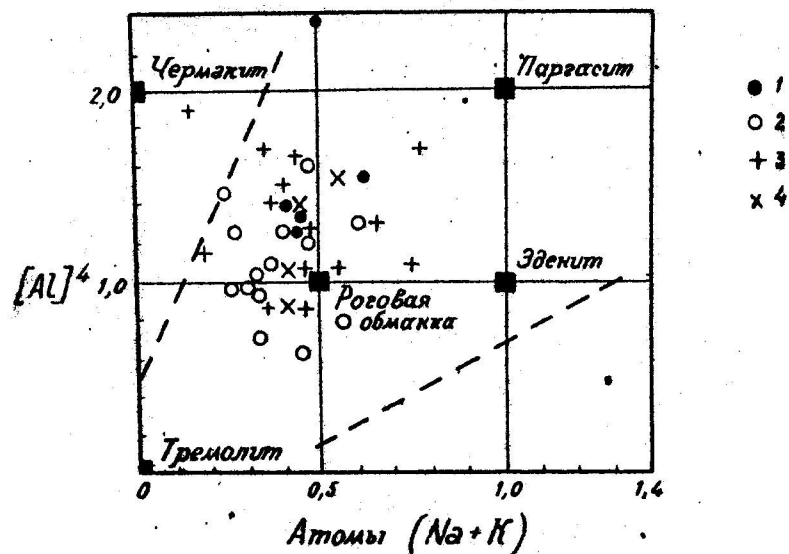


Рис.11 и 12. Составы роговых обманок. 1 - синие-зеленая роговая обманка; 2 - роговая обманка из гнейсо-сланцевой формации; 3 - роговая обманка из габбро-гнейсовой формации; 4 - роговая обманка из гнейсовой формации.

вень летучести кислорода сравнительно низкий -  $10^{-21,0}$  бар.

Куммингтонит образует бесцветные или тускло-зеленые более или менее идиоморфные кристаллы, обычно очень тонко срощенные полисинтетическими двойниками. В породах Дзирульского выступа куммингтонит встречается сравнительно редко и, главным образом, в т.н. сферических образованиях, представляющих собой частично переработанные ксенолиты амфиболитов и метабазитов, включенные в кварцевые диориты гнейсовой формации.

Минеральные парагенезисы пород, содержащих куммингтонит - Кум +  $Рог \pm Би \pm Пл \pm Кв \pm Сф$ , в единичных случаях - Кум + Ро + Би + Гр + Пл (рис.13). Часто куммингтонит замещен актинолитом.

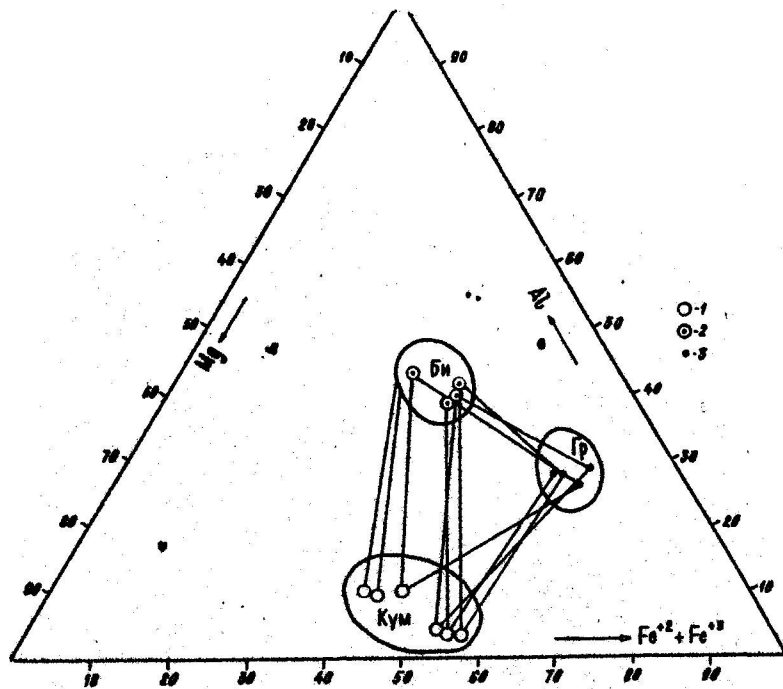


Рис.13. Парагенезисы и составы куммингтонитов и ассоциирующихся с ними железомagneзиальных минералов. 1 - куммингтонит; 2 - биотит; 3 - гранат.

Куммингтониты характеризуются высоким содержанием  $SiO_2$  - от 51,05 до 54,07 %. Содержание  $CaO$  - 0,63-3,00 %. Железистость куммингтонита лежит в пределах 44-56.

Минеральные парагенезисы и расчеты палеотемператур образования роговообманковых и куммингтонитовых парагенезисов гнейсо-сланцевой и габбро-гнейсовой формаций свидетельствуют, о том, что они формировались в высокотемпературной части амфиболитовой фации.

Актинолит, пользующийся незначительным распространением, обычно является продуктом замещения роговой обманки или куммингтонита при ретроградном преобразовании пород. Минеральные парагенезисы актинолитсодержащих пород гнейсо-сланцевой и габбро-гнейсовой формаций - Акт + Би + Пл + Кв; Акт + Би + Пл + Кв + Сф; Акт + Би + Пл + Кв + Мт.

Биотит. В палеозойских породах формации западной части Дзирульского выступа биотит, являющийся наиболее распространенным железо-магнезиальным минералом, встречается в различных парагенезисах.

В богатых  $CaO$  породах - реликты амфиболитов и метабазитов - гнейсо-сланцевой и габбро-гнейсовой формации биотит играет подчиненную роль. Он всегда находится в парагенезисе с амфиболом и, реже, с гранатом и пироксеном.

Биотит широко распространен в метapelитах гнейсо-сланцевой формации. В этих метаморфитах за счет биотита часто развивается силлиманит, но нередко наблюдается и обратное взаимоотношение этих минералов. Различаются следующие разновидности пород: гранат-сланцевые, силлиманит-сланцевые, гранат-андалузит-силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-сланцевые, гранат-шпинель-биотитовые, реже - гранат-турмалин-сланцевые.

В гнейсовой формации гнейсовидные кварцевые диориты и их микроклинизированные разновидности, пользующиеся в Дзирульском выступе геопространственным распространением, содержание биотита часто достигает 30-35 %. В них, наряду с новообразованиями биотита, вероятно, присутствует и реликтовый биотит, унаследованный от пород субстрата - кристаллических сланцев и гнейсов. Нередко наблюдается неравномерное распространение биотита в породе. Он замещается хлоритом, мусковитом и магнетитом.

Как известно, по изменчивости состава биотитов можно определить условия (температуру, давление водных паров, парциальное давление кислорода и воды, щелочность среды, степень метаморфизма и др.), при которых возник этот минерал.

Возрастание активности железа (и, следовательно, снижение активности магния) ведет к увеличению содержания  $TiO_2$  в биотите

[Шенгелиа, 1972]. Подобная корреляционная зависимость наблюдается в большинстве биотитов из палеозойских пород Дзирульского выступа.

На рис.14 видно, что, за некоторым исключением, биотиты гранитовой формации, а также часть биотитов гнейсо-сланцевых кристаллических сланцев и гнейсов характеризуются более высоким содержанием  $TiO_2$  и проявляют тенденцию к возрастанию содержания  $TiO_2$  с возрастанием железистости. Другая часть биотитов, гнейсо-сланцевых, как и биотиты габбро-гнейсовой формации, характеризуются низким содержанием  $TiO_2$ . Для биотитов из микроклинизированных гранитоидов гнейсовой формации наблюдается равномерный разброс фигуративных точек.

В биотитах из амфиболитов гнейсо-сланцевых метабазитов и габбро и габбро-гнейсовой формации наблюдаются однообразные биотитсодержащие парагенезисы - Пл + Ро + Би; Пл + Ро $\pm$  (Би, Сф, Фп, Кв); Пл  $\pm$  Би + Акт  $\pm$  Кв, сравнительно редко встречаются Ро $\pm$  + Кум + Би + Пл и еще реже Ро $\pm$  + Ку $\pm$  + Гр + Би + Пл. Особенности состава биотитов, нанесенные на диаграммы 15 и 16 показывают, что

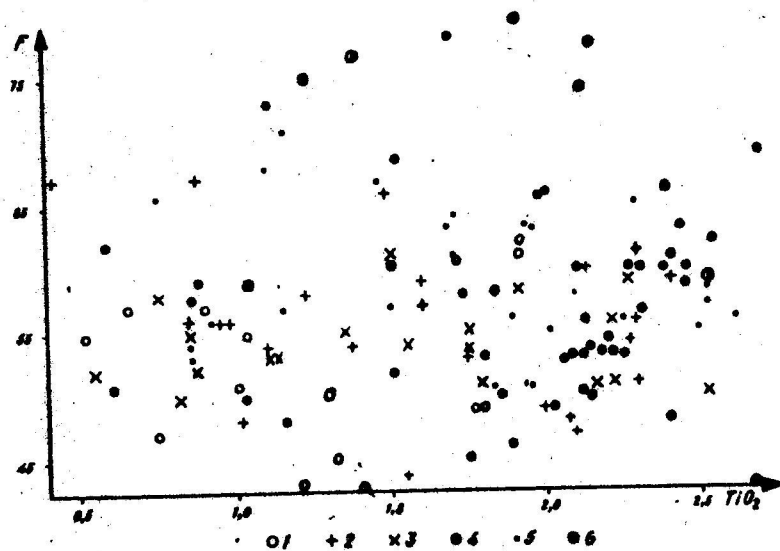


Рис.14. Соотношение между железистостью и  $TiO_2$  в биотитах. 1 - биотит из гнейсо-сланцевой формации; 2 - из амфиболитов; 3 - из кристаллических сланцев; 4 - из гнейсов; 5 - из гнейсовой формации; 6 - из мигматитовой формации.

глиноземистость и железистость биотита этих пород почти постоянны. Сравнительно высокоглиноземистые биотиты известны в куммингтонитсодержащих парагенезисах. Железистость породы и биотита меняется примерно в одинаковых пределах. На АГМ диаграмме (рис.15) фигура-

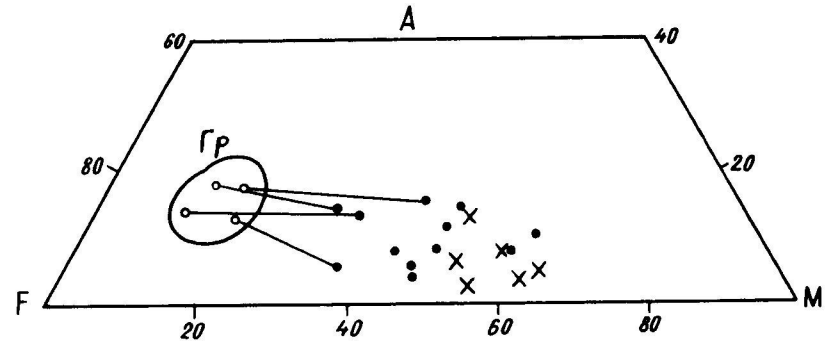


Рис.15. АГМ диаграмма для биотитов из амфиболитов (o) гнейсо-сланцевой формации и метабазитов и габбро (x) габбро-гнейсовой формации. Здесь и далее:  $A = (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO) / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO + FeO + MgO)$ ,  $M = MgO / (MgO + FeO)$ ,  $F = FeO / (MgO + FeO)$  в мол.кол.

тивные точки биотитов из пород этих формаций попадают в разные поля.

Температуры минералообразования Кум + Би + Гр ассоциации

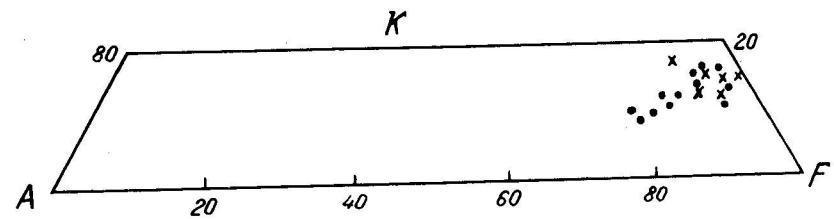


Рис.16. АКГ диаграмма для биотитов из амфиболитов гнейсо-сланцевой и метабазитов и габбро габбро-гнейсовой формации. Здесь и далее:  $A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$ ,  $K = K_2O$ ,  $F = FeO + MgO + MnO$ , в мол.кол.

установлены по гранат-биотитовым, гранат-амфиболовым и биотит-амфиболовым термометрам [Перчук, Рябчиков, 1976]. Любопытно, что температуры, вычисленные для одного и того же образца разными термометрами, характеризуются удовлетворительной сходимостью. Исключение составляет один образец, в котором по гранат-биотитовому и гранат-куммингтонитовому параметрам получены почти одинаковые значения температуры - соответственно, 715 и 700°C, а по биотит-куммингтонитовой паре - 630°C. Очевидно, последняя фиксирует температуру разложения куммингтонита - Кум → Би. Следовательно, в амфиболитах гнейсо-сланцевой формации температура биотит-куммингтонитовых парагенезисов довольно высокая, лежит в пределах 610-720°C, что соответствует высокотемпературной части амфиболитовой фации.

В кристаллических сланцах и гнейсах гнейсо-сланцевой формации наиболее часто встречаются ассоциации Пл + Би + Кв и Пл + Би + Гр. Биотит здесь обычно темно-бурый. Гранат альмадинового ряда с содержанием альмадинового компонента в пределах 72-76 % и железистость 71-93. Местами в ксенолитах обнаруживаются равновесный с биотитом мусковит и силлиманит. Изредка встречаются крупные кристаллы и шестики. В отдельных случаях совместно с биотитом наблюдаются кордиерит, либо кордиерит с гранатом и силлиманитом и очень редко - шпинель, андалузит, турмалин. Отмечаются парагенезисы Би + Пл + Му + Кор + Кв; Пл + Му + Би + Кор + Сил + Кв; Би + Пл + Кв + Гр + Сил + Анд; Пл + Би + Гр + Кор + Сил + Шп; Пл + Би + Му + Гр + Тур + Кв. В тех гнейсах и кристаллических сланцах, где в парагенезисе минералов единственным железомagneзиальным силикатом является биотит, наблюдается следующая картина (рис. 17-24): железистость биотита, за исключением единичных образцов, меняется в узком интервале 51-61 и не отличается от таковой породы. обычно же величина  $Fe^{+2}/Mg$  меняется в широком интервале - 0,43 - 1,09. Железистость биотита в парагенезисе с гранатом и другими железомagneзиальными минералами меняется в пределах 50 - 67, глиноземистость - 36-44, а величина  $Fe^{+2}/Mg$ , за несколькими исключениями, лежит в пределах 0,71 - 1,35 (рис. 18).

Температура минералообразования в кристаллических сланцах и гнейсах гнейсо-сланцевой формации определена по графитовому и гранат-биотитовому термометрам (рис. 19). Для графитсодержащих гранат-кордиерит-силлиманитовых сланцев температура минералообразования установлена 600-650°C (рис. 20) [Хмаладзе, 1978]. По гранат-биотитовому термометру в гнейсах и кристаллических сланцах фиксируется как низкотемпературный режим амфиболовой фации порядка 520 - 90

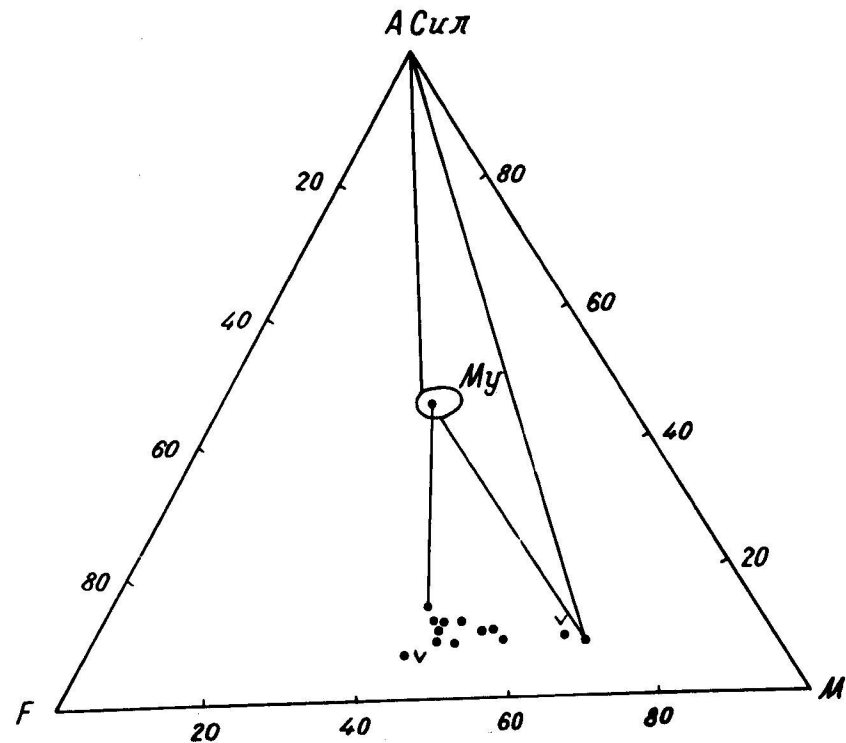


Рис.17. АГМ диаграмма для биотитов из кристаллических сланцев гнейсо-сланцевой формации.

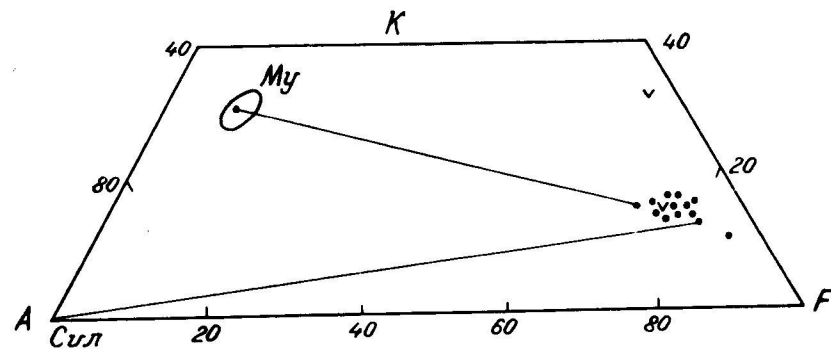


Рис.18. АГМ диаграмма для биотитов из кристаллических сланцев гнейсо-сланцевой формации.

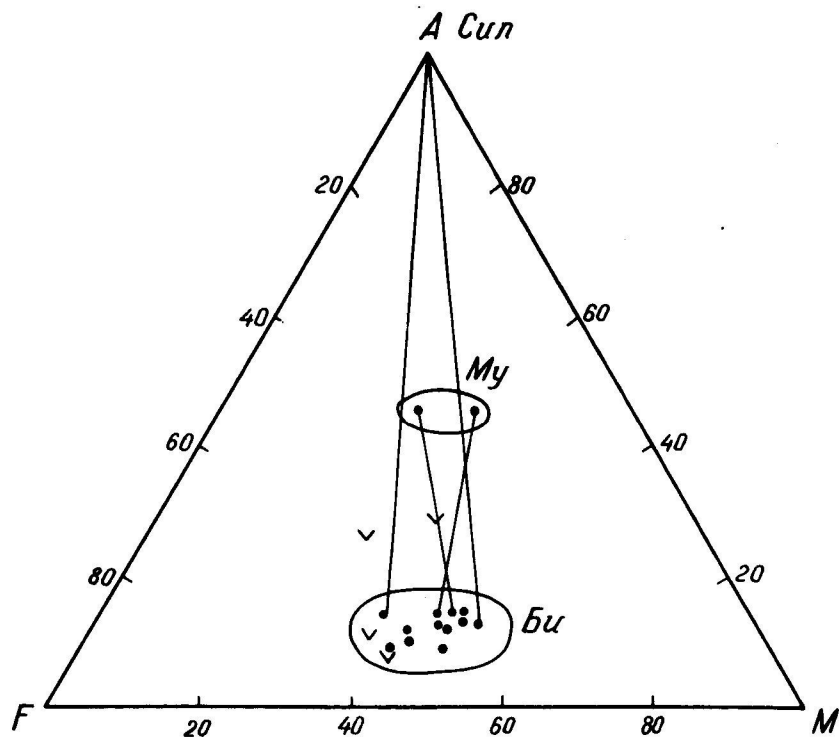


Рис.19. АГМ диаграмма для биотитов из гнейсов гнейсо-слюдяносланцевой формации.

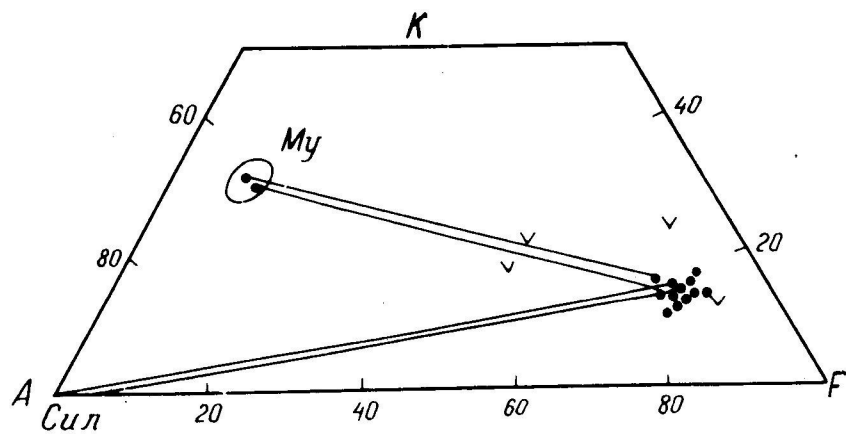


Рис.20. АКГ диаграмма для биотитов из гнейсов гнейсо-слюдяносланцевой формации.

550°C, так и высокотемпературный - 650-700°C (рис.21).

Как отмечено выше, среди гнейсовидных кварцевых диоритов гнейсовой формации наиболее распространены биотитовые разности (рис.22). В роли главного минерала роговая обманка, как и мусковит, встречается редко (рис.23). Мусковит обычно возникает в постмагматической стадии (рис.24). В единичных случаях устанавливается равновесный с биотитом гранат. Железистость биотита меняется в пределах 46-65, глиноземистость довольно постоянная - 34-45,  $Fe^{+2} / Mg$  в подавляющем большинстве случаев колеблется в интервале 0,70-1,18. Железистость биотитосодержащих пород то больше, то меньше железистости биотита (рис.25).

В гнейсовидных кварцевых диоритах гнейсовой формации темпера-

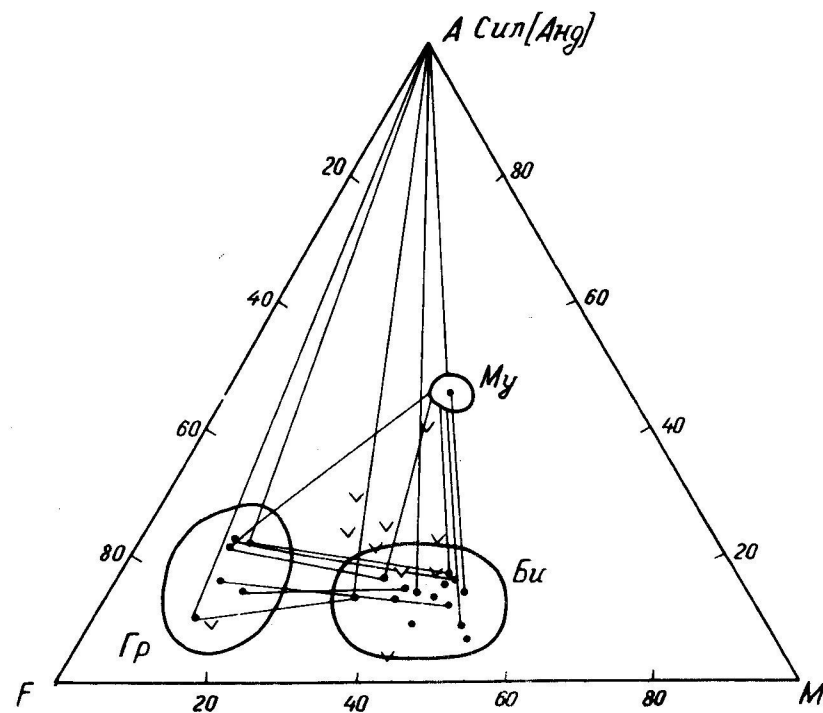


Рис.21. АГМ диаграмма для парагенезисов Би + Гр из кристаллических сланцев и гнейсов гнейсо-слюдяносланцевой формации.



условиях - 390°C (рис.28).

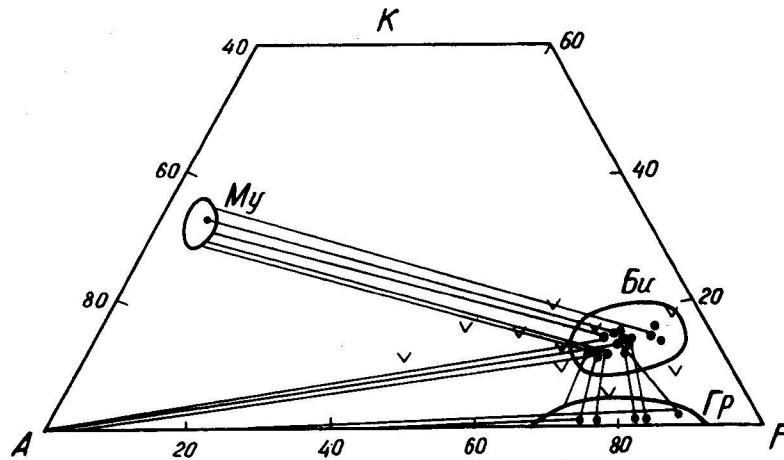


Рис.22. АКГ диаграмма для парагенезисов Би+Гр из кристаллических сланцев и гнейсов гнейсо-сланцевой формации.

тура минералообразования определена по амфибол-плаггиоклазовому термометру 600°C и по гранат-биотитовому - 660°C (рис.26).

Биотиты метасоматических гранитоидов гранитовой и мигматитовой формации нами объединяются по генетическим соображениям.

В гранитоидах гранитовой формации встречаются так же, как и в предыдущей группе пород, однообразные парагенезисы. Разница лишь в том, что в гранитоидах, наряду с плаггиоклазом, микроклин является главным, а иногда и господствующим минералом. Мусковит встречается чаще и его количество возрастает по мере повышения интенсивности метасоматической гранитизации. Местами наблюдаются равновесные с биотитом реликты роговой обманки. В отдельных образцах обнаруживается гранат, что дает возможность определить температуру минералообразования. Железистость и глиноземистость биотита из пород гранитовой и мигматитовой формаций меняются в довольно широком интервале - соответственно, 53-71 и 32-48,  $Fe^{+2} / Mg = 0,60-1,42$  (рис.27). Температура минералообразования в гранитоидах определена в нескольких образцах. По гранит-биотитовому термометру она равняется 530°C. Примерно такая же температура была установлена по биотит-роговообманковой паре - 540°C, а по плаггиоклаз-роговообманковому термометру получено сравнительно низкое значение - 450°C. Возникновение же калишпата в этих парагенезисах происходит в значительно более низкотемпературных

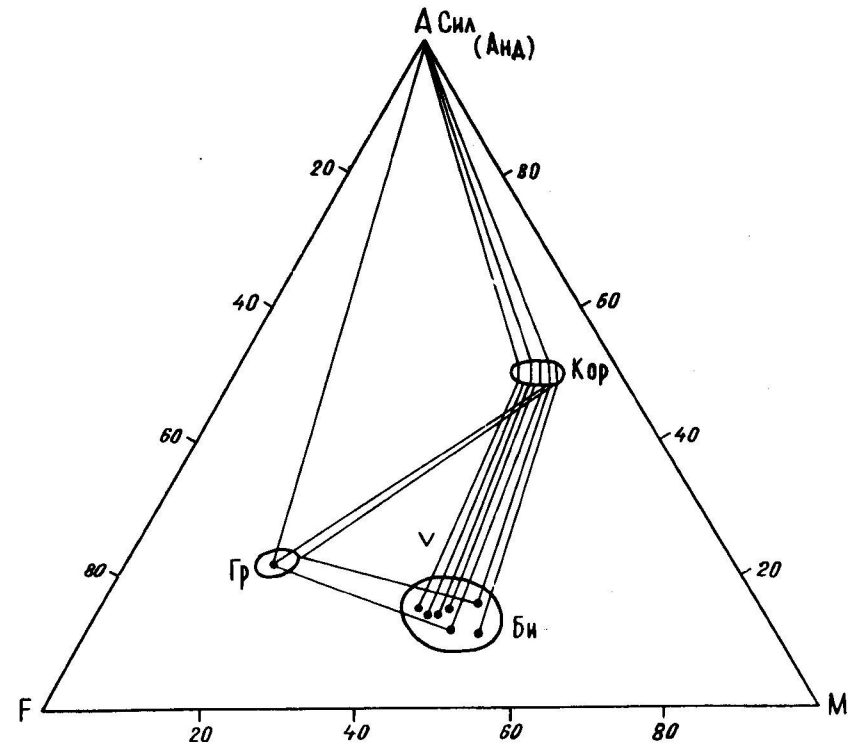


Рис.23. АГМ диаграмма для парагенезисов Би + Кор ± Гр из кристаллических сланцев и гнейсов гнейсо-сланцевой формации.

Летучесть кислорода ( $f O_2$ ), рассчитанная по магнетитовому геобарометру, низкая -  $10^{-22}$  бар [Чихелидзе, Хмаладзе, 1976].

Мусковиты. Мусковиты в породах закартированной части Дзирульского выступа распространены несколько меньше, нежели биотиты. Устанавливаются серицитизация и мусковитизация плаггиоклаза, биотита, граната, кордиерита и андалузита в регрессивной стадии метаморфизма. В кристаллических сланцах и гнейсах гнейсо-сланцевой формации встречается равновесный с биотитом мусковит. Наблюдается собирательная перекристаллизация серицита с образованием индивидуальных чешуек мусковита. Минеральные парагенезисы

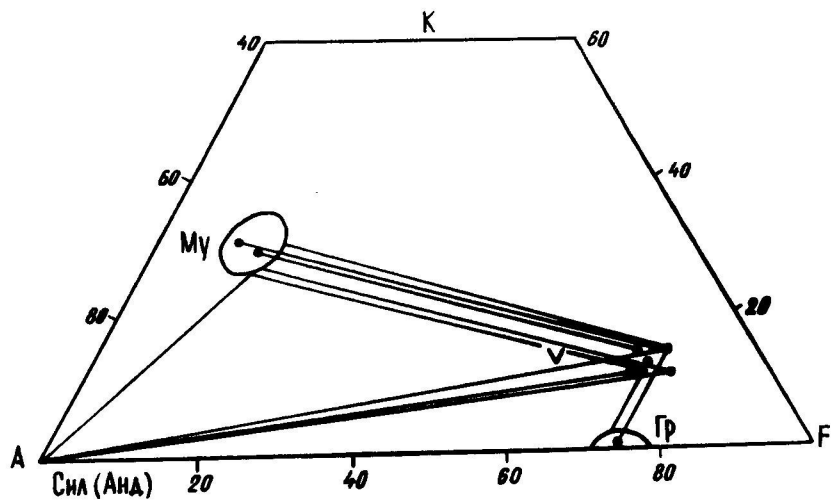


Рис.24. АКГ диаграмма для парагенезисов Би + Кор + Гр из кристаллических сланцев и гнейсов гнейсо-сланцевой формации.

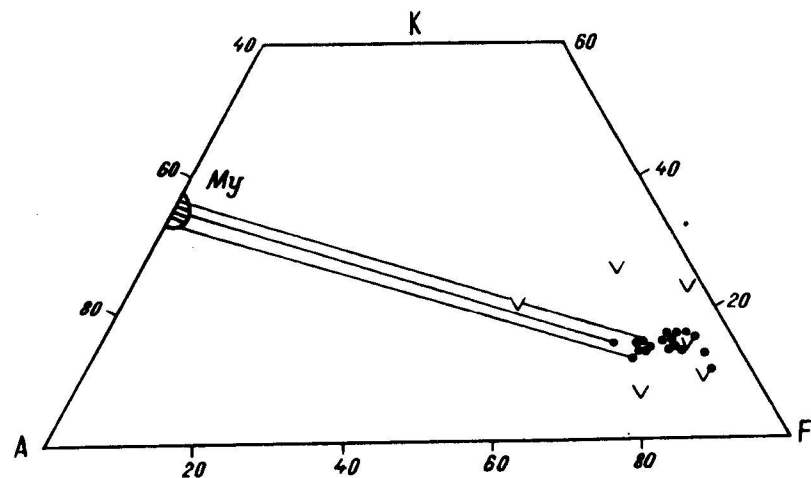


Рис.26. АКГ диаграмма для биотитов из гнейсовидных кварцевых диоритов гнейсовой формации.

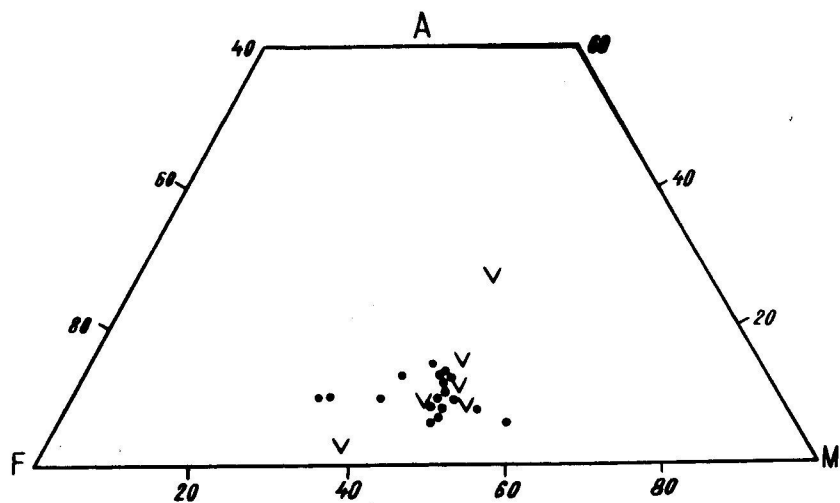


Рис.25. АГМ диаграмма для биотитов из гнейсовидных кварцевых диоритов гнейсовой формации.

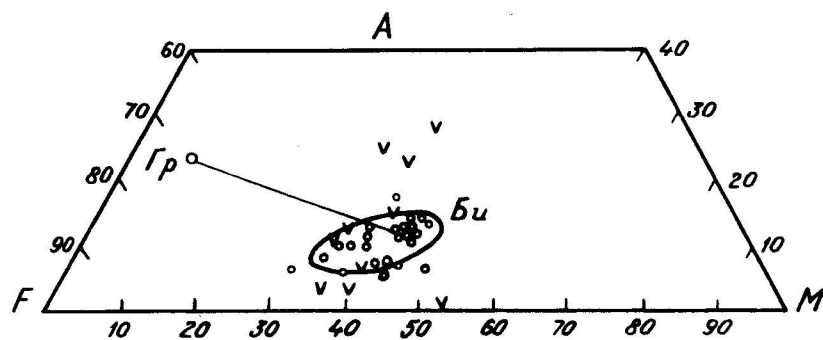


Рис.27. АГМ диаграмма для биотитов из метасоматических гранитоидов гранитовой и мигматитовой формации.

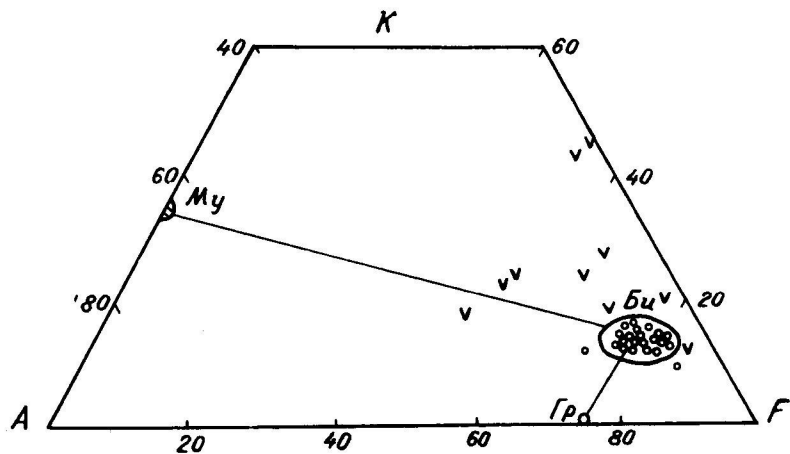


Рис.28. АКГ диаграмма для биотитов из метасоматических гранитоидов гранитовой и мигматитовой формаций.

мусковитосодержащих кристаллических сланцев и гнейсов следующие: Би + Пл + Кв + Му; Би + Пл + Кв + Му + Кпш; Би + Му + Сил + Кв + Пл; Би + Му + Сил + Кв + Пл + Гф; Би + Пл + Кв + Му + Гр; Би + Кв + Му + Сил + Кор + Пл; Би + Кв + Пл + Му + Гр + Кор. В четыре последние парагенезисы часто входит также графит.

В гнейсовидных кварцевых диоритах гнейсовой формации мусковит встречается реже, и по мере их гранитизации количество мусковита увеличивается. Наблюдаются следующие парагенезисы: Пл + Би + Кв ± Му; Пл + Би + Кв ± Му ± Кпш; Пл + Би + Кв + Гр ± Му.

Широко распространенный в калищатовых гранитоидах и пегматитах гранитовой формации мусковит образуется в постмагматической стадии. Примерные мусковитовые парагенезисы: Пл + Кпш + Кв ± Му; Кв + Пл + Кпш + Гр ± Му; Пл + Би + Кпш ± Му; Кпш + Аб + Кв + Му; Кв + Аб + Му; Кв + Му. Нередко мусковит образуется также в контактово-гидротермально измененных породах (альбититы, грейзены и т.д.), генетически связанных с калищатовыми гранитоидами. Железистость мусковитов меняется в широком интервале - 39-93, глиноземистость лежит в пределах 0,86-0,97, а содержание парагонитовой составляющей мусковита - 3,8-28,1. На диаграмме (рис.29) большинство фигуративных точек мусковита расположено около точки мусковита, а некоторые (мусковиты из гидротермально измененных

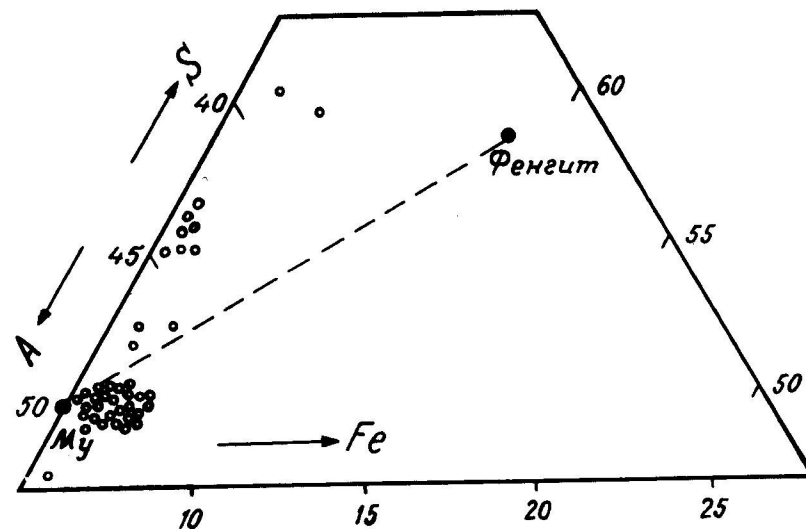


Рис.29. ASI' диаграмма для мусковитов, A=Al + Fe<sup>+3</sup>, S=Si, F=Fe<sup>+2</sup> + Mg + Mn, в атомн. %.

пород) отклоняются в сторону фигуративной точки фенгита. Мусковит и биотитосодержащие парагенезисы кристаллических сланцев и гнейсов Дзиркульского выступа формируются в высокотемпературных условиях - 600-700°C (при давлении примерно 2-2,5 кбар). В калищатовых гранитоидах и пегматитах устанавливаются как сравнительно низкотемпературные (290-340°C), так и более высокотемпературные (380-430°C) мусковиты.

### 2.5. Заключение

Таким образом, на основании разработанной общей классификации эндогенных формаций (формационных типов) для подвижных областей осуществлено геокартирование в различной степени метаморфических и сопряженных с ними интрузивных, эффузивных и смешанного генезиса (полигенетических) формаций Южного склона Большого Кавказа и Дзиркульского выступа Закавказского срединного массива.

В качестве примера составлены пять планшетов карт 1:50000

масштаба на основе разработанной авторами легенды с максимальным учетом развитых на Кавказе других метаморфических и домезозойских магматических пород (эффузивных, интрузивных).

Авторы надеются, что проделанная ими весьма в сжатые сроки (в течение трех лет) работа все-таки будет содействовать осуществлению мелкомасштабного геокартирования, и в первую очередь 1:50000 масштаба, которое намечается провести в ближайшее время учреждениями Министерства геологии СССР.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абесадзе М.Б. Новые данные о расчленении метаморфических сланцев (филлитов) Дзирульского кристаллического массива. - Сообщ.АН СССР, 1975, 79, № 3, с.645-648.
- Абесадзе М.Б., Цимакуридзе Г.К. Гнейсово-мигматитовый комплекс Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. - Сообщ.АН СССР, 84, № 1, 1975, с.133-136.
- Абесадзе М.Б., Цимакуридзе Г.К., Пландерова Е. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива (Грузия). - Geologické práce Správy, 74, Bratislava, 1980, с.137-143.
- Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М., Татришвили Н.Ф., Чхотуа Т.Г., Шенгелиа Д.М. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. - Изв. вузов, Геол. и разведка, 1975, № 7, с.3-10.
- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). - Геотектоника, 1979, № 1, с.77-85.
- Аракелян Р.А. К вопросу о среднем и верхнем карбоне в Армении. - Изв.АН АрмССР, сер.физ.-мат.естеств. и техн.наук, 1951, т.IV, № 3, с.223-230.
- Барсанов Г.П. Нижний кембрий в Закавказье. - Изв.АН СССР, 1931, № 9, с.1255-1259.
- Белевцев Р.Я. Метаморфическая зональность криворожского бассейна. - Геол.ж., 1970, 30, № 4, с.14-26.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. - В кн.: Петрография СССР, 1945, сер.1, вып.11, с.23-28.
- Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.И. Нижняя юра. - В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. - Тбилиси, Мецниереба, 1972, 238 с.
- Варданянц Л.А. Очерк геологии уцелья р.Дидихеви в Кахети. - Изв.Всесоюз.геол.-развед.объединения, т. LI, 1932, вып. 98, с.1493-1506.
- Вардзелашвили Н.С., Лесная И.М. Циркон в гранитоидах Храпского массива (Малый Кавказ). - Сообщ.АН СССР, 1981, 101, № 3, с.621-624.
- Великославский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. - Л.: Наука, 1972, с.189.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. - Тр./ГИН АН ГССР, нов.сер., 1976, вып.52, 226 с.

Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве. - Сообщ.АН ГССР, 1979, 96, № 2, с.381-384.

Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Офиолиты Дзирульского массива и некоторые вопросы докембрийской истории Кавказа. (Тез.докл. П семинара по геодинамике Кавказа). -Тбилиси; Мецниереба, 1980, с.23-25.

Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. - Геотектоника, 1981, № 5, с.23-33.

Гамкрелидзе П.Д., Чихелидзе С.С. К геологии части ущелья р.Дзирула (на груз.яз.). - Изв.Геол.ин-та АН ГССР, 1933, т.1, №2, с.81-106.

Джавахишвили Ш.И. Кристаллические сланцы Южного склона Большого Кавказа. - Тр./ГИН АН ГССР, нов.сер., 1970, вып.23, 193 с.

Добрецов Н.Л. Принципы выделения и классификация метаморфических формаций и задачи формационных исследований. "Метаморфические формации". - Тр./ИГГСОАИ СССР, вып.488, Новосибирск; Наука, Сиб.отд., 1981, с.6-19.

Заридзе Г.М. Изверженные и метаморфические породы Грузии. (МГК, XXI сессия. - Доклады советск.геол.), М., 1960, с.156-161.

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. - М.: 1961, 378 с.

Заридзе Г.М. О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). - Сов.геология, 1962, № 5, с.33-46.

Заридзе Г.М. Путеводитель экскурсии международного коллоквиума по тектонике альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Экскурсия Хашури-Шроша, Тбилиси: Мецниереба, 1965, с.61-69.

Заридзе Г.М. Типы эндогенных геологических формаций. - Тбилиси; Ганатлеба, 1966, 72 с.

Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. - М.: Недра, 1970, 307 с.

Заридзе Г.М. Эндогенные формации континентов и океанов. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1980, № 2, с.27-37

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород. - М.: Недра, 1980, 421 с.

Заридзе Г.М. Вулканические формации подвижных областей. - Вулканология и сейсмология, 1981, с.52-63.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Взаимоотношения формаций кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива. - ДАН СССР,

1950, 72, с.121-124.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрография цалкской лавовой свиты. - Сб.трудов Ин-та геол.и минер. АН ГССР, Тбилиси, 1951, с.83-98.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе кристаллических пород Дзирульского массива. - Тр./Груз. геол. Ин-та. сер.минер-петрографич., т.3, 1953, с.33-79.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. - М.: Госгеолтехиздат, 1959, 253 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Северная Ссетия и Дигория). - Тбилиси; Мецниереба, 1967, 200 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология метаморфических образований северного склона Большого Кавказа (Балкария, Карачай и Адыгей). - Тбилиси; Мецниереба, 1974, 197 с.

Заридзе Г.М., Шенгелиа Д.М. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит. - Геотектоника, 1978, № 4, с.64-69.

Заридзе Г.М. О докембрийских образованиях в составе кристаллического субстрата Кавказа. - Сб.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах.-Л.: Наука, 1982.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1:50000 и 1:25000. - М.: Госгеолтехиздат, 1956, 370 с.

Кецховели Д.Н. Куумингтонит-роговообманковые парагенезисы буульгенской серии. - Сообщ.АН ГССР, 1979, 94, № 2, с.377-380.

Кепежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия средне-температурных метapelитов. - Тр./Ин-т геол.и геоф. СО АН СССР, 1977, вып.295, 312 с.

Киласония П.Ф. О генезисе и возрастных соотношениях метаморфитов Дзирульского массива кристаллического фундамента. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1965, № 3, с.58-72.

Киласония П.Ф. Главные этапы формирования кристаллического субстрата Грузинской глыбы. - Тр./ТГУ, АЗ (144), 1972, с.165-179.

Кожухаров Д., Боянов И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1971, № 6: с.42-47.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. - М.: Наука, 1979, 260 с.

Лобжанидзе Г.П. Геология восточной периферии Дзирульского массива между Сурамским и Крестовым перевалами. - (Автореф.канд. дис.). - Тбилиси: Мецниереба, 1966: 32 с.

Манвелидзе Р.М. Расчленение гранитоидов Дзирульского массива

по различным структурно-оптическим типам кали-натровых полевых шпатов. - (Автореф. канд.дис.). - Тбилиси, 1970, 30 с.

Методические указания по геологической съемке масштаба I:50000, Л.: Недра, 1972, вып.4, 376 с.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба I:50000. - Л.: Недра, 1978, с.330-409.

Методические указания по составлению карт формаций ранне-го докембрия Украины. - Киев, 1979, 178 с.

Методика картирования метаморфических комплексов. - Наука, Сибирское отделение, 1980, 148 с.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломосрского комплексов. - Л., ЛГУ, 1974, 159 с.

Перчук Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр. - ДАН СССР, 1967, т.177, № 2, с.411-414.

Перчук Л.Л. Ставролит-гранатовый геотермометр, - ДАН СССР, 1969, т.186, № 6, с.1405-1407.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах, - М.: Недра, 1976.

Петрология литосферы и рудоносность. - (Тез.докл.VI Всесоюз. петрографич.совещ. 27-30 мая 1981 г.). Л.: 1981, с.349.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. - Тр./ГИН АН СССР, нов.сер., 1967, вып.11, 237 с.

Самохин А.А. Вещественный состав и структура метаморфического фундамента области Главного хребта Западного Кавказа. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1963, № 4.

Смирнов Г.М., Татришвили Н.Ф., Казахавили Т.Г. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива, - Тр./Груз.отд.ВИМС, вып.1938, с.18-23.

Соботович Э.В., Вардзелашвили Н.С., Слупицкий Д.А., Цьонь О.В. Докембрийские породы на Кавказе. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1977, № 10, с.38-45.

Сомин М.Л. Доюрские образования Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. - М.: Наука, 1971, 246 с.

Татришвили Н.Ф. Обнаружение пород эклогитовой фации на Северном Кавказе. - Сообщ. АН СССР, 1969, т.56, № 3, с.601-604.

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

Топурия П.А. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве. - Бюлл.Геол.инт ГССР, 1938, т.11, вып.4, с.44-52.

Федькин В.В. Ставролит ИЭМ АН СССР. - М.:Наука, 1975, 270 с.

Флоренский А.А., Барсанов Г.П. Геология, петрография и по-

лезные ископаемые бассейна р.Лопанисцкали в Юго-Осетии. - Произв. силы Юго-Осетии. - Сб.тр./СОПС АН СССР, вып.13. М.-Л., 1936, с.4-90.

Хмаладзе И.И. Кристаллические сланцы и некоторые магматические образования Дзирульского массива (на груз.яз.). - Тбилиси: Мецниереба, 1966, с.122.

Хмаладзе И.И. Графитовые образования в Дзирульском кристаллическом выступе Закавказского срединного массива. - Сообщ. АН ГССР, 1978, 90, № 3, с.621-624.

Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. - Тр./ГИН АН ГССР, сер.геол., 1948, т.(IУ)IX, 214 с.

Чихелидзе К.С., Хмаладзе И.И. Летучесть кислорода при формировании кристаллических пород Дзирульского выступа Грузинской глыбы. - Сообщ.АН ГССР, 1976, 81, № 3, с.

Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. - Тбилиси: Мецниереба, 1979, 204с.

Чичинадзе Г.Л. Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ). - (Автореф.канд.дис.), 1978, 25 с.

Чхотуа Г.Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р.Кодори в Абхазии. - Бюлл.Геол.ин-т ГССР, 1938, т.11, вып.1, с.1-93.

Шенгелиа Д.М. Гранулитовая фация Большого Кавказа. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1968, № 7, с.23-33.

Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. - Тр./ГИН АН ГССР, нов.сер., 1972, вып.34, 253 с.

Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. - (Автореф.докт.дис.). Тбилиси, 1973, 41 с.

Шенгелиа Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецохели Д.Н. Рентгеновское изучение углисто-графитового вещества в температурном интервале 300-850°C. - Сообщ.АН ГССР, 1976, 83, № 3, с.661-663.

Шенгелиа Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецохели Д.Н. Графитовый термометр. - ДАН СССР, 1977, 235, № 6: с.1407-1409.

Шенгелиа Д.М., Кецохели Д.Н. Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии. - Тр./ГИН АН ГССР, нов.сер., 1982, вып.78, 206 с.

Goldman D.S., Albee A.L. Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $O^{18}/O^{16}$  partitioning between quartz and magnetite. - Am.J.Sci., 1977, 277, p.750-761.

Green T.C. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. - Amer.Min., 1963, 48, no 9-10, p.991-1023.

Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - Contr.

Mineral. and Petrol., 1969, 22, p. 208-232.

Lal R.K., Shukla R.S. Low-pressure regional metamorphism in the northern portion of the Khetri Copper Belt of Rajasthan, India. Neues Jahrb. Min. Abh., 1975, 124, N3, p. 294-325.

Miyashiro Ak. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., 1961, v. 2, N3, p. 277-311.

Guidotti C.V. The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine. - J. Petrol., 1970, 11, N2, p. 177-336.

Richardson S.W. Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. - J. Petr., 1968, 9, p. 467-488.

Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. - Amer. J. Sci., 1969, 267, N3, p. 259-272.

Zaridze G.M., Shengelia D.M. Hercynian magmatism and metamorphism of the Great Caucasus in the light of plate tectonics. Bull. Soc. Geol. France. 1978(7), v. XX, N3, p. 355-359.

Zwart H., Corvalan I., Miyashiro Ak., Saggerson E.P., Sobolev V.S., Subramanian A.P., Vallance T.G. A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts. - IUGS, Geologic Newsletter, 1967, N2, p. 57-72.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ. Г.М.Заридзе . . . . .	3
I. К МЕТОДИКЕ КАРТИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ. Г.М.Заридзе, Ш.И.Джавахишвили, Н.Ф.Татришвили. . . . .	5
I.1. Выявление первичной природы метаморфитов . . . . .	13
I.2. Изучение процессов метаморфических преобразований . . . . .	15
I.3. Структурные особенности метаморфических формаций . . . . .	22
I.4. Изучение магматических и метасоматических пород . . . . .	25
2. ПРИМЕРЫ КАРТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАВКАЗА . . . . .	26
2.1. Нижне- и среднеюрская вулканогенно-песчано-глинистосланцевая (аспидносланцевая) формация Большого Кавказа. Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили . . . . .	26
2.2. Формации района Клухорского перевала (Большой Кавказ). Г.Л.Чичинадзе, Д.М.Шенгелиа . . . . .	37
2.2.1. Метаморфические формации . . . . .	38
2.2.2. Региональный метаморфизм пород метаморфических формаций . . . . .	41
2.2.3. Температурные условия формирования метаморфитов . . . . .	52
2.2.4. Магматические формации . . . . .	56
2.3. Формации восточной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. И.П.Гамкрелидзе, Г.Д.Думбадзе . . . . .	58
2.3.1. Метаморфические формации . . . . .	59
Дзирульская автохтонная гнейсово-мигматитовая формация . . . . .	59
Чорчана-Уцлевская аллохтонная и чешорская неавтохтонная метавулканогенно-фиолитовая формация . . . . .	64
Дзирульская аллохтонная амфиболит-серпентинитовая формация . . . . .	68
2.3.2. Магматические формации . . . . .	71
2.3.3. Обсуждение материала и некоторые выводы . . . . .	72
2.4. Формации западной части Дзирульского выступа Закавказского срединного массива. Ш.И.Джавахишвили, И.И.Хмаладзе, К.С.Чихелидзе . . . . .	74

2.4.1. Гнейсо-сланцевая формация . . . . .	74
2.4.2. Мигматитовая формация . . . . .	78
2.4.3. Габбро-гнейсовая формация . . . . .	79
2.4.4. Гнейсовая формация . . . . .	80
2.4.5. Магматические формации . . . . .	81
2.4.6. Минералы и температурные условия формирования кристаллических пород формации Даирульского выступа . . . . .	81
2.5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	99
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	101
ПРИЛОЖЕНИЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ 1:50000 м-ба	

აღმავალიანი ფორმაციების მახასიათებლები  
 ანტიკლინალის კარტირება კავკასიონის მაკრორეგიონში  
 (მეთოდური მითითებები)

Крупномасштабное геологическое картирование  
 метаморфических формаций на примере Кавказа  
 (методические указания)

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского  
 совета Академии наук Грузинской ССР

Рецензенты: докт.геол.-мин.наук В.Я.Э д и л а ш в и л и  
 докт.геол.-мин.наук Т.А.Л о м и н а д з е

Редактор издательства Г.П.Бокучава  
 Техредактор Э.Б.Бокерия  
 Корректор К.В.Лилуашвили

ИБ 2912

Сдано в производство 10.11.84; Подписано к печати 10.07.84; Формат  
 бумаги 60x90<sup>1</sup>/16; Бумага офсетная № 1; Печать офсетная;  
 Усл. печатных л. 10; Уч.-издат. л. 9,4;

УЭ 08999; Тираж 500; Заказ 3501  
 Цена 2 руб.

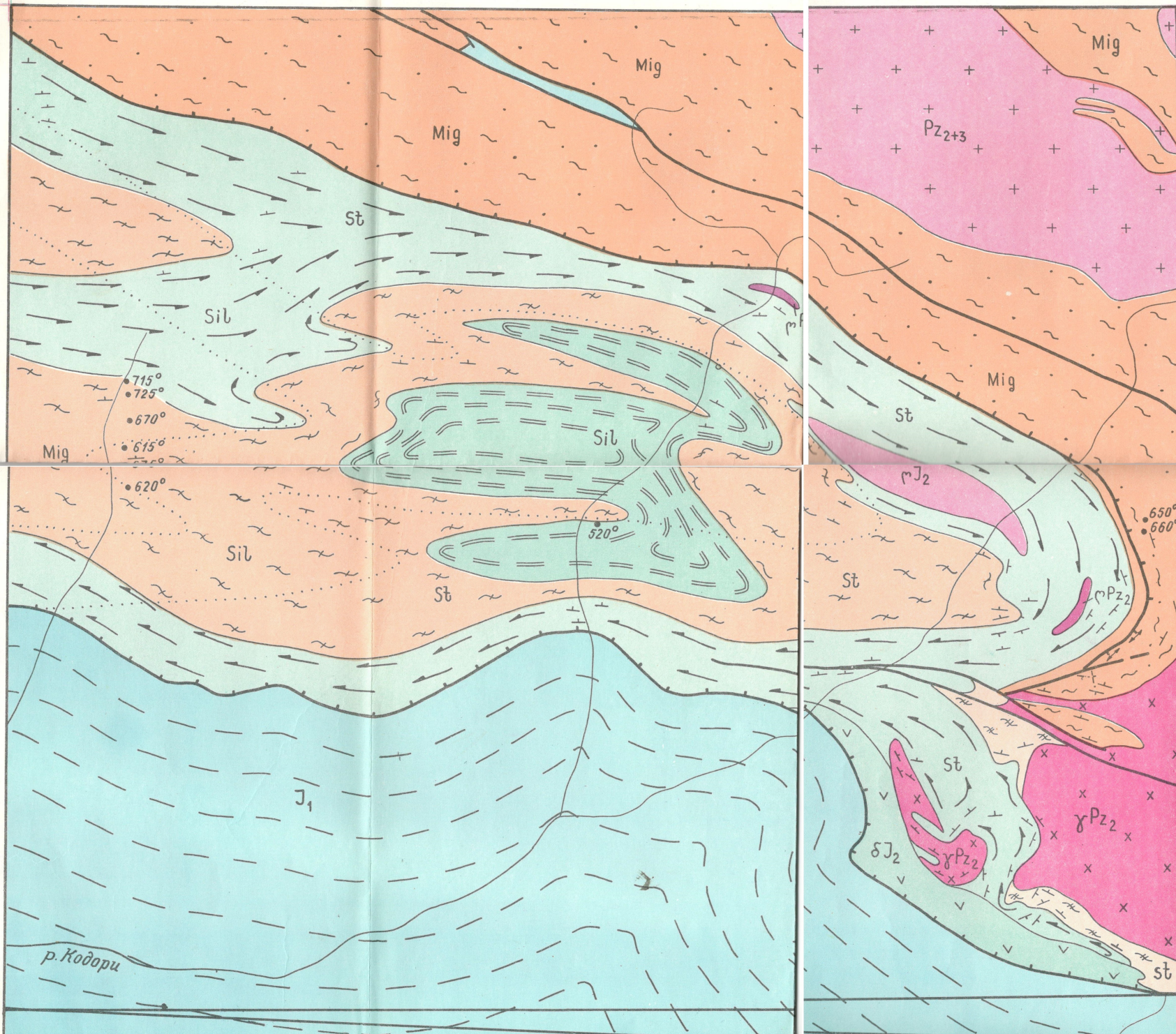
Издательство "Мецნიერება", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19.

Типография АН ИССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19.









# КАРТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

РАЙОНА КЛУХОРСКОГО ПЕРЕВАЛА








## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ









### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

-  Глинистосланцевая (аспидносланцевая)
-  Метапелитовая
-  Амфиболитовая
-  Недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов и амфиболитов
-  Метадоритовая
-  Микроклинизированная гранитоидно-мигматитовая

### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

-   $\delta J_2^v$  Диабаз-порфировитовая
-   $mJ_2$  Ультрамафитовая
-   $Pz_{2+3}^+$  Плагιοгранодиоритовая
-   $\gamma Pz_2^x$  Гранитовая
-   $mPz_2$  Серпентинитовая

### ЗОНЫ МЕТАМОРФИЗМА

-  St Ставролитовая
-  Sil Силлиманитовая
-  Mig Мигматитовая
-  ..... Границы метаморфических зон
-  Контактные стратиграфические и интрузивные
-  → Надвиги
-  - - - Разрывы
-  620°C Температура образования метаморфитов