

Д. М. ШЕНГЕЛИА, Д. Н. КЕЦХОВЕЛИ

*Р*

**РЕГИОНАЛЬНЫЙ  
МЕТАМОРФИЗМ  
НИЗКИХ  
И  
УМЕРЕННЫХ  
ДАВЛЕНИЙ  
В  
АБХАЗИИ**

---

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ  
Труды, новая серия, вып. 78

Д. М. ШЕНГЕЛИА, Д. Н. КЕЦХОВЕЛИ

**РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ  
НИЗКИХ И УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ  
В АБХАЗИИ**



В монографии излагаются результаты петролого-минералогического изучения палеозойских метаморфитов Южного склона Большого Кавказа в пределах Софийского поднятия. В ней приводится подробный анализ прогрессивного регионального метаморфизма низких и умеренных давлений, рассматриваются P-T условия процесса метаморфизма, охарактеризована метаморфическая зональность пород буульгенской и лабинской серий. На основании химического состава около 300 анализов породообразующих минералов (гранатов, биотитов, мусковитов, ставролитов, кордиеритов, роговых обманок, куммингтонитов, жедритов) и содержащих их метаморфитов и других данных делаются выводы о характере эволюции состава минералов в зависимости от температуры и давления. Особое внимание уделяется P-T условиям возникновения минеральных парагенезисов, равновесию между минералами переменного состава в стадии прогрессивного регионального метаморфизма.

Regional metamorphism of low and moderate pressures in Abkhazia

D.M.Shengelia, D.N.Ketskhoveli

The monograph deals with the results of several years long petrological-mineralogical investigation of Paleozoic metamorphites of the Southern slope of the Greater Caucasus within the limits of the Sophian Uplift. The authors give a detailed analysis of progressive regional metamorphism of low and moderate pressures, discuss P-T conditions in which each type of metamorphism develops and characterize metamorphic zonation of the rocks of the Bulgen and Labinskaia series. On the basis of chemical composition of a large amount of minerals (about 300 analyses) - garnets, biotites, muscovites, staurolites, cordierites, cummingtonites, gedrites and containing rocks and other data the authors draw conclusions about the character of evolution of mineral composition in relation with the temperature and pressure. Particular attention is given to the P-T conditions of occurrence of mineral paragenesis and the equilibrium between minerals of alternate composition at the stage of progressive regional metamorphism (conclusion in English, p.p.137 - 143).

Редактор докт.геол.-минер.наук, профессор Н.Ф.Татришвили

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Аб	- альбит	Карб	- карбонат	Сер	- серицит
Акт	- актинолит	Кв	- кварц	Сил	- силлиманит
Альм	- альмандин	Ки	- кианит	Скап	- скаполит
Анд	- андалузит	Кор	- кордиерит	Спес	- спессартин
Андр	- андрадит	Кпш	- калиевый	Ст	- ставролит
Ант	- антофиллит		полевой шпат	Стп	- стильномелан
Би	- биотит	Кум	- куммингтонит	Сф	- сфен
Вол	- волластонит	Мт	- магнетит	Тр	- тремолит
Гас	- гастингсит	Му	- мусковит	Тур	- турмалин
Гр	- гранат	Ол	- олигоклаз	Фен	- фенгит
Грос	- гроссуляр	Пар	- парагонит	Фибр	- фибролит
Грф	- графит	Пи	- пироксен	Ффен	- ферри-фенгит
Ди	- диопсид	Пир	- пироп	Хл	- хлорит
Жед	- жедрит	Пл	- плагиоклаз	Хлд	- хлоритоид
Ильм	- ильменит	Пр	- пренит	Шп	- шпинель
Ист	- истонит	Рог	- роговая	Эп	- минералы
Ка	- кальцит		обманка		группы эпидота

Цифры при символах железо-магнезиальных минералов (Гр<sub>80</sub>) - их общая железистость ( $F = \frac{Fe}{Fe + Mg}$ ), при символе Ильм - титанистость ( $\frac{Ti}{Ti + Fe}$ ).

Цифры при символе плагиоклаза (Пл<sub>20</sub>) означает содержание авортитового компонента.

Номера анализов с индексом<sup>x</sup> выполнены на электронном рентгеновском микроанализаторе "САМЕСА", MS-46; аналитики: Т.А.Абуладзе (ГИН АН ГССР) и М.Ш.Имнаяшвили (ГИИ им.В.И.Ленина). В качестве эталонов (стандартов) были использованы природные незональные минералы, близкие по составу к исследованным. Во всех случаях анализировались прозрачно-полированные шлифы. Ошибка определения элементов, содержащихся в образце в количестве более 3-5%, не превышала 2%.

Параметры элементарной ячейки минералов рассчитаны Р.А.Ахведиани по порошкограммам, снятым в рентгеноструктурной лаборатории Геологического института им.А.И.Джанелидзе АН Груз.ССР.

## ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие проведено детальное геолого-петрологическое изучение юго-западной периферийной части докембрийского кристаллического основания Большого Кавказа, подробно и систематически описанного в многочисленных публикациях и отчетах целого ряда исследователей. Так, закартированы палеозойские метаморфиты и гранитоиды района [25, 7, 79, 89, 91; а также неопубликованные данные - Букия; Букия и Абамелик; Надареишвили; Абесадзе, Хотяновский и др.], расчленены метаморфиты района [36, 25, 79, 105, 91], освещены вопросы его геологического строения [1, 19, 79, 23, 89, 105], изучены сложные эндогенные процессы гранитообразования, регионального и контактового метаморфизма, диафтореза и метасоматоза [36, 19, 6, 7, 93, 105, 108, 109, 91, 41]. Более ранние, сравнительно немногочисленные работы в этой области, во многих случаях выполнялись в связи с геологическим картированием района [92, 11, 18, 29; неопубликованные данные Чхотуа, Эдилашвили; Эдилашвили; Авалишвили и др.]. Из них следует особо выделить работу Г.Р.Чхотуа [92] по изучению основных и ультраосновных пород верховьев р.Кодори и вмещающих их метаморфитов. Вопреки общепринятому в то время возрастному подразделению метаморфитов Большого Кавказа на докембрийские и нижнепалеозойские он считал их разновозрастными - нижнепалеозойскими.

В основу настоящей работы, предметом которой является петроминералогическое изучение метаморфитов низких и умеренных давлений доюрских кристаллических пород западной части Южного склона Большого Кавказа в пределах Софийского поднятия (рис.1), положены материалы, собранные нами

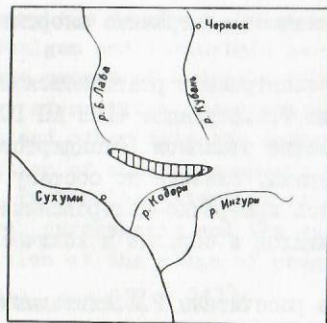


Рис.1. Штриховкой отмечен исследованный район.

в течение 1971-1978 гг. Поскольку решение ряда вопросов петрологии и геологического строения исследованного района представлялось спорным,

же в этом аспекте некоторые участки района<sup>1)</sup>. При этом особое внимание было уделено физико-химическим условиям образования минеральных парагенезисов, равновесию между минералами переменного состава, данным современных физико-химических экспериментов, геологической термо- и барометрии и многим другим вопросам. Значительное место уделено в работе химико-аналитической характеристике породообразующих минералов.

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.

Систематические исследования в этом направлении проводят и авторы данной работы, избравшие объектом изучения метаморфиты низких и умеренных давлений, распространенные в пределах Софийского поднятия - одного из наиболее изученных геологически и петрологически районов Большого Кавказа. Полученные данные позволили в той или иной мере восстановить P-T условия формирования метаморфитов Софийского поднятия, но в тоже время показали отдельные недостатки примененных методов исследования и необходимость дальнейшего уточнения полученных результатов с привлечением нового фактического материала.

В работе широко использован впервые разработанный нами, совместно с Р.А.Ахвледзиани, графитовый геотермометр, с помощью которого определены температурные условия образования опорных минеральных парагенезисов и сделан ряд заключений. Опуская подробности проведенной работы по графитовому геотермометру, поскольку они изложены в опубликованных статьях [102, 103, 104, 8], ограничимся кратким описанием полученных результатов.

С целью изучения структурного состояния углисто-графитового вещества в режиме регионального метаморфизма был проведен эксперимент в температурном интервале 300-850°C при давлении от атмосферного до 6 000 бар. Удалось установить, что в образцах гексагональных графитов закономерно изменяются параметры элементарной решетки  $C(\text{Å})$ , причем наблюдается обратнопорциональная зависимость - с увеличением температуры происходит сжатие, вызванное упорядочением структуры. Показано, что параметр элементарной решетки  $C(\text{Å})$  углисто-графитового вещества в условиях регионального метаморфизма не зависит от давления и является весьма чутким индикатором температуры минералообразования. Кривая зависимости параметра  $C(\text{Å})$  природного углеродистого вещества от температуры может быть использована в качестве геотермометра (рис.2). Относительная точность этого графика можно оценить в пределах  $\pm 15 - 25^\circ\text{C}$ .

В заключение отметим, что в случае процесса минералообразования прогрессивного регионального метаморфизма для пород, испытавших диафто-

<sup>1)</sup>Тезисное изложение отдельных частей работы и сокращенное описание фактического материала обусловлено ограничением общего объема работы.

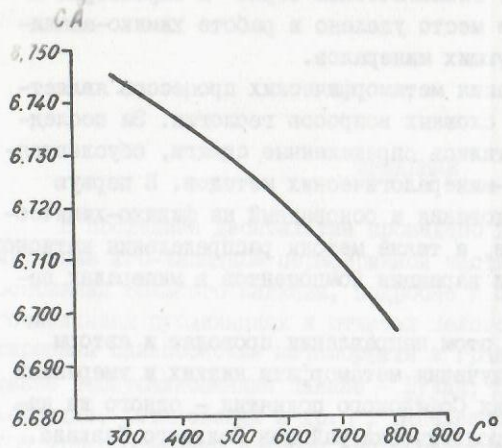


Рис. 2. Диаграмма зависимости параметра элементарной решетки C графита от температуры.

рез, не пригодны геологические термометры, основанные на распределении изоморфных компонентов между сосуществующими минералами. Для этой цели приемлем предложенный нами геотермометр, поскольку величина параметра элементарной ячейки  $C(\text{Å})$  графита точно отражает условия наиболее высокой температуры, достигнутой конкретной породой, и она полностью сохраняется в графитах из диафоризованных разностей метаморфитов.

#### 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СУБСТРАТА СОФИЙСКОГО ПОДНЯТИЯ В ПРЕДЕЛАХ АБХАЗИИ

Изученная область, включающая верхние части бассейнов рек Кодори и Бзыбь, охватывает Софийское поднятие. Вдоль его южной границы породы кристаллического субстрата надвинуты на лейасовые глинистые сланцы и песчаники Южного склона Большого Кавказа, а на севере они отделены от Тебердинского поднятия Архызско-Клычской грабен-синклинальной нижеурской депрессией<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Кристаллическое ядро Большого Кавказа сильно переработано в результате альпийского тектогенеза. Крупными разломами и грабенами оно разделено на ряд горстообразных поднятий, к числу которых относится и Софийское, расположенное в юго-западной части горст-антиклинария Главного Кавказского хребта и протягивающееся, по данным М.Л. Сомина [79], Ш.А. Адамия [2] и др., от верховьев р. Малая Лаба до р. Ненска. Однако, недавние работы, проведенные нами совместно с Г.Л. Чичинадзе и Р.Г. Кахадзе [110] показали, что Софийское поднятие продолжается в виде сравнительно узкой полосы в юго-восточном направлении и в Верхней Сванетии (бассейны рек Накра, Долдра, Твибери, Цанери) и отделено от Тебердинского поднятия крупными разрывами или продольными депрессиями, заполненными более молодыми отложениями.

Палеозойские метаморфиты зоны Главного хребта Большого Кавказа в пределах Софийского поднятия подразделяются на макерскую, буульгенскую и лабинскую серии. Первая (в которой преобладают слюдяные сланцы и гнейсы) выступает в северной части Софийского поднятия, вторая — в восточной, а последняя — в его западной части. Метаморфиты изученного нами района представлены буульгенской (гвандринская, клычская, сисинская и верххлистоиская свиты) и лабинской (дамхурцевская и лаштракская свиты) сериями. В вопросе стратиграфической последовательности этих серий взгляды исследователей расходятся, вследствие скудности фаунистического материала и интенсивности метаморфизма. Одни считают наиболее древней буульгенскую серию, за которой следуют макерская и лабинская [77, 79, 74, 66, 71, 26]; другие полагают, что макерская серия является наиболее древней, а лабинская и буульгенская серии синхронны [4]. Высказывалось также мнение, что макерская и лабинская серии различаются лишь по степени контактово-метаморфического преобразования [72], а определенные части буульгенской и макерской серий одновозрастны [19, 20]. Возраст исходных пород верхов лабинской серии установлен палеонтологически. Наличие фауны криноидей в мраморизованных известняках лаштракской свиты доказывает их послеордовикский возраст [67, 3].

Возраст процессов метаморфизма и гранитообразования пород Софийского поднятия, установленный аргоновым методом, герцинский<sup>1)</sup>. По-видимому, эти процессы связаны с бретонской, судетской и астурийской фазами складчатости [69, 99, 35].

Помимо метаморфитов, выступающих на Софийском поднятии, за последние годы обнаружены их отдельные небольшие выходы и в зоне Южного склона — Ацгарский клин [23], кристаллические сланцы ущ. р. Шоудид [5] и палеозойский фундамент Горабского района [24].

Гвандринская свита, слагающая основание буульгенской серии [79, 89, 91], непрерывной полосой обнажается в истоках левых притоков р. Ацгара, а также в бассейнах рек Хецквара, Клыч и Гвандра. Мощность гвандринской свиты не превышает 1200 м. В ней часто встречаются согласные тела лейкократовых гранатовых плагиогнейсов и плагиоаляскитов, из которых наиболее крупное зафиксировано в районе ледника Хецквара [108]. В бассейне р. Клыч среди метаморфитов гвандринской свиты залегает мощное согласное тело метаморфизованных гнейсированных первично основных пород [92, 77], описанных как очковые биотитово-роговообманковые и биотитовые ортогнейсы [79], или габбро и габбро-диоритовые гнейсы [19], являющиеся, по данным Ш.И. Джавахишвили, самыми древними среди метаморфизованных интрузивных пород бассейна р. Кодори. Они почти всегда залегают в амфиболитах и биотит-амфиболовых сланцах и совместно с ними претерпели метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Постепенная смена габбро и амфибо-

<sup>1)</sup> Герцинский тектонический цикл на Большом Кавказе подразделяется на два этапа — раннегерцинский (геосинклинальный), охватывающий силур, девон и ранний карбон, и позднегерцинский (орогенный), длившийся от намюра до триасса включительно [2]; граница между ними зафиксирована по завершению геосинклинального режима, интенсивному проявлению процессов регионально-

литов была отмечена Г.Р.Чхотуа [92]. В результате наших исследований выяснилось, что наиболее широким распространением среди отмеченных пород пользуются гнейсированные роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты. В них установлено нами наличие также куммингтонита и граната.

В состав гвандринской свиты входят метапелиты (сланцы, полевошпатовые, андалузитовые, силлиманитовые, кордиеритовые и гранатовые сланцы, мигматиты и гнейсы), амфиболовые сланцы и амфиболиты (пироксеновые, гранатовые и эпидотовые), подчиненную роль играют кварциты и развитые в амфиболовых сланцах и амфиболитах маломощные пропластки и линзы мраморов. Эти породы, за исключением амфиболитов и мраморов, богаты кварцем.

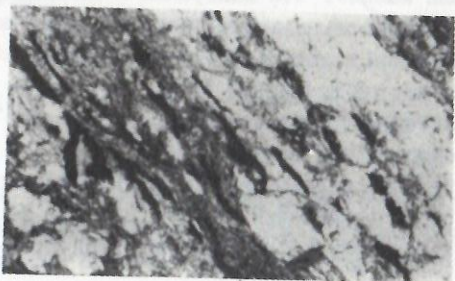


Рис. I. I. Полнокристаллический гранит в мусковит-биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцах гвандринской свиты.

Приводим перечень минералов для всех пород гвандринской свиты<sup>1)</sup>: кварц, плагиоклаз, биотит, андалузит, силлиманит (фибrolит), гранат, графит (рис. I. I), роговая обманка, куммингтонит, минералы группы эпидота, мусковит, моноклинный пироксен, хлорит, кордиерит, ставролит, апатит, турмалин, кальцит, рудный минерал, циркон, шпинель, калиевый полевой шпат, сфен, пренит, ортит, скаполит, жедрит.

Клычская свита, следуя за чередующимися пачками амфиболитов и биотитовых сланцев, постепенно продолжает восходящий разрез гвандринской свиты. В виде непрерывной полосы она обнажается по всем левым притокам р. Ацгара, начиная от р. Марухи на западе до р. Птыш на востоке, затем клычская свита выступает в ущельях правых притоков р. Кодори — рек Хецквара, Клыч и Гвандра. Мощность клычской свиты, образующей несколько изоклинальных складок, меняется от 250 до 700 метров. Характерно для этой свиты отсутствие крупных гранитоидных тел. В амфиболитах и амфиболовых сланцах нередки согласные тела плагиооаласкиитов и лейкократовых плагиоаплитов.

Породы клычской свиты в основном представлены эпидотовыми, кварцевыми, диопсидовыми и гранатовыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Подчиненную роль играют в них слюдяные сланцы, амфиболовые 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%.

Сисинская свита, выделенная Г.Л. Чичинадзе в 1974 году в ущелье одноименной реки — левого притока р. Гвандра, резко отличается по составу от лежащей ниже клычской свиты, которую она непосредственно продолжает. Граница между ними резкая, без переходных слоев. Состав сисинской свиты исключительно метатерригенный. В верховьях р. Сисина она вместе с клычской свитой смята в складки, а восточнее полностью замещена плагиогранитовым телом, контактирующим в результате этого с клычской свитой. От водораздела между бассейнами рек Гвандра и Сакени сисинская свита непрерывно продолжается до левого берега р. Сакени, где срезается поперечным разрывом. Узкая полоса выходов сисинской свиты в бассейне р. Бегина окаймляет амфиболиты клычской свиты. Мощность ее сохранившейся части (правый борт ущелья р. Сакени) не превышает 350–400 м. По минеральному составу в свите различаются биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, хлоритовые, андалузитовые, кордиеритовые, реже — гранатовые плагиоклаз-кварцевые сланцы; наблюдаются также кварцитоподобные породы массивной текстуры.

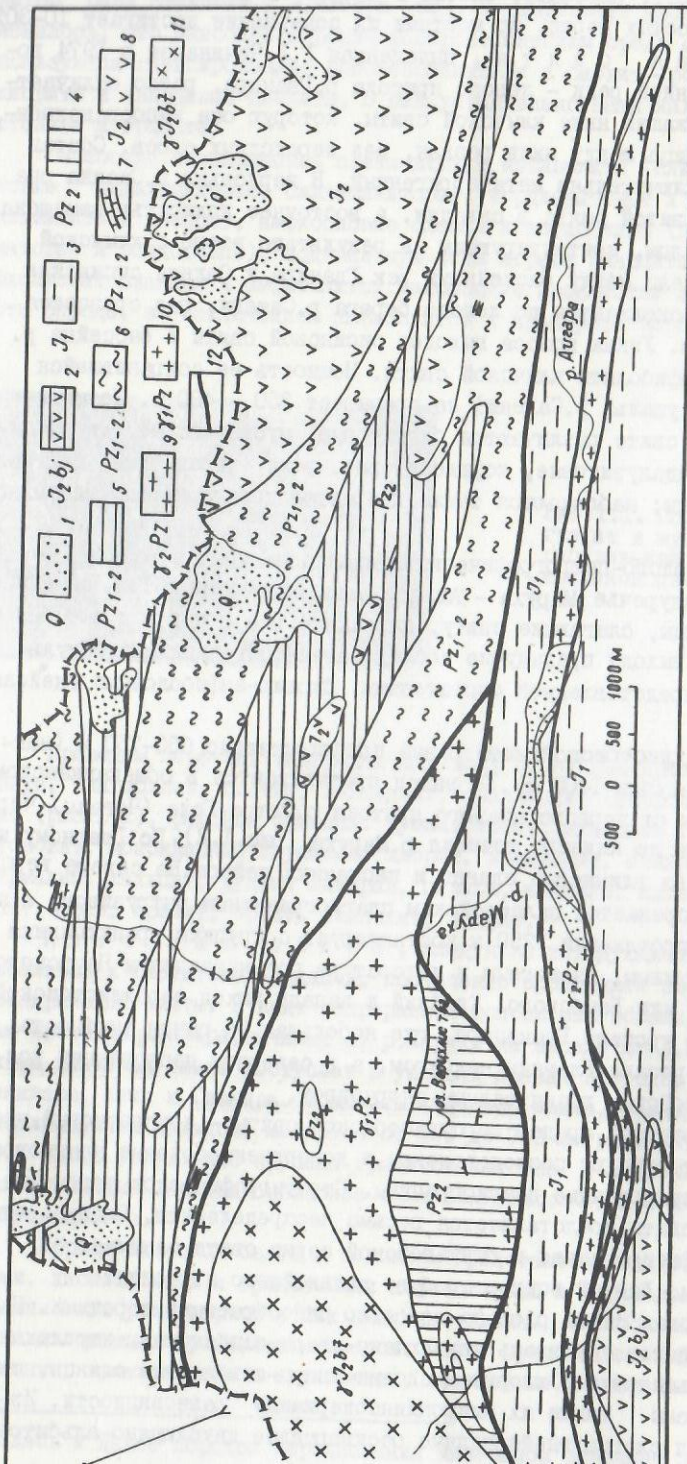
Детальными геолого-петрографическими исследованиями в районе озера Верххлис-Тба в междуречье Маруха — Аданге нами, совместно с Г.Л. Чичинадзе, были выявлены сланцы, слагающие свиту, названную в е р ц х л и с т б и с к о й [105]. Ее выходы предыдущие исследователи объединяли с "буульгенской свитой", представленной биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами.

Мощность верххлистной свиты равна приблизительно 650–750 м (максимальная ширина выхода 1400 м). Ее выход протягивается в общекавказском направлении на 5,5 км от первого правого притока р. Тетри-Геле (Чегалы) через озеро Верххлис-Тба до нижнего течения р. Маруха (рис. I. 2). По Главному надвигу она взброшена на глинистые сланцы и песчаники лейаса. На севере верххлистной свиты срезается палеозойским плагиогранитным интрузивом, а на северо-западе на протяжении 1250 м контактирует с крупным гранитоидным мезозойским интрузивом, известным в литературе под названиями Наурского, Лаба-Адангейского или Бзыбского. Крайний к западу выход верххлистной свиты находится в урочище Башкацара, где небольшая ее пачка (мощность 50–70 м) на юге срезана Главным надвигом, а в северном направлении контактирует с мезозойским гранитоидным интрузивом.

Верхний возрастной предел верххлистной свиты — докарбонный, поскольку с ней контактируют последевонские и доверхнекарбонные плагиограниты и микроклинизированные плагиограниты. Стратиграфическое положение верххлистной свиты представляется весьма неопределенным. Видимо, эта наименее метаморфизованная в буульгенской серии свита занимает ее верхние горизонты. Данный вопрос требует дальнейшего изучения.

Верххлистная свита сложена довольно однообразными породами. Наиболее широко представлены здесь двуслюдяно-кварц-альбитовые, двуслюдяно-хлорит-кварц-альбитовые и хлорит-мусковит-кварц-альбитовые сланцы, широко распространены также их микроклинсодержащие разновидности. Изредка встречаются слегка гнейсовидные бескварцевые двуслюдяно-альбитовые

1) Здесь и далее порядок перечисления минералов отвечает последовательности



1.2. Стратиграфическая геологическая карта верхушек р.Алгара (составили Г.Л.Чичинадзе и Д.М.Шенгелиа). условные обозначения: 1 -ледники и четвертичные отложения; 2 -средняя яра, байос -порфиритовая свита; 3 -нижняя яра - глинистые сланцы, песчанки; 4 -средний палеозой, верхилостоянская свита - метапелиты; 5 -средний палеозой, клычкая свита - преимущественно амфиболиты; 6 -нижний-средний палеозой, гвандринская свита - преимущественно метапелиты; 7 -лизы мраморов, ниже-среднепалеозойские; 8 -лаборо-диориты - средняя яра; 9 -гранитоиды Алгарского тектонического клина - поздний палеозой; 10 -микротилизитованные гранитоиды - поздний палеозой; 11 -гранитоиды - средняя яра, баг; 12 -разрыв.

метаморфиты, а еще реже сланцы с небольшим содержанием минералов группы эпидота. В урочище Тетри-Геле, в приконтактной полосе палеозойских плагиогранитовых тел и крупной мезозойской интрузии гранитоидов, встречаются мусковит-хлорит-альбит-кварцевые и двуслюдяно-хлорит-кварц-альбитовые сланцы с андалузитом и крайне редко силлиманитом. Кварц, за редким исключением, является главным минералом породы, составляя до 50-60% объема породы (но были встречены и кварцитоподобные породы).

Гвандринская, клычкая и верхилостоянская свиты буульгенской серии в данном районе выступают в бассейне р.Кодори. К западу от них представлены дамхурцевская и лаштракская свиты лабинской серии. В.А.Снежко [72, 73] первый выделил их в лабинской серии как единую стратиграфическую формацию. Существуют и другие схемы расчленения лабинской серии [77, 78, 79].

Непрерывная полоса выходов метаморфитов дамхурцевской и лаштракской свит проходит в бассейнах рек Санчаро, Лаштрак (Адзаш), Белая, Бигдазия, Агурибза, Дамхурц и Лашипе. Обе свиты трансгрессивно или тектонически перекрыты песчано-сланцевыми отложениями нижней юры. Крупные согласные тела Санчарского и Кардывачского среднеюрских гранитоидов местами имеют активные экзоконтакты с рассматриваемыми метаморфитами. По наблюдениям М.Л.Сомина [79], нижние горизонты дамхурцевской свиты, представленные метаконгломератами, слагают ядро опрокинутой к юго-западу синклинали на левобережье р.Аджарки. Метаморфизованные конгломераты обнаружены им и в правом борту ущелья р.Мамхурц на южном склоне водораздела Мамхурц-Макара. Т.Г.Чхотуа [94] считает эти породы псевдоконгломератами и связывает их образование с явлениями будинажа (разлинзования) послойных жил и инъекций во вмещающих амфиболитах. Суммарная мощность дамхурцевской свиты не превышает 700 м. Выходы метаморфитов дамхурцевской свиты связаны постепенными переходами с многочисленными согласными телами кварцевых диоритов и плагиогранитов.

Дамхурцевская свита сложена преимущественно породами основного и близкого к нему состава - амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Хлоритовые, слюдяные, гранатовые и кварцитоподобные сланцы, амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы и линзообразные тела мраморов занимают подчиненное положение. Приводим перечень минералов, содержащихся во всех разновидностях пород дамхурцевской свиты: амфибол (роговая обманка, актинолит, тремолит), хлорит, плагиоклаз, минералы группы эпидота, кварц, биотит, кальцит, рудный минерал, сфен, апатит, гранат, пренит, мусковит, андалузит, моноклинный пироксен, куммингтонит.

Породы лаштракской свиты представлены в основном метапелитами, среди которых различаются основные разновидности - слюдяно-гранатовые, хлорит-гранатовые, гранат-хлорит-слюдяно-ставролитовые, слюдяно-кианитовые, хлорит-альбитовые, графитовые сланцы. Подчиненную роль играют амфиболовые и кварцитоподобные сланцы, мраморы и мигматиты. Резко преобладают мусковит, хлорит, плагиоклаз, кварц. Ставролит, гранат, биотит, кианит и графит встречаются только в некоторых разновидностях пород, но местами их содержание достигает 10-50%. В небольших количествах спорадически встречаются минералы группы эпидота, роговая обманка, актинолит, жедрит, андалузит, диопсид, пренит, хлоритоид, из аксессуарных минералов зафиксиро-

рованы турмалин, апатит, циркон, сфен и рудный минерал.

Резкое различие минерального и химического состава, термодинамического режима метаморфизма и наличие мощной зоны катаклизмов и милонитов между лаштракской и дамхурцевской свитами, приводят к заключению, что лаштракская свита представляет собою аллохтонную пластину среди метаморфитов лабинской серии. По минеральному составу и характеру метаморфизма она резко отличается от метаморфитов зоны Главного хребта Большого Кавказа. Метapelиты этой свиты отличаются большим сходством с прослоями метapelитов - кварц-альбит-гранат-мусковитовых с хлоритомом, гранат-ставролит-сланцевых и графитовых сланцев кяфарской свиты Апгарского покрова, развитого в пределах зоны Передового хребта.

Минеральные парагенезисы докембрийских кристаллических пород западной части Южного склона Большого Кавказа показывают, что в этой области проявляются андалузитовый и кианитовый типы регионального метаморфизма (по классификации А. Миясиро) или, по терминологии Г. Цварта и др. [212] метаморфизм низких и умеренных давлений.

Из 5 серий метаморфических фаций или минералогических типов, выделенных А. Миясиро [179], в изученном нами регионе развиты три: 1) андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит, но лишенными кианита и ставролита; 2) промежуточная группа метаморфизма низкого давления с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и ставролит, но без кианита, и 3) кианит-силлиманитовый тип метаморфизма с кианитом, ставролитом, но без андалузита и кордиерита.

Андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит, но лишенными кианита и ставролита.

Выделение этого типа метаморфизма обусловлено тем, что андалузит и кордиерит содержатся вместе и порознь в метаморфитах, лишенных ставролита. Эти минеральные ассоциации установлены в метаморфических породах гвандринской, клычской и сисинской свит<sup>1)</sup>. В метapelитах представлены следующие минеральные парагенезисы: Би+Гр+Анд+Кв(±Му, Пл); Би+Анд+Кв(±Пл, Кор, Шп); Би+Гр+Кв(±Кор, Шп, Анд, Сил); Би+Кор+Анд(Сил)+Шп(±Гр), Би+Сил+Кор+Шп(±Кв, Пл); Кор+Сил+Гр+Пл(±Кв); Би+Му+Кв(±Пл); Би+Гр+Пл(±Му, Кв); Би+Пл+Кв.

Минеральные парагенезисы богатых СаО пород (ассоциации карбонатных пород и метабазитов), развитых в области развития метapelитов рассматриваемого андалузит-силлиманитового типа метаморфизма и промежуточной группы метаморфизма низкого давления, представлены ассоциациями, не отличающимися сколько-нибудь явно друг от друга: Рог+Пл(±Кв, Эп, Би, Сф); Рог+Пл+Карб+Ди+Шп+Гр; Рог+Гр(±Пл); Рог+Ди+Пл(±Кв, Би, Гр); Рог+Ди(±Пл, Карб, Сф);

1) Равновесные ассоциации минералов верххлестобской свиты (Кв+Аб+Ффен±Хл, Би+Ффен+Аб(Аб-Ол)+Кв, Би+Аб-Ол+Кв, Ффен+Аб+Мик+Кв±Би, Би+Аб+Мик+Кв, Ффен+Аб+Эп+Кв±Хл), возникшие в зоне биотита (см. ниже), по схеме А. Миясиро нами условно отнесены к типу регионального метаморфизма низкого давления, поскольку при современной степени изученности минеральных парагенезисов кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма метapelитов зоны биотита различий между ними нет.

Ди+Пл(±Карб, Сф); Ди+Гр(±Карб); Кум+Пл+Кв(±Би); Кум+Би+Гр+Пл+Кв(±Рог); Кум+Би+Гр; Жед+Гр+Кум+Пл+Кв(±Би); Кум+Рог+Пл(±Би, Кв); Вол+Карб+Ди(±Скап); Рог+Гр+Эп; Ди+Рог+Гр+Эп(±Пл, Сф); Ди+Рог+Эп.

Промежуточная группа метаморфизма низкого давления с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и ставролит, но без кианита.

Выделение этой группы пород основывается на присутствии ставролита и андалузита в породах, лишенных кианита. Эти минеральные ассоциации широко представлены в метаморфитах гвандринской свиты. Приводим минеральные парагенезисы, образовавшиеся за счет глинистых пород: Би+Гр+Анд+Ст+Кв(±Му); Ст+Анд(±Фибр); Гр+Фибр+Ст; Би+Ст+Кв(±Му, Пл); Би+Гр+Ст+Кв(±Му, Пл); Жед+Би+Гр+Пл+Кв; Жед+Кор+Би+Гр(±Шп, Кум, Кв).

Кианит-силлиманитовый тип метаморфизма с кианитом, ставролитом, но без андалузита и кордиерита.

В породах лаштракской свиты широко развиты равновесные минеральные ассоциации (Му+Ки+Кв+Хл±Аб; Му+Ст+Би+Кв; Му+Пл+Гр+Ки+Кв; Хлд+Кв+Гр+Ст±Сф±Хл+Му; Хлд+Кв+Гр+Му; Жед+Ки+Ст+Гр+Би+Кв±Пл; Рог+Пл+Ст+Ки+Гр+Кв), встречающиеся практически только в кианитовом типе (тип умеренных давлений) регионального метаморфизма<sup>1)</sup>. Однако, реакции Ст+Кв=Гр+Жед+Ки+Н<sub>2</sub>О и Ст+Гр+Кв=Жед+Ки+Н<sub>2</sub>О зафиксированные в лаштракской свите, видимо, свидетельствуют об условиях повышенного давления (четвертый барический подтип по Миясиро)

В метаморфитах буульгенской серии доминируют гранитоиды плаггиогранодиоритовой формации. Наиболее крупный их выход 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 плаггиогранитового состава. Из гранитоидов выделяются связанные друг с другом постепенными переходами биотитовые, биотит-роговообманковые, эпидотизированные кварцевые диориты, плаггиограниты, плаггиогранодиориты, гранодиориты и граниты. Кварцевые диориты, обогащенные темными минералами, наблюдаются в области развития брекчированных глубинных ксенолитов, по всей вероятности являющихся продуктами ранней стадии кристаллизации магмы, обогащенными обособившимися темными минералами роговой обманки и биотитом и более основным, нежели в гранитоидах, плаггиоклазом. По качественному минеральному составу эти широкообразные ксенолиты и окружающие их гранитоиды не отличаются друг от друга, обычно переходы между ними постепенные (рис. 1.3). Среди ксенолитов различаются мелко-, средне- и крупнозернистые эпидотизированные биотит-роговообманковые кварцевые диориты и кварцсодержащие диориты. Состав гранитоидов: кварц, плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка (она наблюдается в гранитоидах, содержащих широкообразные ксенолиты), минералы группы эпидота, хлорит; акцессорные - апатит, магнетит, сфен, ортит.

Крупное интрузивное тело гранитоидов (максимальная ширина 1,7 км, про-

1) Метаморфизм кианит-силлиманитового типа в породах лабинской серии ранее упоминался в работах С.А. Кекелия (1966), Ш.И. Джавахишвили (1970) и Т.Г. Умарова (1971).



тяженность — 8 км) плаггиогранодиоритовой формации зафиксировано в бассейне р.Агеса (правый приток р.Марухи), в нижнем течении р.Марухи и в истоках левых притоков р.Ацгара. На юге гранитоиды имеют активные контакты с верхнеюрской свитой, а к западу от р.Марухи, вдоль Главного надвига, тектонически надвинуты на лейасовые осадки. К северо-западу они срезаны мезозойским гранитоидным интрузивом, а к северо-востоку тектонически контактируют с гвандринской свитой. Эти гранитоиды средне-, а реже мелко- и крупнозернистые, светло-серые и серые. Структура — гипидиоморфнозернистая, местами гранобластическая и порфиробластическая; текстура — массивная. В состав гранитоидов входят связанные друг с другом постепенными переходами плаггиограниты, гранодиориты, граниты и аляскиты. Основная часть выходов гранитоидов представлена плаггиогранитами, в подчиненном количестве присутствуют гранодиориты и граниты, а аляскиты играют второстепенную роль. Наиболее широко развиты мусковитизированные и хлоритизированные гранитоиды, реже двуслюдяные, нередко катаклазированные. Мощные участки катаклазированных и милонитизированных плаггиогранитов развиты вдоль северо-восточной периферийной части интрузива, где он тектонически контактирует с катаклазированными амфиболитами и метапелитами. Состав гранитоидов: кварц, плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, мусковит, биотит, хлорит, минералы группы эпидота; акцессорные — апатит, рудный минерал и циркон.

Согласные тела (мощность 20–150 м) порфиробластических гранито-гнейсов и гранитов наблюдаются в пачке метапелитов гвандринской свиты (бассейны рек Чамагвара и Клыч).

Исследование палеозойских лейкократовых гранатовых гнейсов и гранитоидов Абхазии проведено нами совместно с Г.Л.Чичинадзе [108]. Среди этих пород выделяются следующие основные разновидности: 1) плаггиогнейсы, 2) плаггиогранодиорито-гранодиорито- и гранито-гнейсы, 3) граниты и аплиты и 4) альбитизированные плаггиогнейсы, плаггиограниты и плаггиоаплиты. В гнейсах устанавливаются первично-осадочные признаки. Местами они постепенно переходят в типичные осадочные породы — полевошпатовые кварциты и кварциты. Минеральный и химический состав гнейсов указывает на их возникновение в условиях регионального метаморфизма за счет терригенных осадков — скорее всего, алевролитов и песчаников. В отличие от гнейсов лейкократовые гранатовые гранитоиды представлены магматическими (часто несогласными) телами.

Кварцевые диориты и плаггиограниты входят в состав дамхурцевской свиты [93]. Эти породы и амфиболиты представляют собой единую серию, связанную пространственно и генетически, возникшую в результате метаморфизма и метасоматоза вулканогенно-осадочной свиты [93]. Гнейсами (кварцево-диоритового, плаггиогранитового и гранодиоритового составов) представлены массивы горы Каменистой [36, 79] и верховьев р.Бешта [25, 79].

## 2. ДОЮРСКИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА В АБХАЗИИ

Выходы доюрского фундамента в Абхазской части зоны Южного склона Большого Кавказа расположены в верховьях р.Ацгара (ацгарский тектонический клин), в ущелье р.Шоудид и Горабском районе.

Ацгарский тектонический клин, представляющий собой антиклинальное

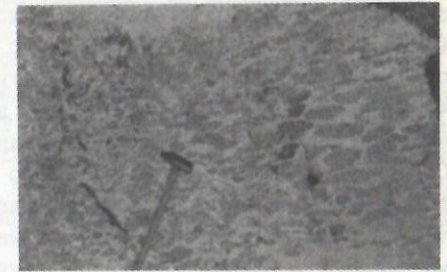


Рис. 2. Г. Оплавленные, округлые, либо будинированные и брекчированные глубинные ксенолиты мелко и среднезернистых биотитизированных и эпидотизированных кварцевых диоритов и диоритов в крупном гранитоидном (преимущественно плаггиогранитного состава) интрузиве р. Сакени. Гранитоиды в ореоле развития ксенолитов гибридизированы: они содержат новообразованные роговые обманки, минералы группы эпидота, сфен; повышается основность плаггиоклаза и порода по составу отвечает кварцевому диориту.



Левобережье р.Сакени, ур.Кван, на 1000 метров к югу от впадения р.Ачапара в р.Сакени.



поднятые в лейасовых отложениях, осложненные взбросовыми нарушениями, обнажаются в зоне Южного склона, в ущелье р.Ацгара (правый приток р.Кодори) в виде узкой (250–400 м) прерывистой полосы протяженностью около 15 км, прослеживающийся от восточного склона перевала Аданге до устья р.Сибиста (см.рис.1.2). Основная часть этого выхода представлена гранитоидами плагиогранодиоритовой формации и пользующимися подчиненным развитием кристаллическими сланцами и мигматитами. О данных гранитоидах упоминалось и ранее, но их относили к юре (неопубликованные данные Г.Р.Чхотуа, Д.Г.Джигури, С.Г.Букия и др.). Вследствие этого составлялись неверные представления о геологическом строении рассматриваемого участка Абхазии и о металлогенической роли этих гранитоидов. Совместно с О.З.Дудаури и М.Г.Тогонидзе [23] мы провели детальные петрологические работы в верховьях р.Ацгара. Собранный фактический материал позволил по-новому осветить геолого-петрографическую природу этих гранитоидов. Полоса кристаллических пород, именуемая указанными исследователями Ацгарским тектоническим клином, с обеих сторон ограничена разрывными нарушениями, повлекшими милонитизацию и брекчирование гранитоидов, а также смятие и окварцевание вмещающих пород и наличие зеркал скольжения. Согласно тела диабаз-порфиритов контактовой зоны также интенсивно катаклазированы и брекчированы.

В некоторых местах периферийной полосы Ацгарского клина (район 9-й штольни) в сильно смятых лейасовых глинистых сланцах наблюдаются маломощные (от 5 до 25 метров) чешуи гранитоидов, оставляющие ложное впечатление согласных постлейасовых интрузивов. Но не трудно убедиться, что эти гранитоиды милонитизированы, имеют тектонические контакты с вмещающими породами и в эндоконтакте, как и в центральной части тела, средне- и крупнозернисты.

Внутри Ацгарского клина между реками Марухи и Тетри-Геле тектонически зажата узкая (около 100 м) полоса выхода лейасовых глинистых сланцев. Плоскости контактов клина и лейасовых отложений везде согласны (СВ,  $\angle$  50–70°). Аналогичные элементы залегания характерны для всех других крупных тектонических нарушений на Южном склоне Большого Кавказа, в том числе и для Главного надвига. Следует отметить, что Ацгарский клин по своему строению и тектоническому положению не отличается от Каробского и Зопхитского тектонических клиньев бассейна р.Рioni.

Строение Ацгарского клина блоковое. Распределение кристаллических сланцев, мигматитов и базальных конгломератов в Ацгарском клине свидетельствует о том, что наиболее приподнятым является центральный его сегмент, а западный и восточный периферийные блоки менее подняты.

Кристаллические породы Ацгарского клина секутся многочисленными жилами диабазовых порфиритов мощностью от 0,5 до 3 м, представленными главным образом уралитовыми разностями, редко содержащими реликты клинопироксена и часто хлоритизированными и карбонатизированными.

В периклинальном окончании западной части Ацгарского клина лейасовые отложения трансгрессивно перекрывают гранитоиды и мигматиты. В основании лейаса залегают катаклазированные и окварцованные базальные конгломераты мощностью около 4 м. Гальки их представлены главным образом кварцитами и отдельными окатанными зернами кварца, изредка встречаются динамометаморфизованные плагиограниты, плагиогнейсы и кварц-мусковит-хлоритовые слан-

цы, в цементе присутствуют кварц, серицит (мусковит), хлорит, лимонит, рудный минерал и окатанные зерна циркона.

Обнаружение базальных конгломератов указывает на возможное наличие здесь отложений нижнего лейаса.

Измерения аргонового возраста рассматриваемых гранитоидов<sup>1)</sup> дали следующие результаты: мусковит из хлоритизированного и мусковитизированного гранита –  $324 \pm 12$  млн.лет; мусковит из мусковитизированного плагиогранодиорита –  $341 \pm 14$  млн.лет. Эти доверхнекарбонные цифры определяют истинный возраст процессов мусковитизации и микроклинизации гранитоидов. Аналогичные (среднекарбонные) цифры получены для микроклинизированных гранитоидов Главного хребта [97].

Среди гранитоидов выделяются связанные друг с другом постепенными переходами плагиограниты, плагиогранодиориты, гранодиориты и граниты. Наиболее широко развиты хлоритизированные и мусковитизированные гранитоиды, реже встречаются граноалескиты и аляскиты, представленные массивными средне- и равномернозернистыми, местами порфиробластическими разностями. В гранитоидах явно фиксируются процессы динамометаморфизма. В состав гранитоидов входит кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат (высокопорядоченный, нередко решетчатый), мусковит (серицит), хлорит, минералы группы эпидота, кальцит и акцессорные – апатит, рудный минерал, лимонит, сфен, лейкоксен и циркон. Количественное соотношение породообразующих минералов колеблется в широких пределах.

Гранитоиды Ацгарского клина, до того как они подверглись воздействию интенсивных низкотемпературных вторичных процессов и милонитизации, были идентичны палеозойским двуслюдяным гранитоидам Главного хребта [81,82]. Следует упомянуть, что сходные с гранитоидами Ацгарского клина мусковитовые и двуслюдяные гранитоиды обнажаются в кристаллическом субстрате на Южном склоне Большого Кавказа к северу от Ацгарского клина (левобережье р.Тетри-Геле).

Небольшие выходы послойных мигматитов (около 300 м<sup>2</sup>), чередующихся с инфильтрованными сланцами и плагиогнейсами, обнажаются в западной периферийной части Ацгарской чешуи. На интенсивно милонитизированных и окварцованных мигматитах залегают с конгломератами в основании лейасовые осадки. Состав мигматитов; рстит – хлоритизированный биотит, лейкоксен, рудный минерал, циркон; лейкократовая часть – кварц, альбит и мусковит.

Выходы кристаллических сланцев зафиксированы в двух местах – в районе развития мигматитов и на юго-восточной окраине тектонического клина. Первый выход представлен интенсивно катаклазированными и окварцованными плоччатыми кварц-альбит-мусковит-хлоритовыми, кварц-альбит-мусковитовыми, кварц-альбит-двуслюдяными и порфиробластическими кварц-альбитовыми (переходящими в плагиогнейсы) сланцами, а второй выход – в основном кварц-сланяно-хлоритовыми сланцами. Подчиненную роль играют кварциты и диафоризованные амфибли-

<sup>1)</sup>Анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста горных пород Геологического института АН ГССР. Расчет возраста производился по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических фор-

ты. Здесь развиты порфиобластические альбит-хлорит-мусковит-кварцевые (нередко с гранатом и фибролитом), силлиманит (фибролит) -двуслюдяно-альбит-олигоклаз-кварцевые, двуслюдяно-альбит-кварцевые, альбитизированные, биотитизированные и хлоритизированные амфиболовые и мусковит-альбит-кварцевые (переходящие кварциты) сланцы и кварциты.

Дювские метаморфические породы в ущелье р.Шоудиди (правый приток р. Ацгара) трансгрессивно перекрыты базальными образованиями нижней юры [5]. Ширина выхода метаморфитов не превышает 500-700 м., длина 1,0-1,5 км. Он сложен кристаллическими сланцами и мигматитами. Главные минералы метаморфитов - альбит, хлорит, мусковит, кварц, реже - кордиерит; второстепенные - биотит, шпинель, (герцинит), графит. Возраст метаморфических пород Шоудидского выхода, по аналогии с метаморфитами Софийского поднятия, условно определяется как среднепалеозойский. Их можно параллелизовать с метаморфитами верхнекарпатской свиты или с кристаллическими сланцами Ацгарского тектонического клина.

Выход кристаллического субстрата в Центральной Абхазии обнаружен также севернее Горабского интрузива в полосе развития лейасовых глинисто-песчаных отложений [24]. Кристаллический субстрат сложен амфиболитами, среди которых выделяются мономинеральные, полевошпатовые и милонитизированные очковые разности, амфиболовые пегматиты и гранат-плагиоклаз-хлоритовые диафториты. Выход амфиболитов вытянут в северо-западно - юго-восточном направлении, ширина его по хребту достигает почти 400 м, а длина несколько больше. Амфиболиты обнажаются в ядре антиклинальной складки, крылья которой сложены образованиями лейаса. Южное крыло прорвано Горабским интрузивом батского возраста, а на северном крыле фиксируется восходящий разрез от субстрата до байосских вулканогенов. За амфиболитами следует базальная формация мощностью в несколько метров.

### 3. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА) ПОРОД БУУЛЬГЕНСКОЙ СЕРИИ

#### 3.1. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность

Прогрессивная региональная метаморфическая зональность в кристаллических породах буульгенской серии установлена Г.Л.Чичинадзе [90,91]. В юго-восточной части Софийского поднятия им выделены пять зон - биотита, граната, ставролита, силлиманита и мигматита. По его данным для зоны граната характерно отсутствие в ней парагенезиса с сосуществующими кордиеритом и гранатом. Зона ставролита выделяется по наличию в ней ставролита, правда, в западной части района он отсутствует, что, видимо, обусловлено минимальными величинами давления. Для зоны силлиманита характерна ассоциация сосуществующих кордиерита и граната; в ней появляются мигматиты, пользующиеся здесь небольшим распространением. Верхнюю границу зоны мигматита Г.Л.Чичинадзе проводит условно по признаку значительного возрастания роли мигматитов.

При характеристике прогрессивной региональной метаморфической зональности здесь и в последующем мы придерживаемся следующей классификации хи-

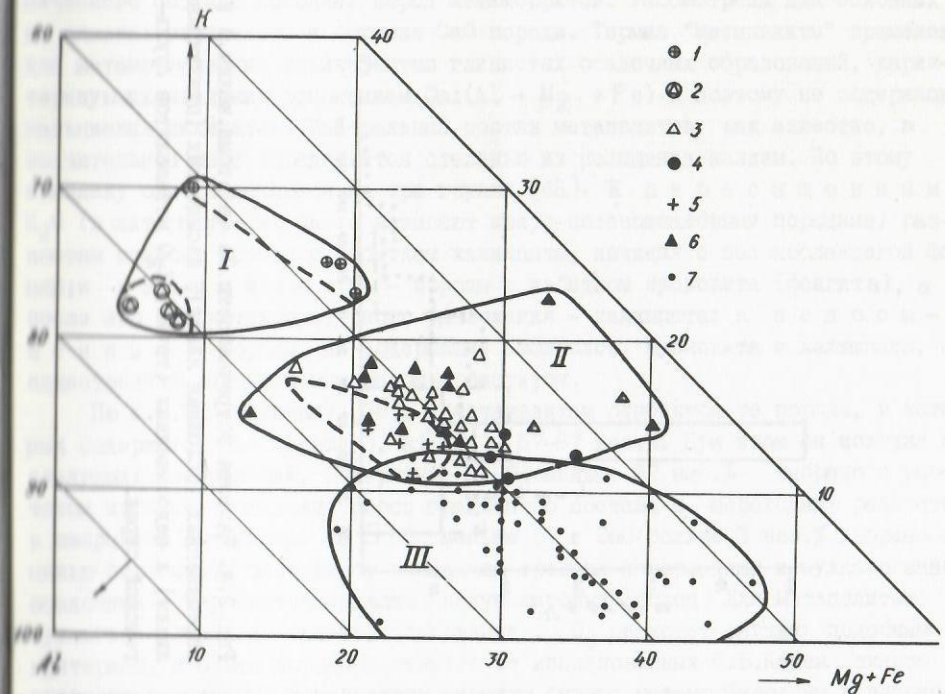
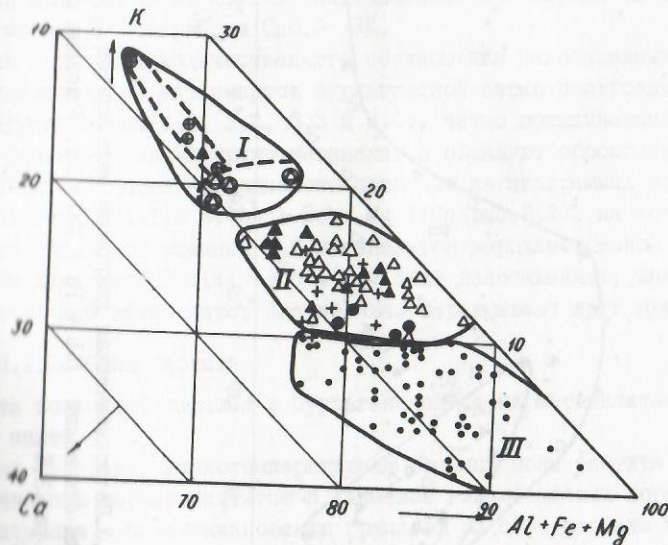


Рис. 3.1. Петрохимическая диаграмма метapelитов буульгенской серии для отношения  $(Mg + Fe) - K - Al$  (в атомных процентах). Пересыщенные  $K_2O$  метapelиты: I - верхнекарпатская свита; 2 - гвадриянская свита; насыщенные  $K_2O$  метapelиты: 3 - гвадриянская свита, 4 - сионская свита, 5 - верхнекарпатская свита; 6 - насыщенные  $K_2O$  метapelиты без мусковита и без калишпата (гвадриянская свита); 7 - недосыщенные  $K_2O$  метapelиты (гвадриянская свита). I - поля пересыщенных  $K_2O$  метapelитов; II - поля насыщенных  $K_2O$  метapelитов; III - поля недосыщенных  $K_2O$  метapelитов.



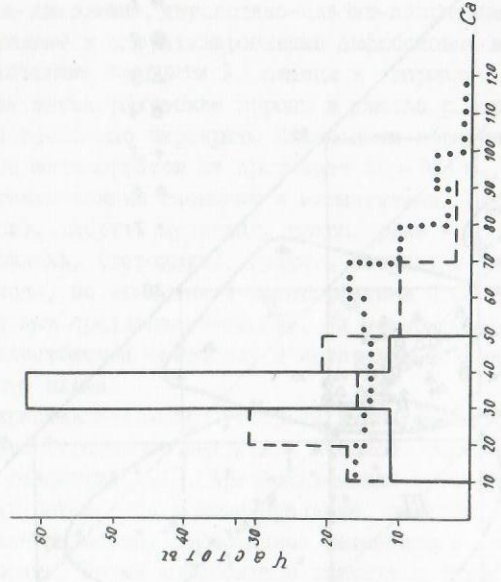
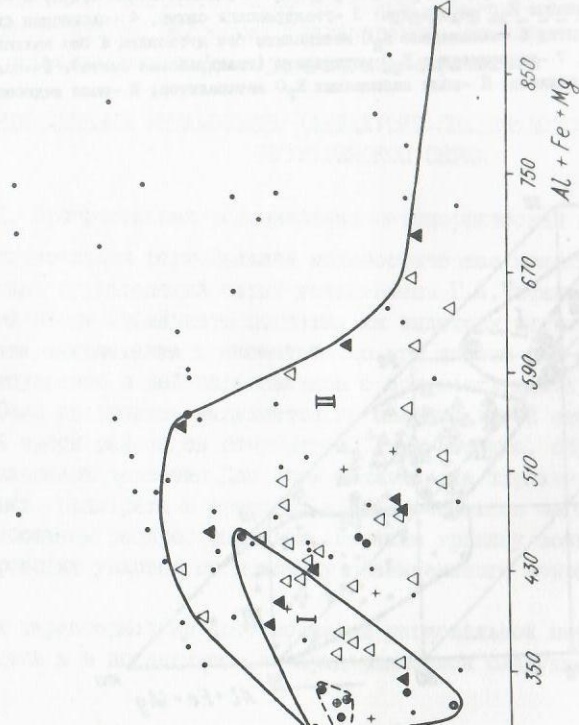


Рис. 3.4. Частота встречаемости Ca (в атомн. кол-ти.) в пересыщенных (сплошная линия), насыщенных (пунктирная линия) и недосыщенных (точки)  $K_2O$  метапелитов буульгенской серии.



3.3. Петрохимическая диаграмма метапелитов буульгенской серии для отношения  $(Al + Fe + Mg) - Ca$ . Условные обозначения см. рис. 3.1.

мическо состава исходных пород метаморфитов. Рассмотрены два основных их класса: метапелиты и богатые CaO породы. Термин "метапелиты" применен для метаморфических эквивалентов глинистых осадочных образований, характеризующихся низким отношением  $Ca:(Al + Mg + Fe)$  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 [46]. 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 разложения - калишпата; к недосыщенным - породы, не содержащие амфиболов, мусковита и калишпата, с единственным калиевым минералом - биотитом.

По К.Б.Кеpezинскому [38], к метапелитам относятся те породы, в которых содержится CaO меньше 3, а  $SiO_2$  - 57-67 вес.%. При этом он исходил из следующих соображений. Содержание  $SiO_2$  меньше 67 вес.% выбрано с расчетом избежать попадания пород гранитного состава и переходных разностей в кварциты; содержание же  $SiO_2$  меньше 57 и CaO больше 3 вес.% выбрано с целью ограничить выборки от попадания средних изверженных и вулканогенно-осадочных и карбонатсодержащих "полупелитовых" пород. Для метапелитов буульгенской серии, однако, содержание  $SiO_2$  не может служить подобным критерием, ибо эти породы в отличие от исследованных К.Б.Кеpezинским среднетемпературных метапелитов нередко бывает метаморфизованы в высокотемпературных условиях и в них интенсивно проявляются процессы выборочно-го плавления (с выплавками кварца, плагиоклаза и калишпата), а релит обогащен высокоглиноземистыми минералами - силлиманитом, гранатом, биотитом, кордиеритом. Следовательно, для высокотемпературных метапелитов (релита мигматитов) характерно низкое содержание  $SiO_2$  и высокое - глинозема и феррических компонентов. К метапелитам нами отнесены также сравнительно мало распространенные недосыщенные  $K_2O$  породы (с биотитом, но без амфиболов), содержащие  $CaO > 3\%$ .

Для выявления количественного соотношения недосыщенных, насыщенных и пересыщенных  $K_2O$  метапелитов буульгенской серии построены петрохимические диаграммы (рис. 3.1, 3.2, 3.3 и 3.4), четко показывающие, что фигуративные точки указанных групп метапелитов образуют обособленные друг от друга поля. Наиболее наглядно это показано на диаграммах отношения  $(Mg + Fe):K:Al$  (рис. 3.1) и  $K:(Al + Fe + Mg):Ca$  (рис. 3.2), на которых выделены также поля пересыщенных  $K_2O$  метапелитов верхлиствиской и гвандринской свит. На диаграмме  $Ca:(Al + Fe + Mg)$  поля недосыщенных, насыщенных и пересыщенных  $K_2O$  метапелитов значительно перекрывают друг друга (рис. 3.3).

### 3.1.1. Зона биотита

Эта зона представлена в буульгенской серии метапелитами верхлиствиской свиты.

Как известно, низкотемпературная граница зоны биотита фиксируется по появлению первых биотитов в наименее глиноземистых породах, высокотемпературная - по возникновению гранатов за счет распада хлоритов.

ТАБЛИЦА 3.1

ПРОГРЕССИВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
В МЕТАМОРФИТАХ БУУЛЬГЕНСКОЙ СЕРИИ

МИНЕРАЛЫ	Зоны прогрессивного регионального метаморфизма			
	Биотитовая	Ставролитовая	Силлиманитовая	Мигматитовая
	недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты			
Би				
Гр				
Кор				
Сил				
Анд				
Ст				
Жед				
Шп				
Кум				
Скап				
Кв				
Пл				
	насыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты			
Му-Фен				
Би				
Гр				
Сил				
Анд				
Кор				
Ст				
Кв				
Пл				
Хл				
Кпш				
	пересыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты			
Кв				
Пл				
Кпш				
Му-Фен				
Хл				
Би				
Гр				
Анд				
	БОГАТЫЕ СаО породы			
Рог				
Пл				
Кум				
Гр				
Би				
Ли				
Эп				
Сф				
Кв				

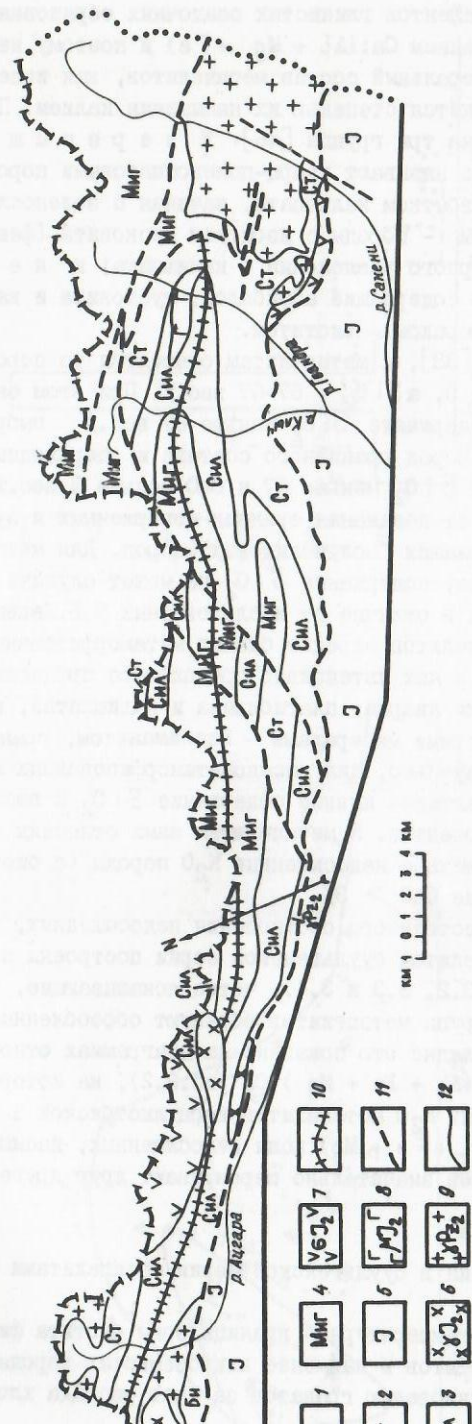


рис. 3.5. Региональная метаморфическая зональность про-восточной части Сойдского поднятия Большого Кавказа (по Г.Д. Учиндзе [90], с дополнениями авторов). Метаморфические зоны: 1 - биотитовая, 2 - ставролитовая, 3 - силлиманитовая, 4 - мигматитовая; 5 - прские отложения, 6 - гранитоиды, 7 - габбро и габбро-диабазы, 8 - ультрабазиты, 9 - плагиограниты и плагиогранодиориты, 10 - ось теплового потока, 11 - линия разлома, 12 - границы между зон.

С.П.Кориковский [44] разделяет биотитовую зону на три метаморфические ступени. Самая низкая из них характеризуется парагенезисами Би+Стп+Хл+Мик+Кв и Би+Стп+Мик+Фен+Кв; средняя - Хл+Мик+Кв+Би+Му-Фен±Аб, а высокая - Би+Хл+Му-Фен+Кв±Мик±Аб (отсутствуют крайне железистые и магниезальные биотиты). Минеральные парагенезисы верхнелистовской свиты охватывают среднюю и отчасти высокую ступени биотитовой зоны. Высокотемпературная граница биотитовой зоны с появлением в ней граната не устанавливается.

Небольшие выходы пород зоны граната установлены Г.Л.Чичинадзе [90] главным образом в метаморфитах сисинской свиты. Наш новый фактический материал показывает, что эти выходы метаморфитов соответствуют ставролитовой зоне. Следовательно, постепенная смена биотитовой зоны ставролитовой не установлена, ибо первая развита в верхнелистовской свите, отграниченной крупными разрывными нарушениями и гранитоидными телами от более высокометаморфизованных пород буульгенской серии. Направляется вывод о выпадении промежуточной (гранатовой) зоны между биотитовой и ставролитовой зонами района (рис.3.5).

В верхнелистовской свите выделяются пересыщенные и насыщенные  $K_2O$  метапелиты. Богатые  $CaO$  породы в верхнелистовской свите не встречаются.

Пересыщенные  $K_2O$  метапелиты представлены порфиробластическими биотит-альбит-микроклин-кварцевыми, хлорит-альбит-микроклин-двуслюдяно-кварцевыми, кварц-мусковит-альбит-микроклиновыми и эпидот-двуслюдяно-хлорит-кварц-альбит-микроклиновыми с графитом сланцами. Минеральные парагенезисы пересыщенных  $K_2O$  метапелитов зоны биотита: Му-Фен+Би+Аб+Мик+Кв±Хл, Му-Фен+Аб+Мик+Кв±Хл и Би+Аб+Мик+Кв±Хл (табл.3.1).

Особо следует отметить микроскопически видимые порфиробласты калиевого полевого шпата размером до 2 см (рис.3.6), переполненные мельчайшими вкраплениями графита (рис.3.7). Описания таких порфиробластов в литературе нет. Совместно с Г.Л.Чичинадзе [106,107] мы детально исследовали эти черные калиевые полевые шпаты. Установлено, что в метаморфитах верхнелистовской свиты образованию зародышей калишпатов благоприятствовало присутствие в породе частиц графита, играющих роль затравок. Большая адсорбционная способность поверхности графита обуславливает быстрый рост калишпата и возникновение его порфиробластов. Аллохроматическая черная окраска калишпатов обусловлена тонкорассеянными механическими примесями графита, застрявшими в кристалле при его образовании. Результаты оптического и рентгеноструктурного изучения порфиробластических калишпатов свидетельствуют о том, что они представлены высокоупорядоченными разностями - промежуточными и максимальными микроклинами:  $2V = 74-80^\circ$ ,  $\chi_{Ng} \perp (010) = 16-18^\circ$  (микроклиновая решетка обнаруживается редко),  $(I\bar{3}I) = 3,032\text{Å}$ ;  $(I\bar{3}I) = 2,959\text{Å}$ ;  $\Delta\rho = 0,91$ ;  $d(201) = 4,229\text{Å}$ , состав калишпатовой фазы (гомогенной) -  $0\tau_{95}Ab_5$ .

В калишпате содержание  $FeO, MgO$  и  $CaO$ , как правило, невелико. Поскольку проанализированный черный калишпат не загрязнен частичками феррических и кальциевых минералов, несколько повышенное содержание в нем  $FeO, CaO$  и  $MgO$ , а также  $P_2O_5$  следует, видимо, рассматривать как результат их присутствия в графите (табл.3.2). Как известно, графит нередко содержит до 10-20% механических примесей ( $SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, P_2O_5$ ), которые при сжигании полностью или частично остаются в золе. В секторе катагенеза осад-



Рис.3.6. Кварц-мусковит-полевошпатовый сланец с черным порфиробластом калишпата. Natural size.



Рис.3.7. Порфиробласт калишпата верхнелистовской свиты, переполненный мельчайшими частицами графита.

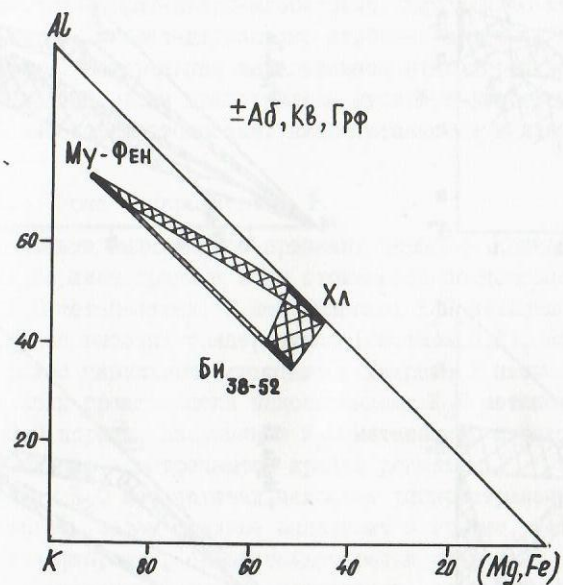


Рис.3.8. Состав минералов и парагенезис насыщенных  $K_2O$  метапелитов биотитовой зоны буульгенской серии.



Рис. 3.10. Замещение порфиробласта андалузита ссиллиманитом.



Рис. 3.11. Графическое прорастание андалузита и кордиерита. В этом же образце порфиробласт андалузита замещается ссиллиманитом.



Рис. 3.12. Замещение кордиерита ссиллиманитом.



Рис. 3.13. Развитие фибролита по кордиериту.



Рис. 3.14. Силлиманит и фибролит замещают кордиерит.

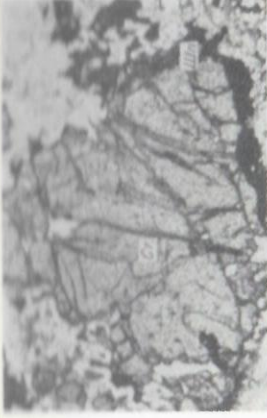


Рис. 3.15. Ставролит с каймой герцинита с небольшой примесью кордиерита.



Рис. 3.16. Герцинит-кордиеритовая оторочка и скопления вокруг реликтов ставролита.

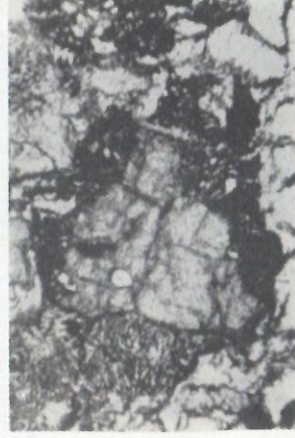


Рис. 3.17. Ставролит с каймой герцинита и кордиерит-герцинитовым симплектитом.

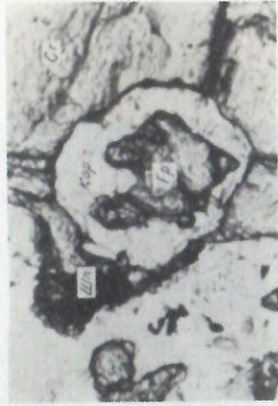


Рис. 3.18. Кордиерит-герцинитовая оторочка вокруг граната в контакте со ставролитом. Кайма имеет двойное строение: внешняя (со стороны ставролита) — герцинитовая зона, внутренняя (в сторону граната) — кордиеритовая.



Рис. 3.19. Мономинеральные герцинитовые и кордиеритовые скопления и герцинит-кордиеритовый симплектит.



Рис. 3.20. Кордиерит-герцинитовый симплектит; вокруг зерен герцинита с небольшой примесью кордиерита наблюдается кайма кордиерита.

Рис. 3.23. Силлиманит и герцинит разбиваются по ставролиту.



Рис. 3.22. Андалузит-герцинитовые симплектитовые оторочки и скопления вокруг реликтов ставролита; образующийся за счет распада ставролита андалузит образует также андалузит ранней генерации (АндI), что приводит к его укрупнению.

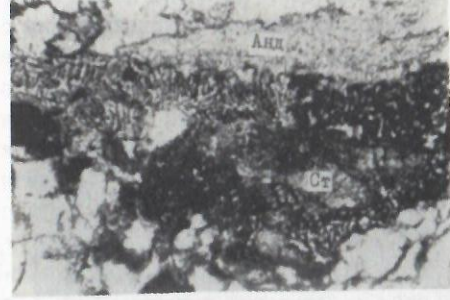
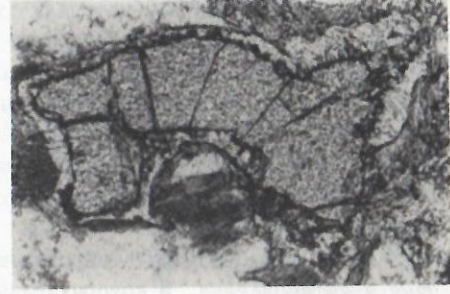


Рис. 3.21. Ставролит с каймой андалузита, содержащий зерна герцинита.





метапелитах ставролитовой зоны отмечено в ряде работ [147, 148, 150, 10, 14, 59, 169, 48].

Пересыщенные  $K_2O$  метапелиты представлены преимущественно аляскистыми гнейсами, с минеральными парагенезисами -  $Gr_90$ -Кшш-Пл-Кв и  $Gr_90$ -Би-Анд-Кшш-Му-Пл-Кв.

В недосыщенных  $K_2O$  метапелитах, в отличие от насыщенных, помимо обычно отсутствующего мусковита не встречается и силлиманит, а графит и кордиерит сравнительно редки. Спорадически наблюдаются жедрит и куммингтонит, кроме того, встречены парагенезисы Ст-Кор-Кв и  $Gr$ -Кор-Кв, а в высокотемпературной части зоны - Ст-Кум и Кор-Кум. Широко распространены биотит, плагиоклаз, кварц, андалузит и ставролит. Минеральные парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метапелитов ставролитовой зоны представлены на диаграмме рис. 3.9<sup>I</sup>).

Богатые  $CaO$  породы ставролитовой зоны представлены амфиболовыми сланцами и амфиболитами, в которых главную роль играют плагиоклаз и роговая обманка, затем следуют эпидот, диопсид, сфен, биотит и гранат. Последний наблюдается лишь в скарированных породах. Минеральные парагенезисы этих пород:  $Рог+Пл$ ,  $Рог+Пл+Би+Кв$ ;  $Рог+Пл+Ди+Эп+Gr+Ka$ .

### 3.1.3. Зона силлиманита

Эта зона выделена по признаку появления в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах силлиманита и исчезновения ставролита в насыщенных  $K_2O$  метапелитах (см. табл. 3.1). Силлиманит развивается по андалузиту (рис. 3.10 и 3.11), либо (в высокотемпературной части зоны) - по кордиериту (рис. 3.12, 3.13, 3.14). Широко развиты гранат-биотит-силлиманитовые сланцы и биотит-гранат-кордиеритовые фельсы со шпинелью и реликтами ставролита. Ограниченным распространением пользуются мигматиты. В низкотемпературной части зоны ставролит полностью исчезает. Распад ставролита идет согласно ряду реакций  $Ст \rightarrow Кор+Шп$  (рис. 3.15, 3.16, 3.17, 3.18, 3.19, 3.20),  $Ст \rightarrow Анд(Сил)+Шп$  (рис. 3.21, 3.22, 3.23), а также  $Ст+Кв \rightarrow Кор+Gr+Анд+Шп+H_2O$ . В той же части зоны наблюдается инверсия  $Анд \rightarrow Сил$ . Парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метапелитов зоны силлиманита буульгенской серии представлены на диаграмме (рис. 3.9), построенной по данным о реальных составах минералов.

В насыщенных  $K_2O$  метапелитах силлиманитовой зоны, в отличие от недосыщенных, нет жедрита, шпинели и реликтов ставролита, но наблюдается мусковит. Кроме того, широко развит графит. В отличие от насыщенных  $K_2O$  метапелитов ставролитовой зоны здесь встречаются  $Gr$ -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.

I) В метаморфитах буульгенской серии Т.Г.Чхотуа [95] отмечает широко распространенный парагенезис  $Пл+Gr+Ст+Кор+Анд / \pm Кв, Пл /$ . Нам представляется это нереальным, так как, во-первых, пироксен вообще не обнаружен в метапелитах буульгенской серии, а во-вторых, он, как известно является запрещенным минералом для метапелитов ставролитовой зоны.

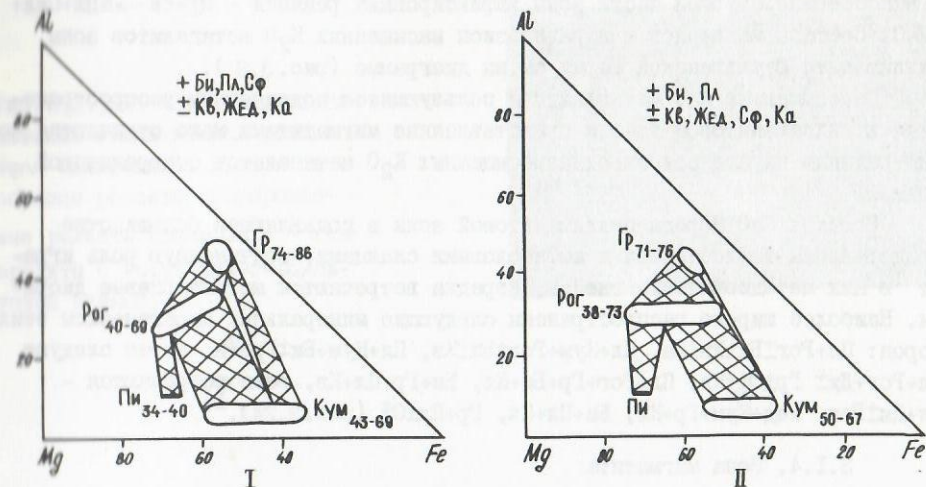


Рис. 3.24. Состав минералов и парагенезисы богатых  $CaO$  пород буульгенской серии. I - зона силлиманита, II - зона мигматита. Цифры - железистость минералов по данным химических и микрозондовых анализов.



Рис. 3.25. Скаполит с каймой гроссуляра [91].

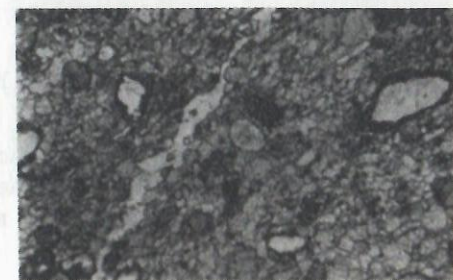


Рис. 3.26. В карбонатных скоплениях наблюдаются скаполиты с каймой гроссуляра [91].

В высокотемпературной части зоны зафиксирована реакция -  $Mu + Kв \rightarrow Kпш + Сил + H_2O$ . Составы минералов и парагенезисы насыщенных  $K_2O$  метапелитов зоны силлиманита буульгенской серии см. на диаграмме (рис. 3.9).

Пересыщенные  $K_2O$  метапелиты, пользующиеся подчиненным распространением в силлиманитовой зоне и представленные мигматитами мало отличаются по минеральным парагенезисам от пересыщенных  $K_2O$  метапелитов ставролитовой зоны.

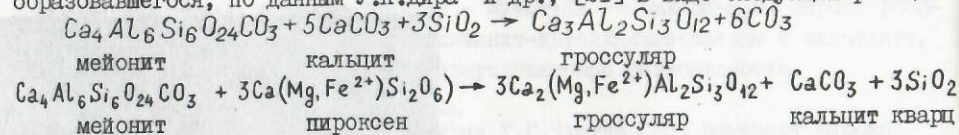
Богатые  $CaO$  породы силлиманитовой зоны в подавляющем большинстве представлены амфиболитами и амфиболовыми сланцами, подчиненную роль играют в них метадiorитовые гнейсы, изредка встречаются метакварцевые диориты. Наиболее широко распространены следующие минеральные парагенезисы этих пород:  $Пл + Рог \pm Би \pm Кв \pm Ка$ ,  $Пл + Кум + Рог \pm Би \pm Кв$ ,  $Пл + Кум + Би \pm Гр + Кв$ , затем следуют  $Пл + Рог + Ди \pm Гр \pm Сф \pm Кв$ ,  $Пл + Рог + Гр + Би + Кв$ ,  $Би + Гр + Пл + Кв$ , реже встречаются -  $Пл + Ди \pm Рог$ ,  $Жед + Кум + Гр + Кв$ ,  $Би + Пл + Кв$ ,  $Гр + Пл \pm Сф$  (рис. 3.24).<sup>1)</sup>

#### 3.1.4. Зона мигматита

Зона выделяется по появлению мигматитов в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах. Лейкократовая составная часть мигматитов, как правило,  $Кв + Пл$ . В речитте мигматитов и сланцах развиты - плагиоклаз, гранат, силлиманит, кордиерит, куммингтонит, биотит. Жедрит в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах наблюдается лишь в низкотемпературной части зоны. Состав минералов и парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метапелитов зоны мигматита буульгенской серии представлены на диаграмме (см. рис. 3.9). В высокотемпературной части зоны следует отметить реакцию:  $Кор \rightarrow Гр + Сил + Кв$  (рис. 3.27, 3.28, 3.29).

В насыщенных  $K_2O$  метапелитах 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  $Кв + Пл$ , спо-

Г) В богатых  $CaO$  породах Г.Л.Чичинадзе [90] были обнаружены волластонит и скаполит, встречающиеся очень редко. Скаполит, наблюдающийся вместе с волластонитом, представлен в виде изометричных, овальных, местами слегка удлиненных зерен в карбонатной массе и содержит много игольчатых кристаллов рутила. Почти все зерна скаполита окружены каймой граната (рис. 3.25, 3.26), образовавшегося, по данным У.А.Дира и др., [21] в виде следующих реакций:



По наблюдениям Г.Л.Чичинадзе волластонит и скаполит неравновесны; образование первого и гроссуляра совпадает во времени. Высвободившийся после реакции мейонита с пироксеном кварц взаимодействует с кальцитом, образуя волластонит.

Рис. 3.27. По кордиерит-герцинитовым симплектитам развивается силлиманит. В этом же образце развиты бронированные реликты ставролита - ставролиты с кордиерит-герцинитовой каймой.



Рис. 3.28. Замещение порфиробласта кордиерита зернами граната.

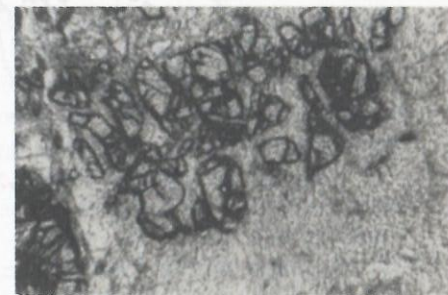


Рис. 3.29. Замещение кордиерита силлиманитом.



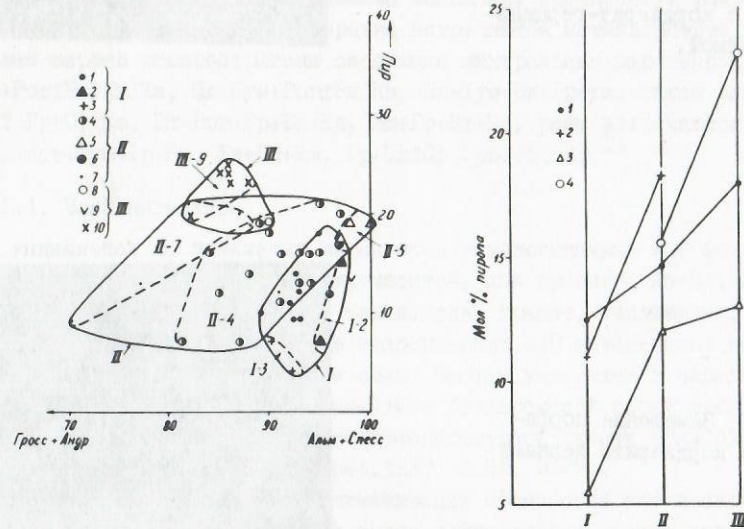


Рис.3.30. Компонентный состав гранатов из метаморфитов буульгенской серии. Зона ставролита (I): метапелиты - 1 - недосыщенные  $K_2O$ , 2 - насыщенные  $K_2O$ , 3 - пересыщенные  $K_2O$ . Зона силлиманита (II): метапелиты - 4 - недосыщенные  $K_2O$ , 5 - насыщенные  $K_2O$ , 6 - пересыщенные  $K_2O$ , 7 - богатые CaO породы. Зона мигматита (III): метапелиты - 8 - недосыщенные  $K_2O$ , 9 - пересыщенные  $K_2O$ , 10 - богатые CaO породы.

Рис.3.31. Среднее содержание пиропы в гранатах из разных метаморфических зон буульгенской серии. Метаморфические зоны: I - ставролита, II - силлиманита, III - мигматита; метапелиты: I - недосыщенные  $K_2O$ , 2 - насыщенные  $K_2O$ , 3 - пересыщенные  $K_2O$ ; 4 - богатые CaO породы.

радикально наследуется Кв+Пл+Кпш; в рестите развиты силлиманит, гранат, плагиоклаз, биотит, герцинит и реликты кордиерита. Минеральные парагенезисы этих пород см. на диаграмме (см. рис.3.9).

Пересыщенные  $K_2O$  метапелиты играют в мигматитовой зоне подчиненную роль. Они представлены мигматитами и аляскиновыми 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 лишь в низкотемпературной части первой сохраняется офен, а в высокотемпературной отсутствует жедрит.

Минеральные парагенезисы:  $Рог+Кум+Пл+Би+Гр$ ,  $Рог+Кум+Пл+Кв$ ,  $Рог+Пл+Пл+Сп$ ,  $Пи+Гр+Пл+Сф$ ,  $Пи+Рог+Кум$ ,  $Жед+Гр+Кум+Пл$  (см. рис. 3.9).

### 3.2. Эволюция химического состава минералов при региональном метаморфизме

Эволюция химического состава породообразующих минералов при прогрессивном региональном метаморфизме андалузитового типа изучалась многими исследователями. Для наглядного представления о влиянии состава исходных пород на состав минералов на прогрессивном этапе метаморфизма приводим ниже данные об изменении химического состава минералов отдельно пересыщенных, насыщенных и недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и богатых CaO пород.

В подавляющем большинстве содержащиеся в этом разделе данные о химическом составе минералов приводятся нами впервые, но наряду с этим нами использованы также некоторые результаты химического анализа минералов из работы Г.Л.Чичинадзе [90] - Гр(I), Би(2), Рог(3), Му(I) и Ст(I).

#### 3.2.1. Гранат

Изменения химического состава гранатов при прогрессивном региональном метаморфизме андалузитового типа рассматриваются во многих публикациях [177, 134, 202, 187, 114, 158, 80, 14, 37, 38, 180, 59] .

Гранаты из метаморфитов буульгенской серии за исключением 327-3 и 522-3 (табл.3.3; данные этого анализа андрадит-гроссуляров не учтены ниже при составлении диаграмм), принадлежат к пиральспитам с относительно небольшим содержанием андрадита и гроссуляра (табл.3.3; рис.3.30 - 3.36)<sup>1</sup>). Наиболее высокое содержание последних зафиксировано в богатых CaO и недосыщенных  $K_2O$  метапелитах.

<sup>1</sup>) В бассейне р.Птыш и на водораздельном хребте между р.р.Птыш и Хецквара, а также в бассейнах рек Клыч и Гвандра широко представлены полосчатые амфиболиты, в которых развиты розоватые анхимономинеральные жилы и скопления гроссуляр-андрадита (рис.3.37). По наблюдениям Г.Л.Чичинадзе [90], они обычно фиксируются в нижней части клычской свиты и реже в гвандринской свите и генетически связаны с карбонатными породами первично-осадочного происхождения.

№ обр. <sup>1)</sup>	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Порода, вес%		П ара г е н е з и с 2)
							МnO	MnO/(MgO+FeO+MnO)	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO

## ЗОНА СТАВРОСИТА

Недосяженные K<sub>2</sub>O метателиты

№ обр.	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Н.о.		Н.о.	Порода
							Н.о.	Н.о.		
368	9	80	3	7	0	0	63	0,10	0,0103	Гр90-Ст-Анд-Кв-Грф-Бж (Кор, Шп, Сил)
376	9	79	4	8	0	0	75	0,03	0,0027	Гр99-Ст-Бж55-Пл-Кв-Анд-Грф (Сил, Кор45, Шп)
2I-4	10	76	3	II	0	0	64	0,10	0,0010	Гр88-Ст-Бж54-Пл-Кв-Грф (Сил, Шп, Кор45, Сил)
525	11	75	6	8	0	0	69	0,07	0,0067	Гр88-Ст-Бж56-Анд-Пл-Кв-Грф
6-4	14	64	15	7	0	0	71	0,28	0,0182	Гр82-Ст-Пл-Грф (Бж59-Кор, Фибр)
17-4	18	73	4	5	0	0	73	0,14	0,0103	Гр80-Ст84-Бж46-Анд-Пл-Кв-Грф
899	17	63	17	3	0	0	66	0,51	0,0772	Гр75-Бж56-Анд-Пл-Кв-Грф
395-3	12	57	23	8	0	0	69			Гр83-Бж-Пл-Кв
X(8)	12,5	70,9	9,4	7,0	0	0				

Насыщенные K<sub>2</sub>O метателиты

№ обр.	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Н.о.		Н.о.	Порода
							Н.о.	Н.о.		
521 <sup>x</sup>	15	77	5	3	0	0	70	0,10	0,0165	Гр84-Анд-Му-Бж-Пл-Кв-Грф
524 <sup>x</sup>	7	70	18	5	0	0	65	0,10	0,0097	Гр91-Ст-Бж-Анд-Му-Пл-Кв-Грф
X(2)	11	73,5	11,5	4	0	0	67,5			

Пересыщенные K<sub>2</sub>O метателиты

№ обр.	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Н.о.	Н.о.	Порода	
323-3	7	63	20	3	7	0	60	0,07	0,0327	Гр90-Бж-Анд-Клш-Му-Пл-Кв

№ обр.	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Н.о.		Н.о.	Порода
							Н.о.	Н.о.		
2	3	4	5	6	7	8	9	10		
4	63	25	2	6	77	0,03	0,0169			Гр94 - Клш-Пл-Кв
5,5	63	22,5	2,5	6,5	68,5					

## ЗОНА СИЛИМАНИТА

Недосяженные K<sub>2</sub>O метателиты

№ обр.	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Н.о.		Н.о.	Порода
							Н.о.	Н.о.		
16	75	2	6	I	62	0,28	0,0203			Гр83-Кор-Жед-Кум-Бж-Кв-Грф (Пл)
16	72	2	9	0	65	0,25	0,0135			Гр83 -Бж-Жед-Кор-Кв-Кум (Пл, Бж45)
13	78	3	6	0	70	0,14	0,0165			Гр86 -Бж60 -Сил-Кор47-Шп-Пл (Анд, Кв, Ст86)
11	77	3	9	0	56	0,12	0,0125			Гр88 -Кор-Пл-Кв
7	77	3	10	3	54	0,15	0,0130			Гр92 -Бж-Кор-Пл-Кв
21	71	3	5	0	68	0,03	0,0038			Гр77-Бж46-Сил-Кор-Шп-Пл (Анд, Ст, Кв)
20	75	3	3	0	67	0,17	0,0124			Гр79-Бж55-Сил-Кор-Шп-Пл (Сил, Кв, Ст, Анд)
13	77	3	7	0	69	0,07	0,0117			Гр86 -Бж-Кор-Пл-Кв
19	69	I	11	0	54	0,17	0,0180			Гр79 -Бж-Жед-Пл-Кв-Грф
14	70	4	6	6	74	0,06	0,0099			Гр83 -Бж67-Пл-Кв
18	71	I	10	0	74	0,14	0,0087			Гр81 -Бж-Жед-Кор-Шп (Ст77, Пл, Бж42)
7	65	9	19	0	н.о.	н.о.	н.о.			Гр91 -Бж-Пл-Кв-Грф (Бж54)
16	66	2	16	0	65	0,10	0,0099			Гр81 -Бж48 -Пл-Кв-Грф (Анд)
16	76	2	5	0	67	0,14	0,0104			Гр83 -Бж58 -Сил-Шп-Кор-Грф (Ст83, Анд, Кв, Пл)
16	72	6	5	0	66	0,14	0,0086			Гр82 -Бж-Сил-Кор-Кв (Ст, Анд)
12	67	6	15	0	56	0,07	0,0132			Гр86 -Бж56-Пл-Кв-Грф
14,7	72,4	3,3	8,9	0,6	64					

Насыщенные K<sub>2</sub>O метателиты

№ обр.	Пир	Альм	Спес	Андр	Грос	Г	Н.о.	Н.о.	Порода	
16-3	19	60	20	0	н.о.	н.о.	н.о.			Гр76 -Бж48 -Сил-Кор-Пл (Анд, Му) -Грф

I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO
897	I7	56	24	3	0	66	0,25	0,0192	Гр77 -Бм54 -Фибр-Грф (Му, Анл)
3885	I9	62	I7	2	0	65	0,30	0,0337	Гр77 -Бм57 -Пл-Кв (Му, Ст82)
X (3)	I8,3	59,3	20,3	I,7	0	65,5			
Пересеченные K <sub>2</sub> O метателиты									
320	I2	76	7	4	0	79	0,03	0,0254	Гр87 -Кш-Пл-Кв
Богатые СаО породы									
30-4X	2I	59	2	0	I8	65	0,20	0,0129	Гр74 -Бм-Кум67 -Рог70 -Пл (Бм60)
IO-IX	20	63	4	I3	0	6I	0,IO	0,0147	Гр77 -Бм55 -Кум54 -Рог65-Пл42 -Кв-Ильм39
243	I8	66	4	5	7	5I	0,17	0,0178	Гр78 -Бм45 -Кум46 -Мед-Кв-Грф (Пл)
I3-4	I2	66	3	I9	0	73	0,24	0,0126	Гр86 -Рог66 -Бм60 -Кум69 -Кв-Пл
322-3	9	66	4	7	33	70	0,24	0,0140	Гр86-Рог69 -Пл-Бм-Кв
327-3	2	6	3	55	34	82	0,14	0,0151	Гр91 -Пл-Фф
352-3	I6	48	I2	24	0	60	I,39	0,1090	Гр78 -Бм-Пл-Кв
509-3	I3	55	8	23	0	58	I,32	0,0732	Гр83-Рог-Бм-Пл-Кв
522-3	I	3	3	88	5	н.о.	н.о.	н.о.	Гр98 -Рог-Пл (Эп)
X(7)3	I5,6	59	5,3	I3	6,9	62,5			
ЗОНА МИГМАТИТА									
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метателиты									
529-3	I8	68	4	6	4	50	0,10	0,0084	Гр80 -Бм48 -Мед45 -Кв-Грф (Пл)

I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO
Пересеченные K <sub>2</sub> O метателиты									
275	I3	76	9	I	I	55	0,08	0,0690	Гр85 -Кш-Му-Пл-Кв
Богатые СаО породы									
247	23	6I	4	I2	0	7I	0,14	0,0155	Гр74 -Бм60 -Кум64 -Пл-Кв
263	20	59	3	9	9	57	0,24	0,0168	Гр76 -Бм60 -Кум52 -Пл-Кв
286	25	59	I	IO	4	58	0,14	0,0148	Гр71 -Кум56 -Мед-Кв (Пл40)
287	23	62	I	4	IO	55	0,07	0,0076	Гр73 -Бм-Кум-Пл-Кв
288	24	60	I	I4	I	60	0,14	0,0105	Гр73 -Бм-Кум55 -Пл48 -Кв
289	24	60	2	9	5	62	0,07	0,0079	Гр73 -Бм-Кум51 -Пл45-Кв
X (6)	23,2	60,2	2,7	9,7	4,8	60,5			

I) Название и местонахождение пород см. в приложении 3.1, химический состав гранатов - в прилож. 3.2.

2) В скобках неравновесные минералы.

3) Олушенные анализы андрадит-гроссуляров - обр. 327-3 и 522-3.

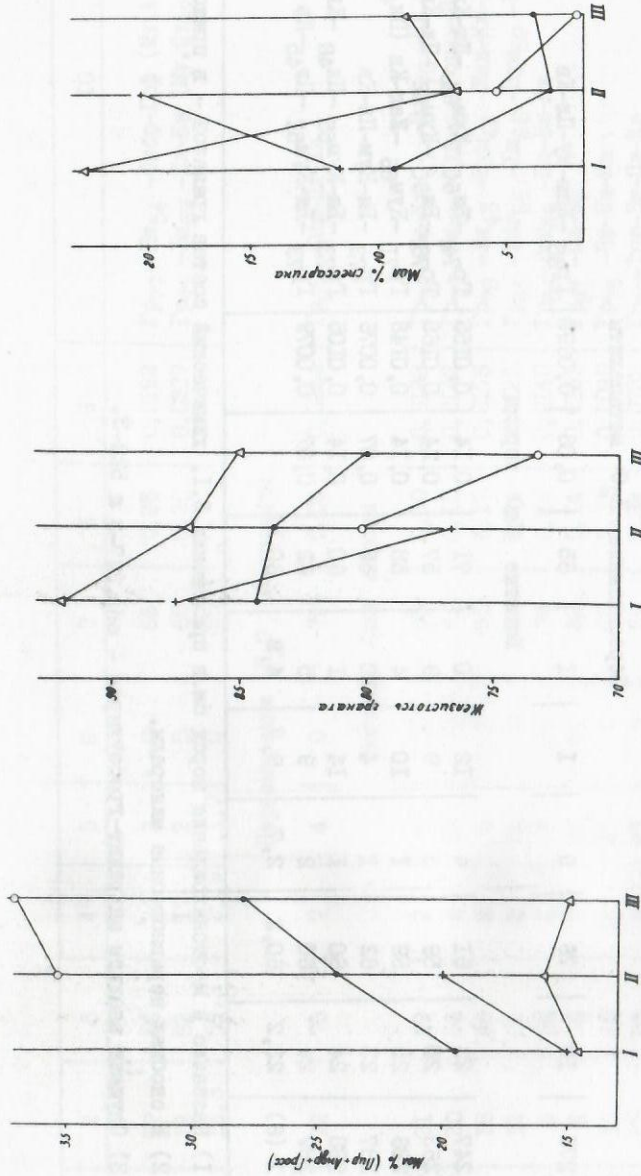


Рис. 3.32. Среднее содержание (Пир+Андр+Гросс) в гранатах из разных метаморфических зон буульгенской серии. Условные обозначения см. на рис. 3.31.

Рис. 3.33. Средняя железистость граната из разных метаморфических зон буульгенской серии. Условные обозначения см. на рис. 3.31.

Рис. 3.34. Среднее содержание спессартина в гранатах из разных метаморфических зон буульгенской серии. Условные обозначения см. на рис. 3.31.

Состав гранатов буульгенской серии закономерно меняется с изменением степени метаморфизма.

Увеличение магнизиальности граната с нарастанием степени метаморфизма, установленное многими исследователями, является показателем интенсивности метаморфизма [189, 177, 134, 202, 182, 115, 14, 180]. Это подтверждено термодинамическими расчетами [53, 64]. В гранатах из метаморфитов буульгенской серии с увеличением степени метаморфизма неуклонно повышается содержание пироповой молекулы (табл. 3.3, рис. 3.31). Наиболее магнизиальны богатые CaO породы, а наименьшим содержанием пироба характеризуются гранаты из пересыщенных  $K_2O$  метапелитов. С увеличением степени метаморфизма явно повышается в гранатах сумма Пир+Андр+Гросс (рис. 3.32), за исключением пересыщенных  $K_2O$  метапелитов, где ее колебания незначительны. Четко проявляется также влияние исходного состава пород на содержание этих компонентов в гранатах. С нарастанием степени метаморфизма неуклонно снижается железистость граната (рис. 3.33)<sup>1)</sup>. В одноименных зонах наиболее высокожелезисты гранаты из пересыщенных  $K_2O$  метапелитов.

В разных регионах отмечается снижение содержания MnO в гранате с интенсификацией степени метаморфизма. Поскольку возрастание давления должно препятствовать вхождению крупного иона  $Mn^{2+}$  в структуру граната, А. Милсиро [177] высказывает предположение, что высокомарганцевые гранаты образуются в условиях невысокого давления. Анализируя многочисленные данные о встречаемости высокомарганцевистых гранатов в породах кианит-оливианитового типа метаморфизма в сочетании со встречаемостью слабомарганцевистых гранатов в метапелитовых роговиках, Ю. В. Нагайцев [59]

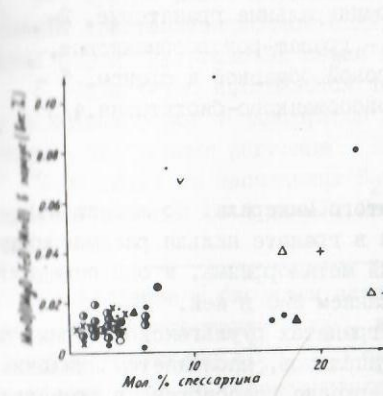


Рис. 3.35. Корреляция содержания спессартина в гранате с MnO:  $(MgO + FeO + MnO)$  в породе. Условные обозначения см. на рис. 3.30.

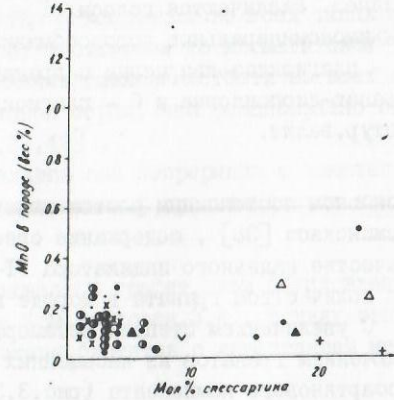


Рис. 3.36. Корреляция содержания спессартина в гранате с содержанием MnO в породе. Условные обозначения см. на рис. 3.30.

1) Уменьшение железистости гранатов с нарастанием степени метаморфизма до анатектической стадии отчетливо фиксируется на северном склоне хр. Хан-Хухей (МНР) [38].

приходит к выводу, что вряд ли давление оказывает существенное влияние на содержание марганца в гранате. Поддерживая идею В.Н.Лебедева [50], он считает, что содержание марганца в гранате в основном определяется, с одной стороны, марганцевистостью породы, а с другой, — количественным содержанием в ней граната. По данным А.Миясиро и Ф.Шидо [180], прогрессивное снижение MnO в гранате метapelитов с нарастанием степени метаморфизма обусловлено

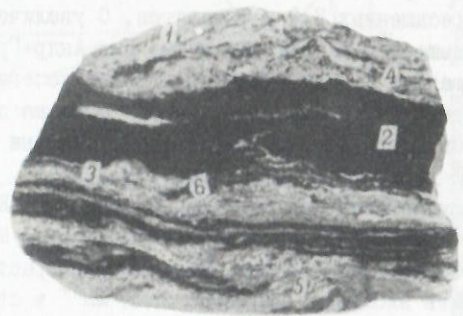


Рис.3.37.Полосчатый диопсид-гранат (гроссуляр-андрадит)-амфиболовый сланец. Различаются полосы: 1 - анхимономинеральные гранатовые, 2 - анхимономинеральные роговообманковые, 3 - гранат-роговообманковые, 4 - плагиоклаз-кварцевые с гранатом, роговой обманкой и сфеном, 5 - гранат-диопсидовые и 6 - плагиоклаз-роговообманково-биотитовые.4/5 натур.велич.

в основном постепенным ростом количества этого минерала. По мнению К.Б.Селезневского [38], содержание спессартина в гранате нельзя рассматривать в качестве надежного индикатора PT- условий метаморфизма, и оно определяется количеством граната в породе и содержанием MnO в ней.

С увеличением степени метаморфизма в гранатах буульгенской серии, за исключением гранатов из насыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов, наблюдается снижение спессартинового компонента (рис.3.34). Содержание спессартина в гранатах сильно варьирует в зависимости от состава вмещающей породы. Содержание спессартина в гранате зависит от отношения  $MnO/(MgO + FeO + MnO)$  в исходных породах (рис.3.35). Нередко в одну область попадают фигуративные точки гранатов из разных по составу исходных пород (за исключением насыщен-

1) Г.Мюллер и А.Шнейдер [181] пришли к заключению, что содержание Mn в гранате определяется не только степенью метаморфизма и химизмом вмещающих пород, но и фугитивностью кислорода в течение метаморфизма; снижение Mn и сопутствующее прибавление Fe в гранате в прогрессивной стадии метаморфизма — результат постепенного понижения фугитивности кислорода.

ных K<sub>2</sub>O метapelитов) и разных метаморфических зон. Корреляция содержания спессартина в гранате и MnO в породе — слабая (рис.3.36).

На диаграмме Пир-(Альм+Спес) — (Грос+Андр) хорошо выражена тенденция увеличения в гранате содержания пирропа с повышением степени метаморфизма и менее четко — Грос+Андр (рис.3.30). На этой диаграмме выделяются поля гранатов ставролитовой, силлиманитовой и мигматитовой зон, а внутри этих полей оконтурены также поля гранатов из разных по составу исходных пород. Данные этой, а также рассмотренных выше диаграмм свидетельствуют, что состав граната находится в тесной зависимости не только от степени метаморфизма, но и от состава вмещающей породы.

### 3.2.2. Биотит

Физико-химические условия, в которых образуется биотит, характеризуются широким диапазоном, что определяет возможность его использования при решении ряда петрологических вопросов. Эволюция состава биотита при прогрессивном региональном метаморфизме андалузитового типа изучалась многими исследователями [178,54,171,183,14].

В предыдущих главах было показано, что биотит широко распространен во всех зонах прогрессивного регионального метаморфизма и типах исходных пород буульгенской серии.

На основании данных диаграмм (рис.3.38 — 3.44, прилож.3.3 и 3.4)<sup>1)</sup> можно сделать вывод, что при нарастании прогрессивного регионального метаморфизма проявляются некоторые тенденции в эволюции состава биотита<sup>2)</sup>.

Это прежде всего неуклонное повышение содержания титана и снижение процента кристаллизационной воды, что четко фиксируется во всех типах исходных пород буульгенской серии в зонах от биотитовой до мигматитовой<sup>3)</sup>.

В общем четко наблюдается также снижение глиноземистости во всех типах исходных пород метаморфитов буульгенской серии, что неоднократно отмечалось для разных регионов [13,14,59,22,42].

В биотитах из насыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов она непрерывно и заметно снижается в зонах от I до IV. Несколько неожиданной представляется нам

1) В парагенезисе с биотитом нередко наблюдается графит, чем обусловлено очень низкое содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в биотите (см.приложен.3.4). В виду этого, вариации содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в составе биотитов с нарастанием метаморфизма нами не рассматриваются.

2) Некоторые отклонения от указанной ниже тенденции в изменении содержания компонентов в биотите из метapelитов зоны мигматита можно объяснить малочисленностью имеющегося материала.

3) Следует учесть, как указано выше, что в метаморфитах буульгенской серии постепенной смены биотитовой зоны ставролитовой не устанавливается, ибо между выходами метаморфитов этих зон, в результате тектонических нарушений выпадает промежуточная (гранатовая) зона. Следовательно, на представленных диаграммах при переходе от биотитовой к ставролитовой зоне нередко наблюдается резкое изменение содержания компонентов.

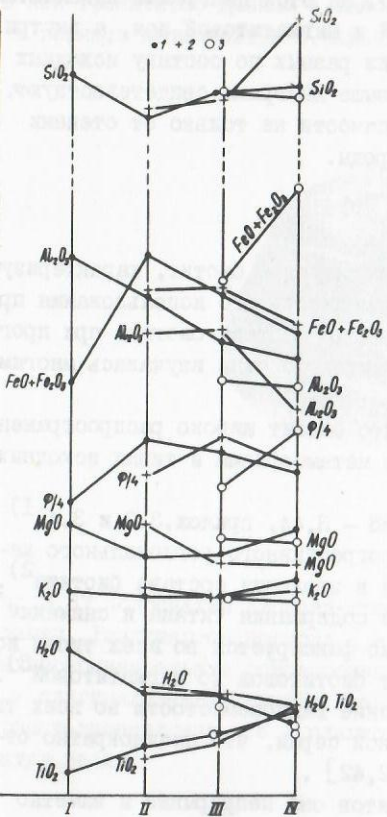
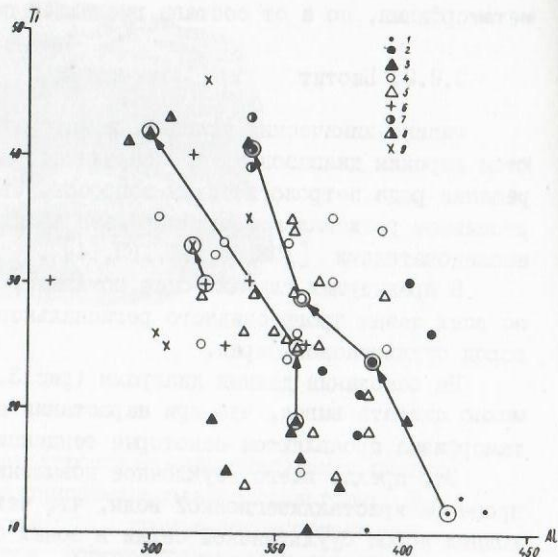


Рис. 3.38. Изменения в химическом составе биотитов буульгенской серии при региональном метаморфизме. Зоны: I - биотита, II - ставролитовая, III - силлиманитовая, IV - мигматитовая. I - насыщенные  $K_2O$  метапелиты, 2 - недосыщенные  $K_2O$  метапелиты, 3 - богатые CaO породы.

Рис. 3.39. Корреляция содержания Ti и Al в биотите буульгенской серии. Насыщенные  $K_2O$  метапелиты: I - биотитовая зона, 2 - ставролитовая зона, 4 - силлиманитовая зона, 7 - мигматитовая зона; недосыщенные  $K_2O$  метапелиты: 3 - ставролитовая зона, 5 - силлиманитовая зона, 8 - мигматитовая зона; богатые CaO породы: 6 - силлиманитовая зона, 9 - мигматитовая зона. Значки в крупных кружках - средние содержания для биотитов перечисленных зон.



высокая глиноземистость биотитов одноименной зоны. Возникающие первыми биотиты имеют минимальную глиноземистость, но предельная глиноземистость с ростом температуры явно и заметно возрастает и внутри биотитовой зоны [44, 46]. В пределах биотитовой зоны буульгенской серии, как отмечено выше, не зафиксированы минеральные парагенезисы низкотемпературной ступени, что, видимо, отражается на составе более высокотемпературного биотита с высокой глиноземистостью. В биотитах из недосыщенных  $K_2O$  метапелитов из зон от ставролитовой до силлиманитовой наблюдается незначительное повышение, а в биотите зоны мигматита резкое снижение содержания глинозема. Глиноземистость

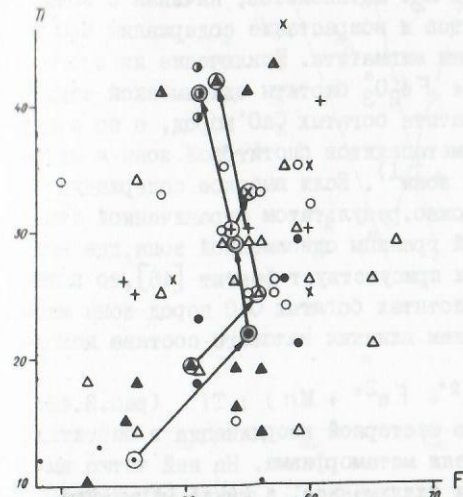


Рис. 3.40. Соотношение между содержанием Ti и железистостью в биотитах буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис. 3.39.

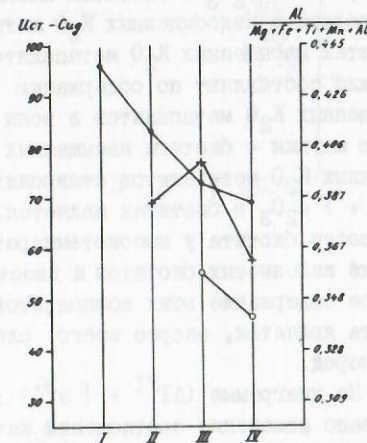


Рис. 3.41. Изменение глиноземистости и содержания истонит-сидерофиллитовой молекулы в биотитах буульгенской серии при региональном метаморфизме. Условные обозначения те же, что на рис. 3.38.

биотитов из богатых CaO пород зоны силлиманита более низкая, нежели биотитов из других по составу метаморфитов, и она несколько снижается в биотитах зоны мигматита.

Те же закономерности четко показаны на диаграмме (рис. 3.41), на которой отражено изменение глиноземистости ( $\frac{Al}{Mg+Fe+Ti+Mn+Al}$ ) и содержания истонит-сидерофиллитовой молекулы<sup>1)</sup> в биотитах буульгенской серии при региональном метаморфизме. Отклонение от этого правила отмечается в случае биотитов из недосыщенных  $K_2O$  метапелитов зоны силлиманита, в которых содержания истонит-сидерофиллитовой молекулы и глиноземистость выше, чем в биотитах предыдущей зоны. Это, видимо, связано с широким развитием кордиерита в парагенезисе с биотитом, поскольку, как отмечает А. Миясира [57], отношение  $Fe^{2+}/Mg$  в ассоциирующем с кордиеритом биотите

<sup>1)</sup> Биотит рассмотрен в виде смеси флогопит-антитовой  $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$  и истонит-сидерофиллитовой -  $K(Mg, Fe)_{2,5}Al_2Si_{2,5}O_{10}(OH)_2$  молекул; при истонит-сидерофиллите 0 и 100,  $\frac{Al}{Mg+Fe+Ti+Mn+Al}$  соот-



будет возрастать и, следовательно, с понижением магнезиальности биотитов будет возрастать их глиноземистость, а также содержание в них истонит-сидерофиллитовой молекулы.

В биотитах буульгенской серии наблюдается хорошо выраженная тенденция повышения содержания  $SiO_2$  с нарастанием метаморфизма. Резкое отклонение от этого наблюдается только в случае биотитов насыщенных  $K_2O$  метапелитов одноименной зоны и незначительное в биотитах богатых  $CaO$  пород (рис.3.42).

В буульгенской серии устанавливается (см.рис.3.38) снижение содержания  $FeO + Fe_2O_3$  в биотитах насыщенных  $K_2O$  метапелитов, начиная с зоны ставролита и недосыщенных  $K_2O$  метапелитов и возрастание содержания  $MgO$  в биотитах насыщенных  $K_2O$  метапелитов зоны мигматита. Исключение из этого правила составляют по содержанию  $FeO + Fe_2O_3$  биотиты одноименной зоны насыщенных  $K_2O$  метапелитов и зоны мигматита богатых  $CaO$  пород, а по содержанию магния - биотиты насыщенных  $K_2O$  метапелитов биотитовой зоны и недосыщенных  $K_2O$  метапелитов ставролитовой зоны<sup>1)</sup>. Если высокое содержание  $FeO + Fe_2O_3$  в биотитах является, возможно, результатом ограниченной стабильности биотита у высокотемпературной границы одноименной зоны, где нет крайне железистых биотитов и вместо них присутствует фенгит [46], то повышенное содержание этих компонентов в биотитах богатых  $CaO$  пород зоны мигматита является, скорее всего, следствием влияния валового состава исходных пород.

На диаграмме  $(Al^{VI} + Fe^{3+}) : (Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn) : Ti$  (рис.3.43) показано изменение соотношения катионов шестерной координации в биотитах буульгенской серии при нарастании степени метаморфизма. На ней четко выделяются поля зон биотита, ставролита и силлиманита, а также мигматита. Некоторое перекрытие полей может быть объяснено тем, что в зонах объединены биотиты из метаморфитов различного состава. В целом подтверждаются данные Д.А.Великославинского [14], показавшего на аналогичной диаграмме, что при повышении степени метаморфизма в катионах шестерной координации биотита уменьшается содержание алюминия и трехвалентного железа и возрастает количество титана и сумма двухвалентных катионов.

### 3.2.3. Мусковит-фенгит

В последнее время составы мусковитов и фенгитов широко используются для изучения условий метаморфизма. Исследования белых калиевых слюд метаморфитов Большого Кавказа в этом направлении до сих пор не проводились. Мусковит широко развит в метапелитах верхнелистовой и сисинской свит, весьма редко встречается в гвандринской свите, а в клычской он вообще не зафиксирован. Мусковит наблюдается в зонах биотита, ставролита и силлиманита и изредка в наиболее высокотемпературной части зоны мигматита.

Представляет большой интерес отсутствие калиевого полевого шпата в

<sup>1)</sup> Следует также учесть, что биотит недосыщенных  $K_2O$  метапелитов силлиманитовой зоны, нередко в парагенезисе с кордиеритом, играющим роль главного минерала, и, как отмечено выше, биотит в ассоциации с кордиеритом имеет низкую магнезиальность.

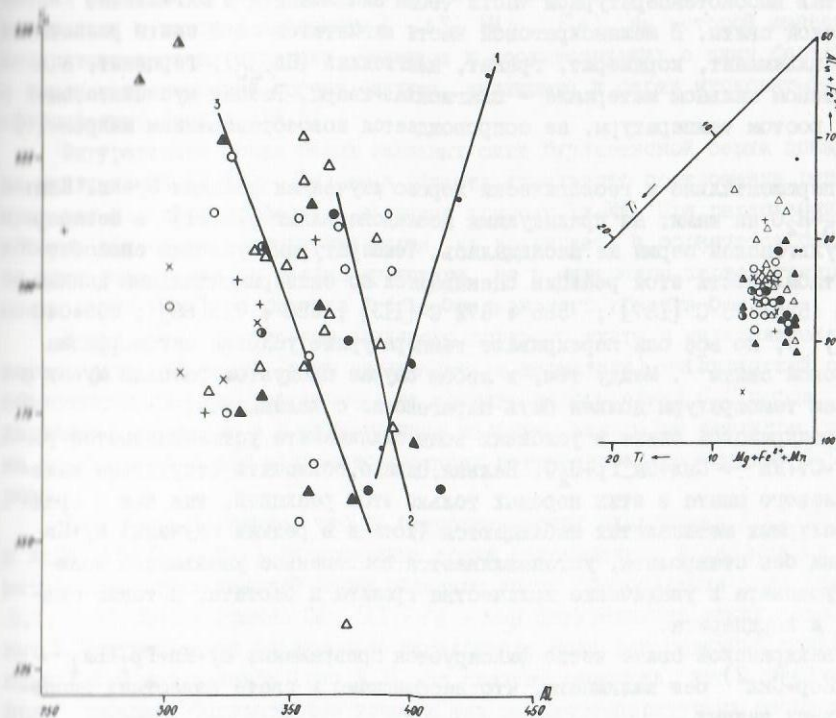


Рис.3.42. Корреляция содержания Si-Al в биотитах буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис.3.39.

Рис.3.43. Изменение соотношений среди катионов шестерной координации в биотитах буульгенской серии при прогрессивном региональном метаморфизме. Условные обозначения см.на рис.3.39.

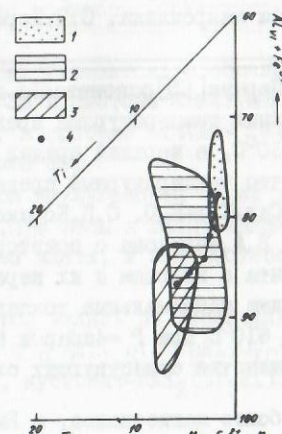


Рис.3.44. Изменение состава в группе катионов шестерной координации биотитов буульгенской серии при региональном метаморфизме (составлено на основе диаграммы рис.3.43). Поля биотитовых зон: 1 - биотита, 2 - ставролита и силлиманита, 3 - мигматита, 4 - средний состав биотитовых зон.

металитах высокотемпературной части (зоны силлиманита и мигматита) гвандринской свиты. В меланократовой части мигматитов этой свиты развиты биотит, силлиманит, кордиерит, гранат, плагиоклаз ( $Pl_{>20}$ ), герцинит, а в микрократовом жильном материале — плагиоклаз+кварц. Распад мусковита, вынужденный ростом температуры, не сопровождается новообразованием микроклина.

Экспериментально и геологически хорошо изученная реакция  $Mu + K_{\text{в}} \rightleftharpoons K_{\text{ш}} + H_2O$  ни нами, ни предыдущими исследователями [19, 91] в метаморфитах буульгенской серии не наблюдалась. Температурные условия способствующие стабильности этой реакции оцениваются по экспериментальным данным (525+675°C [137]; 585 + 672°C [113]; 580 + 715 [86]; 595+640 [32, 122]), но все они перекрывают температурные условия метаморфизма гвандринской свиты<sup>1)</sup>. Между тем, в любом случае продуктом распада  $Mu + K_{\text{в}}$  с повышением температуры должен быть парагенезис с калишпатом.

В гвандринской свите в условиях зоны силлиманита устанавливается реакция  $Mu + St + K_{\text{в}} \rightarrow Sil + Bi + Gr + H_2O$ . Нельзя, однако, объяснить отсутствие калиевого полевого шпата в этих породах только этой реакцией, так как в среднетемпературных метapelитах наблюдаются (хотя и в редких случаях)  $Mu + K_{\text{в}}$  ассоциации без ставролита, устанавливается постепенное уменьшение количества мусковита и увеличение количества граната и биотита, а также силлиманита и кордиерита.

В гвандринской свите четко фиксируется превращение  $Mu + K_{\text{в}} + Gr + Bi \rightarrow Sil + Bi + Кор + Sil$ <sup>2)</sup> без калишпата, что необъяснимо в свете известных экспериментальных данных.

Данные анализа мусковитов из метаморфитов Буульгенской серии (прилож. 5, 3.6) показывают, что в группе X имеется дефицит щелочей и отношение  $(K + Na)/(Mg + Fe + Al)$  в них, вследствие недостатка щелочей, почти всегда ниже, чем в теоретических формулах мусковитов, в которых сумма  $(K + Na)$  равна 1,0.

Любой распад фенгитовой части твердого раствора теоретически должен вести к образованию биотита и в меньшем количестве фенгитового мусковита и микроклина [45]. В то же время в природе наблюдается, что вызванный ростом температуры распад фенгитов часто не сопровождается новообразованием микроклина. С.П.Кориковский [45] объясняет это тем, что в этих

Д.Л.Перчук [65], основываясь на данных Гр-Би геотермометра, предполагает, что нижний температурный предел устойчивости парагенезиса  $Sil + K_{\text{ш}}$  составляет 660°C, а верхний предел стабильности  $Mu + K_{\text{в}}$  достигает 670°C. Он считает, что температурный предел в среднем соответствует 665°C для реакции  $Mu + K_{\text{в}} = Sil + K_{\text{ш}} + H_2O$ . С.П.Кориковский [46] на основании экспериментальных данных В.А.Жарикова с соавторами [27] и Д.Керрика [165] о разложении мусковита с кварцем и их пересчета считает, что при любой модели флюидно-режима максимальные температуры стабильности мусковита не должны превышать 610°C при  $P = 4 \text{ кбар}$  и 660°C при  $P = 8 \text{ кбар}$ . Эти оценки ниже принятых в большинстве существующих схем метаморфических фаций.

Гр более магнезиален, а Би более высокотитанист и высокожелезист,

следовательно сумма  $(K + Na + Ca)$  в формульной единице меньше, чем в теоретических формулах мусковита и феррифенгита. Этот вывод был проконтролирован и нами с помощью диаграммы  $K - Al - (Mg, Fe)$ , на которой нанесены конкретные составы мусковит-фенгитов и сосуществующих с ними биотитов, а также теоретический состав биотита, калишпата и серии мусковит-фенгит-феррифенгит (рис. 3.45).<sup>1)</sup>

Фигуративные точки белых калиевых слюд буульгенской серии попадают на диаграмме  $K-Al-(Mg, Fe)$  не в область идеального соотношения ряда мусковит-фенгит-феррифенгит, а правее конноды Би-Му. При разложении мусковитов подобного состава микроклин не возникает, а образуется биотит за счет разложения не только мусковита, но и минералов первой генерации — менее магнезиального биотита и более железистого граната [45].

Кроме того, отсутствие калиевого полевого шпата в метapelитах высокотемпературной части (зоны силлиманита и мигматита) гвандринской свиты, объясняется широким развитием в ее составе недосыщенных  $K_2O$  пород, не содержащих мусковитов и с единственным калиевым минералом биотитом, и крайне подчиненной ролью мусковитсодержащих метapelитов (насыщенных  $K_2O$  пород).

Выше было показано, что на петрохимических диаграммах  $K:Al:(Mg + Fe)$  и  $K:Ca:(Al + Fe + Mg)$  фигуративные точки недосыщенных и насыщенных  $K_2O$  метapelитов буульгенской серии образуют четко обособленные поля (см. рис. 3.1, 3.2). На диаграмме  $Ca:(Al + Fe + Mg)$  фигуративные точки недосыщенных  $K_2O$  метapelитов значительно перекрывают поле фигуративных точек насыщенных  $K_2O$  метapelитов (рис. 3.3). Но следует отметить, что в "нейтральное поле" попадают фигуративные точки и тех высокотемпературных безмусковитовых метapelитов, биотитовые ассоциации которых сформировались за счет среднетемпературных мусковитсодержащих метapelитов в результате одной из следующих реакций:  $Mu + Хл \rightarrow St + Bi + K_{\text{в}} + H_2O$ ,  $Mu + St + K_{\text{в}} \rightarrow Sil + Bi + H_2O$  или  $Mu + K_{\text{в}} + Gr + Bi \rightarrow Gr + Bi + Sil + Кор$ .

На основании анализа петрохимических диаграмм можно сделать следующие выводы:

Мусковитсодержащие метapelиты отличаются от безмусковитовых (с единственным калиевым минералом — биотитом) главным образом более низким содержанием  $Mg + Fe$  и  $Ca$  и высоким  $K$ . По содержанию  $Al$  они мало чем отличаются друг от друга, разве только тем, что во вторых содержание этого компонента более низкое, нежели в первых.

В частности, в метapelитах мусковит не обнаруживается: в образцах с атомным процентом калия ниже 9,  $Mg + Fe$  выше 33 в системе  $K:Al:(Mg + Fe)$  и с атомным процентом кальция, превышающим 11, в системе  $Ca:(Al + Fe + Mg):K$ , а также в породах с атомным количеством выше 65.

Состав белых калиевых слюд из метаморфитов буульгенской серии заметно изменяется с нарастанием степени метаморфизма. При этом в белых калиевых слюдах уменьшается содержание фенгитовой составной части, и они постепенно

<sup>1)</sup> Здесь и далее расчеты формул мусковит-фенгитов велись по классификации К.Канехира и Ш.Банно [163]: ферримусковит- $KFe^{3+}_{0,5}Al_{1,5}(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2$ , фенгит- $K(Mg, Fe)^{2+}_{0,5}Al_{1,5}(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2$ , мусковит- $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ , парагонит- $NaAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ .

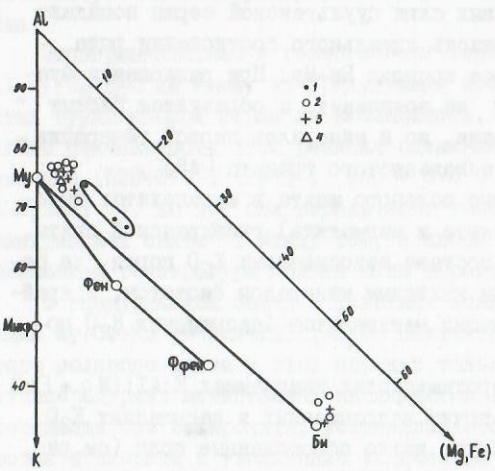


Рис. 3.45. Составы мусковит-фенгитов и сосуществующих с ними биотитов из метаморфитов буульгенской серии. I - зона биотита, 2 - зона ставролита, 3 - зона силлиманита, 4 - зона мигматита.

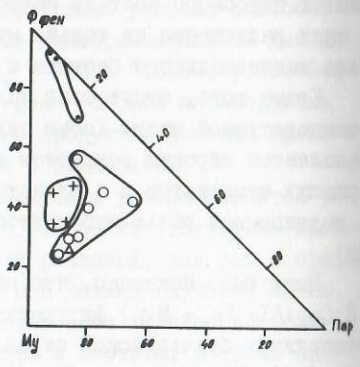


Рис. 3.46. Составы белых кальцевых амфиболов буульгенской серии на диаграмме Му-Пар-Фен. Условные обозначения те же, что на рис. 3.45.

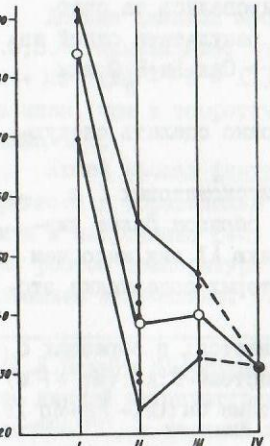


Рис. 3.47. Изменение содержания ферри-фенгитовой составной части в белых кальцевых амфиболов буульгенской серии при региональном метаморфизме. Зоны: I - биотита, II - ставролита, III - силлиманита, IV - мигматита. В кружках средние содержания.

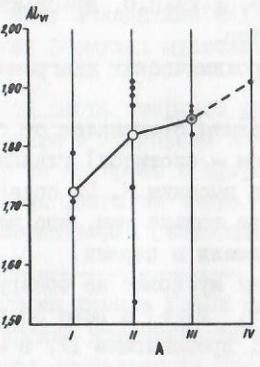


Рис. 3.48. Изменение содержания алюминия шестивалентной (А) и четверной (Б) координации в белых кальцевых амфиболов буульгенской серии при региональном метаморфизме. Условные обозначения те же, что на рис. 3.47.

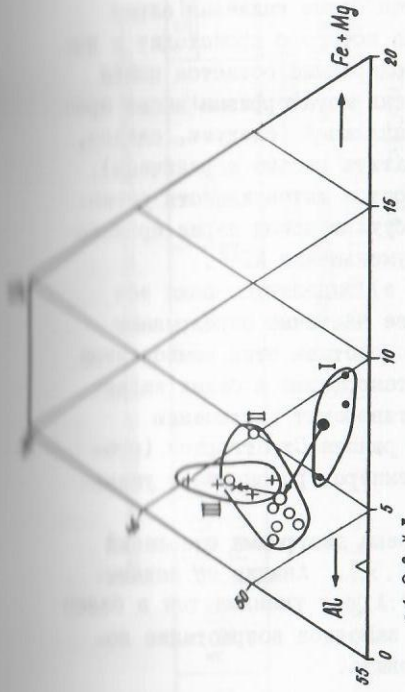
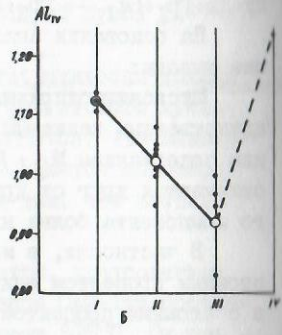


Рис. 3.49. Диаграмма Si : Al : (Mg + Fe), в атомн. % для белых кальцевых амфиболов буульгенской серии. Средний состав из зон: I - биотита, 2 - ставролита, 3 - силлиманита; поля из разных зон метаморфизма: I - биотита, II - ставролита, III - силлиманита. Остальные обозначения те же, что на рис. 3.45.

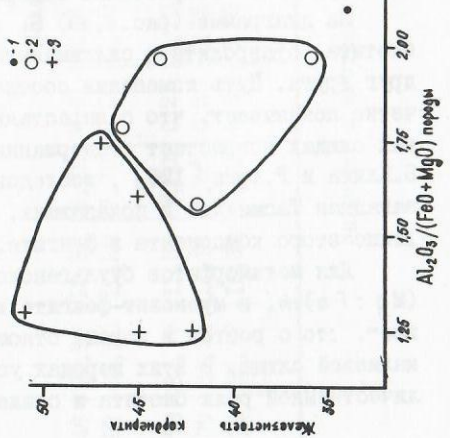


Рис. 3.51. Соотношение между железистостью корднерита и  $Al_2O_3 / (FeO + MgO)$  пород в метаморфитах буульгенской серии. Наблюдение  $K_2O$  метаморфитов: I - зона ставролита, 2 - зона силлиманита, 3 - недосыщенные  $K_2O$  метаморфиты зоны силлиманита.

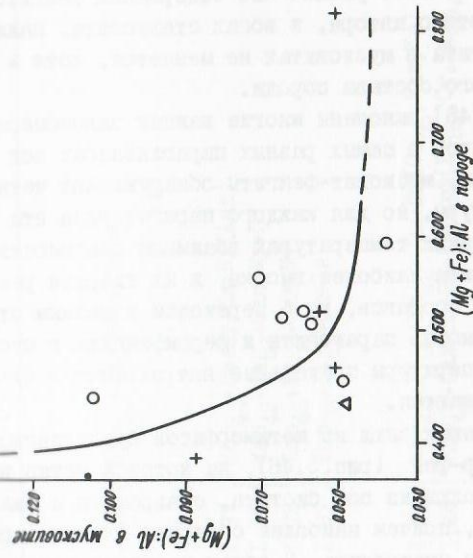


Рис. 3.50. Отношение  $(Mg + Fe) : Al$  в мусковите и породе метаморфитов буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис. 3.45.

приближаются по составу к "идеальному мусковиту" [I70, I20, 204, I4, I33, 45]. Но по данным С.Гуидоти [I49], температура мало влияет на содержание фенгита в мусковите, которое определяется главным образом влиянием давления, - возрастание Р явно вызывает увеличение содержания фенгитовой молекулы в мусковите. По данным этого автора, в зонах ставролита, калишпата и силлиманита содержание фенгита в мусковитах не меняется, хотя и наблюдается влияние на него валового состава породы.

С.П.Кориковским [45] выяснены многие важные закономерности изменения состава мусковит-фенгитов в самых разных парагенезисах под влиянием температуры. По его данным, мусковит-фенгиты обнаруживают четкую зависимость их состава от температуры, но для каждого парагенезиса эта зависимость выражена особо. При низких температурах взаимная смесимость мусковита, феррифенгита и парагонита наиболее высока, и их твердые растворы устойчивы в широком интервале составов, но с переходом к нижним ступеням ставролитовой фации растворимость парагонита и феррифенгита в мусковите уменьшается, а с ростом температуры предельные натриевость и фенгитовость мусковита неуклонно уменьшаются.

Состав белых калиевых слюд из метаморфитов буульгенской серии показан на диаграмме Му-Пар-фен (рис.3.46), на которой четко видно, что фигуративные точки этих слюд из зон биотита, ставролита и силлиманита образуют обособленные поля, причем наиболее обширная площадь приходится на фигуративные точки зоны ставролита. В общем наиболее высоким содержанием феррифенгитовой составной частью характеризуются белые калиевые слюды зоны биотита (рис.3.47), интенсивное уменьшение которого происходит в зоне ставролита. Затем до зоны силлиманита его содержание остается почти постоянным, а в последующем с нарастанием степени метаморфизма вновь происходит уменьшение в мусковите фенгитовой составляющей (следует, однако, учесть, что аналитические данные для зоны мигматита весьма ограничены).

На диаграмме (рис.3.48) показано, что с ростом интенсивности регионального метаморфизма в белых калиевых слюдах буульгенской серии происходит неуклонное возрастание содержания  $Al^{VI}$  и уменьшение  $Al^{IV}$ .

На диаграмме (рис.3.49)  $Si : Al : (Mg + Fe)$  выделяются поля зон биотита, ставролита и силлиманита. Последние две частично перекрывают друг друга. Путь изменения соотношения среднего состава этих компонентов четко показывает, что с нарастанием степени метаморфизма в белых калиевых слюдах возрастает содержание  $Si$ , что противоречит заключению Б.Клива и Р.Арна [I26], исследовавших фенгиты района Стратгордон (юго-западная Тасмания) и показавших, что влияние температуры вызывает уменьшение этого компонента в фенгите.

Для метаморфитов буульгенской серии построена диаграмма отношений  $(Mg : Fe) : Al$  в мусковит-фенгите и породе (рис.3.50). Анализ ее показывает, что с ростом в породе отношения  $(Mg + Fe) : Al$  оно уменьшается в белой калиевой слюде. В этих породах устанавливается заметное возрастание количественной роли биотита и снижение роли мусковита.

### 3.2.4. Кордиерит

Этот минерал довольно широко развит в зональных комплексах низкого

Изменчивость состава кордиерита в метаморфитах буульгенской серии

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup> FeO	MgO	MnO	CaO	Сумма	F	Порода		Парагенезис
									Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F	
X <sup>3</sup>	46,22	33,25	8,90	9,60	0,41	0,09	98,47	34	49	2, II	Кор <sub>34</sub> +Би <sub>59</sub> +Му+Пл+Кв
X	46,59	31,27	9,86	7,10	0,62	0,10	95,54	44	63	I, 97	Кор <sub>44</sub> +Би+Му+Пл+Кв (Анд)
X	50,18	37,49	5,05	4,02	0,20	0,41	97,35	42	61	I, 58	Кор <sub>42</sub> +Би <sub>53</sub> +Сил+Му+Пл
X	50,58	35,50	6,10	4,01	0,21	0,20	96,60	46	64	I, 78	Кор <sub>46</sub> +Би <sub>53</sub> +Сил+Му
X	44,99	34,75	9,71	9,71	0,52	0,11	97,50	36	45	I, 97	Кор <sub>36</sub> +Би <sub>40</sub> +Пл+Кв
ЗОНА СТАВРОЛИТА											
Насыщенные K <sub>2</sub> O метателиты											
X	46,48	31,98	10,90	6,81	0,41	0,12	96,70	47	70	I, 74	Кор <sub>47</sub> +Гр <sub>86</sub> +Би <sub>60</sub> +Сил+Пл (Ст <sub>86</sub> , Анд, Кв)
X	46,92	31,60	11,20	7,70	0,20	0,10	97,72	45	63	I, 24	Кор <sub>45</sub> +Сил+Пл+Кв+Гр <sub>89</sub> (Гр <sub>89</sub> , Ст, Би <sub>55</sub> , Анд)
X <sup>4</sup>	44,78	32,77	11,51	7,80	0,21	0,10	97,17	45	75	I, 59	Кор <sub>45</sub> +Сил+Пл+Скал+Гр <sub>88</sub> (Гр <sub>88</sub> , Ст, Би, Пл, Кв)
X <sup>4</sup>	45,79	31,34	11,13	6,00	0,30	0,11	94,67	51	72	I, 27	Кор <sub>51</sub> +Би <sub>59</sub> +Сил+Гр+Пл+Пл (Анд, Ст, Кв)
X <sup>4</sup>	45,78	32,07	10,32	8,00	0,30	0,10	96,57	42	72	I, 24	Кор <sub>42</sub> +Сил+Пл+Би (Ст, Анд, Гр, Пл, Кв)
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА											
Насыщенные K <sub>2</sub> O метателиты											
Недоисненные K <sub>2</sub> O метателиты											

Название и местонахождение пород см. в прилож.3.1.

Таблица 3.5

Минеральные парагенезисы и железистость  
ставролитсодержащих метapelитов буульгенской серии

№ образ.	Парагенезисы	F породн
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты		
376	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>89</sub> -Би <sub>55</sub> -Пл-Кв-Анд (Сил, Кор, Шп)	63
377	Ст <sub>86</sub> -Гр-Би-Пл-Кв (Сил, Би <sub>65</sub> )	56
38-4	Ст <sub>77</sub> -Би-Пл-Кв-Гр (Кор, Шп, Скап)	64
39-4	Ст <sub>75</sub> -Би-Гр-Анд-Пл-Кв (Кор, Сил)	66
398	Би <sub>42</sub> -Гр-Жед-Кор-Шп (Ст <sub>77</sub> , Гр <sub>81</sub> Пл)	74
4-4	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>82</sub> -Би-Пл (Кор, Фибр, Би <sub>59</sub> )	69
12-4	Ст <sub>83</sub> -Анд-Кв-Пл-Би (Гр <sub>83</sub> , Сил, Кор, Би <sub>58</sub> , Шп)	67
17-4	Ст <sub>84</sub> -Гр <sub>80</sub> -Би <sub>46</sub> -Анд-Пл-Кв-Грф	71
304	Ст <sub>86</sub> -Анд-Би (Гр <sub>86</sub> , Би <sub>60</sub> , Сил, Кор <sub>47</sub> , Шп)	70
320	Ст-Гр <sub>88</sub> -Би <sub>56</sub> -Анд-Пл-Кв-Грф	64
363	Ст-Гр-Би-Кв-Фибр-Грф (Кор)	н.о.
368	Ст-Гр <sub>90</sub> -Би-Анд-Пл-Кв-Грф+Кор (Сил, Шп)	н.о.
370	Ст-Би-Гр-Пл-Кв (Кор)	65
31-4	Ст-Би <sub>54</sub> -Гр <sub>88</sub> -Пл-Кв-Грф (Сил, Кор <sub>45</sub> , Шп, Скап)	75
32-4	Ст-Би-Анд-Пл-Кв (Кор <sub>51</sub> , Сил, Шп, Би <sub>59</sub> )	72
33-4	Ст-Би-Гр-Анд-Пл-Кв (Сил, Кор <sub>42</sub> , Шп)	72
35-4	Ст-Би-Гр-Кв-Анд (Би <sub>65</sub> )	64
36-4	Ст-Би-Гр-Анд-Кв-Кор (Сил, Кор, Хл)	66
37-4	Ст-Би-Гр-Пл-Кв-Кор (Хл)	н.о.
309	Ст-Би-Гр-Пл-Кв-Грф-Анд (Кор, Фибр, Би <sub>58</sub> )	59
15-4	Би-Фибр-Кв (Ст, Анд, Гр <sub>82</sub> )	66
16-4	Ст-Би-Гр-Анд-Пл-Кв-Грф-Фибр (Сил)	н.о.
20-4	Ст-Би <sub>46</sub> -Гр-Анд-Пл-Кв (Сил, Кор, Шп, Гр <sub>77</sub> )	68
29-4	Ст-Би-Пл-Кв-Анд (Сил, Кор, Шп, Скап, Гр <sub>79</sub> , Би <sub>55</sub> )	67
Насыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты		
3006	Ст <sub>82</sub> -Му-Пл-Кв (Гр <sub>77</sub> , Би <sub>57</sub> )	65
324	Ст-Гр <sub>91</sub> -Анд-Би-Му-Грф-Пл-Кв	65

Примечание: название и местонахождение пород см. в прилож. 3.1; химический состав ставролитов см. в прилож. 3.7; в скобках неравновесные минералы.

давления от зеленосланцевой (в роговиках) до гранулитовой фации. Сведения об изменении химического состава кордиерита с нарастанием метаморфизма очень скудны и ограничиваются главным образом расшифровкой вариаций его железистости. Во многих работах показано, что с ростом температуры последовательно возрастает железистость кордиерита [II6, 68, II8, 46 и др.]<sup>1)</sup>. Данные природных наблюдений и экспериментальных исследований [153, 155 и др.] совпадают.

Кордиерит в метapelитах буульгенской серии наблюдается в зонах ставролита, силлиманита и мигматита. В нашем распоряжении результаты электрорезонансного анализа кордиеритов зоны ставролита из насыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов и зоны силлиманита из насыщенных и недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов (табл. 3.4).

Ограниченность аналитического материала о кордиерите из зоны ставролита не позволяет точно оценить вариации железистости с ростом температуры, но все кордиериты силлиманитовой зоны более высокожелезисты, чем зоны ставролита (табл. 3.4). На рис. 3.5I, иллюстрирующем соотношение железистости кордиерита и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO + MgO) породы, ясно видны отграниченные друг от друга поля кордиеритов из насыщенных и недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов, причем кордиериты силлиманитовой зоны из последних более высокожелезисты и их породы характеризуются более низким отношением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO+MgO), чем первые.

### 3.2.5. Ставролит

Ставролит и его парагенезисы могут служить хорошим индикатором термодинамических условий метаморфизма, поскольку экспериментальные и петрологические данные свидетельствуют об относительно узких интервалах стабильности ставролита по T и P. Встречаемость ставролитов в метapelитах буульгенской серии ограничена ставролитовой зоной, что затрудняет изучение изменения состава ставролита в зависимости от степени метаморфизма. Этот вопрос освещен при рассмотрении особенностей состава ставролитов и ассоциирующихся с ними железо-магнезиальных минералов. Ставролит в роли главного минерала в подавляющем большинстве случаев выступает в недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитах и очень редко в насыщенных. Ставролит наблюдается в ассоциации с биотитом, кордиеритом, графитом, гранатом, герцинитом, андалузитом, плагиоклазом, фибролитом, кварцем, жемчужитом, мусковитом (табл. 3.5). В зоне силлиманита ставролит замещается кордиеритом и герцинитом или силлиманитом и герцинитом, редко андалузитом и герцинитом. В зоне силлиманита нередки ставролиты, плотно окаймленные герцинитом (см. рис. 3.15, 3.16, 3.17, 3.21, 3.22). Они относятся к бронированным реликтам и не являются равновесным парагенезисом породы. Повышение температуры ведет к распаду ставролитовых ассоциаций по реакциям Ст+Кв+Му = Би+Гр+Сил+Н<sub>2</sub>O и Ст+Кв = Сил+Гр+Кор+Н<sub>2</sub>O. В ставролитовых ассоциациях буульгенской серии силикат глинозема представлен андалузитом и силлиманитом. Последний, как правило, неравновесен со ставролитом. Лишь в редких случаях устанавливается парагенезис ставролита с фибролитом.

<sup>1)</sup> Иные заключения были сделаны Р.И. Сироштаном и др. [70], по данным ко-

Таблица 3.6

Парагенезисы жedrитсодержащих метаморфитов  
буульгенской серии

№ обр. 1)	Парагенезисы 2)	F пород
	ЗОНА СИЛЛИМАНИТА	
	Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты	
10-4	Жед <sub>60</sub> +Кор+Би <sub>45</sub> +Гр <sub>83</sub> +Кум+Кв(Пл <sub>42</sub> )	65
262	Жед+Кор+Би <sub>42</sub> +Гр <sub>81</sub> +Шп(Ст <sub>77</sub> , Пл)	74
244	Жед+Би+Гр <sub>79</sub> +Пл+Кв+Грф	54
362	Жед+Кор+Би+Гр <sub>83</sub> +Кв+Кум+Грф(Пл)	62
	Богатые CaO породы	
243	Жед <sub>45</sub> +Би+Гр <sub>78</sub> +Кум <sub>46</sub> +Кв+Пл <sub>42</sub> -Грф	51
	ЗОНА МИГМАТИТА	
	Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты	
529-3	Жед <sub>45</sub> -Гр <sub>80</sub> -Би <sub>48</sub> -Пл-Кв-Грф	50
	Богатые CaO породы	
286	Жед+Гр <sub>71</sub> +Кум <sub>56</sub> +Пл <sub>40</sub> +Кв	58

Ставролиты метapelитов буульгенской серии высокожелезисты (F от до 86%; табл.3.5, прилож.3.8). Магнезиальные ставролиты, по данным Ф.Федькина [85], более термостойки, нежели железистые, но он отмечает, что в высокотемпературном интервале (610-665°C) встречается весь диапазон составов ставролита по железистости - 59,5 - 93,0. В мусковитсодержащих метapelитах в условиях начальной ступени андалузит (силлиманит)-пирит-ставролитовой субфации еще сохраняются довольно магнезиальные ставролиты (68-70%), но с усилением метаморфизма нарастание магнезиальности ставролита сменяется обратным процессом [46]. Г.В.Гуидоти [148] отмечает, что железистость последних ставролитов в мусковитсодержащих породах района Оквоссок в Аппалачах составляет 86-88%. Развитие высокожелезистых ставролитов обусловлено, видимо, широким распространением более магнезиальных минералов (биотита, кордиерита) в высокотемпературной части названной зоны (см. ниже).

## 3.2.6. Жедрит

Жедрит<sup>1)</sup> в буульгенской серии наблюдается в недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитах, начиная с высокотемпературной части ставролитовой зоны, и изредка богатых CaO породах зоны силлиманита и низкотемпературной части зоны мигматита. Он не обнаружен нами в богатых CaO породах ставролитовой зоны и видимо, является индекс минералом начала силлиманитовой зоны для этих пород. Минеральные парагенезисы жедритсодержащих метаморфитов зон силлиманита и мигматита буульгенской серии представлены на рис.3.9. и в табл.3.6.

Прерывистая узкая полоса выходов жедритсодержащих пород в гвандринской свите протягивается от междуречья Восточный - Западный Птыш на западе до водораздела между бассейнами рек Хецквара и Ачапара (правый приток р.Клчч) на востоке. Наиболее широко они распространены в бассейне р. Хецквара.

В бассейне р.Хецквара жедрит встречается в биотит-кордиерит-ставролит-плаггиоклаз-гранатовых бескварцевых фельсах<sup>2)</sup> и гранат-куммингтонит-кварц-плаггиоклазовых, кварц-плаггиоклаз-гранат-биотит-кордиеритовых и куммингтонитовых и бескуммингтонитовых графит-гранат-кварц-биотит-плаггиоклазовых сланцах, представленных в виде согласных маломощных (0,5-4м) блокообразных среди плаггиоклазовых амфиболитов (нередко с куммингтонитом и биотитом), плаггиоклазовых, биотитовых, кварцевых, гранатовых и куммингтонитовых сланцев и гнейсов и, сравнительно редко, силлиманитовых, кордиеритовых и ставролитовых разновидностях метаморфитов.

Жедритсодержащие биотит-кордиерит-ставролит-плаггиоклаз-гранатные бескварцевые фельсы бедны кремнеземом и калием и богаты железом и глиноземом (прилож.3.1, анал.262). Содержание граната в них достигает 35%.

1) Правильнее было бы назвать этот амфибол антофиллит-жедритом, так как по составу он занимает как бы промежуточное положение между антофиллитом и жедритом (прилож.3.9).

Гранат двух генераций. Гранат ранней генерации (ГрI) (прилож.3.2, анал. 262-Г)<sup>3)</sup> с железистостью 81%; размеры его зерен от 0,1 до 2 мм. ГрI в парагенезисе с биотитом, ставролитом и плаггиоклазом. ГрII устойчив в парагенезисе с кордиеритом, шпинелью и жедритом. Плаггиоклаз (Пл<sub>41</sub>), главный минерал породы, свежий с зубчатыми контурами. Содержание ставролита (0,1-4 мм) в породе нередко достигает 15-20%, его железистость составляет 77% (см. табл.3.5, анал. 262). Как правило, он окружен каймой зеленой шпинели шириной от 0,1 до 0,8 мм. Повсеместно наблюдаются полные псевдоморфозы кордиерита и шпинели по ставролиту. Редко по последнему развива-

1) Название и местонахождение пород см. в прилож.3.1; химический состав жедритов - в прилож.3.9.

2) В скобках неравновесные минералы.

3) Состав граната: альмандин-71, пироп-18, андрадит+гроссуляр-10, спессартин-1%.

ся жедрит. Местами анхимономинеральные скопления шпинели составляют до % породы. Кордиерит свежий, содержит биотит и большей частью пространственно связан со шпинелью и реликтами ставролита, а также с ГрП. Количество кордиерита достигает 12%. Жедрит (0,2-0,6 мм) в шлифах бесцветный светло-зеленоватый и светло-коричневатый гвоздичным оттенком (+2V = 76°), содержание жедрита не превышает 4%. Биотит мелкочешуйчатый (<0,4мм до 6%), обычно содержится в гранате и кордиерите. В описываемой жедритсодержащей породе устанавливается ранняя равновесная минеральная ассоциация - Ст<sub>77</sub>+Пл<sub>41</sub>+Гр<sub>81</sub>+Би и более поздний минеральный парагенезис - Кор+ГрП+Шп+Жед+Би.

Куммингтонитовые и бескумингтонитовые жедрит-графит-гранат-кварц-биотит-плаггиоклазовые сланцы связаны друг с другом постепенными переходами. Первая порода умеренно богата глиноземом и кальцием (см. прилож. 3.1, анал. 3), а вторая характеризуется их пониженным содержанием (см. прилож. 3.1, анал. 244). Плаггиоклаз куммингтонитовых сланцев порфириобластический (I-4мм; Пл<sub>38</sub>), содержит включения биотита, кварца и плаггиоклаза (Пл<sub>36-40</sub>), входит в состав основной ткани. Биотит (0,1-0,3 мм) главный минерал породы. В шлифе куммингтонит (0,1-1 мм) и жедрит (0,1-0,4 мм) непосредственно контактируют. Наблюдаются участки пород, обогащенные куммингтонитом (до 30%). Количество жедрита не превышает 2%. Гранат (0,2 - 1 мм; 5-10%) порфириобластический, свежий. Жедрит устойчив в парагенезисе Жед+Кум<sub>46</sub>+Гр<sub>78</sub>+Би<sub>45</sub>+Пл<sub>38</sub>+Кв. Равновесная минеральная ассоциация бескумингтонитового сланца породы - Жед+Гр<sub>79</sub>+Би+Пл<sub>35</sub>+Кв+Гр<sub>77</sub>.

Жедрит-гранат-кумингтонит-плаггиоклазовый сланец содержит, сравнительно с предыдущими образцами, больше СаО, очень мало калия и умеренное количество глинозема и натрия (см. прилож. 3.1, анал. 286). Плаггиоклаз породы порфириобластический (I-5 мм; Пл<sub>37-40</sub>), содержит минералы основной ткани - кварц и плаггиоклаз (Пл<sub>48-50</sub>). Гранат (0,5-2,5 мм; 3-6%) свежий, имеет железистость 71%. Жедрит, играющий крайне подчиненную роль, ассоциируется с куммингтонитом, содержание которого достигает 15%. Циркон (0,05 - 0,04 мм) - характерный аксессуарный минерал породы. Жедрит равновесен в парагенезисе Жед+Кум<sub>56</sub>+Гр<sub>71</sub>+Пл<sub>37-40</sub>+Кв.

Жедрит-кварц-биотит-кордиерит-гранат-плаггиоклазовый сланец умеренно богат глиноземом, кальцием и фемическими компонентами и беден кремнием (см. прилож. 3.1, анал. 10-4). Жедрит в этой породе светло-зеленовато-желто-соломенного цвета (Ng I, 667; Np I, 655; Ng-Np 0,012), связан с скоплениями граната и биотита. Содержание его колеблется в пределах 1-5%. Биотита в породе местами до 35%. Минеральный парагенезис жедритовой ассоциации: Жед<sub>60</sub>+Гр<sub>83</sub>+Би<sub>45</sub>+Пл<sub>42</sub>+Кор+Кв.

Жедрит встречается в бассейне р. Птыш в порфириобластических графит-жедрит-гранат-плаггиоклаз-кварц-биотитовых сланцах, в породах с относительно низким содержанием глинозема. Полоса выходов жедритсодержащих пород с азимутом падения слоев СВ 20°, < 80° установлена в бассейне р. Птыш 450 м выше слияния рек Западный и Восточный Птыш (у водопада). Эти породы развиты преимущественно среди диопсид-роговообманковых (нередко окристаллизованных и гранатсодержащих) амфиболитов и сланцев, реже - среди биотитизированных амфиболитов, еще реже - среди гранат-биотит-плаггиоклаз-кварцевых (нередко с силлиманитом) сланцев и мигматитов, а также куммин-

гтонит-гранат-плаггиоклаз-кварц-биотитовых и куммингтонит-биотит-гранат-роговообманково-кварцевых сланцев. Плаггиоклаз жедритсодержащих пород порфириобластический (до 3,5 мм) или входит в состав основной ткани. В порфириобласте плаггиоклаза (Пл<sub>30-41</sub>) содержится кварц, биотит, плаггиоклаз (Пл<sub>41-44</sub>) и апатит. Биотит (до 22-27%) мелкочешуйчатый (0,1-0,5мм), имеет железистость 44% (прилож. 3.4, анал. 529-Б). Кварц, тоже широко распространенный в породе, содержится не только в основной ткани, но и в Пл<sub>41</sub> и, реже, в гранате и жедрите. Гранат - пироп-альмандин имеет железистость 80% (см. прилож. 3.2, анал. 529-3; его состав: альмандина 67,8%; пироп - 17,7%; гроссуляра - 7,3%; спессартина - 4,1%; андрадита - 3,1%). Количество граната достигает 7%, размер его свежих зерен - 0,3-1,5 мм. Гранат раздвигает минералы основной ткани - биотит, плаггиоклаз и кварц. Кварц (1 x 2,2 мм, до 6%; + 2V = 70-72%; Ng I, 673; Np I, 655; Np - Ng 0,018) свежий, бесцветный со светло-зеленым оттенком, имеет железистость 10%. В нем встречаются включения плаггиоклаза, кварца и биотита. Он раздвигает эти минералы в основной ткани. Количество графита достигает 2%. В породе устанавливается ранняя Пл<sub>41-44</sub>+Би+Кв и поздняя Пл<sub>30-41</sub>+Гр<sub>80</sub>+Жед<sub>45</sub>+Би+Пл<sub>40</sub> равновесные минеральные ассоциации.

Крайний к востоку выход жедритсодержащих пород в гвандринской свите шириной около 600 м обнаружен в бассейне реки Клыч к югу от впадения в нее р. Ачанара, где эта свита зажата среди метаморфизованных гнейсированных амфиболитовых и биотито-амфиболитовых диоритов. Эта полоса выходов гвандринской свиты предтапленными метаморфитами, содержащими гранат, биотит, силлиманит, ставролит, кордиерит, кварц, плаггиоклаз и андалузит, занимает тот же стратиграфический уровень, что и выходы жедритсодержащих пород гвандринской свиты в бассейнах рек Птыш и Хенквара. Жедрит обнаружен в слоях графит-жедрит-кумингтонит-плаггиоклаз-кордиерит-кварц-биотит-гранатовых сланцев обьекавказского простирания, развитых в приконтактной зоне между гвандринской свитой и указанными метадiorитами. В гетерогенной жедритсодержащей породе, умеренно богатой фемическими компонентами (см. прилож. 3.1, анал. 062), свежие зерна граната местами составляют 40%. Жедрит и куммингтонит, большей частью присутствующие совместно, играют роль второстепенных минералов. В наиболее обогащенных ими участках породы их содержание не превышает 5-7%. Парагенезис жедритовой ассоциации: Гр<sub>83</sub>+Би+Кор+Жед+Кум+Пл<sub>40</sub>+Кв.

Изложенное выше позволяет наметить некоторые закономерности в условиях формирования жедрита.

В гвандринской свите распространена равновесная ставролит-андалузитовая ассоциация. Парагенезис Жед+Анд+Ст в ней не устанавливается. К тому же жедрит в ассоциации с андалузитом, а также жедритсодержащие породы среди андалузитовых сланцев не встречаются. Следовательно, жедрит возникает при более высоком давлении, нежели андалузит<sup>1)</sup>. Литература по вопросу о сов-

<sup>1)</sup> Следует, однако, учесть, что жедрит в метаморфитах буульгенской серии зафиксирован преимущественно в зонах силлиманита и мигматита. Это показывает, что температурные условия характеризованных выше жедритсодержащих парагенезисов превышают верхние температурные пределы устойчивости андалузита и ставролита.

местном нахождении жедрита и андалузита крайне скудна [199, 175, 56, 141].

Ассоциации Жед+Анд и Ст+Жед встречаются весьма редко из-за узкого температурного интервала их стабильности [46]. Типичным для андалузит-силлиманитовых комплексов является парагенезис Ст+Кор+Кв, почти полностью вытесняющий более глубинную ассоциацию  $Al_2SiO_5$  + Жед.

В породах бедных кремнеземом и калием и богатых железом и глиноземом, а также в породах с относительно низким содержанием глинозема жедрит не развивается при барическом подтипе андалузитового типа регионального метаморфизма, характеризующемся наименьшими величинами давления. Он впервые появляется при андалузитовом типе метаморфизма, по величине давления соответствующем барическому промежуточному подтипу низкого давления, одновременно со ставролитом или, возможно, при несколько более высоком давлении, при котором неустойчив ставролит (с железистостью 77%) в парагенезисе с гранатом.

### 3.2.7. Роговая обманка

Роговая обманка широко распространена в богатых CaO метаморфитах зон ставролита, силлиманита и мигматита буульгенской серии. В нашем распоряжении имеются результаты химического анализа 13 образцов роговых обманок из зон силлиманита и мигматита (анал. 3826, 3836 и 3844 из материала Г.Л. Чичинадзе [91]), с помощью которых построен ряд диаграмм (прилож. 3.10, 3.11).

Роговые обманки метаморфитов Большого Кавказа подвергли специальному исследованию Н.Ф. Татришвили [81, 82] и Д.М. Шенгелиа [101]. Н.Ф. Татришвили показала, что роговые обманки эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций Большого Кавказа приближаются к гастингситам и целиком укладываются в поле гастингсит-чермакит-актинолит. По ее мнению, состав роговых обманок варьирует в зависимости от состава исходных пород и характера метаморфизма.

По данным Е.А. Костюк и В.С. Соболева [49], на диаграмме  $Al_{общ} - F$ , построенной для роговых обманок из разных метаморфических фаций, выделяются поля роговых обманок зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций.

По мнению Д.А. Великославинского [46], на этой диаграмме не отражается степень метаморфизма, так как железистость роговой обманки контролируется в основном составом вмещающей породы, что подтверждается также данными Н.Ф. Татришвили [82], исследовавшей амфиболы метаморфитов Большого Кавказа<sup>1)</sup>. На диаграмме  $Al_{общ} - F$ , построенной для роговых обманок буульгенской серии (рис. 3.52), поля зон силлиманита и мигматита в значительной степени перекрывают друг друга, но наблюдается положительная корреляционная связь между  $F$  и  $Al_{общ}$  для обеих зон. Нами построены также диаграммы  $Al^{IV} - F$  и  $Al^{VI} - F$  (рис. 3.53, 3.54). В первой четко устанавливается положительная корреляция между  $Al^{IV}$  и  $F$  (вывод о повышении в роговых обманках  $Al^{IV}$  при параллельном повышении железистости приведен в работах Л.П. Никитиной и В.Я. Хильтовой [61, 127]), но поля роговых обманок зон силлиманита и мигматита значительно перекрыты, хотя тенденция возрастания значения  $Al^{IV}$

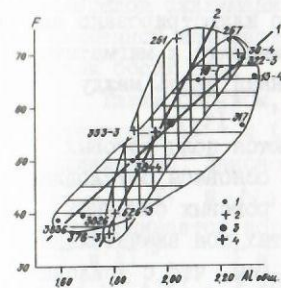


Рис. 3.52. Диаграмма  $Al^{VI} - F$  для роговых обманок буульгенской серии. 1 - роговая обманка зоны силлиманита; 2 - роговая обманка зоны мигматита; средние содержания: 3 - для зон силлиманита, 4 - для зон мигматита. Номера образцов на диаграмме соответствует номерам в прилож. 3.10 и 3.11.

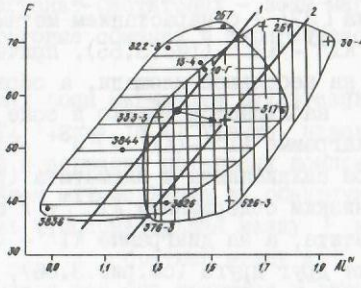


Рис. 3.53. Диаграмма  $Al^{IV} - F$  для роговых обманок буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис. 3.52.

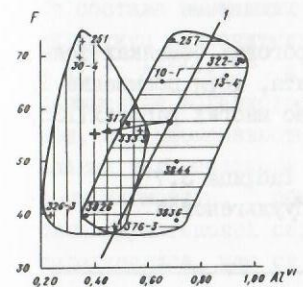


Рис. 3.54. Диаграмма  $Al^{VI} - F$  для роговых обманок буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис. 3.52.

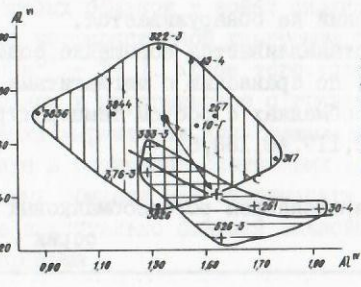


Рис. 3.55. Диаграмма  $Al^{VI} - Al^{IV}$  для роговых обманок буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис. 3.52.

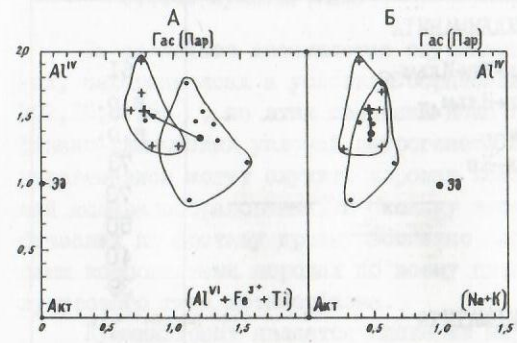


Рис. 3.56. Диаграмма  $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  (А) и  $Al^{IV} - (Na + K)$  (Б) для роговых обманок буульгенской серии. Условные обозначения те же, что на рис. 3.52.

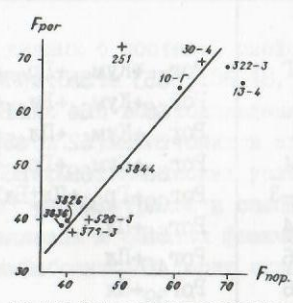


Рис. 3.57. Соотношение между железистостью роговых обманок и железистостью материнских пород. Условные обозначения те же, что на рис. 3.52.

<sup>1)</sup> Зависимость железистости роговых обманок от железистости пород отметили ранее И.В. Гинзбург [15], Л.П. Никитина и В.Я. Хильтова [61], В.В. Закруткин [30].



с нарастанием метаморфизма показана четко, что сходится с данными ряда исследователей [140, 151, 49, 61, 30, 31, 48, 127, 82, 27]. Во второй диаграмме поля роговых обманок этих зон незначительно перекрывают друг друга, причем четко фиксируется понижение значения  $Al^{VI}$  в зоне мигматита, а положительная корреляция между  $Al^{VI}$  и  $F$  устанавливается только для роговых обманок зоны силлиманита.

Возрастание значения  $Al^{IV}$  и понижение  $Al^{VI}$  (последнее противоречит данным Дука [27]) с нарастанием метаморфизма наглядно иллюстрировано на диаграмме  $Al^{IV} - Al^{VI}$  (рис. 3.55), причем поля зон силлиманита и мигматита перекрываются на небольшой площади, а обратная корреляционная связь между  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  наблюдается только в зоне мигматита.

На диаграмме  $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  четко выделяются поля роговых обманок зон силлиманита и мигматита (рис. 3.56), что в основном обусловлено более низким содержанием  $Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti$  в роговых обманках зоны мигматита, а на диаграмме  $Al^{IV} - (Na + K)$  поля этих зон значительно перекрывают друг друга (см. рис. 3.56), что объясняется тем, что с усилением степени метаморфизма в содержании  $Na + K$  в роговых обманках закономерных изменений не обнаруживается.

Не устанавливается повышение содержания  $Ti$  в роговых обманках зоны мигматита, по сравнению с мигматитами зоны силлиманита, хотя повышение  $Ti$  в роговых обманках с ростом температуры отмечается во многих работах [135, 172, 173, 52, 117, 48, 188, 82].

Таблица 3.7

Парагенезисы роговообманковых метаморфитов буульгенской серии

№ обр.	Парагенезисы	F пород
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА		
10-Г	Рог <sub>65</sub> +Кум <sub>55</sub> +Гр <sub>77</sub> +Би <sub>54</sub> +Пл+Кв+Ильм <sub>39</sub>	61
257	Рог <sub>68</sub> +Кум <sub>64</sub> +Би <sub>61</sub> +Пл <sub>20</sub> +Кв+Ильм <sub>41</sub>	н.о.
317	Рог <sub>57</sub> +Кум <sub>52</sub> +Пл <sub>45</sub> +Кв+Ильм <sub>37</sub>	н.о.
13-4	Рог <sub>66</sub> +Кум <sub>69</sub> +Гр <sub>86</sub> +Би <sub>60</sub> +Пл-Кв	73
322-3	Рог <sub>69</sub> +Гр <sub>86</sub> +Пл+Би+Кв	70
3844	Рог <sub>50</sub> +Пл	50
3826	Рог <sub>40</sub> +Пл	40
3836	Рог <sub>39</sub> +Пл	39
ЗОНА МИГМАТИТА		
30-4	Рог <sub>70</sub> +Кум <sub>67</sub> +Гр <sub>74</sub> +Пл+Ильм <sub>43</sub> (Би <sub>60</sub> )	65
251	Рог <sub>73</sub> +Кум <sub>55</sub> +Би <sub>62</sub> +Пл+Кв+Ильм <sub>37</sub>	50
333-3	Рог <sub>56</sub> +Пл+Кв+Би	н.о.
526-3	Рог <sub>40</sub> +Ди+Пл	44
376-3	Рог <sub>38</sub> +Кум+Пл	41

1) При электророндовом определении  $Fe^{3+}$  берется по среднему его содержа-

Четко устанавливается прямая корреляционная зависимость между железистостью роговых обманок и пород (рис. 3.57). В изменениях железистости роговых обманок с нарастанием степени метаморфизма закономерности не устанавливается, но рассмотрение парагенезисов роговых обманок приводит к выделению их некоторых особенностей (табл. 3.7). В частности, наиболее низкожелезисты роговые обманки - в парагенезисе безжелезо-магнезиальных минералов силлиманитовой зоны и безгранат-биотитовых - зоны мигматита. Повышенной железистостью обладают роговые обманки в парагенезисе с гранатом обеих зон.

Таким образом, в роговых обманках зоны мигматита буульгенской серии содержание  $Al^{VI}$  и  $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  ниже, а  $Al^{IV}$  выше, нежели в зоне силлиманита. Закономерных изменений содержания остальных компонентов ( $Al^{общ.}$ ,  $Ti$  и  $Na + K$ ) с нарастанием метаморфизма не обнаруживается. Устанавливается корреляционная связь - положительная между  $F$  и  $Al^{общ.}$ ,  $F$  и  $Al^{IV}$ ,  $F$  и  $Al^{VI}$ ,  $F_{рог}$  и  $F_{пор}$  и обратная между  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  и  $Al^{IV}$  и  $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ , но внутри зон она меняется в зависимости от состава вмещающих пород. Поля роговых обманок в зонах силлиманита и мигматита незначительно перекрываются на корреляционной диаграмме  $F_{рог} - Al^{VI}$ ,  $Al^{IV} - Al^{VI}$  и  $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ . Кроме того, установлена повышенная железистость роговых обманок в парагенезисе с гранатом обеих зон, а низкожелезистые роговые обманки характерны для безжелезо-магнезиальных парагенезисов зоны силлиманита и безгранат-биотитовых ассоциаций зоны мигматита. В общем состав роговых обманок зон силлиманита и мигматита буульгенской серии находится в значительно большей зависимости от парагенезиса, чем от степени метаморфизма.

### 3.2.8. Куммингтонит

За последнее десятилетие опубликован ряд данных о составе, свойствах, парагенезисах и условиях образования куммингтонита [166, 136, 48, 202, 16, 87, 88], но этих сведений пока недостаточно для воспроизведения физико-химических условий петрогенеза метаморфитов. Куммингтонит и его парагенезисы могут служить хорошим показателем термодинамических условий минералообразования, поскольку этот минерал распространен в специфических по составу преимущественно высококальциевых и богатых фемическими компонентами породах по всему диапазону амфиболитовой фации андалузитового типа метаморфизма.

Куммингтонит является одним из широко распространенных порообразующих минералов метаморфитов гвандринской и клычской свит [41]. Чаше всего куммингтонитовые метаморфиты сложены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, биотитом и гранатом. К. Шурман [198] и В.Г. Эрнст [136] предполагают, что  $CaO$  необходим для образования куммингтонита в породе. Анализ куммингтонитсодержащих минеральных парагенезисов буульгенской серии показывает, что куммингтонит образуется только в породах, богатых  $CaO$ . Из 37 проанализированных образцов куммингтонитсодержащих метаморфитов этой серии лишь в пяти содержание  $CaO$  ниже 5% (вес.%). В этих низкоизвестковистых породах куммингтонит играет роль второстепенного ми-

зующихся при метаморфизме куммингтонита и других феррических минералов. Содержание куммингтонита тем выше, чем больше содержание  $\text{CaO}$  в исходной породе. Известь идет на образование анортитового компонента, поэтому чем больше плагиоклаза образуется, тем больше  $\text{Al}$  связывается и тем меньше  $\text{Al}$  остается для формирования жедрита<sup>1)</sup>, роговой обманки или кордиерита, а  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  входят в состав куммингтонита, количество которого соответственно возрастает. В куммингтонитсодержащих метаморфитах буульгенской серии широко развит  $\text{Pl}_{>40}$ , а в кордиеритовых и жедритовых ассоциациях плагиоклаза либо вовсе не наблюдается, либо он играет роль второстепенного минерала и представлен  $\text{Pl}_{<30}$ .

По признаку присутствия в парагенезисе куммингтонитсодержащих метаморфитов железо-магнезиальных минералов – роговой обманки, биотита, граната, жедрита и кордиерита выделены следующие парагенезисы: Кум+Би+Гр, Кум+Би, Кум+Рог+Би, Кум+Рог+Би+Гр, Кум+Рог, Кум+Гр+Би+Жед, Кум+Гр+Би+Жед+Кор, Кум+Гр. Во всех этих ассоциациях присутствует железистый ильменит, или магнетит.

Железистость куммингтонитов меняется в широком диапазоне – от 43 до 69%, что, по-видимому, обусловлено в основном присутствием в ассоциации с куммингтонитом породообразующих железо-магнезиальных минералов. В.И.Фонарев и др. [87,88], экспериментально изучившие поле стабильности ассоциации Кум+Мт+Кв при давлениях  $1-50000 \text{ кг/см}^2$  в температурном интервале  $560-790^\circ\text{C}$ , показали, что железистость новообразованного куммингтонита зависит в основном от соотношения количества прореагировавших фаз в исходной смеси. В результате исследования наиболее железистыми оказались куммингтониты, сосуществующие с Рог+Гр+Би ( $F = 55-69\%$ ). С возрастанием железистости пород увеличивается и железистость куммингтонита (рис.3.58).

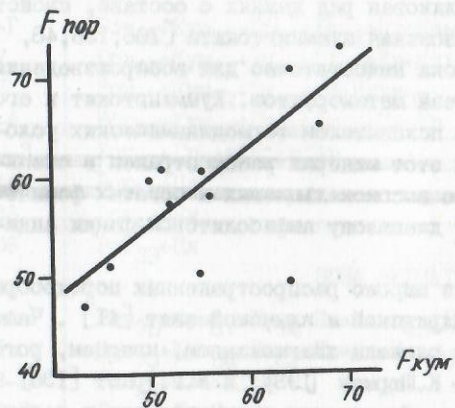


Рис.3.58. Соотношение между железистостью куммингтонитов и материнских пород.

Проанализированные образцы куммингтонита характеризуются высоким

<sup>1)</sup> Среди куммингтонитсодержащих метаморфитов буульгенской серии наиболее бедны  $\text{CaO}$  разновидности с жедритом.

содержанием  $\text{SiO}_2$  – от 50,19 до 55,70 весовых процентов, за исключением куммингтонита, сосуществующего с роговой обманкой и биотитом, который содержит всего 46,40%  $\text{SiO}_2$  (обр.257), что соответствует 7,12 единиц кристаллохимической формулы (прилож.3.12,3.13). Содержание  $\text{CaO}$  в нем – от 0,80 до 3,30 вес.% (0,12 + 0,53 единицы кристаллохимической формулы, см. прилож.3.13). Наиболее высококальциевые разновидности куммингтонитов фиксируются в ассоциации с Рог – 3,30% (обр.317), Рог+Би – 3,12% (обр.257) и 3,07% (обр.251), что подтверждает мнение Е.А.Костик [48] о характерности высокого содержания  $\text{Ca}$  для куммингтонитов, находящихся в парагенезисе с роговой обманкой. Наиболее низкокальциевая разновидность куммингтонита наблюдается в парагенезисе с Жед+Би+Гр ( $\text{CaO} = 0,80\%$ , обр.243). Высокое содержание  $\text{MnO}$  (от 1,00 до 2,01%) соответствующее 0,13 + 0,26 единиц кристаллохимической формулы (см.табл.3.13), устанавливается в куммингтонитах, развитых в парагенезисе с Рог+Би, Рог и Рог+Би+Гр, хотя и в этих ассоциациях встречаются низкокальциевые разновидности. Постоянным низким содержанием  $\text{MnO}$  (от 0,18 до 0,40 вес.%) отличаются куммингтониты в ассоциации с биотитом и гранатом, не содержащих роговой обманки. Рентгеновские данные по куммингтонитам приводятся в прилож.3.14.

Гранатсодержащие парагенезисы наблюдаются в породах с железистостью больше 46%, что подтверждает данные К.А.Жук-Почекутова [28], согласно которым в амфиболитах с железистостью меньше 48% в амфиболитовой фации совершенно отсутствуют гранатсодержащие разновидности. В парагенезисе с куммингтонитом железистость граната колеблется в пределах 71-85% (табл.3.7). Гранаты, сосуществующие с куммингтонитом обычно значительно более высококальциевые (3,60 – 7,18 вес.%), нежели гранаты из метapelитов (0,60 – 2,42%), перемежающиеся с гранат-кумингтонитовыми породами. Наиболее высококальциевыми являются гранаты в парагенезисе с Рог+Би+Гр – 6,61% (обр.30-4), 6,80% (обр.13-4) и 7,18% (обр.509-5).

Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  во всех восьми проанализированных образцах роговой обманки довольно постоянное – от 10,60 до 13,43% и соответствует  $1,29 + 1,93$  единицы кристаллохимической формулы  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и  $0,35 + 1,90 - \text{Al}^{\text{VI}}$  (прилож.3.13), но железистость ее колеблется в широких пределах – от 38 до 78%.

Биотиты (проанализировано одиннадцать образцов) характеризуются стабильной железистостью от 45 до 67%, причем наиболее магнезиальные биотиты ( $F = 45\%$ ) развиты в парагенезисе с Кум+Гр+Жед (обр.243) и Кум+Гр+Жед+Кор (обр.10-4).

Во всех куммингтонитовых ассоциациях присутствует ильменит. Нормальным ильменитам отвечают разновидности, имеющие титанистость 53 и 48%, сосуществующие с Кум+Би+Гр (обр.247) и Кум+Би (обр.315). Другие разновидности ильменита относятся к железистым. Наиболее низкотитанистые (37%) разновидности встречаются в парагенезисе с Кум+Рог+Би (обр.251) и Кум+Рог (обр.317).

Сравнение химического состава куммингтонитов зон силлиманита и мигматита буульгенской серии показывает, что с нарастанием степени метаморфизма наиболее явно повышается содержание  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}^{\text{VI}}$  и железистость. Среднее содержание  $\text{SiO}_2$  в куммингтонитах зоны силлиманита – 51,8(вес.%),

мигматита 54,38;  $Al^{VI}$  - соответственно 0,27 и 0,54; средняя железистость меняется незначительно (54,8-55,6%). Изменение железистости наиболее четко выявляется при сравнении куммингтонитов в парагенезисе с одними и теми же железо-магнезиальными минералами (см. табл. 3.7): для парагенезиса Кум+Рог+Гр+Би зон силлиманита (сред. обр. 10-Г и 13-4) и мигматита (обр. 30-4) оно составляет соответственно 62 и 67%, а в ассоциации с жедритом (обр. 243 и 286) - 46 и 56%. Содержание  $Al^{VI}$  в куммингтоните в парагенезисе со сходными фемическими минералами в тех же зонах соответственно таковы: Кум+Рог+Гр+Би - 0,27 (обр. 10-Г и 13-4) и 0,84 (обр. 30-4), а в парагенезисе с жедритом - 0,27 (обр. 243) и 0,54 (обр. 286).

Таблица 3.7

Особенности состава куммингтонита из метаморфитов буульгенской серии

Обр. I)	Парагенезисы	Кум (вес.%)			F породы
		SiO <sub>2</sub>	CaO	MnO	
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА					
1-Г <sup>X</sup>	Кум <sub>55</sub> +Рог <sub>65</sub> +Гр <sub>77</sub> +Би <sub>54</sub> +Пл <sub>42</sub>	50,19	2,72	1,00	6I
3	Кум <sub>46</sub> +Би <sub>45</sub> +Гр <sub>78</sub> +Жед+Пл <sub>28</sub> +Кв	54,50	0,80	0,40	5I
7 <sup>X</sup>	Кум <sub>64</sub> +Рог <sub>73</sub> +Би <sub>61</sub> +Пл <sub>38</sub> +Кв	46,40	3,12	2,01	49
5	Кум <sub>43</sub> +Би <sub>46</sub> +Пл <sub>30</sub> +Кв	55,70	1,77	0,35	47
7 <sup>X</sup>	Кум <sub>52</sub> +Рог <sub>57</sub> +Пл <sub>45</sub> +Кв	51,42	3,30	1,90	н.о.
4 <sup>X</sup>	Кум <sub>69</sub> +Рог <sub>66</sub> +Гр <sub>86</sub> +Би <sub>60</sub> +Пл <sub>39</sub> +Кв	53,01	2,39	0,31	73
ЗОНА МИГМАТИТА					
4 <sup>X</sup>	Кум <sub>67</sub> +Рог <sub>70</sub> +Гр <sub>74</sub> +Би+Пл <sub>62</sub> +Ильм <sub>43</sub> (Би <sub>60</sub> )	55,43	2,50	2,01	65
7 <sup>X</sup>	Кум <sub>64</sub> +Би <sub>60</sub> +Гр <sub>74</sub> +Пл <sub>40</sub> +Кв	53,43	2,64	0,33	71
11 <sup>X</sup>	Кум <sub>55</sub> +Рог <sub>73</sub> +Би <sub>62</sub> +Пл <sub>45</sub> +Кв	51,49	3,07	1,87	50
13	Кум <sub>52</sub> +Би <sub>49</sub> +Гр <sub>76</sub> +Пл <sub>43</sub> +Кв	55,60	0,88	0,35	57
15	Кум <sub>50</sub> +Би+Гр+Пл <sub>46</sub> +Кв	55,12	1,40	0,40	н.о.
16 <sup>X</sup>	Кум <sub>56</sub> +Гр <sub>71</sub> +Пл <sub>40</sub> +Кв+Жед	54,90	2,02	0,41	58
18	Кум <sub>50</sub> +Гр <sub>73</sub> +Би+Пл <sub>48</sub> +Кв	55,20	1,50	0,18	60
19	Кум <sub>51</sub> +Гр <sub>73</sub> +Би+Пл <sub>45</sub> +Кв	53,89	1,96	0,28	61

Таким образом, широкие вариации железистости куммингтонитов буульгенской серии являются результатом гетерогенности состава пород, представленных рядом ассоциацией железо-магнезиальных минералов. В изученных куммингтонитах установлено высокое содержание Si. Наиболее высококальциевые и высокомарганцевые разновидности их развиты в ассоциации с роговой обманкой, а низкокальциевые - в парагенезисе с жедритом. С усилением метамор-

Название и местонахождение пород см. в прилож. 3.12 и 3.1

физма отмечается возрастание железистости куммингтонитов и содержания в них Si и  $Al^{VI}$ .

### 3.3. Равновесия минералов при региональном метаморфизме

#### 3.3.1. Гранат и биотит

Равновесная ассоциация Гр-Би, начиная со ставролитовой зоны, развита во всех метаморфических зонах буульгенской серии, в связи с чем расщиривка состава этой сквозной ассоциации в широком интервале температурных условий представляет большой интерес.

За последние 20 лет парагенезисы Гр-Би с успехом используются как количественный индикатор температурных условий. Процесс распределения элементов между сосуществующими гранатом и биотитом обсуждался многими учеными [167, 142, 187, 76, 53, 111, 195, 176, 60, 139]. Установлено, что коэффициент распределения  $K_d = \frac{(Mg/Fe) \text{ в гранате}}{(Mg/Fe) \text{ в биотите}}$  закономерно увеличивается с повышением температуры. Основываясь на выводах Г. Рамберга и Г. де Воре [190], а также Р. Кретца [168], согласно которым в идеальных твердых растворах может быть введена функция молярного распределения, которая постоянна и не зависит от факторов состава при постоянных температуре и давлении, Л. Л. Перчук [62] показал закономерности распределения Mg, Fe и Mn в сосуществующих Гр и Би и предложил геотермометр, пользующийся в последнее время большой популярностью.

Предложенный Дж. М. Ферри и Ф. С. Спиром [139] геотермометр основывается на распределении Fe и Mg между синтетическими гранатом  $(Fe, Mg)_3Al_2Si_3O_{12}$  и биотитом  $K(Fe, Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$  и его следует применять лишь для систем, содержащих незначительное количество Ca и Mn или Ti (до ~0,2 (Ca + Mn) : (Ca + Mn + Fe + Mg) в гранате и до 0,15 ( $Al^{VI} + Ti$ ) : ( $Al^{VI} + Ti + Fe + Mg$ ) в биотите, ибо, как отмечают авторы,  $K \left( \frac{Mg/Fe, Гр}{Mg/Fe, Би} \right)$  является функцией содержания Ca и Mn в гранате и Ti,  $Al^{VI}$  в биотите [196, 130]. Предложенные ранее геотермометры А. Б. Томпсона [203] и Д. С. Гольдмана и А. Л. Олби [146], основанные на тех же законах распределения Mg и Fe в природных сосуществующих Гр и Би, в области 650-800°C дают более низкие значения температуры, нежели геотермометр Ферри и Спир (особенно термометр Д. С. Гольдмана и А. Л. Олби).

Распределение фемических компонентов между сосуществующими гранатом и биотитом при региональном метаморфизме буульгенской серии рассмотрены на основании анализа 22 сосуществующих пар названных минералов (табл. 3.8).

Соотношение средней железистости граната и биотита (рис. 3.59) показывает, что с нарастанием степени метаморфизма железистость граната уменьшается, биотита - возрастает в зоне силлиманита, а затем в зоне мигматита несколько понижается.

Аналогичная картина наблюдается в соотношении среднего коэффициента распределения магния  $\left( X_{Mg}^{Гр} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn} \right)$  между гранатом и биотитом (рис. 3.60): с ростом температуры в гранате значение этого коэффициента непрерывно возрастает, а в биотите - снижается в зоне силлиманита и повышается в

Таблица 3.8

Распределение фемических компонентов между сосуществующими гранатом и биотитом, парагенезисы и температуры их равновесий в метаморфитах буульгенской серии

№ обр.	Парагенезисы	X <sub>Mg</sub> <sup>I)</sup>		K <sub>x</sub> <sup>2)</sup>
		Гр	Би	
I	2	3	4	5
ЗОНА СТАВРОЛИТА				
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты				
376	Гр <sub>89</sub> +Би <sub>45</sub> +Ст+Пл+Кв+Анд (Сил, Кор <sub>45</sub> , Шп)	0,10	0,45	0,222
2I-4	Гр <sub>88</sub> +Би <sub>54</sub> +Ст+Пл+Кв+Грф (Сил, Кор <sub>45</sub> , Шп, Скап)	0,11	0,46	0,239
525	Гр <sub>88</sub> +Би <sub>56</sub> +Ст+Анд+Пл+Кв+Грф	0,12	0,44	0,273
I7-4	Гр <sub>80</sub> +Би <sub>46</sub> +Ст <sub>84</sub> +Анд+Пл+Кв+Грф	0,19	0,54	0,352
899	Гр <sub>75</sub> +Би <sub>56</sub> +Анд+Пл+Кв+Грф	0,18	0,44	0,409
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА				
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты				
364	Гр <sub>86</sub> +Би <sub>60</sub> +Сил+Кор <sub>47</sub> +Шп+Пл (Анд, Кв, Ст <sub>86</sub> )	0,13	0,40	0,325
28-4	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>46</sub> +Сил+Кор+Шп+Пл (Анд, Кв, Ст)	0,22	0,55	0,400
29-4	Гр <sub>79</sub> +Би <sub>55</sub> +Сил+Кор+Шп+Пл (Анд, Скап, Кв, Ст)	0,20	0,45	0,444
260	Гр <sub>83</sub> +Би <sub>67</sub> +Пл+Кв	0,16	0,33	0,485
I-4	Гр <sub>81</sub> +Би <sub>48</sub> +Пл+Кв+Грф (Анд)	0,19	0,52	0,365
I2-4	Гр <sub>83</sub> +Би <sub>58</sub> +Сил+Шп+Кор+Грф (Ст <sub>83</sub> , Анд, Кв, Пл)	0,17	0,42	0,405
353-3	Гр <sub>86</sub> +Би <sub>56</sub> +Пл+Кв+Грф	0,13	0,43	0,302
Насыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты				
3I6-3	Гр <sub>76</sub> +Би <sub>48</sub> +Сил+Кор+Пл (Анд, Му)+Грф	0,19	0,51	0,372
897	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>54</sub> +Фибр+Грф (Му, Анд)	0,17	0,46	0,370
3885	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>57</sub> +Пл+Кв (Му, Ст <sub>82</sub> )	0,19	0,42	0,452
Богатые CaO породы				
I0-I	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>55</sub> +Кум <sub>54</sub> +Рог <sub>65</sub> +Пл+Кв+Ильм <sub>39</sub>	0,22	0,45	0,489
243	Гр <sub>78</sub> +Би <sub>45</sub> +Кум <sub>46</sub> +Жед+Кв+Грф (Пл)	0,21	0,55	0,382
I3-4	Гр <sub>86</sub> +Би <sub>60</sub> +Рог <sub>66</sub> +Кум <sub>69</sub> +Кв+Пл	0,14	0,40	0,350
ЗОНА МИГМАТИТА				
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты				
529-3	Гр <sub>80</sub> +Би <sub>48</sub> +Жед <sub>45</sub> +Кв+Грф (Пл)	0,19	0,52	0,365
Богатые CaO породы				
247	Гр <sub>74</sub> +Би <sub>60</sub> +Кум <sub>64</sub> +Пл+Кв	0,25	0,40	0,625
263	Гр <sub>76</sub> +Би <sub>49</sub> +Кум <sub>52</sub> +Пл+Кв	0,24	0,50	0,480

Продолжение табл.3.8

№ обр.	Mg/Fe <sup>2+</sup>		K <sub>d</sub> <sup>3)</sup>	ln K	T <sup>o</sup> C, геотермометры <sup>4)</sup>				
	Гр	Би			I	II	III	IV	V
	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ЗОНА СТАВРОЛИТА									
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты									
376	0,12	0,86	0,14	-1,97	525	-	-	-	-
2I-4	0,13	0,87	0,15	-1,90	530	-	-	-	-
525	0,15	0,80	0,19	-1,66	575	555	440	575	570
I7-4	0,25	1,24	0,20	-1,61	605	585	540	610	580
899	0,28	0,81	0,35	-1,05	650	-	-	-	-
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА									
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты									
364	0,16	0,73	0,22	-1,51	625	620	570	640	-
28-4	0,30	1,42	0,21	-1,56	630	615	560	630	630
29-4	0,26	0,85	0,31	-1,17	670	740	650	820	-
260	0,20	0,53	0,38	-0,97	680	-	-	-	-
I-4	0,25	1,11	0,23	-1,47	620	630	575	670	-
I2-4	0,21	0,85	0,25	-1,39	650	655	590	700	630
353-3	0,18	0,81	0,22	-1,51	615	620	570	640	630
Насыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты									
3I6-3	0,32	1,11	0,29	-1,24	625	715	625	775	600
897	0,30	0,88	0,34	-1,08	630	-	-	-	610
3885	0,31	0,83	0,37	-0,99	665	-	-	-	-
Богатые CaO породы									
I0-I	0,31	1,11	0,28	-1,27	675	695	625	730	-
243	0,28	1,31	0,21	-1,56	615	615	560	630	-
I3-4	0,18	0,83	0,22	-1,51	640	620	570	640	-
ЗОНА МИГМАТИТА									
Недосыщенные K <sub>2</sub> O метapelиты									
229-3	0,26	1,13	0,23	-1,47	620	630	575	670	620
Богатые CaO породы									
247	0,38	0,75	0,51	-0,67	725	-	-	-	-
263	0,34	1,19	0,29	-1,24	675	715	625	775	-

3)  $K_d = \frac{Mg : Fe^{2+}_{в Гр}}{Mg : Fe^{2+}_{в Би}}$ ; 4) Геотермометры: гранат-биотитовый - I - по

Примечание: химический состав гранатов и биотитов см. в приложении 3.2 и 3.3; в скобках неравновесные минералы.

1)  $X_{Mg}^{Гр(Би)} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$ ; 2)  $K_x = X_{Mg}^{Гр} : X_{Mg}^{Би}$ ;

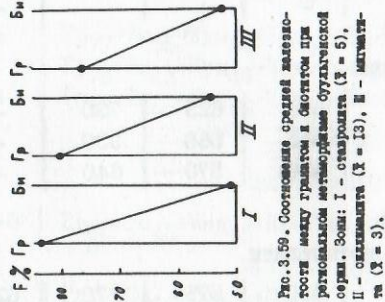


Рис. 3.59. Соответствие средней микро-  
стохимии между гранатом и биотитом при  
региональном метаморфизме буульгенской  
серии. Зоны: I - ставролита (X = 5),  
II - силлиманита (X = 13), III - мигмати-  
та (X = 3).

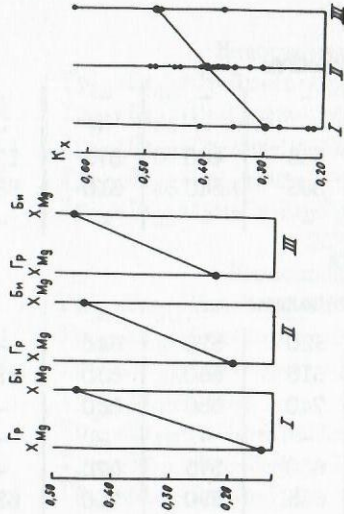


Рис. 3.60. А - соответствие среднего коэффициента распределения эле-  
ментов (X = Mg) между гранатом и биотитом; Б - изменение  
коэффициента распределения  $K_x = \frac{Mg_{Gr}}{Mg_{Bn}}$  при региональ-  
ном метаморфизме буульгенской серии (3 крупные точки - средние зна-  
чения). Главные обозначения те же, что на рис. 3.59.

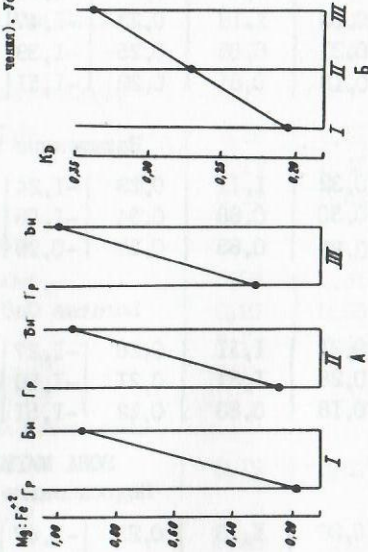


Рис. 3.61. А - изменение среднего соотношения Mg : Fe<sup>2+</sup> между гранатом  
и биотитом; Б - изменение среднего коэффициента распределения  
 $K_d = \frac{Mg:Fe^{2+}_{Gr}}{Mg:Fe^{2+}_{Bn}}$  при региональном метаморфизме буульгенской серии.  
Главные обозначения те же, что на рис. 3.59.

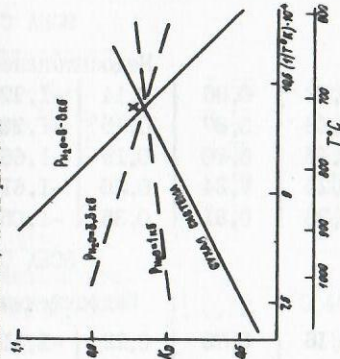


Рис. 3.62. Зависимость  $K_d$  от температуры при  
равновесии  $Bn$  и  $Gr$ . Линия сухой смесью по  
Б.Дж.Халсона и Л.Г.Груна [164]; линия при  $R_{Mg} =$   
6-8 по Кару - К.Л.Карру [238]; линия при  $R_{Mn} =$   
1-3,3 по Кару по В.Дж.Вуду [210].

зоне мигматита. Значение же коэффициента распределения  $K_x = \frac{X_{Gr}}{X_{Bn}}$  с нарастанием метаморфизма непрерывно и заметно увеличивается (рис. 3.60). С ростом температуры постепенно и почти в одинаковой степени увеличивается среднее соотношение  $Mg / Fe^{2+}$  в сосуществующих гранатах и биотитах (рис. 3.61); с нарастанием степени метаморфизма значительно увеличивается среднее значение коэффициента распределения  $K_d = \frac{Mg:Fe^{2+}_{Gr}}{Mg:Fe^{2+}_{Bn}}$  (рис. 3.61).

По вышеприведенным данным (табл. 3.8) гранат-биотитовыми геотермометрами были определены температуры равновесия гранат-биотитосодержащих парагенезисов буульгенской серии, и отмеченные данные были проконтролированы графитовым геотермометром.

Оценивая результаты, приведенные в табл. 3.8, можно сделать следующие заключения. Наиболее высокие температуры определены по методу Ферри и Спира. Нам представляются нереальными показатели температур 820° (обр. 29-4), 730°С (обр. 10-Г) для парагенезисов зоны силлиманита и 775°С (обр. 263) для таковых зоны мигматита, а также ряд других. Наиболее заниженные значения температур получены по методу Д.С. Гольдмана и А.Л. Олби: мы не считаем истинным заниженные значения температуры - 440, 540°С (обр. 525 и 17-4) для зоны ставролита, 560, 570°С (обр. 28-4, 353-3) - для зоны силлиманита и 575°С (обр. 529-3) - для зоны мигматита. Наиболее приемлемы результаты, полученные по методу Л.Л. Перчука, а затем - А.Б. Томпсона, хотя некоторые из них и представляются нам недостаточно достоверными. Так, по методу Л.Л. Перчука получены явно завышенные показатели температуры парагенезиса ставролитовой зоны - 650°С (обр. 899), а также 670, 680°С (обр. 29-4, 260) - силлиманитовой зоны. Значительно завышены показатели температуры, полученные по методу А.Б. Томпсона - 740°С (обр. 29-4) и 715°С (обр. 316-3) для зоны силлиманита. Графитовый геотермометр во всех случаях дает более низкие показатели температуры, нежели геотермометр Дж.М. Ферри и Ф.С. Спира. Наряду с хорошей сходимостью данных графитового геотермометра и геотермометра А.Б. Томпсона (обр. 525, 17-4, 353-3), установлено и ошутимое несоответствие между ними (600 и 715°С, обр. 316-3). Наиболее хорошей оказалась сходимость данных, полученных с применением геотермометров Л.Л. Перчука и графитового, но последний в большинстве случаев дает несколько более заниженные значения температур, нежели первый.

В целом (по данным табл. 3.8) наиболее приемлемыми нам представляются следующие температурные диапазоны прогрессивной региональной зональности буульгенской серии: зона ставролита - 530-610°С; зона силлиманита - 600-650°С и зона мигматита - 640-680°С.

### 3.3.2. Гранат и кордиерит

Гранат-кордиеритовая равновесная ассоциация широко развита в недосыщенных K<sub>2</sub>O метапелитах буульгенской серии. Она выступает в разных минеральных парагенезисах зоны силлиманита<sup>I)</sup> и представляет большой интерес

I) В зоне ставролита ассоциации Гр-Кор в насыщенных K<sub>2</sub>O метапелитах не встречены. В недосыщенных K<sub>2</sub>O метапелитах той же зоны нередки гранат-кордиеритовые неравновесные ассоциации, а единичные находки их равновесных ассоциаций имели место в высшей степени редких случаях.

расшифровки P-T условий этой ассоциации вообще.

Впервые наиболее полно распределение Fe и Mg между Gr и Кор теоретически произведено В.С.Соболевым [75], предполагавшим, что на распределение этих компонентов значительное влияние оказывает давление. А.Маракушев [53], произведя расчет объемных эффектов многих Gr + Кор парагенезисов, показал, что они могут быть применены в качестве геобарометра. Л.Л.Перчук [64] оценивает равновесие между Gr и Кор исходя из минеральной реакции  $Kor_{Mg} + Gr_{Fe} = Gr_{Mg} + Kor_{Fe}$ . Им составлена диаграмма фазового соответствия для парагенезиса Gr+Кор при произвольном давлении, на которой показано, что с ростом температуры происходит перераспределение Mg из Кор в Gr, а Fe - из Gr в Кор. По мнению Л.Л.Перчука, эта диаграмма вполне приемлема в качестве геотермометра, если кальциевость или марганцовистость Gr не повышена.

Особенно хорошо экспериментально и теоретически изучено распределение Fe и Mg между сосуществующими Gr и Кор в ассоциации Gr-Кор-Сил-Кв. Имеющиеся экспериментальные данные плохо согласуются друг с другом, что ставит под сомнение их достоверность.

Особенно хорошо экспериментально и теоретически изучено распределение Fe и Mg между сосуществующими Gr и Кор в ассоциации Gr-Кор-Сил-Кв. Имеющиеся экспериментальные данные плохо согласуются друг с другом, что ставит под сомнение их достоверность. По экспериментальным и теоретическим данным К.Л.Карри [128,129],  $\left(\frac{X_{Gr}}{X_{Fe}} - \frac{X_{Kor}}{X_{Fe}}\right) / \left(\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}} - \frac{X_{Kor}}{X_{Mg}}\right)$  между сосуществующими гранатом и кордиеритом увеличивается с ростом температуры в ассоциации Gr-Кор-Сил-Кв. Экспериментальные данные Б.Дж.Хенсена и Д.Г.Грина [153,154,152,154] расходятся с результатами экспериментов К.Л.Карри, показавших, что с ростом T  $K_D$  уменьшается в той же ассоциации. По данным М.Окруша [184], изучившего контактовую зональность интрузива Баварии, в низкотемпературной зоне в Gr-Кор-Сил(Анд) ассоциации  $K_D$  соответствует 9,67, а во внутренней зоне 10,36. Однако В.Дж.Вуд [210] показал, что  $K_D$  явно зависит как от T, так и от  $R_{H_2O}$  и, следовательно, Gr-Кор геотермометр может дать надежные результаты лишь при зафиксированном  $R_{H_2O}$  (рис.3.62).

Выше было отмечено широкое развитие Gr+Сил+Кв по кордиериту в недосищенных  $K_2O$  метapelитах буульгенской серии. Равновесие Кор = Gr+Сил+Кв широко обсуждается в литературе. Согласно данным большинства экспериментальных исследований, оно развивается при прогрессивном этапе метаморфизма метapelитов [193,153,154,155,208,209,159], П.Р.Осберг [185,186] выделяет в Северной Америке в Центральной части штата Мэн зону кордиерита более высокотемпературную, чем зона андалузита-ставролита, и более низкотемпературную, нежели зона силлиманита. Кордиерит в зоне силлиманита не встречается - он полностью замещен Gr-Сил ассоциацией. Однако С.П.Кориковский [46] считает реакцию  $Gr+Сил+Кв \rightarrow Кор$  прогрессивной. Он отмечает связанное с ней образование описанных в ряде работ [42,43,84,174] кордиеритовых кайм между гранатом и силлиманитом, появление и последующее распространение которых внутри зональных ореолов доминирует прогрессивный характер реакции. По наблюдениям этого автора, с ростом температуры железистость кордиеритов в равновесии Gr+Кор+Сил+Кв неуклонно возрастает, а магнизиальность граната снижается.

Имеющиеся данные о Gr-Кор ассоциации из недосищенных  $K_2O$  метapelитов буульгенской серии сведены в табл.3.9. К сожалению, возможность подробного исследования распределения химических компонентов между со-

Таблица 3.9  
Особенности Gr-Кор ассоциации недосищенных  $K_2O$  метapelитов буульгенской серии

№обр.	Парагенезис	Mg/(Fe+Mg)		T°C, геотермометры 1)						P породы
		Gr	Кор	I	II	III	IV	V	VI	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
Зона ставролита										
368	Gr <sub>90</sub> St+Бм+Анд+Кв+Грб (Кор,Шл,Сил)	0,09								н.о.
376	Gr <sub>89</sub> St+Бм <sub>45</sub> +Шл+Кв+Анд+Грб (Кор,Шл,Сил)	0,10	0,55	(580)	525					63
21-4	Gr <sub>88</sub> St+Бм <sub>54</sub> +Шл+Грб+Кв (Кор <sub>45</sub> Шл,Сил,Скап)	0,11	0,54	(600)	530					75
6-4	Gr <sub>82</sub> St <sub>83</sub> +Бм+Шл+Грб (Кор,Бм <sub>59</sub> ,Флор)	0,15								69
X(4)		0,11								69
Зона силлиманита										
364	Gr <sub>86</sub> Кор <sub>47</sub> +Бм <sub>50</sub> St+Сил+Шл (Ст <sub>86</sub> ,Анд,Кв)	0,13	0,52	625	625	640	620	570		70
10-4	Gr <sub>83</sub> Кор <sub>47</sub> +Бм <sub>46</sub> St+Кв+Кум (Бм <sub>45</sub> ,Шл)	0,17								65
371	Gr <sub>88</sub> Кор+Шл+Кв	0,11								56
372	Gr <sub>82</sub> Кор+Бм+Шл+Кв	0,08								54
28-4	Gr <sub>77</sub> Бм <sub>46</sub> Кор+Сил+Шл+Шл (Анд,Ст,Кв)	0,22								68
29-4	Gr <sub>79</sub> Кор+Бм <sub>55</sub> St+Сил+Шл+Шл (Скап,Анд,Ст,Кв)	0,20								67
535	Gr <sub>86</sub> Кор+Бм+Шл+Кв	0,14								69
262	Gr <sub>81</sub> Кор+Бм+Жел+Шл (Бм <sub>42</sub> ,Ст <sub>77</sub> ,Шл)	0,19								74
15-4	Gr <sub>82</sub> Кор+Бм+Сил+Кв (Ст,Анд)	0,17								66
316-3	Gr <sub>76</sub> Кор+Бм+Шл (Анд,Мр)+Грб	0,19							600	н.о.
12-4	Gr <sub>83</sub> Кор+Бм <sub>56</sub> St+Сил+Шл+Кор+Грб (Ст <sub>83</sub> ,Анд,Кв,Шл)	0,17	0,48	650	650	700	655	590		67
22-4	Кор <sub>51</sub> Gr+Гр+Бм <sub>59</sub> St+Сил+Шл+Шл (Анд,Ст,Кв)									72
23-4	Кор <sub>42</sub> St+Сил+Шл+Бм (Ст,Анд,Гр,Шл,Кв)	0,16								72
X(10)										

Примечание: химический состав гранатов и кордиеритов см. в прилож.3.2 и табл.3.4; в скобках неравновесные минералы.

1) Геотермометры: I - гранат-кордиеритовый [64]; II - гранат-биотитовый - II по методу Л.Л.Перчука [62], III - по методу Дж.М.Ферри и Ф.С.Ситра [139], IV - по методу А.Б.Томпсона [203], V - по методу Д.С.Гольдмана и А.Л.Олоби [146]; VI - грайфитовый [104].

существующими Гр-Кор крайне ограничивается недостаточностью результатов химического анализа образцов сосуществующих Гр-Кор. В нашем распоряжении имеются аналитические данные лишь об одной сосуществующей паре этих минералов, все остальные гранаты либо неравновесны с кордиеритом (4 анализа на ставролита), либо в парагенезисе не определены равновесные кордиериты (9 анализов).

Исходя из изложенного выше, можно сделать следующие заключения:

Равновесные с кордиеритом гранаты зоны силлиманита буульгенской серии более магнезиальны (по данным анализа 10 обр.  $X_{Mg}^{Gr} = 0,16$ ), нежели гранаты, неравновесные с кордиеритом, зоны ставролита ( $X_{Mg}^{Gr} = 0,11$  при  $X_{Mg}^{Cor} = 0,48$ ). Кордиериты в парагенезисе с гранатом менее магнезиальны ( $X_{Mg}^{Cor} = 0,52$ ), чем неравновесные с гранатом ( $X_{Mg}^{Cor} = 0,54 - 0,57$ ).

По данным Гр-Би геотермометра Л.Л.Перчука [62], кордиериты, равновесные с гранатом, возникают при  $T > 525-530^{\circ}C$ , а в силлиманитовой зоне равновесные Кор-Гр (5 определений) - в диапазоне температур 625-670°C. Значительно более высокие значения для этой пары получены по Гр-Би геотермометрам Ферри-Спира [139] и Томпсона [203] - соответственно 630-820°C и 615-740°C, а по геотермометру Гольдмана-Олби [146] температуры эти повышены до 560-650°C.

По графитовому геотермометру температура формирования минерального парагенезиса  $Gr_{76} + Bi_{48} + Cor + Pl + Grf$  (обр. 316-3) - 600°C (по Гр-Би геотермометру получены более повышенные температуры: 625°C по методу Л.Л.Перчука Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби, 715°C по А.Б.Томпсону и 775 - по Ферри-Спиру).

Для парагенезиса  $Gr_{86} + Cor_{47} + Bi_{60} + Sil + Шп$  (обр. 364) температура определена Гр-Би и Гр-Кор геотермометрами. Гр-Би и Гр-Кор геотермометры по методу Л.Л.Перчука для этого парагенезиса дают полностью совпадающий результат - 625°C (см. табл. 3.9.), к их результатам приближаются данные Гр-Би геотермометра Томпсона (620°C) и Ферри-Спира (640°C) и Гр-Кор геотермометра К.Л.Карри ( $K_D = 6,915$ ;  $\log K_D = 0,84$ ;  $T = 640^{\circ}C$ ) Б.Дж.Хенсена и Д.Г.Грина [154], но они сильно расходятся с данными Гр-Кор термометров К.Л.Карри [128] - 750°C В.Дж.Вуда [210] - 880°C (см. рис. 3.62). Следует, однако учесть, что экспериментальная линия Б.Дж.Хенсена и Д.Г.Грина получена для сухой системы, а линия К.Л.Карри - для системы с  $P_{H_2O} = 6-8$  кбар, что нереально для рассматриваемого парагенезиса. Расчетные линии В.Дж.Вуда, как явствует из диаграммы (см. рис. 3.62), непригодны для Гр-Кор парагенезисов, сформировавшихся при температуре ниже 750°C. Учитывая, что природные Гр-Кор парагенезисы обычно формируются при  $P_{H_2O} > 1$  кбар, следует считать, что между  $K_D$  и  $T$  существует положительная корреляция - с ростом  $T$  увеличивается  $K_D$ , чему заметно способствует также  $P_{H_2O}$ .

### 3.3.3. Гранат и ставролит

Этот парагенезис широко развит в метapelитах средних ступеней метаморфизма. Он изучался А.А.Маракушевым [53], С.П.Кориковским [42, 46], Ф.Ф.Федькиным [85]. По данным Л.Л.Перчука, разработавшим ставролит-гранатовый геотермометр, с ростом температуры Mg перераспределяется из ставролита в гранат. В.В.Федькин указывает на неидеальный характер распо-

Распределение фемельных компонентов между сосуществующим гранатом и ставролитом, парагенезисом, ассоциацией и температура их равновесия в метapelитах буульгенской серии

В обр.	Парагенезис I)	F пороки	2) $\frac{X_{Mg}^{Gr}}{1 - X_{Mg}^{Gr}}$	5) $\frac{X_{Mg}^{Gr} X_{Mg}^{Cor}}{1 - X_{Mg}^{Gr}}$	6) $\frac{X_{Mg}^{Gr}}{1 - X_{Mg}^{Gr}}$ ; $\frac{X_{Mg}^{Cor}}{1 - X_{Mg}^{Cor}}$	3) геотермометры				
						I	II	III	IV	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Независимые $K_2O$ метapelиты										
376	Гр <sub>88</sub> -Ст <sub>83</sub> -Би <sub>55</sub> -Пл-Ке-Алп (Сил, Кор <sub>45</sub> , Шп)	63	0,11	0,20	0,55	525	-	-	520	
6-4	Гр <sub>82</sub> -Ст <sub>83</sub> -Би <sub>55</sub> -Пл-Ке-Алп (Сил <sub>59</sub> , Кор, Флор)	69	0,15	0,20	0,75	-	-	-	570	
17-4	Гр <sub>80</sub> -Ст <sub>84</sub> -Би <sub>46</sub> -Алп-Ке-Алп-Шп-Ке-Грф	71	0,23	0,19	1,21	605	540	580	620	
525	Гр <sub>88</sub> -Ст <sub>78</sub> -Би <sub>56</sub> -Алп-Пл-Ке-Грф	64	0,14	-	-	575	440	570	-	
368	Гр <sub>90</sub> -Ст <sub>78</sub> -Би <sub>54</sub> -Алп-Ке-Грф (Кор, Шп, Сил)	н.о.	0,10	-	-	-	-	-	-	
21-4	Гр <sub>85</sub> -Ст <sub>76</sub> -Би <sub>65</sub> -Пл-Ке-Алп (Сил, Шп, Кор <sub>45</sub> , Стап)	75	0,12	0,16	-	530	-	-	-	
377	Гр <sub>87</sub> -Ст <sub>77</sub> -Би <sub>54</sub> -Пл-Ке-Алп (Кор, Шп, Сил)	56	-	0,30	-	-	-	-	-	
24-4	Гр <sub>87</sub> -Ст <sub>77</sub> -Би <sub>54</sub> -Пл-Ке-Алп (Кор, Шп, Сил)	64	-	0,33	-	-	-	-	-	
26-4	Гр <sub>87</sub> -Ст <sub>76</sub> -Би <sub>54</sub> -Алп-Пл-Ке-Алп (Кор, Сил)	66	-	0,30	-	-	-	-	-	
262	Гр <sub>81</sub> -Би <sub>54</sub> -Алп (Ст <sub>77</sub> , Би <sub>42</sub> , Ке, Кор, Шп)	74	0,23	(0,30)	-	(650)	(590)	(630)	-	
12-4	Гр <sub>83</sub> -Би <sub>58</sub> -Сил-Шп-Кор-Грф (Ст <sub>83</sub> , Алп, Ке, Пл)	67	0,20	(0,20)	-	(625)	(570)	-	-	
364	Ст <sub>86</sub> -Алп-Би (Гр <sub>68</sub> , Би <sub>60</sub> , Сил, Кор, Шп)	70	(0,15)	0,16	-	-	-	-	-	
15-4	Гр <sub>82</sub> -Би <sub>54</sub> -Сил-Кор-Ке (Ст, Алп)	66	0,20	-	-	-	-	-	-	
28-4	Гр <sub>77</sub> -Би <sub>46</sub> -Сил-Кор-Шп-Пл (Ст, Алп, Ке)	68	0,28	-	-	(630)	(560)	-	-	
29-4	Гр <sub>79</sub> -Би <sub>57</sub> -Сил-Кор-Шп-Пл (Ст, Алп, Ке, Стап)	67	0,25	-	-	(670)	(650)	-	-	
Зависимые $K_2O$ метapelиты										
524	Гр <sub>91</sub> -Ст <sub>78</sub> -Би <sub>54</sub> -Алп-Ке-Грф	65	0,08	-	-	-	-	-	-	
3885	Гр <sub>77</sub> -Би <sub>57</sub> -Пл-Ке (Ст <sub>82</sub> , Шп)	65	0,23	(0,22)	-	(665)	-	-	-	

1) В скобках неравновесные ассоциации. 2)  $X_{Mg}^{Gr(Ст)}$  = Mg : (Mg + Fe + Mn). 3) В скобках температуры неравновесных со ставролитом Гр-Би ассоциаций; геотермометры: гранат-биотитовый - I - по методу Л.Л.Перчука [62], II - по методу Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби [146]; III - графитовый [104]; IV - гранат-ставролитовый [63]. Состав гранатов и ставролитов см. в приложениях 3.2 и 3.7.

температурных парагенезисах, где обнаружено обратное соотношение железистости -  $F_{Ст} > F_{Гр}$ .

В табл.3.10 приводятся данные по 17 Ст-Гр ассоциациям из метапелитов буульгенской серии, среди которых 3 парагенезиса с установленным химическим составом этих пар. Для других ассоциаций определен состав либо ставролита, либо граната, либо один из этих минералов неравновесен в данном парагенезисе. На основании данных этой таблицы можно сделать некоторые выводы относительно равновесной ассоциации Гр-Ст буульгенской серии.

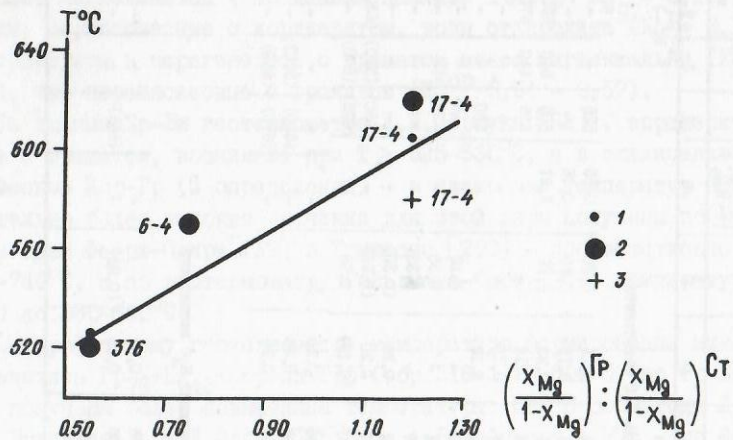


Рис.3.63. Зависимость коэффициента распределения Mg, Fe и Mn между Ст и Гр от температуры. Геотермометры: 1 - Гр-Би; 2 - Гр-Ст; 3 - графитовый. Номера образцов на диаграмме соответствуют приведенным в таблице 3.10.

С ростом температуры в сосуществующей паре Ст-Гр устанавливается рост отношения  $(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}})_{Гр} : (\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}})_{Ст}$ , что наглядно иллюстрировано на диаграмме (рис.3.63). Однако закономерных изменений в характере магнезиальности ставролита не устанавливается<sup>1)</sup>. Магнезиальность же граната, сосуществующего со ставролитом, с ростом температуры неуклонно повышается.

Величины железистости ассоциирующихся ставролита и граната близки (в недосыщенных K<sub>2</sub>O метапелитах  $F_{Ст}$  лежат в пределах 75-86,  $F_{Гр}$  - 79-90). В

<sup>1)</sup> Следует учесть, что приведенные в табл.3.10 Гр-Ст пары всегда ассоциируются с биотитом и нередко кордиеритом, определяющим, сравнительно с гранатом и ставролитом, более низкую железистость породы. Би и Кор, вместе с Гр и Ст, вступая в процесс перераспределения железо-магнезиальных компонентов, осложняют расшифровку характера вариации магнезиальности Ст с ростом T. Таким образом, следует принимать во внимание не только характер магнезиальности равновесных с Гр и Ст железо-магнезиальных минералов, но и оценить их количественную роль.

Таблица 3.11

Распределение феррических компонентов между сосуществующими гранатом и роговой обманкой, парагенезисы и температуры их равновесия в метаморфитах буульгенской серии

№ обр.	Парагенезис	F породы	I) $\frac{X_{Гр}}{X_{Mg}}$	$\frac{X_{Рог}}{X_{Mg}}$	$\frac{X_{Гр}}{X_{Mg}}$ / $\frac{X_{Рог}}{X_{Mg}}$	Т°С		
						Геотермометр		
						Гр - Би	По Гольдману - Орок [146]	
10-1	Гр <sub>77</sub> -Рог <sub>65</sub> -Ку <sub>55</sub> -Би <sub>54</sub> -Пл-Кв-Ил <sub>39</sub>	61	0,22	0,35	0,63	805	675	625
13-4	Гр <sub>86</sub> -Рог <sub>66</sub> -Ку <sub>69</sub> -Би <sub>60</sub> -Пл-Кв	73	0,14	0,34	0,41	665	640	570
322-3	Гр <sub>86</sub> -Рог <sub>69</sub> -Пл-Би <sub>13</sub> -Кв	70	0,13	0,31	0,42	-	-	-
509-3	Гр <sub>83</sub> -Рог - Би-Пл-Кв	58	0,16	-	-	-	-	-
Зона силлиманита								
30-4	Гр <sub>74</sub> -Рог <sub>70</sub> -Ку <sub>67</sub> -Би-Пл-Ил <sub>43</sub> (Би <sub>60</sub> )	65	0,25	0,30	0,83	900	-	-
Зона мильманита								

$$I) \frac{X_{Гр(Рог)}}{X_{Mg}} = \frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$$



ряде случаев железистость граната несколько выше, чем ставролита, но иногда наблюдается и обратное соотношение.

Ассоциация Гр-Ст стабильна при температурном интервале 520-600°C<sup>I)</sup>. В условиях 625-665°C эта пара, как правило, неравновесна - устанавливается либо распад ставролита, обычно на Кор+Шп, реже - Сил+Шп и еще реже Анд+Шп, либо ставролит в ассоциации с гранатом сохраняется в виде бронированных реликтов.

Из данных геотермометров, использованных нами для определения температуры равновесия Гр-Ст, выпадают явно заниженные значения, полученные по Гр-Би геотермометру Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби [146]. Результаты определения Гр-Ст геотермометра хорошо сходятся с значениями Гр-Би по Л.Л. Перчуку и графитовому геотермометру.

### 3.3.4. Гранат и роговая обманка

Равновесная пара Гр-Рог широко представлена в зонах силлиманита и мигматита буульгенской серии. Сведения о составе сосуществующих Гр-Рог (4 пары) малочисленны, что исключает возможность углубленного обсуждения вопроса о распределении железо-магнезиальных компонентов между этими минералами с ростом T (табл.3.11). С нарастанием степени метаморфизма повышаются магнезиальность граната и соотношение  $X_{Mg}^{Гр} : X_{Mg}^{Рог}$ , а в магнезиальности роговой обманки закономерных изменений не обнаруживается. Гр-Рог геотермометр дает более высокие значения температур (нереальные для обр.10-Г и 30-3), чем Гр-Би геотермометр.

### 3.3.5. Гранат и куммингтонит

Этот парагенезис широко развит в богатых СаО породах силлиманитовой и мигматитовой зон буульгенской серии. Изредка он встречается и в недосыщенных К<sub>2</sub>О метапелитах названных зон. С этой парой, как правило, ассоциируются железо-магнезиальные минералы Би и Рог, редко - Жел и Кор.

В равновесной паре Кум-Гр железистость первого значительно ниже, чем граната. С повышением температуры непрерывно возрастает магнезиальность граната, сосуществующего с куммингтонитом (табл.3.12):  $X_{Mg}^{Гр} = 0,14 \pm 0,22$  ( $\bar{X}$  [4] = 0,19) для зоны силлиманита и  $0,24 \pm 0,28$  ( $\bar{X}$  [7] = 0,26) для зоны мигматита. Магнезиальность куммингтонита закономерной вариации не подвергается:  $X_{Mg}^{Кум}$  для зон силлиманита и мигматита колеблется почти в одинаковых интервалах -  $0,31 \pm 0,54$  ( $\bar{X}$  [3] = 0,43) и  $0,32 \pm 0,50$  ( $\bar{X}$  [7] = 0,437). На рис.3.64 показано соотношение магнезиальности сосуществующих Гр и Кум. На нем четко различимы поля зон силлиманита и мигматита, чему способствует заметное различие величин магнезиальности граната зон мигматита и силлиманита. Анализ распределения Mg и Fe между Гр и Кум в метаморфитах зон силлиманита и мигматита буульгенской серии показывают,

I) Более низкотемпературная часть зоны ставролита, как это было отмечено выше, в выходах буульгенской серии не наблюдается - между зонами биотита и ставролита выпадает промежуточная зона граната, а также низкотемпера-

Таблица 3.12

Распределение фемических компонентов между сосуществующими гранатом и куммингтонитом, парагенезис и температура их равновесия в метаморфитах буульгенской серии

№ обр.	Парагенезис I)	F породы	Гр <sup>2)</sup> X Mg	Кум X Mg	Гр		Т°С, Геотермометры	
					X Mg	X Кум	Гр-Амф (по Л.Л.Перчуку [64])	Гр-Би по Л.Л.Перчуку [62] по Гольдману-Олби [146]
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА								
1-Г	Гр77-Кум55-Рог65-Би56-Пл42-Кв-Ильм39	61	0,22	0,44	0,50	680	675	625
1-4	Гр86-Кум69-Рог66-Би60-Пл39-Кв	73	0,14	0,31	0,45	700	640	570
3	Гр78-Кум46-Би45-Жел-Кв-Грф(Пл28)	51	0,21	0,54	0,39	615	615	560
1-4	Гр83-Би-Жел-Кор-Кв(Кум, Би 45, Пл)	65	0,17	-	-	-	-	-
ЗОНА МИГМАТИТА								
0-4	Гр74-Кум67-Рог70-Би-Пл62-Ильм43 (Би60)	65	0,25	0,32	0,78	> 900	-	-
3	Гр76-Кум52-Би49-Пл43-Кв	57	0,24	0,48	0,50	675	675	625
6	Гр71-Кум56-Жел-Кв(Пл40)	58	0,28	0,43	0,65	800	-	-
8	Гр73-Кум50-Би-Пл48-Кв	60	0,26	0,49	0,53	700	-	-
9	Гр73-Кум51-Би-Пл45-Кв	61	0,27	0,48	0,56	720	-	-
35	Гр-Кум50-Би-Пл46-Кв	н.о.	н.о.	0,50	-	-	-	-
87	Гр73-Кум-Би-Пл-Кв	55	0,26	н.о.	-	-	-	-
17	Гр74-Кум64-Би60-Пл40-Кв	71	0,25	0,36	0,69	900	725	-

I) Обр.10-4 - недосыщенный К<sub>2</sub>О метапелит, остальные - богатые СаО породы; в скобках неравновесные минералы.

2)  $X_{Mg}^{Гр(Кум)} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$

Химический состав гранатов и куммингтонитов см. в приложении 3.2 и 3.12.

что с нарастанием метаморфизма рост магнезиальности граната в парагенезисе с Кум, Би и Рог в значительной степени определяется количественной ролью Би и Рог, обычно широко представленных в куммингтонитсодержащих парагенезисах рассматриваемой серии.

С повышением температуры во всех случаях постепенно повышается соотношение  $\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}} / \frac{X_{Кум}}{X_{Mg}}$  (см. табл. 3.12): для зоны силлиманита оно меняется в пределах  $0,39 + 0,50$  ( $\bar{X}$  [3] = 0,45), а для зоны мигматита -  $0,5 + 0,78$  ( $\bar{X}$  [6] = 0,62), что наглядно показано и на диаграмме (рис. 3.65).

Корреляционная линия I получена сопоставлением отношения  $\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}} : \frac{X_{Кум}}{X_{Mg}}$  с температурными данными Гр-Би геотермометра I), а II - с таковыми Гр-Амф (Кум) геотермометра. По данным второго геотермометра значения температур выше, нежели даваемые Гр-Би геотермометром. Это отклонение сильно возрастает с высокотемпературной области диаграммы. Следовательно, нецелесообразно определять температуры равновесия Гр-Кум с применением диаграмм фазового соответствия для сосуществующих моноклиновых амфиболов и Гр в области  $T > 650^{\circ}C$ .

Таким образом, с нарастанием степени метаморфизма в равновесной паре Гр-Кум буульгенской серии устанавливается неуклонный рост отношения  $\frac{X_{Gr}}{X_{Mg}} : \frac{X_{Кум}}{X_{Mg}}$ , вызванный главным образом ростом магнезиальности граната. Характер вариации магнезиальности граната зависит также от количества Би и Рог, постоянно наблюдающихся в Гр-Кум ассоциациях. Анализ распределения Mg между Гр и Кум показал, что Гр-Амф геотермометр Л.Л.Перчука [64] применительно к сосуществующим Гр и Кум в области  $T > 650^{\circ}C$  постоянно дает, сравнительно с Гр-Би геотермометром, повышенные значения температур - нереальные для зоны мигматита.

### 3.3.6. Куммингтонит и роговая обманка

В опубликованных работах сравнительно мало данных о химизме сосуществующих куммингтонита и роговой обманки [166, 201, 16]. По содержанию железо-магнезиальных минералов в исследованных нами двух амфиболовых ассоциациях различаются куммингтонит-роговообманковые, куммингтонит-роговообманково-биотитовые и куммингтонит-роговообманково-биотит-гранатовые парагенезисы (табл. 3.13; см. рис. 3.9, 3.25). Во всех этих парагенезисах присутствует ильменит (либо железистый ильменит). Границы куммингтонита с роговой обманкой резкие, но наблюдаемые каймы указывают на развитие куммингтонита по роговой обманке и на достижение впоследствии их равновесного состояния (рис. 3.66). Оптически они ясно различимы. Куммингтонит совершенно бесцветен, с характерными полисинтетическими двойниками (рис. 3.67). Роговая обманка зеленая либо синевато-зеленая. Куммингтонит-роговообманковые парагенезисы развиты в богатых кальцием породах -  $CaO > 6,00\%$ . Те же породы характеризуются высоким содержанием феррических составляющих ( $FeO + Fe_2O_3 + MgO > 14\%$ , за исключением обр. 10-Г; см. прилож. 3.1) и низким  $K_2O$  (от 0,60 до 1,75%). Породы двух амфиболовых ассоциаций

I) Использован Гр-Би геотермометр Л.Л.Перчука [62], так как Гр-Би геотермометр Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби [146] дает заниженные значения температур

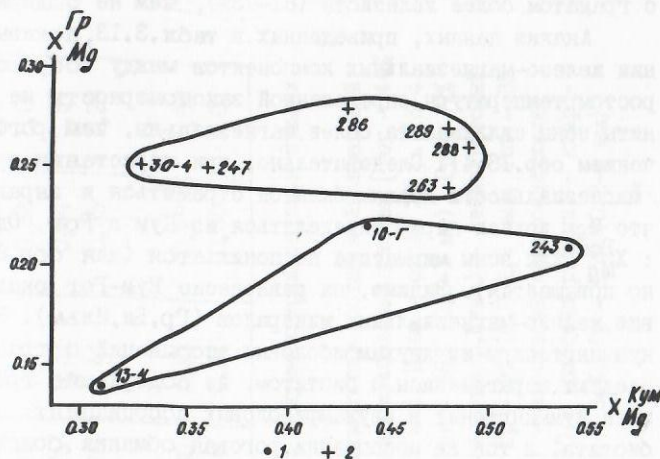


Рис. 3.64. Соотношение магнезиальности между сосуществующим Гр и Кум буульгенской серии, I - зона силлиманита; II - зона мигматита.

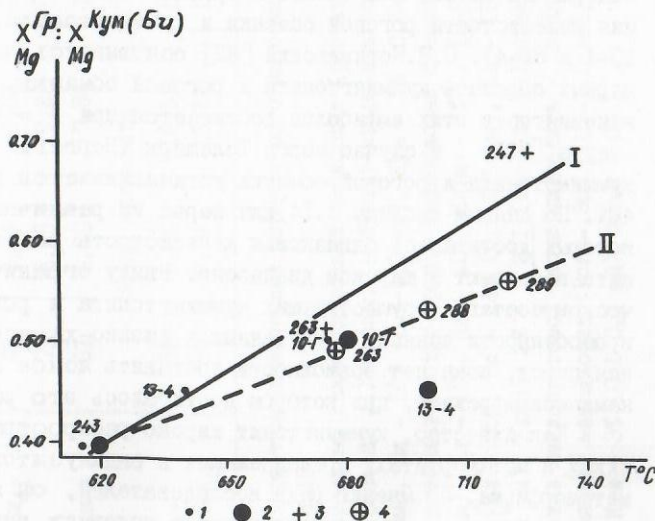


Рис. 3.65. Зависимость коэффициента распределения Mg между сосуществующим Гр и Кум от температур, I и 2 - зона силлиманита; 3 и 4 - зона мигматита; 1 и 3 - по Гр-Би геотермометру [62]; 2 и 4 - по Гр-Амф геотермометру [64]; корреляционные линии: I - по Гр-Би геотермометру; II - по Гр-Амф (Кум) геотермометру.



Рис. 3.66. Кайма куммингтонита по роговой обманке.

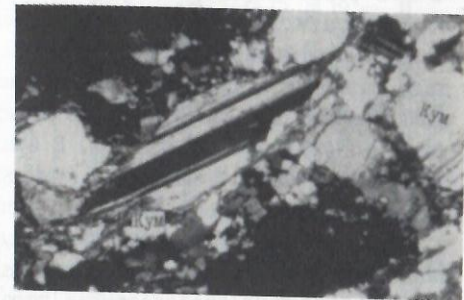


Рис. 3.67. Куммингтонит с характерными полисинтетическими двойниками.

гранатом более железисты (61-73%), чем не содержащие граната (49-50%).

Анализ данных, приведенных в табл.3.13, показывает, что в распределении железомagneзиальных компонентов между сосуществующими Кум и Рог с ростом температуры определенной закономерности не наблюдается. Куммингтониты зоны силлиманита более магнезиальны, чем роговые обманки (за исключением обр.13-4). Следовательно, при нарастании метаморфизма величины их магнезиальности должны были бы стремиться к выравниванию, а это значит, что  $Mg$  должен перераспределяться из Кум в Рог. Однако, соотношение  $\frac{X_{Кум}}{X_{Рог}}$  для зоны мигматита не понижается (для обр.25I оно, наоборот, заметно повышается). Видимо, на равновесие Кум-Рог оказывает влияние присутствие железомagneзиальных минералов (Гр, Би, Ильм). Наименее магнезиальны куммингтониты из двухамфиболовых ассоциаций с гранатом и биотитом, затем следуют парагенезисы с биотитом, не содержащие граната. Наиболее магнезиален куммингтонит в двухамфиболовых ассоциациях, не содержащих граната и биотита; в той же ассоциации роговая обманка более магнезиальна, чем в содержащих биотит или биотит и гранат. Очень близки весьма высокие значения железистости роговой обманки и куммингтонита 66-70% (табл.3.13, обр.13-4 и 30-4). С.П.Кориковский [42] основываясь на данных анализа семи парных образцов куммингтонита и роговой обманки, предполагает, что равная железистость этих амфиболов достигается при  $F = 40\%$ . По материалам Дж.Н. Стаута [20I], в случае пород Телемарк (Норвегия) равная железистость куммингтонита и роговой обманки устанавливается в интервале от 36 до 48%. По данным таблицы 3.14 для пород из различных регионов условия, при которых достигалась одинаковая железистость роговой обманки и куммингтонита варьируют в широком диапазоне. Ввиду ограниченности данных о химическом составе сосуществующих куммингтонита и роговой обманки вообще, а в особенности данных, привязанных к физико-химическим условиям становления пород, пока нет возможности составить ясное представление о термодинамическом режиме, при котором достигалось это равновесие.

Как известно, куммингтонит широко распространен в контактовых роговиках и метаморфитах, принадлежащих к андалузитовому типу регионального метаморфизма. По мнению ряда исследователей, он является индекс-минералом, указывающим на кристаллизацию в условиях низких давлений [14, 17].

В регионально метаморфизованных породах гвандринской и клычской свит, богатых кальцием, представлены парагенезисы куммингтонита с плагиоклазом, роговой обманкой, гранатом и биотитом. Эти минеральные ассоциации, развитые в дивариантной системе  $Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO$  с избыточными компонентами  $SiO_2$  и  $Na_2O$  (либо изредка  $K_2O$ ), устойчивы в широком интервале P-T условий [42, 80, 17]. В этих равновесных ассоциациях устанавливается постепенное замещение куммингтонита и плагиоклаза гранатом и глиноземистой роговой обманкой. Как известно, исчезновение куммингтонита и замещение его железомagneзиальными минералами является результатом повышения либо температуры, либо давления.

Но куммингтонитсодержащие парагенезисы были зафиксированы именно в наиболее высокотемпературных зонах - силлиманита и мигматита и формировании более высокотемпературных минералов не наблюдалось. Следовательно, разложение куммингтонита в высокометаморфизованных породах гвандринской

Таблица 3.13

Данные по сосуществовшим куммингтонитов и роговых обманок из метаморфитов Бульгеньской серии

# обр.	Парагенезис	Порода				Кум X Mg	Рог X Mg	Кум X Mg	Рог X Mg	$\frac{X_{Кум}}{X_{Рог}}$ $\frac{Mg}{Mg}$
		F	Вес. %							
			CaO	FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	+MgO					
		Зона силлиманита								
		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	0,46	0,43	0,46	0,43	1,07
317	Кум <sub>52</sub> +Рог <sub>57</sub> +Пл <sub>45</sub> +Кв+Ильм <sub>37</sub>	49	21,32	1,60	1,60	0,34	0,32	0,34	0,32	1,06
257	Кум <sub>64</sub> +Рог <sub>68</sub> +Бм <sub>61</sub> +Пл <sub>2</sub> +Кв+Ильм <sub>41</sub>	73	19,32	0,75	0,75	0,31	0,34	0,31	0,34	0,91
13-4	Кум <sub>69</sub> +Рог <sub>66</sub> +Гр <sub>66</sub> +Бм <sub>60</sub> +Пл+Кв	61	6,20	1,70	1,70	0,44	0,35	0,44	0,35	1,26
110-Г	Кум <sub>55</sub> +Рог <sub>65</sub> +Гр <sub>77</sub> +Бм <sub>54</sub> +Пл+Ильм <sub>39</sub>									
		Зона мигматита								
25I	Кум <sub>55</sub> +Рог <sub>73</sub> +Бм <sub>62</sub> +Пл+Кв+Ильм <sub>37</sub>	50	8,70	14,51	0,80	0,43	0,27	0,43	0,27	1,59
60-4	Кум <sub>67</sub> +Рог <sub>70</sub> +Гр <sub>74</sub> +Бм+Пл+Ильм (Бм <sub>60</sub> )	65	9,09	16,12	0,60	0,32	0,30	0,32	0,30	1,07

Примечание: Химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок и куммингтонитов см. в прилож. 3.10, 3.11 и 3.12, 3.13.

317 (бассейн р.Хецквара) - массивный кварцсодержащий амфиболит (рестит мигматита; состав лейкокраговой части мигматита - Кв+Пл). 257 (бассейн р.Хецквара) - биотит-кварц-плагиоклаз-амфиболовый сланец [Рог - 44% (0,2-5 мм), Пл - 19% (0,3-0,8 мм), Би - 16% (0,1-0,3 мм), Кум - 5% (0,2-1,2 мм), Ильм - около 2%]. 13-4 (бассейн р.Хецквара) - кварц-плагиоклаз-биотит-гранат-амфиболовый сланец [Рог - 46% (0,3-1 мм), Гр - 17% (0,4-1 мм), Би - 12% (0,2-0,5 мм), Пл - 10%, Ильм - 5%]. 110-Г (бассейн р.Клнч) - лейкокраговой кварцевый метадигригтовый гнейс [Пл - 55%, Би - 24% (0,1-0,5 мм), Кв - 15%, Гр - 3% (0,8-1,3 мм), Рог - 3% (0,1-0,3 мм), Кум - 2% (0,2-1,2 мм), Ильм - 2%]. 25I (бассейн р.Хецквара) - массивный кварцсодержащий амфиболит (рестит мигматита) состав лейкокраговой части мигматита - Кв+Пл. 30-4 (бассейн р.Клнч) - кварцсодержащий-биотит-гранат-амфиболовый метадигрит [Рог - 36% (0,1-1,5 мм), Пл - 34%, Гр - 15% (0,2-6 мм), Би - 6% (0,1-0,3 мм), Кв - 4%, Кум - 3% (0,1-0,3 мм), Ильм - 3%].

свиты (куммингтонит → сине-зеленая роговая обманка, куммингтонит → зеленая роговая обманка + магнетит, куммингтонит → биотит; куммингтонит + плагиоклаз → гранат + роговая обманка; куммингтонит → жедрит) может быть объяснено повышением давления. Однако, отсутствие (если не считать единичных находок) в метapelитах гвандринской свиты кианита свидетельствует о том, что максимальное давление в куммингтонитсодержащих метаморфитах было более низким, нежели характерное для тройной точки  $Al_2SiO_5$ . Об этом свидетельствует и полное отсутствие куммингтонита в кианитовых комплексах.

Таблица 3.14

Железистость сосуществующих роговой обманки и куммингтонита

Кум	Рог	Порода, местонахождение, автор
69	66	Кварц-плагиоклаз-биотит - гранат-амфиболовый сланец (обр.13-4). Гвандринская свита (Абхазия).
67	70	Кварцсодержащий биотит-гранат-амфиболовый метадiorит (обр.30-4). Абхазия.
34	34	Амфиболит, С.З.Квинсленд (Австралия) [205].
45	43	Амфиболит, Орнавазо, Вал д'Озола (Италия) [119].
48	49	Амфиболовый сланец, Рингаринга, остров Сткарт (Новая Зеландия) [206].
55	55	Амфиболит, Вороних тундр (Кольский полуостров) [16].
37	38	Амфиболит, Раджистан (Индия) [131].

### 3.3.7. Мусковит и биотит

Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и мусковитами изучено пока недостаточно. В частности, установлена положительная корреляция отношений  $Fe^{2+} : Mg$  между сосуществующим Му и Би [138, 9, 40], но не выявлена зависимость  $K_D^{Mg}$  от температуры. Л.Л.Перчук [207]

Таблица 3.15

Особенности Му - Би парагенезисов из насыщенных  $K_2O$  метapelитов буульгенской серии

# обр.	Парагенезис	Fe : Mg		Fe:Mg в Му		Na : (Na+K)		Na : (Na+K) в Му	
		Му	Би	Му	Би	Му	Би	Му	Би
90	Би <sub>38</sub> +Му+Пл+Кв	0,28	0,61	0,46		0,12	0,20	0,60	
14С	Би <sub>58</sub> +Му+Анд+Пл+Кв+Грф	0,40	1,37	0,29		0,24	0,13	1,85	
108С	Би <sub>59</sub> +Му+Кор <sub>34</sub> +Пл+Кв	0,47	1,40	0,34		0,20	0,19	1,05	
89С	Би <sub>59</sub> +Му+Анд+Кв+Пл	0,53	1,44	0,37		0,22	0,21	1,16	
890	Би <sub>51</sub> +Му+Анд+Кв+Грф	0,61	1,13	0,54		0,15	0,06	2,50	
852	Би <sub>53</sub> +Му+Кор <sub>42</sub> +Сил+Пл	0,06	1,13	0,05		0,15	0,07	2,14	

ЗОНА БИОТИТА

ЗОНА СТАВРОЛИТА

ЗОНА СИЛИМАНИТА

Химический состав биотитов и мусковитов см. в приложениях 3.4 и 3.5.

Распределение фемических компонентов между сосуществующими ставролитом и биотитом, парагенезисы и температуры их равновесий в метapelитах буульгенской серии

№ обр.	Парагенезис I)	F породы	X Mg <sup>2+</sup> Mg	X Mg <sup>3+</sup> Mg	X Mg <sup>St</sup> Mg	Т°С 4)	
						Гр-Би [62]	Грайдитовый [104]
I	2	3	4	5	6	7	8
376	Ст83-Би55-Гр89-Пл-Кв-Анд (Сил, Кор, Шп, Кор45, Шп)	63	0,17	0,45	0,38	525	-
377	Ст86-Би65-Гр-Пл-Кв (Сил, Би65)	56	0,14	0,35	0,40	-	-
262	Би42-Гр-Мед-Кор-Шп (Ст77, Гр81)	74	(0,23)	0,58	-	-	-
6-4	Ст83-Би-Гр82-Пл-Грф (Кор, Фибр, Би59)	69	0,17	(0,41)	-	-	-
17-4	Ст84-Би46-Гр80-Анд-Пл-Кв-Грф	71	0,16	0,54	0,30	605	580
525	Ст-Би56-Гр88-Анд-Пл-Кв-Грф	64	-	0,44	-	575	570
21-4	Ст-Би54-Гр88-Пл-Кв-Грф (Сил, Шп, Кор45, Скап)	75	-	0,46	-	530	-
22-4	Би59-Сил-Кор51-Гр-Шп-Пл (Анд, Ст, Кв)	56	-	0,41	-	-	-
25-4	Би65-Сил-Гр-Кв (Ст, Анд)	-	-	0,35	-	-	-
309	Би58-Фибр-Гр-Кор-Кв-Грф (Ст, Анд, Пл)	59	-	0,42	-	-	-
28-4	Би46-Гр77-Сил-Кор-Шп-Пл (Ст, Анд, Кв)	68	-	0,54	-	(630)	-
29-4	Би55-Гр79-Сил-Кор-Шп-Пл (Ст, Анд, Скап, Кв)	67	-	0,45	-	(670)	-
24-4	Ст77-Гр-Би-Пл-Кв (Кор, Шп, Скап)	64	0,23	-	-	-	-
26-4	Ст75-Би-Гр-Анд-Пл-Кв (Кор, Сил)	66	0,25	-	-	-	-
12-4	Би58-Гр83-Сил-Шп-Кор-Грф (Ст, Анд, Кв, Пл)	67	(0,17)	0,42	-	(650)	-
364	Ст86-Анд-Би (Гр86, Би60, Сил, Кор, Шп)	70	0,14	(0,40)	-	(625)	-
3885	Би57-Гр77-Пл-Кв (Ст82, Му)	65	0,18	0,42	0,43	(665)	-

1) В скобках неравновесные минералы; 2)  $X_{Mg}^{St} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$ ; 3)  $X_{Mg}^{Би} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$ ; 4) В скобках температура неравновесных со Ст ассоциаций. Состав биотита и ставролита см. в приложении 3.3 и 3.7.

в мусковит, а К - в обратном направлении.

Равновесная ассоциация Му-Би наблюдается в зонах биотита, ставролита и силлиманита в насыщенных  $K_2O$  метapelитах буульгенской серии.

Анализ 6 образцов сосуществующих пар Му-Би буульгенской серии (табл. 3.15) выявил некоторые особенности этой ассоциации. Явно улавливается уменьшение соотношения  $\frac{Fe:Mg}{в Му}$  в Би и повышение -  $\frac{Na:(Na+K)}{в Му}$  в Би в равновесных парах Му-Би с нарастанием степени метаморфизма, но эти данные основываются на ограниченном фактическом материале.

### 3.3.8. Ставролит и биотит

Эта ассоциация широко распространена в недосыщенных  $K_2O$  метapelитах ставролитовой зоны буульгенской серии. Ставролит и биотит сосуществуют в весьма узком температурном интервале зоны ставролита (520-600°C), и нам не удалось установить какие-либо закономерности в характере распределения железо-магнезиальных компонентов данных минералов (табл. 3.16). Видимо, на равновесие Ст+Би оказывает влияние состав породы, тем более что в ассоциации с этой парой содержатся железо-магнезиальные минералы: Гр, Кор, Шп, Жед.

## 4. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА) ПОРОД ЛАШТРАКСКОЙ СВИТЫ

### 4.1. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность

В метаморфитах лаштракской свиты нами установлена прогрессивная региональная метаморфическая зональность. Сложная преимущественно метapelитами, эта свита является весьма благоприятным объектом для выделения зон и субфаций, в то время как дамхурцевская, в основном представленная богатыми CaO породами, непригодна для этой цели - ее минеральные парагенезисы практически невозможно использовать в качестве границ зон или фациальных границ. Отметим также, что лаштракскую свиту мы предположительно считаем аллохтонной пластиной, так как, в доступных наблюдениях местах лаштракская и дамхурцевская свиты везде отделены друг от друга зоной милонитизации и тектоническими нарушениями и по набору пород резко различны - дамхурцевская свита метаморфизована в условиях регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, значительно отличающиеся от условий, в котором формировалась лаштракская свита. Следует также отметить более высокотемпературный характер метаморфитов первой свиты сравнительно со второй.

Подавляющая часть лаштракской свиты представлена насыщенными  $K_2O$  метapelитами, небольшую роль играют в ней богатые CaO породы и еще реже встречаются недосыщенные  $K_2O$  метapelиты (приложение 4.1; рис. 4.1, 4.2, 4.3). Пересыщенных  $K_2O$  метapelитов в свите нет. На петрохимических диаграммах  $(Mg + Fe) : K : Al$  и  $K:Ca:(Al + Fe + Mg)$  фигуративные точки этих пород образуют обособленные друг от друга поля, а на диаграмме  $Ca:(Al + Fe + Mg)$  значительно перекрывают друг друга.

В метаморфитах лаштракской свиты выделяются гранатовая и ставролитовая зоны, а также закартирована псевдокианит-мусковитовая "зона", представленная своеобразными кианитовыми породами (рис. 4.4).

Рис.4.1. Петрохимическая диаграмма метаморфитов лаштракской свиты для отношения  $(Mg + Fe) - K - Al$  (в атомных процентах): I - насыщенные  $K_2O$  метапелиты; 2 - недосыщенные  $K_2O$  метапелиты; 3 - богатые  $CaO$  породы.

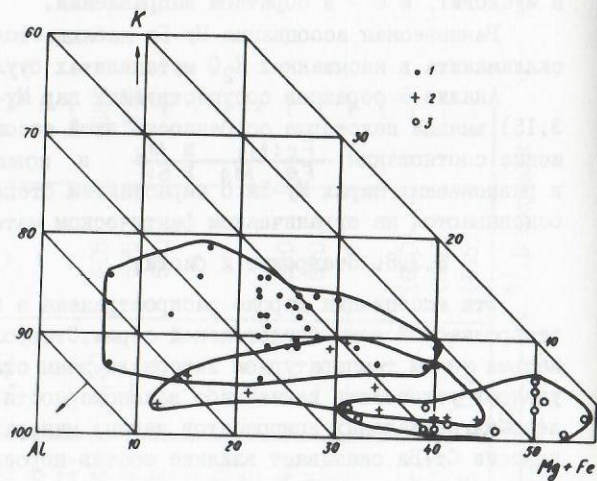


Рис.4.2. Петрохимическая диаграмма метаморфитов лаштракской свиты для отношения  $(Al + Fe + Mg) - K - Ca$  (в атомных процентах). Условные обозначения те же, что на рис.4.1.

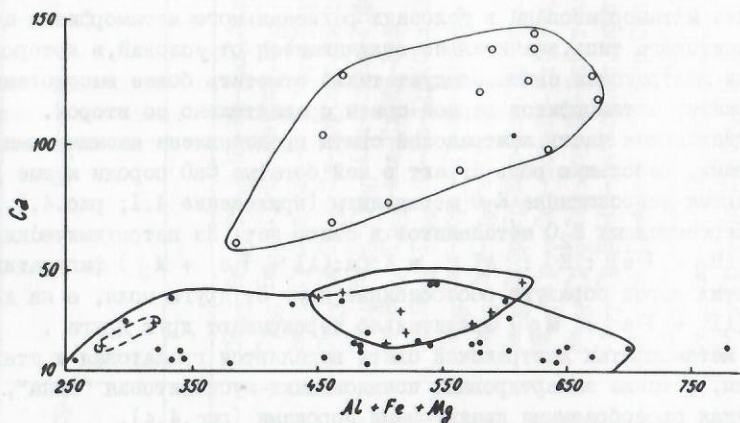
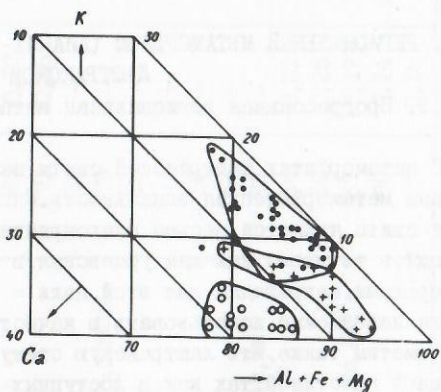


Рис.4.3. Петрохимическая диаграмма метаморфитов лаштракской свиты для отношения  $(Al + Fe + Mg) - Ca$ . Условные обозначения те же, что на рис.4.1.

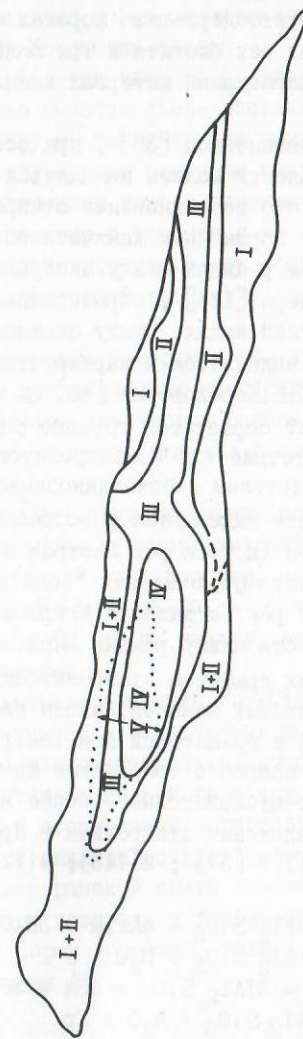
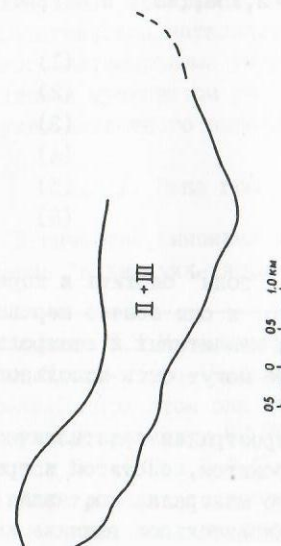


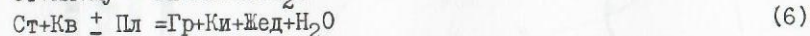
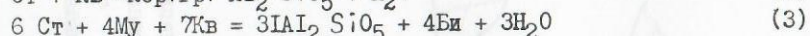
Рис.4.4. Региональная метаморфическая зональность в метаморфитах лаштракской свиты. Метаморфические зоны (фаши) и субфаши: I - зона граната (альмандин-хлорит-хлоритовидная субфаши); зона старролита; II - ставролит-хлоритовидная субфаши, III - ставролит-хлоритовая субфаши, IV - квантит-слютит-ставролитовая субфаши; V - псевдоквантит-мусковитовая зона (ограничена точками); I + II - нерасчлененные; II + III - нерасчлененные.

Остается неясным значение ставролитовой и кианитовой зон прогрессивного регионального метаморфизма. Как известно, в прогрессивной последовательности кианит в биотитсодержащих породах обычно появляется позже ставролита, а в породах без биотита и при более низких температурах. С повышением давления температурный интервал кианитовой и ставролитовой зон уменьшается [39, 83].

По данным К.Б.Кеппежинскаса [38], при особо высоких давлениях кианит прогрессивной зональности должен появляться раньше ставролита. А.Миясио [57] предполагает, что возникновение ставролита и кианита может быть в большей мере связано с вариациями химического состава исходных глинистых пород, чем с характером реакций между минералами при повышении температуры. По мнению Г.А.Чиннера [125], образование кианитовой и ставролитовой зон обусловлено миграцией калия. Ввиду сложности данного вопроса нередко в разных районах мира выделяется и картируется единая ставролит-кианитовая зона. Но недавно С.П.Кориковский [46] на обширном фактическом материале показал, что кианит образуется гораздо раньше ставролита за счет распада пирофилита и отсутствие его в ставролитовых зонах многих регионов связано всего лишь с отсутствием высокоглиноземистых метапелитов в их разрезах.

В лаштракской свите выделяются разобщенные обширные выходы ставролитовых пород без кианита (истоки рек Лаштрак и Белая) и кианит-мусковитовые породы (псевдокианит-мусковитовая "зона") со спорадическими проявлениями ставролита (истоки рек Бигдазия и Агурибза и особенно восточные склоны водораздельного хребта между реками Бигдазия и Белая). На правобережье Лашипсе среди богатых графитом ставролитсодержащих пород встречаются пачки безграфитовых кианитовых сланцев. Выходы кианитсодержащих пород охватывают части ставролитовой и гранатовой зон (см. рис. 4.4). Судя по этим данным, целесообразно ставить вопрос о том, какие из этих пород - ставролитовые без кианита или кианит-мусковитовые - более высокотемпературны.

Как известно, разложение ставролита в прогрессивной стадии идет в основном по реакции (1,3 [57]; 2 [145]; 4 [125, 162, 156, 148]; 5 [46]; 6 [83]):



Но в метаморфитах псевдокианит-мусковитовой "зоны" биотита и кордиерита нет, а ставролит и гранат встречаются редко, и они обычно неравновесны с кианитом. Приведенные реакции равновесия кианитовых и ставролитовых пород не проявляются в лаштракской свите и не могут быть использованы для решения поставленной выше задачи.

В метапелитах лаштракской свиты широко распространен кристаллический графит. В богатых фемическими минералами - ставролитом, биотитом и гранатом - породах графит нередко играет роль главного минерала, составляя местами до 40%. По-видимому, он оказывает восстановительное влияние на

породах лаштракской свиты графита нет и в них интенсивно проявляются процессы окисления железистых минералов - биотита, граната и ставролита. Преобразование безграфитовых пород схематически протекает по уравнению  $\text{Ст} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{кислород} = \text{Ки} + \text{Му} + \text{Кв} + \text{окислы железа}$ .

Предположение о том, что развитие кианита и ставролита в лаштракской свите в большей мере обусловлено окислительно-восстановительным режимом среды, нежели вариацией температуры, давления или химического состава исходных пород, подтверждается минеральным составом кианитовых и безкианитовых пород этой свиты. Кианитсодержащие породы псевдокианит-мусковитовой "зоны" всегда очень богаты мусковитом и кварцем и не содержат железистых силикатов (лишь местами они играют второстепенную роль). Эти породы хорошо картируются в поле благодаря характерной расцветке, придаваемой им окислами железа.

В пользу упомянутого предложения говорит и то, что на правобережье р. Лашипсе среди богатых графитом ставролитовых метапелитов встречаются пачки безграфитовых и безставролитовых кианитовых метапелитов и кианит-роговообманково-ставролитовых пород, формировавшихся в одинаковых Т-Р условиях.

Т.Г.Чхотуа и Г.Д.Думбадзе [96] считают парагенезисы Ки+Би+Му+Пл+Кв и Ки+Му+Пл+Кв продуктами регионального метаморфизма амфиболитовой фации, заменяемыми в связи с метасоматической зональностью, по принципу кислотного выщелачивания парагенезисами Ки+Му+Кв и Ки+Кв, а редкие ассоциации  $\text{Рог} + \text{Ки} + \text{Ст} + \text{Кв}$ ,  $\text{Рог} + \text{Ст} + \text{Гр} + \text{Кв}$  и  $\text{Рог} + \text{Ки} + \text{Пл} + \text{Кв}$ , по их мнению, образуются в кислотной стадии при низкой активности натрия.

По нашему мнению, минеральные ассоциации  $\text{Рог} + \text{Ст} + \text{Ки} + \text{Гр}$ ,  $\text{Ст} + \text{Ки}$  при кианитовом типе метаморфизма образуются в бескальцевых породах специфического состава, обладающих повышенной глиноземистостью, высоким содержанием кальция, железа и магния и сравнительно низкой железистостью. Специфический состав этих пород в сочетании с отсутствием региональной метасоматической зональности в лаштракской свите свидетельствует о том, что кианитсодержащие парагенезисы метапелитов лаштракской свиты являются продуктами регионального метаморфизма умеренного давления и только интенсивно обогащенные кианитом и мусковитом участки пород возможно, видимо, рассматривать как продукты кислотного выщелачивания<sup>1)</sup>.

#### 4.1.1. Зона граната

В качестве синонима этой зоны С.П.Кориковский [46] удачно предлагает название "альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация". Эта наиболее низкая

<sup>1)</sup> По данным Н.И.Московченко [58] ставролит-роговообманковые парагенезисы района Кукас-озеро (Карелия) образуются по реакции  $\text{Би} + \text{Пл} + \text{FeO} \rightleftharpoons \text{Ст} + \text{Рог} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ . При этом она считает, что Р не ниже 6 кбар, а Т по гранат-биотитовому геотермометру 570°C. По расчетам В.В.Федькина [85] для этого парагенезиса Т=540°C, а Р=7,0 кбар. По исследованиям В.И.Лебедева соавторами [51] формирование ставролит-роговообманково-кианитовых парагенезисов обусловлено особенностями химического состава пород. При равновесии этих ассо-

ступень регионального метаморфизма, проявившегося в лаштракской свите. Низкотемпературная часть этой субфации в метаморфитах данной свиты не устанавливается, ибо, как известно, первыми образуются чисто железистые гранаты, отсутствующие в метаморфитах исследуемого района. Верхняя граница зоны отбивается по первому появлению ставролита в насыщенных  $K_2O$  метапелитах.

Большая часть зоны представлена насыщенными  $K_2O$  метапелитами, затем следуют богатые  $CaO$  породы. Недосыщенные  $K_2O$  метапелиты играют подчиненную роль.

В насыщенных  $K_2O$  метапелитах наиболее распространены кварц, мусковит, хлорит, гранат, графит, затем следуют альбит, биотит и очень редко встречаются кианит и хлоритоид. Состав минералов и парагенезисы насыщенных  $K_2O$  метапелитов алмаздин-хлоритоидной субфации показаны на рис.4.5. Насыщенные  $K_2O$  метапелиты представлены преимущественно графит-гранат-хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами.

В недосыщенных  $K_2O$  метапелитах, в отличие от насыщенных, помимо мусковита, кианит и хлоритоид не обнаружены, а графит фиксируется сравнительно редко. Спорадически наблюдаются эпидот и стильпномелан. Наиболее распространенными разновидностями недосыщенных  $K_2O$  метапелитов являются кварц-альбит-хлоритовые и гранат-кварц-хлоритовые сланцы. Минеральные парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метапелитов алмаздин-хлорит-хлоритоидной субфации представлены на диаграмме рис.4.6.

Богатые  $CaO$  породы этой субфации представлены амфиболовыми, хлоритовыми и эпидотовыми сланцами. Главную роль играют в них хлорит, эпидот, актинолит и альбит, затем следуют сфен и кальцит.

#### 4.1.2. Зона ставролита

В ставролитовой зоне выделяется три температурные субфации [46]: ставролит-хлоритоидная, ставролит-хлоритовая и кианит (силлиманит, андалузит)-биотит-ставролитовая. Все они установлены в метаморфитах лаштракской свиты (см. рис.4.5, 4.6 и 4.7). Высокотемпературная ступень последней - силлиманит-биотит-ставролитовая, где ставролит стабилен с силлиманитом (после инверсии  $Kл \rightarrow Сил$ ), - в метаморфитах лаштракской свиты не наблюдается.

Ставролит-хлоритоидная субфация. Сравнение минеральных парагенезисов насыщенных и недосыщенных  $K_2O$  метапелитов этой фации показывает весьма сильное различие между ними (рис.4.5 и 4.6). Характерные минералы первых кварц, мусковит, гранат, хлорит, графит и ставролит, затем следуют плагиоклаз и биотит. Хлоритоид и кианит встречаются редко. В недосыщенных  $K_2O$  метапелитах, в отличие от насыщенных, помимо мусковита, ставролит и кианит не наблюдаются, графит играет более подчиненную роль, а хлоритоид встречается исключительно редко. В сущности, ставролит-хлоритоидная субфация в метаморфитах лаштракской свиты выделяется на основании парагенезисов насыщенных  $K_2O$  метапелитов. Низкотемпературная граница субфации устанавливается по первому появлению стильпномелана в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах, а высокотемпературная - по исчезновению хлорито-

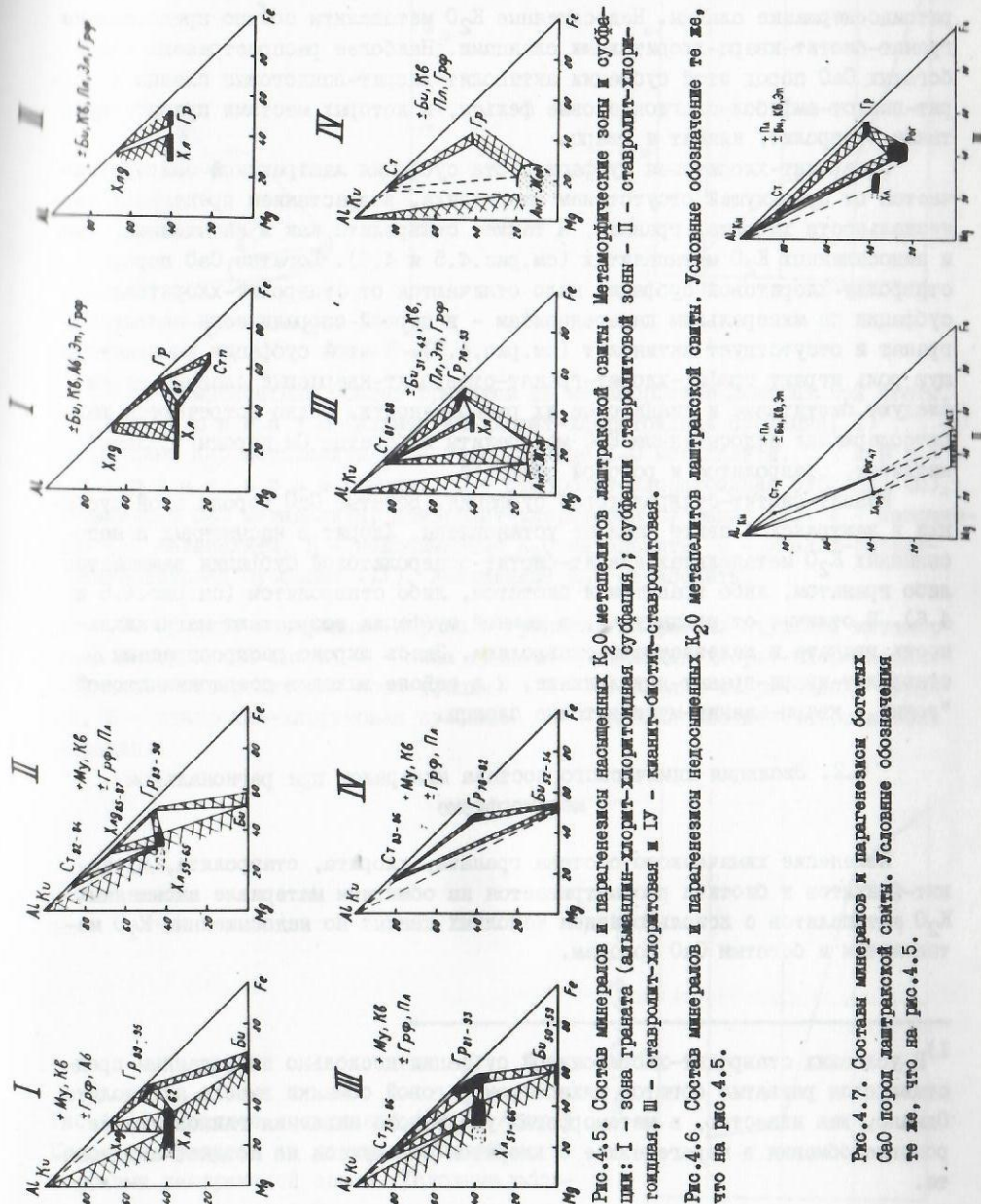


Рис.4.5. Состав минералов и парагенезисы насыщенных  $K_2O$  метапелитов лаштракской свиты. Метаморфические зоны и субфации: I - зона граната (алмаздин-хлоритоидная субфация); субфации ставролитовой зоны - II - ставролит-хлоритоидная, III - ставролит-хлоритовая и IV - кианит-биотит-ставролитовая.

Рис.4.6. Состав минералов и парагенезисы недосыщенных  $K_2O$  метапелитов лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис.4.5.

Рис.4.7. Составы минералов и парагенезисы богатых  $CaO$  пород лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис.4.5.



ида. В богатых CaO породах этой субфации, помимо хлорита, эпидота, актинолита, сфена и кальцита, встречающихся в предыдущей субфации, присутствуют плагиоклаз и нередко ставролит, кианит и роговая обманка (рис. 4.7)<sup>1)</sup>. Среди насыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов лаштракской свиты наиболее широко распространены графит-гранат-хлорит-мусковитовые сланцы, затем следуют их биотитовые разновидности и сравнительно редки ставролит и хлоритоидсодержащие сланцы. Недосыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты обычно представлены гранат-биотит-кварц-хлоритовыми сланцами. Наиболее распространены среди богатых CaO пород этой субфации актинолит-хлорит-эпидотовые сланцы и хлорит-эпидот-амфибол-плагиоклазовые фельсы, в которых местами присутствуют также ставролит, кианит и кварц.

**Ставролит-хлоритовая субфация.** Эта субфация лаштракской свиты отличается от предыдущей отсутствием хлоритоида, возрастанием предельной магнезиальности хлорита, граната, а также ставролита как в насыщенных, так и недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитах (см. рис. 4.5 и 4.6). Богатые CaO породы ставролит-хлоритовой субфации мало отличаются от ставролит-хлоритоидной субфации по минеральным парагенезисам – в первой спорадически появляется гранат и отсутствует актинолит (см. рис. 4.7). В этой субфации главенствующую роль играют графит-хлорит-гранат-ставролит-кварцевые сланцы, затем следуют биотитовые и кианитовые их разновидности, редко встречаются жезритсодержащие недосыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты и богатые Ca породы (фельсы) с кианитом, ставролитом и роговой обманкой.

**Кианит-биотит-ставролитовая субфация.** Богатые CaO породы этой субфации в лаштракской свите нами не установлены. Хлорит в насыщенных и недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитах кианит-биотит-ставролитовой субфации замещается либо гранатом, либо гранатом и биотитом, либо ставролитом (см. рис. 4.5 и 4.6). В отличие от предыдущей, в данной субфации возрастают магнезиальность граната и железистость ставролита. Здесь широко распространены ставролит-кварц-гранат-двуслюдяные, а в районе выходов псевдокианитовой "зоны" – кварц-кианит-мусковитовые сланцы.

#### 4.2. Эволюция химического состава минералов при региональном метаморфизме

Изменение химического состава граната, хлорита, ставролита, мусковит-фенгитов и биотита рассматривается на обширном материале насыщенных K<sub>2</sub>O метapelитов с использованием неполных данных по недосыщенным K<sub>2</sub>O метapelитам и богатым CaO породам.

<sup>1)</sup> В условиях ставролит-хлоритоидной субфации несколько неожиданным представляется развитие богатой глиноземом роговой обманки вместо актинолита. Однако, как известно, в метаморфитах умеренного давления глиноземистые роговые обманки в парагенезисе с хлоритом образуются не позднее актинолита.

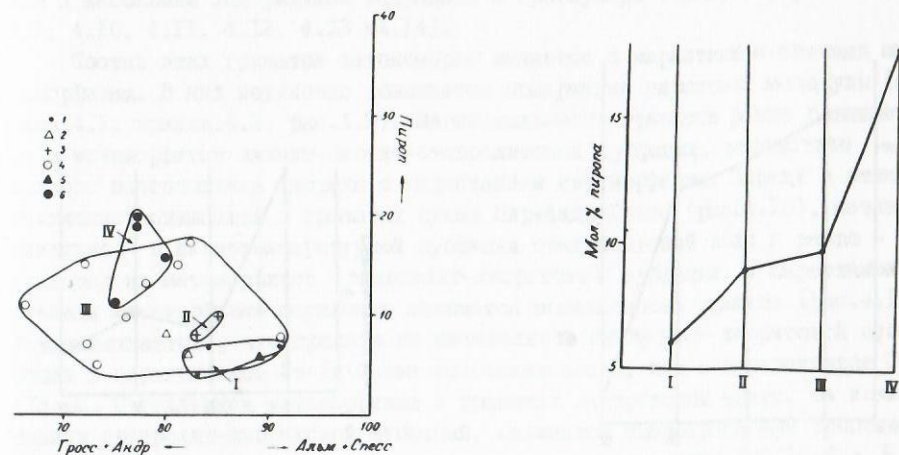


Рис. 4.8. Компонентный состав гранатов из метаморфитов лаштракской свиты. Зона граната (альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация; I): 1 – насыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты, 2 – недосыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты. Ставролитовая зона (фация): 3 – ставролит-хлоритоидная субфация (II), насыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты; ставролит-хлоритовая субфация (III): 4 – насыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты, 5 – недосыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты; 6 – кианит-биотит-ставролитовая субфация (IV), насыщенные K<sub>2</sub>O метapelиты.

Рис. 4.9. Среднее содержание пироба в гранатах из разных ступеней метаморфизма лаштракской свиты. I – зона граната (альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация); ставролитовая зона (фация): II – ставролит-хлоритоидная субфация, III – ставролит-хлоритовая субфация, IV – кианит-биотит-ставролитовая субфация.

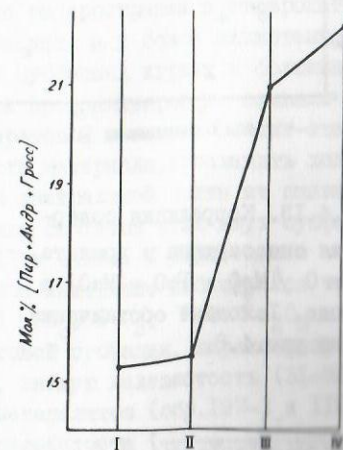


Рис. 4.10. Среднее содержание (Пир + Андр + Гросс) в гранатах из разных ступеней метаморфизма лаштракской свиты. Условные обозначения см. на рис. 4.9.

#### 4.2.1. Гранат

Гранаты из метаморфитов лаштракской свиты принадлежат к пиральспитам с небольшим содержанием андрадита и гроссуляра (табл.4.1; рис.4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12, 4.13 и 4.14).

Состав этих гранатов закономерно меняется с нарастанием степени метаморфизма. В них неумоно повышается содержание пироповой молекулы (см. табл.4.1; прилож.4.2, рис.4.9). Магнезиальность гранатов резко повышается в метаморфитах кианит-биотит-ставролитовой субфации, вследствие полного исчезновения хлорита с нарастанием метаморфизма. Наряду с этим неуклонно повышается в гранатах сумма Пир+Андр+Гросс (рис.4.10), незначительно - в низкотемпературной субфации ставролитовой зоны и резко - в гранатах из метаморфитов ставролит-хлоритовой субфации. С нарастанием степени метаморфизма неуклонно снижается железистость граната (рис.4.11). Устанавливается, что гранаты из метапелитов ставролит-хлоритовой субфации в парагенезисе Ст+Хл более высокожелезисты, чем в парагенезисе Ст+Хл+Би. С усилением метаморфизма в гранатах лаштракской свиты, за исключением ставролит-хлоритовой субфаций, снижается спессартиновый компонент (рис.4.12). Содержание спессартина в гранате и отношение  $MnO/(MgO + FeO + MnO)$  или  $MnO$  слабо коррелируются (рис.4.13 и 4.14). На диаграмме Пир-(Альм+Спес) - (Грос+Андр) четко выражена тенденция увеличения в гранате содержания пироба с повышением степени метаморфизма и менее четко увеличение содержания Грос+Андр (см.рис.4.8). На ней выделены поля гранатов алмадин-хлорит-хлоритоидной, ставролит-хлоритоидной, ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфаций. Поле ставролит-хлоритовой субфации перекрывает поля других субфаций. Данная диаграмма, как и рассмотренные выше, свидетельствует, что состав граната зависит от степени метаморфизма и состава вмещающей породы.

#### 4.2.2. Биотит

Количественная роль биотита возрастает с нарастанием степени метаморфизма в лаштракской свите. Биотит широко распространен в ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфациях, а в более низкотемпературных гранатовой и ставролит-хлоритоидной субфациях играет в большинстве случаев роль второстепенного минерала. Нами проанализированы главным образом монофракции биотита из ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфаций и, вследствие ограниченности материала, проследить ход эволюции состава биотита по всем субфациям лаштракской свиты не оказалось возможным. Ниже приводится сравнение состава биотитов этих двух субфаций (табл.4.2; прилож.4.3; рис.4.15, 4.16, 4.17 и 4.18). С нарастанием степени метаморфизма в ограниченном температурном интервале наблюдается тенденция повышения железистости и содержания  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $FeO + Fe_2O_3$  и  $K_2O$  и снижение  $Al_2O_3$  и  $MgO$ . В ставролит-хлоритовой субфации, характеризуемой значительными колебаниями состава биотита, низкую железистость (31-92%) обнаруживают биотиты из недосыщенных  $K_2O$  метапелитов (обр.197-3 и 119-3). Полностью совпадают значения средней глиноземистости ( $\frac{Al}{Mg+Fe+Ti+Mn+Al}$ , 0,387 и 0,388) и содержания истонит-сидерофиллитовой молекулы (70 и 70%)

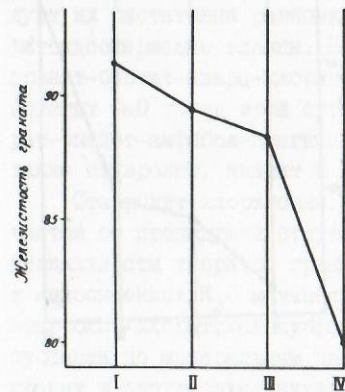


Рис.4.11. Средняя железистость граната из разных ступеней метаморфизма лаштракской свиты. Условные обозначения см.на рис.4.9.

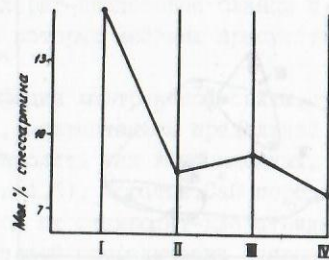


Рис.4.12. Среднее содержание спессартина в гранатах из разных ступеней метаморфизма лаштракской свиты. Условные обозначения см.на рис.4.9.

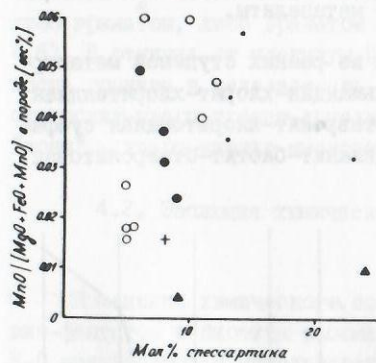


Рис.4.13. Корреляция содержания спессартина в гранате с  $MnO / (MgO + FeO + MnO)$  в породе. Условные обозначения см.на рис.4.8.

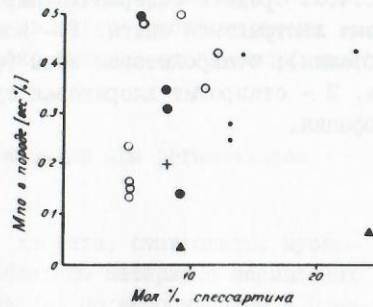


Рис.4.14. Корреляция содержания спессартина в гранате с содержанием  $MnO$  в породе. Условные обозначения см. на рис. 4.8.

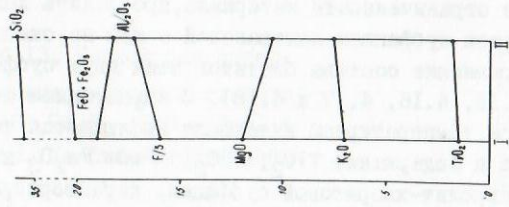


Рис. 4.15. Изменение в химическом составе биотитов ставролитовой зоны лаштракской морфизме. I - ставролит-хлоритовая суфация; II - кванцит-биотит-ставролитовая суфация.

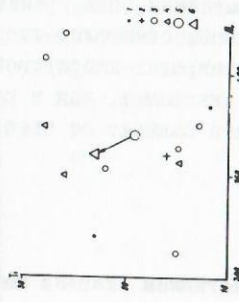


Рис. 4.16. Корреляция содержания Ti и Al в биотите лаштракской свиты. Зоны и суфации: I - зона граната (альмандин-хлорит-хлоритовая суфация); суфации ставролитовой зоны: 2 - ставролит-хлоритовая, 3 - ставролит-хлоритовая, 4 - кванцит-биотит-ставролитовая; 5 и 6, соответственно - средние содержания для биотитов ставролит-хлоритовой и кванцит-биотит-ставролитовой суфации.

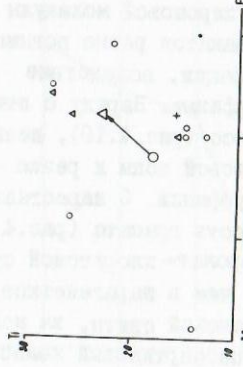


Рис. 4.17. Соотношение между содержанием Ti и железистости (F) в биотитах лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис. 4.16.

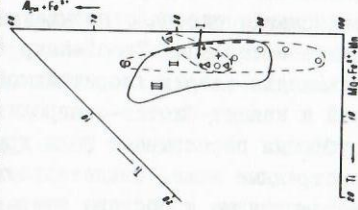


Рис. 4.18. Изменение соотношений среди катионов шестерной координации в биотитах лаштракской свиты при региональном метаморфизме. Поля биотитов: I - ставролит-хлоритовая суфация, II - кванцит-биотит-ставролитовая суфация; III - ставролитовой и силлиманитовой зон бузульгенской серии. Остальные обозначения см. на рис. 4.16.

Таблица 4.1

Компонентный состав гранатов из разных ступеней метаморфизма лаштракской свиты

№ обр.	Пир	Альм	Слес	Андр	Гросс	F породы	Порода, вес. %		IO
							MnO	MnO/(MgO + FeO + MnO)	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO
ЗОНА ГРАНАТА									
(альмандин-хлорит-хлоритовая суфация)									
290-3	7	6I	23	5	4	58	0,43	0,32	Гр <sub>89</sub> +Му+Хл+Пл+Ки
250-3х	7	77	14	-	3	66	0,42	0,057	Гр <sub>92</sub> +Хл <sub>62</sub> +Му+Грф
240-3х	4	70	13	-	13	66	0,25	0,037	Гр <sub>95</sub> +Хл <sub>55</sub> +Му+Грф+Бм
259-3х	6	7I	II	-	13	-	-	-	Гр <sub>93</sub> +Бм <sub>60</sub> +Стп <sub>77</sub> +Хл
ЗОНА СТАВРОЛИТА									
ставролит-хлоритовая суфация									
52-3х	10	77	8	-	4	72	0,20	0,016	Гр <sub>99</sub> +Ст <sub>82</sub> +Хл <sub>65</sub> +Хл <sub>59-65</sub> +Му+Грф
54-3х	8	74	9	-	9	66	0,42	0,048	Гр <sub>90</sub> +Ст <sub>84</sub> +Хл <sub>67</sub> +Хл <sub>68</sub> +Му+Грф
I2I-3	5	67	6	4	18	60	0,42	0,052	Гр <sub>93</sub> +Ст+Хл+Му+Пл+Грф
I78-3х	6	78	II	-	5	-	-	-	Гр <sub>93</sub> +Ст <sub>81</sub> +Хл+Грф
I29-3х	13	65	13	-	9	61	0,28	0,044	Гр <sub>94</sub> +Ст+Хл+Му+Пл+Грф
I22-3	7	68	5	13	7	69	0,17	0,017	Гр <sub>92</sub> -Хл <sub>60</sub> -Ст-Му-Пл-Грф
I19-3х	8	7I	9	-	11	67	0,03	0,004	Гр <sub>99</sub> +Ст <sub>88</sub> +Хл <sub>65</sub> +Бм <sub>42</sub> +Пл

	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3 <sup>X</sup>	7	80	II	-	3	8I	0,35	0,04I	Гр <sub>92</sub> +Ст <sub>86</sub> +Хл+Бм <sub>55</sub> +Му+Грф
3	15	72	9	4	-	70	0,50	0,062	Гр <sub>83</sub> +Ст <sub>83</sub> +Бм <sub>50</sub> +Хл+Му
3	15	67	5	5	9	-	-	-	Гр <sub>82</sub> +Ст <sub>83</sub> +Бм <sub>59</sub> +Хл <sub>51</sub> +Пл <sub>51</sub> +Му+Грф
3	7	66	5	10	12	67	0,14	0,016	Гр <sub>91</sub> +Хл <sub>66</sub> +Ст+Бм+Пл+Му+Грф
3	10	71	5	4	10	73	0,24	0,027	Гр <sub>87</sub> +Ст <sub>83</sub> +Бм+Хл+Му+Пл
3	16	70	12	-	2	72	0,42	0,047	Гр <sub>81</sub> +Ст <sub>83</sub> +Бм <sub>50</sub> +Хл+Му+Грф
3 <sup>X</sup>	9	83	5	-	4	72	0,14	0,018	Гр <sub>90</sub> +Ст <sub>73</sub> +Бм <sub>51</sub> +Хл+Му+Грф
3 <sup>X</sup>	16	52	24	-	8	4I	0,07	0,011	Гр <sub>76</sub> +Бм <sub>31</sub> +Ст+Бм+Кл
3	16	66	9	9	-	76	0,14	0,025	Гр <sub>81</sub> +Бм <sub>52</sub> +Му
3	20	69	8	3	-	73	0,31	0,033	Гр <sub>78</sub> +Ст <sub>86</sub> +Бм <sub>51</sub> +Му+Грф
3	16	74	6	4	-	79	0,50	0,049	Гр <sub>82</sub> +Ст <sub>83</sub> +Бм+Му+Грф
3	19	70	8	3	-	74	0,35	0,038	Гр <sub>79</sub> +Ст <sub>83</sub> +Бм <sub>54</sub> +Му+Грф

Клинт-биолит-ставролитовая субфация

Примечание: название и местонахождение пород см. в прилож. 4.1. Химический состав гранатов см. в прилож. 4.2.

Насыщенные K<sub>2</sub>O метабелиты: 250-3, 240-3, 52-3, 54-3, 121-3, 129-3, 122-3, 33-3, 108-3, 290-3, 116-3,

120-3, 134-3, 171-3, 173-3, 173-3, 153-3, 167-3, 169-3, 170-3. Недосыщенные K<sub>2</sub>O метабелиты: 259-3, 178-3, 119-3, 197-3.

Все рассматриваемые породы с избытком кремнезема и для простоты изложения кварц из парагенезисов условно исключен.

Таблица 4.2  
Кристаллохимические формулы биолитов в пересчете на 12 атомов из метабелитов лагтракской смяти

№ обр.	Si	Al <sub>IV</sub>	Al <sub>VI</sub>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	F	Породы	Парагенезис
ЗОНА ГРАНАТА															
( альмандин-хлорит-хлоритовая субфация )															
259-3 <sup>X</sup>	2,70	1,30	0,46	0,07	1,44	н.о.	0,94	0,05	0,10	0,74	н.о.	65		Бм <sub>60</sub> +Гр <sub>93</sub> +Ст <sub>77</sub> +Хл	
44-4 <sup>X</sup>	2,70	1,30	0,17	0,11	1,72	0,03	0,95	н.о.	0,12	0,80	н.о.	64		Бм <sub>64</sub> +Хл+Му+Гр+Аб+Грф	
ЗОНА СТАВРОЛИТА															
Ставролит - хлоритовая субфация															
138-3	2,66	1,34	0,28	0,07	0,13	-	1,14	0,05	0,08	0,64	2,46	63		Бм <sub>52</sub> +Му+Пл+Гр+Грф	
Ставролит - хлоритовая субфация															
197-3 <sup>X</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	41	Бм <sub>31</sub> +Гр <sub>76</sub> +Ст+Бм+Кл	
119-3 <sup>X</sup>	2,63	1,37	0,46	0,12	1,06	-	1,44	н.о.	0,10	0,62	н.о.	67		Бм <sub>42</sub> +Ст <sub>88</sub> +Гр <sub>89</sub> +Хл <sub>65</sub> +Пл	
116-3 <sup>X</sup>	2,75	1,25	0,37	0,10	1,46	н.о.	1,01	0,01	0,08	0,68	н.о.	-		Бм <sub>59</sub> +Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>82</sub> +Хл <sub>51</sub> +Му+Пл+Грф	
108-3	2,65	1,35	0,30	0,07	1,24	-	1,30	0,04	0,02	0,68	2,06	70		Бм <sub>50</sub> +Ст <sub>83</sub> +Му+Гр <sub>83</sub> +Хл	
171-3	2,28	1,72	0,13	0,07	1,44	-	1,42	-	0,04	0,72	2,26	72		Бм <sub>50</sub> +Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>81</sub> +Хл+Му+Грф	
33-3 <sup>X</sup>	2,51	1,49	0,75	0,12	1,13	н.о.	0,94	н.о.	0,62	н.о.	н.о.	81		Бм <sub>55</sub> +Гр <sub>92</sub> +Ст <sub>86</sub> +Хл+Му+Грф	
173-3	2,69	1,31	0,16	0,07	1,14	1,27	0,06	1,35	-	0,04	0,70	2,06	72	Бм <sub>51</sub> +Гр <sub>90</sub> +Ст <sub>73</sub> +Хл+Му+Грф	
Клинт - биолит - ставролитовая субфация															
153-3	2,72	1,28	0,41	0,13	1,24	-	1,14	0,01	0,02	0,76	н.о.	76		Бм <sub>52</sub> +Гр <sub>81</sub> +Му	
167-3	2,85	1,15	0,68	0,08	1,38	-	1,43	-	0,10	0,72	0,40	73		Бм <sub>51</sub> +Ст <sub>86</sub> +Гр <sub>78</sub> +Му+Грф	
170-3	2,76	1,24	0,35	0,12	1,21	-	1,08	0,06	0,08	0,74	2,02	74		Бм <sub>54</sub> +Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>79</sub> +Му+Грф	

Примечание: название и местонахождение пород см. в приложении 4.1; химический состав биолитов см. в приложении 4.3. Насыщенные K<sub>2</sub>O метабелиты: 44-4<sup>X</sup>, 138-3, 116-3<sup>X</sup>, 171-3, 33-3<sup>X</sup>, 173-3; недосыщенные K<sub>2</sub>O метабелиты: 259-3<sup>X</sup>, 197-3<sup>X</sup>, 119-3<sup>X</sup>. Все рассматриваемые породы с избытком кремнезема и для простоты изложения кварц из парагенезисов условно исключен.

Таблица 4.3

Минеральные парагенезисы и железистость  
минералов ставролитсодержащих метаморфитов лаштракской свиты

№ обр.	Парагенезисы	F породы
СТАВРОЛИТ-ХЛОРИТОИДНАЯ СУБФАЦИЯ		
54-3	Ст <sub>84</sub> -Гр <sub>90</sub> -Хлд <sub>87</sub> -Хл <sub>68</sub> -Му-Грф	66
52-3	Ст <sub>82</sub> -Гр <sub>89</sub> -Хлд <sub>85</sub> -Хл <sub>59-65</sub> -Му	72
52-4	Ст <sub>71</sub> +РоГ <sub>47</sub> +Хл <sub>34</sub> +Кл <sup>±</sup> Пл <sup>±</sup> Гр	-
СТАВРОЛИТ-ХЛОРИТОВАЯ СУБФАЦИЯ		
178-3	Ст <sub>81</sub> -Гр <sub>93</sub> -Хл-Грф	-
119-3	Ст <sub>88</sub> -Гр <sub>89</sub> -Хл <sub>65</sub> -Би <sub>42</sub> -Пл	67
197-3	Ст-Гр <sub>76</sub> -Би <sub>31</sub> <sup>±</sup> Жед <sup>±</sup> Ки	41
108-3	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>83</sub> -Би-Хл-Му	70
33-3	Ст <sub>86</sub> -Гр <sub>92</sub> -Хл-Би-(Анд)-Му-Грф	81
116-3	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>82</sub> -Би <sub>59</sub> -Хл <sub>51</sub> -Пл-Му-Грф	-
134-3	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>87</sub> -Би-Хл-Му-Пл	73
171-3	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>81</sub> -Би <sub>50</sub> -Хл-Му-Грф	72
173-3	Ст <sub>75</sub> -Гр <sub>90</sub> -Би <sub>51</sub> -Хл-Му-Грф	72
120-3	Ст-Гр <sub>91</sub> -Би-Хл <sub>66</sub> -Пл-Му-Грф	67
129-3	Ст-Гр <sub>84</sub> -Хл-Му-Пл-Грф	61
121-3	Ст-Гр <sub>93</sub> -Хл-Му-Пл-Грф	60
122-3	Ст-Гр <sub>92</sub> -Хл <sub>60</sub> -Му-Пл-Грф	69
КИАНИТ-БИОТИТ-СТАВРОЛИТОВАЯ СУБФАЦИЯ		
167-3	Ст <sub>86</sub> -Гр <sub>78</sub> -Би <sub>51</sub> -Му-Грф	73
169-3	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>82</sub> -Би-Му-Грф	79
170-3	Ст <sub>83</sub> -Гр <sub>79</sub> -Би <sub>54</sub> -Му-Грф	75

Примечание: название и местонахождение пород см. в прилож.4.1; все рассматриваемые породы с избытком кремнезема и для простоты изложения кварц из парагенезисов условно исключен.

в биотитах из этих субфаций. Приблизительно такие же значения средней глиноземистости и содержания истронит-сидерофиллитовой молекулы установлены в биотитах ставролитовой зоны буульгенской серии.

На диаграмме  $(Al^{VI} + Fe^{3+}) : (Mg + Fe^{2+} + Mn) : Ti$  (рис.4.18) показано, как поля фигуративных точек биотитов ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфаций перекрывают друг друга. В биотитах ставролитовой зоны лаштракской свиты процентное содержание  $Mg + Fe^{2+} + Mn$  более высокое, нежели в биотитах ставролитовой и силлиманитовой зон буульгенской серии.

#### 4.2.3. Ставролит

Ставролитсодержащие метаморфиты лаштракской свиты охарактеризованы по признаку присутствия в парагенезисе железо-магнезиальных минералов - граната, биотита, хлорита, хлоритоида, жедрита и роговой обманки (табл.4.3; прилож.4.4 и 4.5). Таковы ассоциации Ст-Гр-Хлд-Хл(1), Ст-Гр-Хл(2), Ст-Гр-Хл-Би(3), Ст-Би-Гр-Жед(4), Ст-РоГ-Хл(5) и Ст-Гр-Би(6). I парагенезис развит в ставролит-хлоритоидной субфации, 2,3,4 и 5 - в ставролит-хлоритовой, а 6, а также 4 - в кианит-биотит-ставролитовой.

Ставролит-гранат-хлоритоид-хлоритовые ассоциации. В этих ассоциациях порфиробласты ставролита (0,5-3 мм) и граната (0,8-2 мм) местами хлоритизированы и интенсивно серицитизированы. Содержание светло-голубоватого хлоритоида (0,5 x 0,04 мм)<sup>1</sup> не превышает 18%. Он встречается в мелкозернистой кварц-мусковитовой основной ткани или в серицитовой массе, а также в порфиробласте граната. На богатых хлоритоидом участках породы ставролит встречается спорадически. С убыванием количества хлоритоида в породе увеличивается количество ставролита и граната. Минеральный парагенезис породы - Хлд<sub>85-87</sub><sup>+</sup> Му+Кв+Хл<sub>59-68</sub><sup>+</sup>Гр<sub>89-90</sub><sup>+</sup>Ст<sub>82-84</sub><sup>+</sup>Грф. С усилением интенсивности метаморфизма наблюдается такая последовательность разложения хлоритоидсодержащих парагенезисов: Хлд+Му+Хл+Кв → Гр<sub>79-90</sub><sup>+</sup>Ст+Би+Н<sub>2</sub>O и Хлд+Му+Кв → Гр<sub>79-90</sub><sup>+</sup>Ст+Би+Н<sub>2</sub>O.

В ставролит-хлоритоидной субфации лаштракской свиты соотношение железистости фемических минералов таково: Гр<sub>89-90</sub> > Хлд<sub>85-87</sub> > Ст<sub>82-84</sub> > Хл<sub>59-68</sub>. Наиболее низкотемпературные ставролиты лаштракской свиты имеют железистость 82-84%.

Как известно, гранаты, ставролиты и хлоритоиды гранатовой зоны близки по железистости, но железистость граната всегда больше, чем хлоритоида и ставролита. Специальные исследования для выяснения истинных соотношений железистости ставролита и хлоритоида провели А.Л.Олби [112] и С.П.Кориковский [46]. По данным первого  $F_{ст} > F_{хлд}$ , а по С.П.Кориковскому  $F_{ст} < F_{хлд}$ . Решающие данные в пользу соотношения  $F_{ст} < F_{хлд}$  получены С.П.Кориковским при парагенетическом анализе ставролит-хлоритоидной ассоциации и исследова-

<sup>1</sup> Хлоритоид был обнаружен нами в бесплагноклазовых ставролит-гранат-хлорит-хлоритоид-кварц-мусковитовых и графит-хлоритоид-хлорит-кварц-гранат-ставролит-серицитовых сланцах, обнажающихся на восточном склоне водораздельного хребта между реками Белая и Лаштрак в 800м к востоку от перевала Чмаха, вблизи тропинки. В выходах ставролит-хлоритоидной субфации лаштракской свиты

довании эволюции состава этих минералов с нарастанием степени метаморфизма.

Ставролит-гранат-хлоритовые ассоциации – наиболее широко распространенные в насыщенных  $K_2O$  метапелитах ставролит-хлоритовой субфации лаштракской свиты, входят в состав сланцев, содержащих, кроме ставролита, граната и хлорита, мусковит (безмусковитовые разновидности редки), кварц, плагиоклаз, графит, рудный минерал, турмалин, апатит, биотит и циркон.

Ставролит и гранат порфиробластические. Ставролит серицитизирован, хлоритизирован, содержит многочисленные зерна кварца; в свежих ставролитах последний не встречается. Хлорит (0,01–1 мм) двух генераций. Хлорит ранней генерации не содержит включений лейкоксена, сагенита и рудного минерала, а хлорит поздней генерации обычно замещает биотит с включениями указанных минералов. Редко встречается биотит поздней генерации (обычно зеленый), развивающийся по гранату, ставролиту и хлориту. Плагиоклаз (0,1–4 мм), присутствующий в количестве до 20%, серицитизирован, пелитизирован, содержит мельчайшие включения графита. В этой ассоциации наиболее железисты гранаты, затем ставролиты и наиболее магнезиальны хлориты:  $Gr_{84-93} > St_{81} > Cl_{60}$ .

Ставролит-биотит-гранат-хлоритовые ассоциации широко представлены в лаштракской свите в выходах ставролит-хлоритовой субфации. В ставролит-биотит-гранат-хлоритовых сланцах содержатся ставролит, кварц, мусковит (серицит), гранат, биотит, хлорит, графит, турмалин, рудный минерал, плагиоклаз, апатит, андалузит и очень редко лейкоксен, цоизит и циркон. Подавляющая часть этой ассоциации представлена насыщенными  $K_2O$  метапелитами и лишь изредка встречаются их недосыщенные  $K_2O$  разновидности.

Ставролит обычно интенсивно серицитизирован и мусковитизирован, нередко содержит мелкие включения кварца, придающие порфиробластическому ставролиту ситовидный облик; биотит и гранат чаще хлоритизированы (гранат также серицитизирован). Встречены породы, где биотиты целиком развиты по хлориту. Нередко хлорит является продуктом регрессивного метаморфизма. Андалузит, изредка встречающийся в ставролит-биотит-гранат-хлоритовых ассоциациях (истоки р. Лаштрак – в отрогах водораздельного хребта рек Белая и Лаштрак) вблизи выходов Санчарского гранитоидного интрузива, является контактовым минералом.

Железистость ставролита рассматриваемой ассоциации варьирует в широком диапазоне. В наиболее магнезиальных ставролитах она снижается до 73%. Обычно, высокомагнезиальные ставролиты возникают у высокотемпературной границы субфации в парагенезисе  $St+Xl+Mu$  [46]. Соотношение железистости фемических минералов ставролит-хлоритовой субфации таково:  $Gr_{81-92} > St_{73-88} > Xl_{51-66} > Bi_{42-59}$ .

Ставролит-биотит-гранат-ждритовые ассоциации весьма редки в ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфации лаштракской свиты. Они охарактеризованы ниже при описании ждрита.

Ставролит-биотит-гранатовые ассоциации, развитые в бассейне р. Белая на центральном участке между водораздельными хребтами между рек Белая и Бигдазия и Белая и Лаштрак – в пределах выходов кианит-биотит-ставролитовой субфации, являются наиболее высокотемпературными парагенезисами

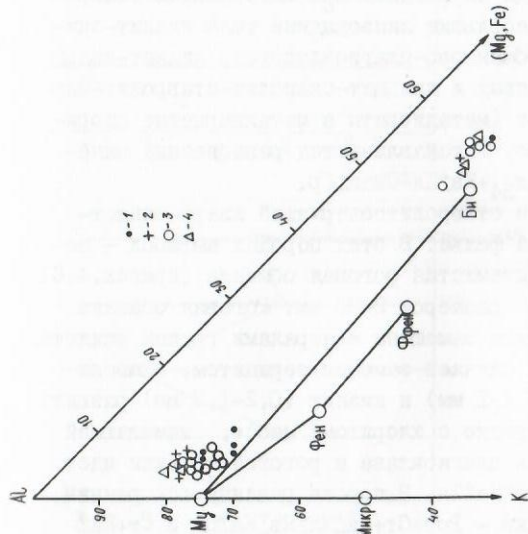


Рис. 4.19. Составы белых каолиновых слюды и сопутствующих с ними биотитов из метаморфитов лаштракской свиты. I – зона граната (альмадин-хлорит-хлоритовая субфация); субфации ставролитовой зоны; 2 – ставролит-хлоритовая, 3 – ставролит-хлоритовая, 4 – кианит-биотит-ставролитовая.

Рис. 4.21. Изменение содержания ферриферригитовой составной части в белых каолиновых слюдах лаштракской свиты при региональном метаморфизме. I – зона граната (альмадин-хлорит-хлоритовая субфация); ставролитовая зона, субфации – II – ставролит-хлоритовая, III – ставролит-хлоритовая и IV – кианит-биотит-ставролитовая.

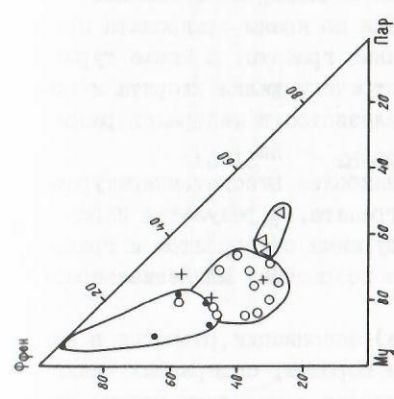
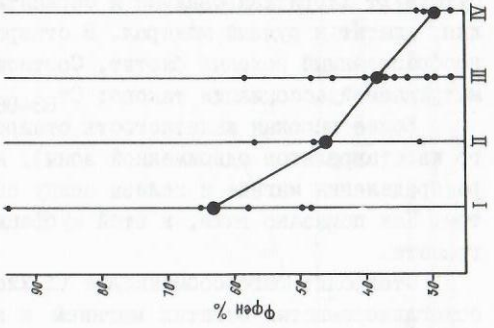


Рис. 4.20. Составы белых каолиновых слюды лаштракской свиты на диаграмме  $Mu-Par-Fe$ . Условные обозначения те же, что на рис. 4.19.



лаштракской свиты. Они входят в состав насыщенных  $K_2O$  метапелитов, содержащих, помимо ставролита, биотита и граната, также кварц, мусковит, (серицит), графит, плагиоклаз, рудный минерал, турмалин, апатит и циркон. Эти ассоциации в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах кианит-биотит-ставролитовой субфации лаштракской свиты не встречаются.

Ставролит (10-40%) порфиробластический (1-4 см), часто встречающийся в виде крестообразных двойников, свежий или серицитизированный. Нередко в серицитизированном ставролите наблюдаются индивидуализированные крупные (0,5-1,5 мм) чешуйки мусковита. Местами по краям ставролита присутствуют хлоритизированные и серицитизированные гранаты, а также турмалин, апатит и рудный минерал. В ставролите встречены жилки хлорита и новообразованный зеленый биотит. Соотношение железистости минералов рассматриваемой ассоциации таково:  $St_{83-86} > Gr_{78-82} > Bi_{51-54}$ .

Более высокая железистость ставролита (наиболее высокотемпературного из ставролитов одноименной зоны), нежели граната, - результат перераспределения магния и железа между сосуществующими ставролитом и гранатом. Как показано выше, в этой субфации резко возрастает магнизиальность граната.

Ставролит-роговообманковые ( $\pm$  хлоритовые) ассоциации, развитые в высокоглиноземистых богатых магнием и кальцием породах, содержащих также кварц, плагиоклаз, кианит, нередко хлорит, кальцит и минералы группы эпидота породах, встречены на правом берегу р.Лашипсе и на границе лаштракской и дамхурцевской свит в бассейне р.Агурибза.

На правом берегу р.Лаштрак среди насыщенных  $K_2O$  метапелитов ставролит-хлоритовой фации фиксируются небольшие линзовидные тела кианит-эпидот-ставролит-кварц-хлорит-роговообманково-плагиоклазовых, кианит-кварц-ставролит-плагиоклаз-роговообманковых и кальцит-скаполит-ставролит-кианит-хлорит-роговообманковых фельсов (метадиориты и метакварцевые диориты). Гранат встречается очень редко. Устанавливаются равновесные минеральные ассоциации  $St_{71} + Ro_{47} + Ki + Xl_{34} + Kf + Pl \pm Скап \pm Gr$ .

В бассейне р.Агурибза встречен ставролитсодержащий кварц-эпидот-хлорит-плагиоклаз-роговообманковый фельс. В этих породах амфибол - зеленая, синевато-зеленая высокоглиноземистая роговая обманка (прилож.4.6) представлена идиоморфными призмами размером 2-30 мм. Роговая обманка свежая или хлоритизированная, изредка замещена минералами группы эпидота. Плагиоклаз ( $Al_{41-45}$ ) в большинстве случаев замещен серицитом, скаполитом, редко кальцитом. Ставролит (0,1-1 мм) и кианит (0,2-1,3 мм) развиты в серицитовой или скаполитовой (нередко с хлоритом) массе, замещающей плагиоклаз. По-видимому, разложение плагиоклаза и роговой обманки идет по реакции  $Pl_{43} + Ro_{47} \rightarrow Ki + St + Скап \pm Ka \pm Xl$ . В породе различаются ранний парагенезис -  $Ro + Pl$  и более поздние -  $Ro + St + Ki \pm Xl \pm Kf \pm Ka \pm Pl$  и  $St + Ki \pm Скап \pm Kf \pm Ka \pm Эп \pm Xl$ . В интенсивно диафоризованных разновидностях роговую обманку нацело вытесняют вторичные минералы.

#### 4.2.4. Мусковит-фенгит

Мусковит-фенгит широко развит во всех субфациях метапелитов лаш-

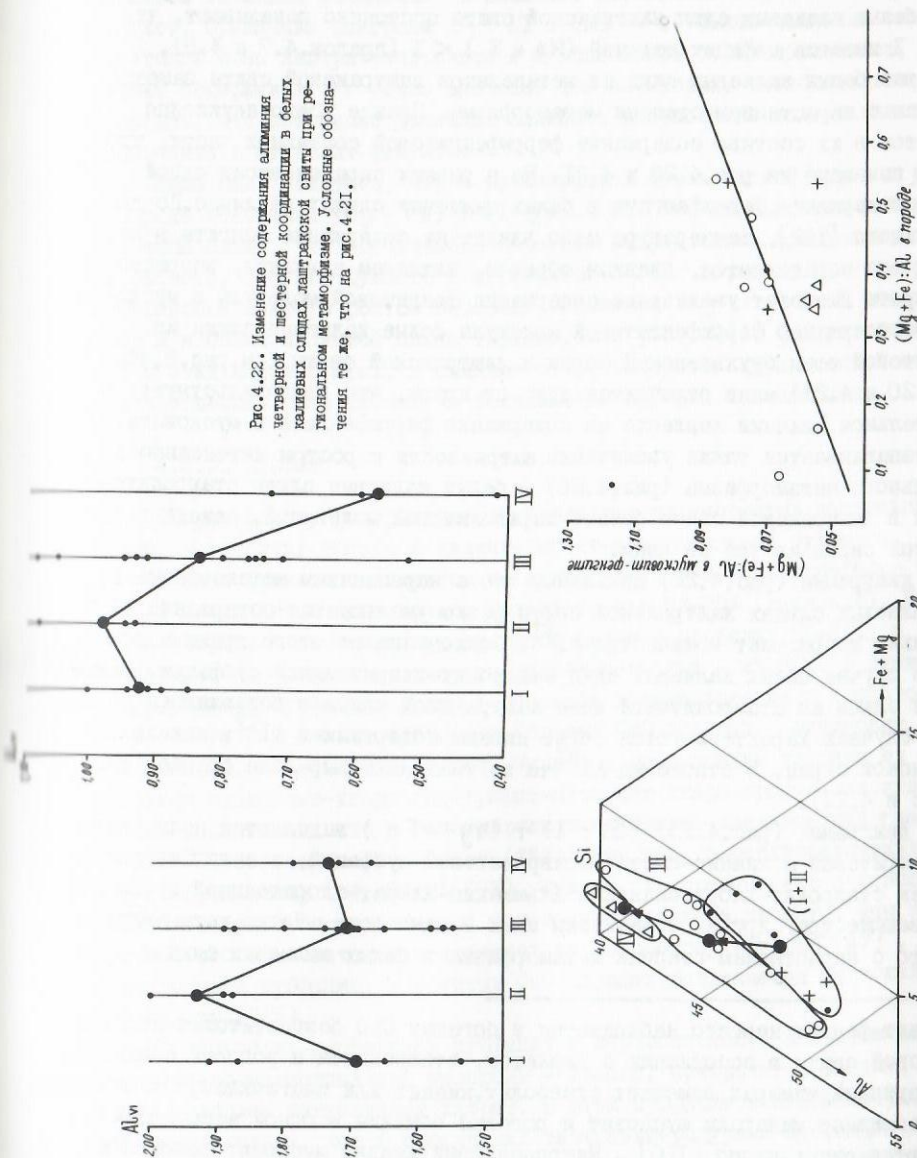
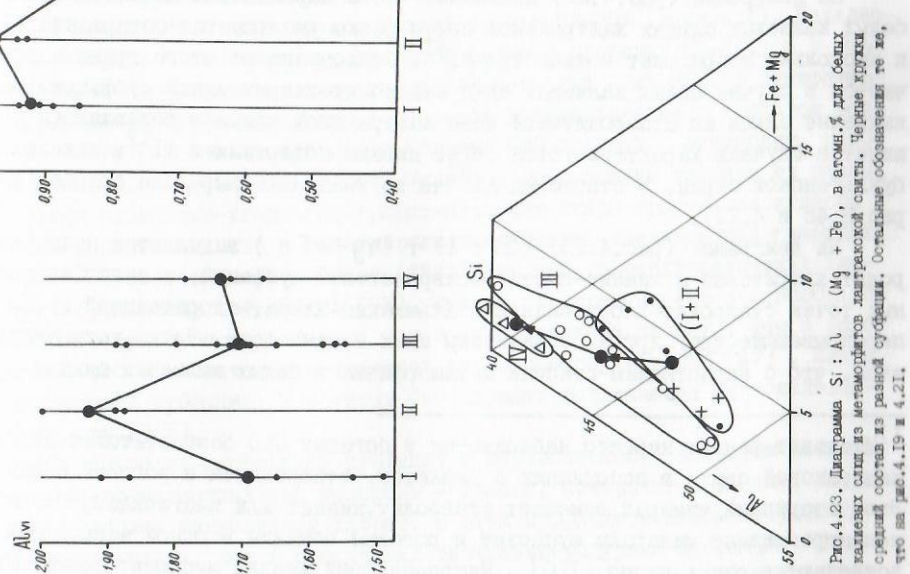


Рис.4.24. Отношение  $(Mg + Fe) : Al$  в мусковит-фенгите и породе лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис.4.19.



ракской свиты<sup>1)</sup>). Фигуративные точки белых калиевых слюд лаштракской свиты, как и в случае мусковит-фенгитов из метapelитов буульгенской серии, на диаграмме K-Al-(Mg, Fe) попадают правее конноды Би-Му, а не в область идеального соотношения ряда мусковит-фенгит-феррифенгит (рис.4.19). Анализ белых калиевых слюд лаштракской свиты постоянно показывают, что в группе X имеется дефицит щелочей  $(Na + K) < I$  (прилож.4.7 и 4.8).

Состав белых калиевых слюд из метapelитов лаштракской свиты заметно изменяется с нарастанием степени метаморфизма. Прежде всего, неуклонно уменьшается в их составе содержание феррифенгитовой составной части, что наглядно показано на рис.4.20 и 4.21. Но в разных парагенезисах одной субфации содержание феррифенгита в белых калиевых слюдах различно. По данным С.Гуидоти [149], температура мало влияет на содержание фенгита в мусковите - оно определяется, главным образом, влиянием давления, возрастание которого вызывает увеличение содержания фенгитовой молекулы в мусковите. По содержанию феррифенгитовой молекулы белые калиевые слюды из ставролитовой зоны буульгенской серии и лаштракской свиты (см.рис.3.46, 3.47, 4.20 и 4.21) мало отличаются друг от друга, что свидетельствует о незначительном влиянии давления на содержание феррифенгита в мусковите.

Устанавливается также увеличение натриевости с ростом интенсивности регионального метаморфизма (рис.4.20) - белые калиевые слюды ставролитовой зоны в лаштракской свите богаче парагонитовой молекулой, нежели в буульгенской серии из той же зоны.

На диаграмме (рис.4.22) показано, что с нарастанием метаморфизма в белых калиевых слюдах лаштракской свиты резко уменьшается содержание  $Al^{IV}$  и несколько возрастает количество  $Al^{VI}$ . Отклонение от этого правила отмечается в случае белых калиевых слюд ставролит-хлоритоидной субфации. Белые калиевые слюды из ставролитовой зоны лаштракской свиты в подавляющем большинстве случаев характеризуются более низким содержанием  $Al^{IV}$ , нежели в буульгенской серии. В отношении  $Al^{VI}$  та же тенденция выражена слабее (см. рис.3.48 и 4.22).

На диаграмме (рис.4.23)  $Si : Al : (Mg + Fe)$  выделяются поля ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфаций, а поля фигуративных точек ставролит-хлоритоидной и альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, перекрывающие друг друга, объединены нами в одно поле. Четко устанавливается, что с нарастанием степени метаморфизма в белых калиевых слюдах воз-

<sup>1)</sup> Мусковит-фенгит нередко наблюдается в богатых CaO безбиотитовых породах лаштракской свиты в ассоциации с кианитом, ставролитом и роговой обманкой. Этот вторичный минерал замещает ставролит, кианит или плагиоклаз. Как известно, неконгрессивные минералы мусковит и роговая обманка в одной ассоциации встречаются очень редко [100]. Микронзондовый анализ мусковит-фенгита из кианит-гранат-ставролит-эпидот-кварц-роговообманково-плагиоклазового фельса ( $SiO_2-44,57$ ;  $TiO_2-0,50$ ;  $Al_2O_3-39,50$ ;  $FeO+Fe_2O_3 - 1,65$ ;  $MgO-0,92$ ;  $CaO-0,10$ ;  $Na_2O-0,50$ ;  $K_2O-6,39$ ) с правобережья р.Лашипсе показывает присутствие в их составе феррифенгита - 39%, мусковита - 50% и парагонита - 11%.

растает содержание Si. Такая же закономерность установлена и для белых калиевых слюд из метаморфитов буульгенской серии. Эти данные противоречат заключению Б.Кливе и Р.Арна [126], показавших, что в фенгитах юго-западной Тасмании повышение T вызывает уменьшение этого компонента в фенгите. Сравнение диаграмм  $Si : Al : (Mg + Fe)$  белых калиевых слюд ставролитовой зоны лаштракской свиты и буульгенской серии показывает, что в первых содержание Si более высокое, чем во вторых, следовательно, можно полагать, что повышение давления вызывает возрастание содержания этого компонента в мусковит-фенгите.

Выше было показано, что в метаморфитах буульгенской серии с ростом в породе отношения  $(Mg + Fe) : Al$  (рис.4.23) оно уменьшается в белой калиевой слюде, что обусловлено заметным возрастанием количественной роли биотита, сосуществующего с мусковитом в этих породах. В метаморфитах лаштракской свиты с ростом в породе отношения  $(Mg + Fe) : Al$  оно возрастает и в белой калиевой слюде (прилож.4.8; рис.4.24). Следует отметить, что в этих метаморфитах, в отличие от метаморфитов буульгенской серии, количественная роль биотита в большинстве случаев подчиненная.

#### 4.2.5. Хлорит

Хлорит, широко распространенный минерал метаморфитов лаштракской свиты, неустойчив только в кианит-биотит-ставролитовой субфации.

В зоне граната с хлоритом из железо-магнезиальных минералов в ассоциации наблюдается лишь гранат железистостью 92-95% (табл.4.4). Железистость хлорита в ассоциации с гранатом лежит в пределах 55-67%, а в безгранатых парагенезисах хлориты низкожелезистые - 25-36%. В ставролит-хлоритоидной субфации наряду с гранатом в парагенезисе с хлоритом развиты хлоритоид и ставролит, а в богатых CaO породах - актинолит, роговая обманка, ставролит и эпидот. Микронзондовый анализ хлорита из разных участков ставролит-хлоритоид-графит-мусковит-кварц-гранат-хлоритового сланца показывает, что в безставролитовых хлорит-хлоритоидных участках (обр.52-3) железистость хлорита (65%) выше, чем в безхлоритоидных хлорит-ставролитовых (обр.52-3<sup>I</sup>; 59%). Видимо, в парагенезисе с новообразованным ставролитом развиваются более магнезиальные хлориты, чем в зоне граната, что отмечается в материалах по Патомскому нагорью [47]. Как и в предыдущей субфации, в богатых CaO породах встречается низкожелезистый хлорит (34%).

В ставролит-хлоритовой субфации в парагенезисе с хлоритом наблюдаются железо-магнезиальные минералы - гранат, ставролит и биотит, из которых наиболее магнезиален хлорит. В этой субфации в целом хлориты более магнезиальны, чем в предыдущих низкотемпературных субфациях. Количественная роль хлорита в ставролит-хлоритовой субфации снижается, так как за счет него развиваются биотит, ставролит и гранат. Наиболее магнезиален хлорит из богатых CaO пород (обр.196-3) в ассоциации с  $Por_{42}$  (см.табл.4.4). Химический состав и кристаллохимические формулы хлоритов соответственно приводятся в прилож.4.9 и 4.10.



Таблица 4.4

Минеральные парагенезисы и железистость  
минералов хлоритсодержащих метаморфитов лаштракской свиты

№ обр.	Парагенезисы	F породы
ЗОНА ГРАНАТА (альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация)		
240-3	Хл <sub>55</sub> +Гр <sub>95</sub> +Му+Кв+Грф+Би	66
250-3	Хл <sub>62</sub> +Гр <sub>92</sub> +Му+Грф+Кв	66
164-3	Хл <sub>36</sub> +Аб+Кв	44
148-3	Хл <sub>67</sub> +Гр+Кв+Грф+Му	-
183-3	Хл <sub>25</sub> +Аб+Эп+Кв	31
184-3	Хл <sub>27</sub> +Аб+Кв	29
ЗОНА СТАВРОЛИТА Ставролит-хлоритоидная субфация		
52-3	Хл <sub>65</sub> +Гр <sub>89</sub> +Хл <sub>85</sub> +Му+Грф+Кв	72
52-3 <sup>I</sup>	Хл <sub>59</sub> +Гр <sub>89</sub> +Ст <sub>82</sub> +Му+Грф+Кв	72
54-3	Хл <sub>68</sub> +Гр <sub>90</sub> +Хл <sub>87</sub> +Ст <sub>84</sub> +Му+Грф+Кв	66
52-4	Хл <sub>34</sub> +Ст <sub>71</sub> +Ро <sub>47</sub> +Ки+Эп+Кв+Гр+Пл	-
Ставролит-хлоритовая субфация		
122-3	Хл <sub>60</sub> +Ст+Гр <sub>92</sub> +Му+Пл+Кв+Грф	69
111-3	Хл <sub>57</sub> +Гр+Би+Му+Кв+Пл	-
116-3	Хл <sub>51</sub> +Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>82</sub> +Би <sub>59</sub> +Му+Пл+Кв+Грф	-
139-3	Хл <sub>56</sub> +Би+Му+Ст+Кв+Грф	68
120-3	Хл <sub>66</sub> +Ст+Гр <sub>91</sub> +Би+Пл+Му+Кв+Грф	67
119-3	Хл <sub>65</sub> +Ст <sub>88</sub> +Гр <sub>89</sub> +Би <sub>42</sub> +Пл+Кв	67
196-3	Хл <sub>49</sub> +Пл+Ро <sub>42</sub>	50

Название и местонахождение пород см в прилож.4.1.

Жедрит, хлоритоид и стильномелан, мало распространенные в лаштракской свите, предыдущими исследователями в ней не отмечались.

Жедрит обнаружен в двух выходах лаштракской свиты - на водораздельном хребте между реками Белая и Бигдазия (левый приток р.Бавю) и в бассейне р.Агурибза.

В первом жедрит зафиксирован в пределах развития кианит-биотит-ставролитовой субфации в 250 м к северу от Санчарского кварцево-диоритового интрузива мезозойского возраста в ставролит-гранат-кианит-биотит-плаггиоклаз-кварцевых сланцах (см.табл.4.1, анал.197-3), уцелевших в виде маломощных линзообразных тел среди диафторизованных бескварцевых хлорит-альбитовых (с бесцветным и синеватым амфиболом), кварц-серпичитовых и кварц-хлорит-альбитовых сланцев. Биотит, плаггиоклаз и кварц - главные минералы жедритсодержащих пород. Свежие зеленые чешуйки биотита (0,05-0,2 мм) образуют скопления. Плаггиоклаз (Пл<sub>29</sub>), свежий или пелитизированный, совместно с кварцем (0,1-0,2 мм) слагает гранобластическую основную ткань. Жедрит (0,1-2 мм) интенсивно разведен плаггиоклазом. В шлифах он (+2V = 68°) светло-буроватый, гвоздично-коричневый, буровато-сиреневатый и, как правило, ассоциируется с кианитом, содержание которого в породе достигает 6%. Ставролит и гранат (F=76), представленные мелкими (от 0,05 - до 0,4 мм) реликтами, играют второстепенную роль. Их количество уменьшается с увеличением содержания жедрита и кианита. Ставролит обычно серпичитизирован. Встречены хлорит, замещающий ставролит, и биотит (с очень низкой железистостью - 31%; см.табл.4.3, анал.197-3). Устанавливается, что жедрит-кианитовые парагенезисы замещают ставролит-гранатовые ассоциации по реакции Ст+Гр+Кв → Жед+Ки, видимо, обусловленной повышением общего давления (формирование лаштракской свиты протекало в условиях не столь высоких температур, при которых мог бы разлагаться ставролит с кварцем). Это подтверждается расчетами В.В.Федькина [85], свидетельствующими, что кианит-жедритовые ассоциации формируются при более высоких P, чем те же ассоциации со ставролитом. Ограниченное развитие жедрита в лаштракской свите обусловлено составом слагающих ее пород, богатых калием.

Таблица 4.5

Химический состав хлоритоидов и стильномелана (259-3) из метапелитов лаштракской свиты

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
52-3 <sup>X</sup>	22,99	0,51	39,70	26,21	0,61	2,50	н.о.	н.о.	н.о.	92,58
54-3 <sup>X</sup>	24,45	0,42	40,23	25,01	0,56	2,11	н.о.	н.о.	н.о.	92,78
259-3 <sup>X</sup>	44,65	0,21	7,09	30,89	н.о.	5,07	0,47	0,35	1,88	90,61

54-3 - хлоритоид-графит-хлорит-мусковит-гранат-кварцевый сланец (восточный склон водораздельного хребта между реками Белая и Лаштрак, в 800 м к востоку от перевала Чмаха, вблизи тропинки).

Название и местонахождение остальных пород см. в прилож.4.1.

Жедритсодержащие породы обнаружены также в пределах ставролит-хлоритовой субфации на границе лаштракской и дамхурцевской свит. Они обнажаются в русле правого притока р.Агурибза в 300 м выше его устья. Эта небольшая река, протекающая в меридиональном направлении, впадает в р.Агурибза в месте ее резкого поворота на юг. Слои лейкократового жедритсодержащего плагиогнейса мощностью 10-15 метров (азим.падения С 0°,  $\angle$  40°) посредством постепенных переходов контактируют на юге со ставролитсодержащими, а на севере - с кварсодержащими прослойками амфиболитов<sup>1)</sup>. Жедрит в шлифе свежий (+ 2 V = 72°), светло-зеленоватый, светло-гвоздичный с зеленоватым оттенком или хлоритизированный. Размеры его зерен 0,2-2,5 мм. Плагиоклаз (Pl<sub>24</sub>) свежий или кальцитизированный. Жедрит выступает в парагенезисе Жедр+Pl<sub>28</sub>+Кв.

Сведения о хлоритоидах лаштракской свиты приведены при характеристике ставролита.

Стильпномелан обнаружен в пределах зоны граната в недосыщенных K<sub>2</sub>O метapelитах на водораздельном хребте между реками Лашипе и Белая к северу от Санчарского интрузива и в районе пер.Чамаха в гранат-стильпномелан-биотит-кварц-хлоритовых сланцах.

### 4.3. Равновесия минералов при региональном метаморфизме

#### 4.3.1 Гранат и биотит

Равновесная ассоциация Гр-Бм развита во всех субфациях лаштракской свиты.

Распределение железо-магнезиальных компонентов между сосуществующими гранатом и биотитом при региональном метаморфизме лаштракской свиты рассмотрены на основании анализа 11 сосуществующих пар названных минералов (табл.4.6). Эти данные (за исключением одного образца) относятся к ставролит-хлоритовой и клинит-биотит-ставролитовой субфациям, так как, биотит в гранатсодержащих парагенезисах алмадин-хлорит-хлоритоидной и ставролит-хлоритоидной субфации играет подчиненную роль.

1) В ставролитсодержащем амфиболите реликты ставролита связаны хлоритом и мусковитом. Главный породообразующий минерал - свежая высокоглиноземистая синеватая роговая обманка (SiO<sub>2</sub> - 41,82%; TiO<sub>2</sub> - 0,34%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 15,13%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 4,46%; FeO - 13,42%; MgO - 10,84%; CaO - 10,58%; Na<sub>2</sub>O - 1,45%; K<sub>2</sub>O - 0,23%; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> - 1,70; F = 47), пространственно не связанная непосредственно с ставролитом, хлоритом и мусковитом. Плагиоклаз в породе присутствует в виде андезина № 41-45, местами в нем обнаруживается зональность (обычно две зоны). Продукты прогрессивного регионального метаморфизма - высокотемпературный парагенезис ставролитсодержащего амфиболита - Pl<sub>43</sub>+Pog<sub>47</sub>+Ст и более низкотемпературная поздняя минеральная ассоциация - Му+Хл+Эп. В кварсодержащем амфиболите главными породообразующими минералами являются зеленая (с синеватым оттенком) роговая обманка и андезин; второстепенную роль играют кварц и минералы

Распределение фелических элементов между сосуществующими гранатом и биотитом, парагенезис и температура их равновесия в метаморфитах лаштракской свиты

№ обр.	Парагенезис	1) X <sub>Гр(Бм)</sub> Гр Бм		K <sub>X</sub>		2) Mg : Fe <sup>2+</sup> Гр Бм		3) K <sub>D</sub>		L <sub>n</sub> K	T <sup>o</sup> C геотермометры 4)					
											гранат - биотитовый					
		I	II	I	II	I	II	I	II		III	IV	Y	I4		
259-3	Гр <sub>93</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>60</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>77</sub> <sup>+</sup> Хл	0,06	0,40	0,15	0,07	0,66	0,11	-2,21	430	-	-	-	-	-	-	-
II9-3	Гр <sub>89</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>42</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>88</sub> <sup>+</sup> Хл <sub>65</sub> <sup>+</sup> Пл	0,09	0,58	0,16	0,12	1,36	0,09	-2,41	400	-	-	-	-	-	-	-
I97-3	Гр <sub>76</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>31</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>70</sub> <sup>+</sup> Хл <sub>70</sub> <sup>+</sup> Му	0,18	0,69	0,26	0,31	2,21	0,14	-1,97	470	-	-	-	-	-	-	-
IO8-3	Гр <sub>83</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>50</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>83</sub> <sup>+</sup> Му+Хл	0,15	0,50	0,30	0,21	1,05	0,20	-1,61	570	585	540	610	-	-	-	505
33-3	Гр <sub>92</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>55</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>80</sub> <sup>+</sup> Хл+Му+Грф	0,07	0,45	0,16	0,09	0,83	0,11	-2,21	450	-	-	-	-	-	-	-
II6-3	Гр <sub>82</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>59</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>83</sub> <sup>+</sup> Хл <sub>51</sub> <sup>+</sup> Му+Пл+Грф	0,17	0,41	0,41	0,22	0,69	0,32	-1,14	670	740	660	820	-	-	-	525
I71-3	Гр <sub>81</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>50</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>83</sub> <sup>+</sup> Хл+Му+Грф	0,16	0,50	0,32	0,23	0,98	0,23	-1,47	600	630	575	670	-	-	-	-
I73-3	Гр <sub>90</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>51</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>73</sub> <sup>+</sup> Хл+Му+Грф	0,09	0,49	0,18	0,11	1,06	0,10	-2,30	525	-	-	-	-	-	-	-
I67-3	Гр <sub>78</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>51</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>86</sub> <sup>+</sup> Му+Грф	0,20	0,49	0,41	0,28	1,04	0,27	-1,31	700	680	625	740	-	-	-	-
I70-3	Гр <sub>79</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>54</sub> <sup>+</sup> Ст <sub>83</sub> <sup>+</sup> Му+Грф	0,19	0,46	0,41	0,26	0,89	0,29	-1,24	700	715	625	775	-	-	-	605
I53-3	Гр <sub>81</sub> <sup>+</sup> Бм <sub>52</sub> <sup>+</sup> Му+Грф	0,17	0,48	0,35	0,24	0,92	0,26	-1,35	680	675	600	715	-	-	-	580

Примечание: хлестический состав гранатов и биотитов соответственно см. в приложениях 4.2 и 4.3;

1)  $X_{Гр(Бм)} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$ ; 2)  $K_X = \frac{Гр}{Mg}$ ;  $\frac{Бм}{Mg}$ ; 3)  $K_D = \frac{Mg : Fe^{2+} \text{ в Гр}}{Mg : Fe^{2+} \text{ в Бм}}$ ;

4) геотермометры: гранат-биотитовый - I - по методу Л.И. Перкула [62]; II - по методу А.Б.Томпсона [203]; III - по методу Д.С. Гольдмана и А.И. Охли [146]; IV - по методу Дж.М. Ферри и Ф.С. Ситра [139]; V - графитовый - [104].

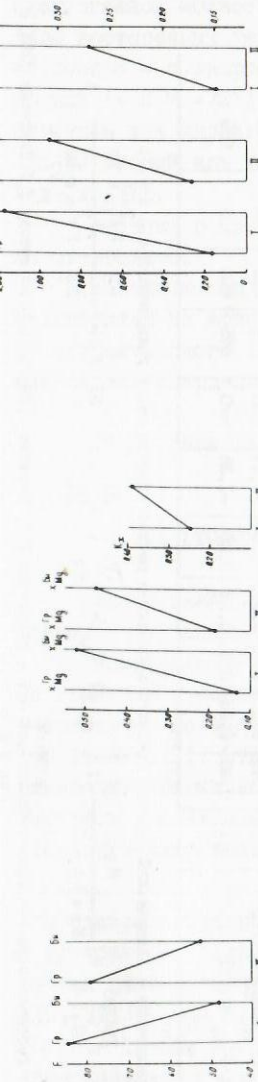


Рис.4.25. Соотношение средней железистости между гранатом и биотитом при региональном метаморфизме лаштракской свиты. I - ставролит-хлоритовая субфация; II - кyanит-биотит-ставролитовая субфация.

Рис.4.26. Соотношение среднего коэффициента распределения магния  $X = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$  между гранатом и биотитом и изменение коэффициента распределения  $K_X = \frac{Mg : (Mg + Fe + Mn)}{Mg : (Mg + Fe + Mn)}$  в Гр при региональном метаморфизме лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис.4.25.

Рис.4.27. Изменения среднего соотношения  $Mg : Fe^{2+}$  между гранатом и биотитом и среднего коэффициента распределения  $K_D = \frac{Mg : Fe^{2+}}{Mg : Fe^{2+}}$  в Гр при региональном метаморфизме лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис.4.25.

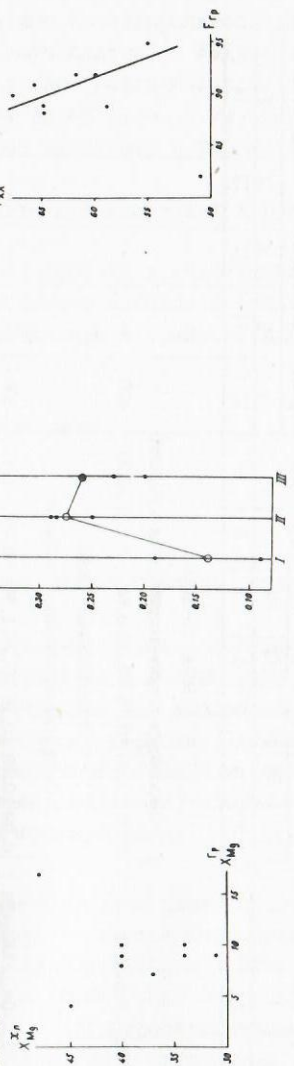


Рис.4.28. Соотношение между  $X_{Mg}$  и  $X_{Mg}$  в метаморфитах лаштракской свиты.

Рис.4.29. Изменение коэффициента распределения  $K_D = X_{Mg} : X_{Mg}$  при региональном метаморфизме лаштракской свиты. Условные обозначения те же, что на рис.4.21.

Рис.4.30. Соотношение между железистостью хлоритов и железистостью гранатов в метаморфитах лаштракской свиты.



Рис.4.30. Соотношение между железистостью хлоритов и железистостью гранатов в метаморфитах лаштракской свиты.

Соотношение средней железистости граната и биотита (рис.4.25) показывает, что с ростом температуры железистость граната уменьшается, а биотита - возрастает. Аналогичная картина наблюдается в соотношении среднего коэффициента распределения магния и среднего соотношения  $Mg : Fe^{2+}$  граната и биотита (рис.4.26 и 4.27): с нарастанием степени метаморфизма в гранате значение  $X_{Mg}^{Grt}$  и  $Mg : Fe^{2+}$  возрастает, а в биотите снижается, соответственно, значение коэффициента распределения  $K_X$  и  $K_D$  с нарастанием метаморфизма заметно увеличивается (см.рис.4.26 и 4.27). По этим данным были определены, с использованием гранат-биотитовых геотермометров, температуры равновесия гранат-биотитсодержащих парагенезисов лаштракской свиты. Полученные результаты были проконтролированы графитовым геотермометром.

Данные геотермометров четко показывают рост температуры от альмандин-хлорит-хлоритовидной субфации до кyanит-биотит-ставролитовой включительно. Однако некоторые результаты представляются явно завышенными. Наиболее высокие температуры, как и в случае метаморфитов буульгенской серии, определены по методу Дж.Ферри и Ф.Спира [139] - эти данные нереальны. Сильно завышенные показатели температуры получены также по методу А.Томпсона [203]. Наиболее приемлемы результаты, полученные по методам Л.Л.Перчука [62] и Д.Гольдмана, А.Олби [146], хотя и некоторые из них, по нашему мнению, завышены и недостоверны. Графитовый термометр в большинстве случаев дает более низкие показатели температуры, нежели гранат-биотитовые термометры. Наилучшей оказалась сходимость данных графитового геотермометра и геотермометра Л.Л.Перчука для низкотемпературных парагенезисов.

Наиболее приемлемыми нам представляются следующие температурные диапазоны прогрессивной региональной зональности лаштракской свиты: альмандин-хлорит-хлоритовидная субфация  $< 450^{\circ}C$ ; ставролит-хлоритовидная субфация -  $450-500^{\circ}C$ ; ставролит-хлоритовая субфация -  $500-580^{\circ}C$ ; кyanит-биотит-ставролитовая субфация -  $570-600^{\circ}C$ .

Сравнение особенностей Гр-Би равновесных ассоциаций ставролитовых зон буульгенской серии и лаштракской свиты показывает идентичность значений коэффициентов распределения  $K_X$  и  $K_D$  кyanит-биотит-ставролитовой субфации лаштракской свиты и ставролитовой зоны буульгенской серии (рис. 3.60, 3.61 и 4.26, 4.27). Последняя представлена только высокотемпературными субфациями, в связи с чем следовало ожидать определения более низких температур для ставролит-хлоритовидной и ставролит-хлоритовой субфаций лаштракской свиты, но в общем это не подтвердилось (этот вопрос обсуждается ниже).

#### 4.3.2. Гранат и хлорит

Л.Л.Перчук [64] показал, что изотермы распределения магния в паре Хл-Гр близки к изотермам биотит-гранатового равновесия. На этой основе им была выведена диаграмма фазового соответствия для равновесной пары Гр-Хл, по которой с ростом температуры Mg перераспределяется из хлорита в гранат.

ента распределения магния между хлоритом и гранатом в лаштракской свите, определенной закономерности не улавливается (табл.4.7).

Таблица 4.7

Распределение железо-магнезиальных компонентов между сосуществующими гранатом и хлоритом в метаморфитах лаштракской свиты

№ обр.	Парагенезис	$X_{Gr}^{Mg}$	$X_{Chl}^{Mg}$	$K_D = X_{Mg}^{Gr} : X_{Mg}^{Chl}$
ЗОНА ГРАНАТА				
Альмандин-хлорит-хлоритовидная субфация				
250-3	Хл <sub>62</sub> +Гр <sub>92</sub> +Му+Грф+Кв	0,07	0,37	0,19
240-3	Хл <sub>55</sub> +Гр <sub>95</sub> +Му+Кв+Грф+Би	0,04	0,45	0,09
ЗОНА СТАВРОЛИТА				
Ставролит-хлоритовидная субфация				
52-3	Хл <sub>65</sub> +Гр <sub>89</sub> +Хл <sub>85</sub> +Му+Грф+Кв	0,10	0,34	0,29
52-3I	Хл <sub>59</sub> +Гр <sub>89</sub> +Ст <sub>82</sub> +Му+Грф+Кв	0,10	0,40	0,25
54-3	Хл <sub>68</sub> +Гр <sub>90</sub> +Хл <sub>87</sub> +Ст <sub>84</sub> +Му+Грф+Кв	0,09	0,31	0,29
Ставролит-хлоритовая субфация				
I22-3	Хл <sub>60</sub> +Ст+Гр <sub>92</sub> +Му+Пл+Кв+Грф	0,08	0,40	0,20
II9-3	Хл <sub>65</sub> +Гр <sub>89</sub> +Ст <sub>88</sub> +Би <sub>42</sub> +Пл+Кв	0,09	0,40	0,23
II6-3	Хл <sub>51</sub> +Гр <sub>82</sub> +Ст <sub>83</sub> +Би <sub>59</sub> +Му+Пл+Кв+Грф	0,17	0,48	0,35
I20-3	Хл <sub>66</sub> +Гр <sub>91</sub> +Ст+Би+Пл+Му+Кв+Грф	0,09	0,34	0,26

Примечание: химический состав гранатов и хлоритов соответственно см. в прилож.4.2 и 4.9;

$$I) X_{Gr}^{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$$

Сравнение железистости хлорита и граната (рис.4.30) из метаморфитов лаштракской свиты показывает, что с повышением ее в хлорите она понижается в гранате (за исключением обр. II6-3).

#### 4.3.3. Гранат и ставролит

В низкотемпературной части ставролитовой зоны в условиях ставролит-хлоритовидной субфации железистость граната заметно выше, чем в ставролите (табл.4.8). В ставролит-хлоритовой фации в большинстве случаев эта закономерность сохраняется, но иногда наблюдается и обратное соотноше-

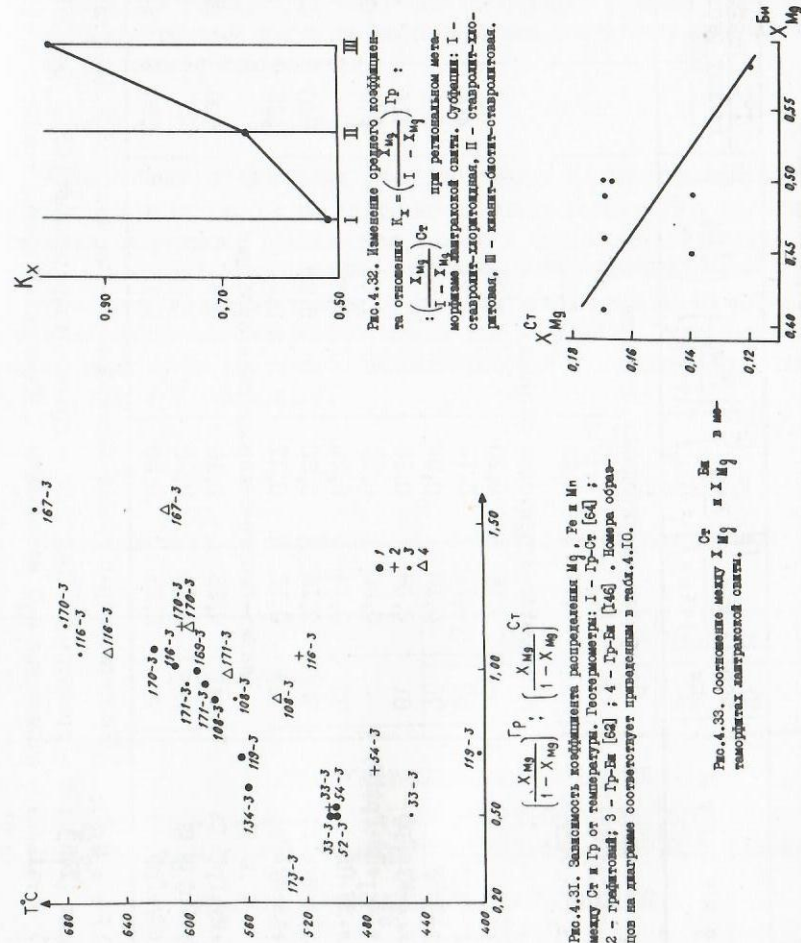


Рис.4.31. Зависимость коэффициента распределения Mg, Fe и Mn между Ст и Гр от температуры. Температуры: 1 - Гр-Ст [64]; 2 - градогранит; 3 - Гр-Би [62]; 4 - Гр-Би [146]. Номера образцов на диаграмме соответствуют приведенным в табл.4.10.

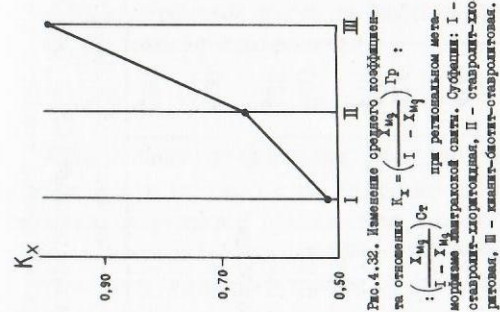


Рис.4.32. Изменение среднего коэффициента отношения  $K_x = \left( \frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}} \right) \frac{Gr}{Chl}$  при региональном метаморфизме лаштракской свиты. Субфации: I - ставролит-хлоритовидная, II - альмандин-хлоритовидная, III - альмандин.

Рис.4.33. Соотношение между  $X_{Mg}^{St}$  и  $X_{Mg}^{Gr}$  в метаморфитах лаштракской свиты.

Распределение химических компонентов между сосуществующими гранатом и ставролитом, парагенезисы и температуры их равновесий в метapelитах лаштракской свиты

Обр.	Парагенезисы	Фазы	$\frac{Gr}{1-X_{Mg}}$	$\frac{St}{1-X_{Mg}}$	$\frac{Gr}{1-X_{Mg}} : \frac{St}{1-X_{Mg}}$	t°C. геотермометры <sup>2)</sup>			
						I	II	III	IV
Ставролит-хлоритовая субфация									
8-3	Ст <sub>84</sub> +Гр <sub>90</sub> +Хл <sub>87</sub> +Хл <sub>68</sub> +Му+Грф	66	0,10	0,19	0,53	-	-	475	500
8-3	Ст <sub>82</sub> +Гр <sub>89</sub> +Хл <sub>85</sub> +Хл <sub>59</sub> +65+Му	72	0,11	0,22	0,50	-	-	-	500
Ставролит-хлоритовая субфация									
8-3	Ст <sub>81</sub> +Гр <sub>93</sub> +Хл+Грф	-	0,06	0,23	0,26	-	-	-	<400
9-3	Ст <sub>88</sub> +Гр <sub>89</sub> +Хл <sub>65</sub> +Би <sub>42</sub> +Пл	67	0,10	0,14	0,71	400	-	-	565
8-3	Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>83</sub> +Би <sub>50</sub> +Хл+Му	70	0,18	0,20	0,90	570	540	-	-
8-3	Ст <sub>86</sub> +Гр <sub>92</sub> +Хл+Би <sub>55</sub> +Му+Грф	81	0,08	0,16	0,50	450	-	505	500
6-3	Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>82</sub> +Би <sub>59</sub> +Хл <sub>51</sub> +Пл+Грф+Му	-	0,20	0,19	1,05	670	660	-	610
4-3	Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>87</sub> +Би+Хл+Му+Пл	73	0,14	0,20	0,70	-	-	-	560
1-3	Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>81</sub> +Би <sub>50</sub> +Хл+Му+Грф	72	0,19	0,20	0,95	600	575	-	590
3-3	Ст <sub>73</sub> +Гр <sub>90</sub> +Би <sub>51</sub> +Хл+Му+Грф	72	0,10	0,37	0,27	525	-	-	<400
Кианит-биотит-ставролитовая субфация									
7-3	Ст <sub>86</sub> +Гр <sub>78</sub> +Би <sub>51</sub> +Му+Грф	73	0,25	0,16	1,56	700	625	-	>600
9-3	Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>82</sub> +Би+Му+Грф	79	0,20	0,20	1,00	-	-	-	595
0-3	Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>79</sub> +Би <sub>54</sub> +Му+Грф	75	0,23	0,20	1,15	680	600	605	625

2) Геотермометры: гранат-биотитовый-I - по методу Л.Л.Перчука [62], II - по методу Х<sub>Мg</sub>Гр(Ст) = М<sub>g</sub> : (М<sub>g</sub> + Fe + Mn); III - графитовый [104]; IV - гранат-ставролитовый [63]. Обр. I78-3 и I19-3 недосыщенные К<sub>2</sub>O метapelиты, остальные - насыщенные К<sub>2</sub>O метapelиты, остальные состав гранатов и ставролитов см. в прилож. 2 и 4.4.

ние железистости - F<sub>Гр</sub> < F<sub>Ст</sub>. В кианит-биотит-ставролитовой субфации, как правило, F<sub>Ст</sub> > F<sub>Гр</sub>, чем и подтверждается указание В.В.Федькина [85] на неидеальное распределение железа и магния между ставролитом и гранатом в высокотемпературных парагенезисах.

Данные по I3 Ст-Гр равновесным ассоциациям лаштракской свиты (см. табл.4.8; рис.4.31) показывают, что с повышением степени метаморфизма увеличивается отношение  $(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}})_{Гр} : (\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}})_{Ст}$  (рис.4.32).

В метаморфитах буульгенской серии Гр-Ст парагенезисы развиты в наиболее высокотемпературной ступени ставролитовой зоны, а в условиях силлиманитовой зоны при температуре 625-665°C происходит распад ставролита. В метаморфитах лаштракской свиты не зафиксирована достаточно высокая температура для разложения ставролита.

#### 4.3.4. Мусковит и биотит

Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и мусковитами в метаморфитах лаштракской свиты рассмотрено на ограниченном фактическом материале, относящемся только к ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфациям - породам, метаморфизированным в узком температурном интервале. В отличие от сосуществующих пар Му-Би буульгенской серии, в метаморфитах лаштракской свиты нам не удалось установить для равновесной пары Му-Би каких-либо закономерностей в характере распределения Fe, Mg, Na и K (табл.4.9).

Таблица 4.9

Особенности Му-Би парагенезисов из метapelитов лаштракской свиты

№ обр.	Парагенезисы	Fe, Mg		Fe:Mg в Му	Na:(Na+K)		Na:(Na+K) в Му
		Му	Би	Fe:Mg в Би	Му	Би	Na:(Na+K) в Би
СТАВРОЛИТ-ХЛОРИТОВАЯ СУБФАЦИЯ							
I08-3	Би <sub>50</sub> +Му+Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>83</sub> +Хл	0,33	1,01	0,33	0,33	0,11	3,00
II6-3	Би <sub>59</sub> +Му+Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>82</sub> +Хл <sub>51</sub> +Пл+Грф	2,08	1,45	1,43	0,24	0,04	6,00
КИАНИТ-БИОТИТ-СТАВРОЛИТОВАЯ СУБФАЦИЯ							
I67-3	Би <sub>51</sub> +Му+Ст <sub>86</sub> +Гр <sub>78</sub> +Грф	1,06	1,02	1,04	0,35	0,12	2,92
I70-3	Би <sub>54</sub> +Му+Ст <sub>83</sub> +Гр <sub>79</sub> +Грф	1,14	1,18	0,97	0,46	0,09	5,11

Химический состав мусковитов и биотитов см. в прилож.4.7 и 4.3.

#### 4.3.5. Ставролит и биотит

Таблица 4.10

Распределение фемических компонентов между сосуществующими ставролитом и биотитом, парагенезисы и температуры их равновесий в метаморфитах лаштракской свиты

Обр.	Парагенезис	F	Ст <sup>1)</sup> X <sub>Mg</sub>	Би <sup>2)</sup> X <sub>Mg</sub>	Ст X <sub>Mg</sub>	T <sup>o</sup> C геотермометры	
						Би X <sub>Mg</sub>	Гр-Би [62]
Ставролит-хлоритовая субфация							
II9-3	Ст <sub>88</sub> +Би <sub>42</sub> +Гр <sub>89</sub> +Хл <sub>65</sub> +Пл	67	0,12	0,58	0,21	400	-
I08-3	Ст <sub>83</sub> +Би <sub>50</sub> +Гр <sub>83</sub> +Хл+Му	70	0,17	0,50	0,34	570	-
II6-3	Ст <sub>83</sub> +Би <sub>59</sub> +Гр <sub>82</sub> +Хл <sub>51</sub> +Пл+Му+Грф	-	0,17	0,41	0,41	670	525
I7I-3	Ст <sub>83</sub> +Би <sub>50</sub> +Гр <sub>81</sub> +Хл+Му+Грф	72	0,17	0,50	0,34	600	-
33-3	Ст <sub>83</sub> +Би <sub>55</sub> +Гр <sub>92</sub> +Хл+Му+Грф	81	0,14	0,45	0,31	450	505
I73-3	Ст <sub>73</sub> +Би <sub>52</sub> +Гр <sub>90</sub> +Хл+Му+Грф	72	0,17	0,49	0,35	525	-
I97-3	Ст+Би <sub>31</sub> +Гр <sub>76</sub> +Жед+Ки	41	-	0,69	-	470	-
I34-3	Ст <sub>83</sub> +Би+Гр <sub>87</sub> +Хл+Му+Пл	73	0,17	-	-	-	-
Кизанит-биотит-ставролитовая субфация							
I67-3	Ст <sub>86</sub> +Би <sub>51</sub> +Гр <sub>78</sub> +Му+Грф	73	0,14	0,49	0,29	700	-
I70-3	Ст <sub>83</sub> +Би+Гр <sub>82</sub> +Му+Грф	74	0,17	0,46	0,37	700	605
I69-3	Ст <sub>88</sub> +Би <sub>54</sub> +Гр <sub>79</sub> +Му+Грф	79	0,17	-	-	-	-

$$1) \quad X_{Mg}^{Ст} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$$

$$2) \quad X_{Mg}^{Би} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$$

Состав биотита и ставролита мм. в приложениях 4.3 и 4.4.

пределение Mg между биотитом и ставролитом, причем, по его данным, с возрастанием температуры повышается магнезиальность и биотита и ставролита. Нам не удалось установить какие-либо закономерности в характере распределения Mg и Fe Би-Ст парн буульгенской серии (см.табл.3.16). Но данные анализа 8 образцов равновесных пар Ст-Би лаштракской свиты показывают тенденцию уменьшения магнезиальности биотита с ростом магнезиальности ставролита (рис.4.33, табл.4.10).

#### 5. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИТОВ

Эволюция PT условий метаморфизма охарактеризована в основном по данным графитового и гранат-биотитового геотермометров и путем сопоставления стабильности отдельных минералов или минеральных парагенезисов в природных условиях с экспериментально хорошо изученными условиями минеральных равновесий<sup>1)</sup>.

Данные графитового геотермометра, приведенные в табл.5.1, нередко показывают более низкие значения температур минералообразования, чем полученные по Гр-Би термометрам (см.табл.3.8 и 4.6).

В настоящей работе использованы методы Гр-Би термометра Л.Л.Перчука [62], А.Б.Томпсона [203], Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби [146], Дж.М.Ферри и Ф.С.Спира [139]. Наиболее высокие значения температур, как отмечалось выше, в большинстве случаев нереальные для условий формирования конкретных метаморфитов, получены по методу Дж.М.Ферри и Ф.С.Спира, а наиболее низкие - по методу Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби; они также нередко не соответствуют природным наблюдениям. Наиболее приемлемые результаты получены по методу Л.Л.Перчука и, в меньшей степени, А.Б.Томпсона. Данные графитового геотермометра и Гр-Би геотермометра Л.Л.Перчука показывают хорошую сходимость, хотя последний в температурной области > 580°C дает несколько повышенные значения температуры (несмотря на то, что графитовый термометр отражает условия наиболее высокой температуры достигнутой конкретной породой и что величина параметра элементарной ячейки C(A) графита полностью сохраняется в графитах и после понижения температуры минералообразования при метаморфизме).

По экспериментальным данным Г.Хошека [160,161,162] максимальная температура существования ставролита в природных парагенезисах равна примерно 650°C. Верхний температурный предел устойчивости ставролита в ассоциации с Му и Кв, по его расчетам, - 575°C при 2 кбар и 675°C при 5,5 кбар (при P<sub>S</sub> = P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>); в случае P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> < P<sub>общ</sub> температура образования и разложения ставролита будет снижаться.

В результате анализа термодинамических условий минеральных равновесий ставролитсодержащих пород В.В.Федькин [85] приходит к выводу, что температурные интервалы устойчивости ставролитсодержащих парагенезисов в присутствии кварца, по данным геотермометрии, не превышают 420-650°C, а наибо-

<sup>1)</sup> Приемлемые результаты получены также по Гр-Ст геотермометру [63], данные которого хорошо сходятся с значениями температур, полученных по Гр-Би и графитовому геотермометрам (см.табл.3.10 и 4.8).

Таблица 5.1

Температура метаморфизма в породах буульгенской серии и лаштракской свиты по данным графитового геотермометра

№ обр.	Парагенезисы	Парам. решетки графита СА	T°C	Примечание
I	2	3	4	5
БУУЛЬГЕНСКАЯ СЕРИЯ (региональный метаморфизм андалузитового типа)				
Биотитовая зона				
88-0 <sup>X</sup>	Кшп+Аб+Му+Кв	6,739	340	Р-н оз.Верхлистова; сланец.
90-0 <sup>X</sup>	Кшп+Аб+Би+Му+Кв	6,738	350	" "
Ставролитовая зона				
314-3	Му+Би <sub>51</sub> +Анд+Кв+Пл+Фибр	6,724	560	Бас.р.Зап.Птыш, сланец.
525	Гр <sub>88</sub> +Би <sub>56</sub> +Ст+Анд+Пл+Кв	6,722	570	Междуречье Безымянная и Ачапара; сланец.
17-4	Гр <sub>80</sub> +Би <sub>46</sub> +Ст <sub>84</sub> +Анд+Пл+Кв	6,721	580	Верх.р.Хецквара; сланец.
Силлиманитовая зона				
318	Би <sub>42</sub> +Пл+Кв	6,720	600	Верх.р.Хецквара, в 2,5км к югу от одноимен.ледника; сланец.
12-4	Гр <sub>83</sub> +Би <sub>58</sub> +Сил+Шп+Кор(Ст <sub>83</sub> , Анд, Кв, Би)	6,716	630	Верх.р.Хецквара; сланец.
28-4	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>46</sub> +Сил+Кор+Шп(Анд, Кв, Ст)	6,716	630	Басс.р.Клыч, ниже устья р.Ачапара; сланец.
353-3	Гр <sub>86</sub> +Би <sub>56</sub> +Пл+Кв	6,716	630	Басс.р.Вост.Птыш; сланец.
336-3	Гр+Фибр+Кв+Пл+Би <sub>54</sub>	6,720	600	Басс.р.Зап.Птыш; сланец.
316-3	Гр <sub>76</sub> +Би <sub>48</sub> +Сил+Кор <sup>1</sup> (Анд, Му)	6,720	600	" "
897	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>54</sub> +Фибр <sup>1</sup> (Анд, Му)	6,719	610	Истоки р.Вост.Гвандра (Бегинас Цкали); сланец.
Мигматитовая зона				
337-3	Сил+Би <sub>51</sub> (Му)	6,712	670	Басс.р.Зап.Птыш; рестит мигматита.
375-3	Гр+Би <sub>57</sub> +Пл	6,712	670	Басс.р.Вост.Птыш; рестит мигматита.
529-3	Жед <sub>45</sub> +Гр <sub>80</sub> +Би <sub>48</sub> +Кв(Пл)	6,718	620	Вблизи слияния рек Вост. и Зап.Птыш; сланец.
567-3	Гр+Би+Пл+Кв	6,712	670	Басс.р.Птыш (вблизи водоппада); мигматит.

I	2	3	4	5
ЛАШТРАКСКАЯ СВИТА (региональный метаморфизм квантитового типа)				
Ставролит-хлоритовидная субфация				
54-3	Ст <sub>84</sub> +Гр <sub>90</sub> +Хл <sub>87</sub> +Хл <sub>68</sub> +Сер	6,735	475	Восточный склон водораздельного хребта рек Белая и Лаштрак, к востоку на 850 м от перевала Чмаха, вблизи тропинки; сланец.
Ставролит-хлоритовая субфация				
33-3	Гр <sub>92</sub> +Би <sub>56</sub> +Ст <sub>86</sub> +Хл+Му	6,728	505	Левобережье р.Лаштрак, восточный склон водораздельного хребта рек Белая и Лаштрак, к северу на 250 м от Санчарского интрузива; сланец.
40-3	Кв+Хл+Гр+Би	6,726	525	Вост.склон водораздельного хребта рек Белая и Лаштрак (левобережье р.Лаштрак) в 800 м к северу от Санчарского интрузива; сланец.
35-4	Гр+Пл+Хл+Анд+Ту	6,724	550	Истоки р.Лашипе; сланец.
174-3	Би+Хл+Гр+Кв	6,725	540	Левобережье р.Белая, к сев.зап.на 1260 м от топогр.отмет.1739,2м; сланец.
116-3	Гр <sub>82</sub> +Би <sub>59</sub> +Ст <sub>83</sub> +Хл <sub>51</sub> +Му+Пл	6,726	525	Истоки р.Белая, вблизи северного контакта Лаштракской свиты, в 1750 м к западу от пер.Чмаха; сланец.
Квантит-биотит-ставролитовая субфация				
154-3	Му+Ст+Гр+Кв	6,720	595	В 150 м к югу от предыдущего образца; сланец.
153-3	Гр <sub>81</sub> +Би <sub>52</sub> +Му	6,721	580	Правобережье р.Белая в 2 км к юго-востоку от г.Чмаха; сланец.
170-3	Гр <sub>79</sub> +Би <sub>54</sub> +Ст <sub>83</sub> +Му	6,719	605	Левобережье р.Белая, к сев.-зап.на 1250 м от топограф.отметки 1739,2м; сланец.

1) Образцы с индексом х - из верхлистоваской свиты.

лее распространенных Ст-Му-Би-Кв ассоциаций - 430-620°C. Он считает, что эксперименты Г.Хошека [162] подтверждают вывод о верхней границе температуры образования ставролита в двуслюдяных метапелитах  $T \leq 620^\circ\text{C}$ .

В результате анализа парагенезисов ставролитсодержащих метапелитов С.П.Кориковский [46] температурную область стабильности ставролита предположительно определяет интервалом от 430 до 580°C при  $P_S > 1,5$  бар, причем максимальная температура стабильности ставролита с мусковитом и кварцем достигается при  $P_S = 5-5,5$  кбар; при больших или меньших давлениях она смещается в сторону более низких температур.

Ставролит в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах сохраняет устойчивость при более высоких температурах, чем в метапелитах с мусковитом [85,46]. По В.В.Федькину [85], в резко недосыщенных калием метапелитах устойчивость ставролита с кварцем сохраняется при температуре до 650°C.

Температура ставролитсодержащих парагенезисов буульгенской серии, по данным графитового геотермометра, лежит в интервале 560-580°C, а по гранат-биотитовым геотермометрам: по методу Л.Л.Перчука - 525-605°C, по методу Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби - 440-540°C. Для ставролитсодержащих парагенезисов лаштракской свиты, по данным тех же геотермометров, соответственно получены температурные интервалы 475-605, 400-700 и 540-625°C.

Таким образом, наиболее высокотемпературный ставролит в метаморфитах буульгенской серии стабилен в условиях  $T \approx 600^\circ\text{C}$ . При дальнейшем повышении температуры наблюдаются превращения ставролита обычно на Кор+Шп, реже - Сил+Шп и еще реже Анд+Шп. Как правило, параллельно с этими реакциями вместо фибролита развивается шестоватый силлиманит. Замечено, что ставролит с фибролитом образуется в более широком диапазоне температуры, чем в случае с силлиманитом. Как известно из экспериментальных данных, для условий  $P_{H_2O} = P_{\text{общ}}$  температура образования ставролита с кварцем может достигать 700°C. Однако, в природе этого не наблюдается. В частности, в метаморфитах буульгенской серии ставролит исчезает до стадии анатектической мигматизации. Явно завышены показатели температуры, полученные по методу Л.Л.Перчука для ставролитсодержащих парагенезисов лаштракской свиты, хотя бы потому, что в свите отсутствуют мигматиты, а также стабильна Му+Кв ассоциация.

В общем, судя по данным вышеприведенных геотермометров, наиболее приемлемыми нам представляются температурные диапазоны стабильности ставролитсодержащих парагенезисов буульгенской серии - 530-605°C, а лаштракской свиты - 460-605°C. В метаморфитах первой, как отмечено выше, при  $T > 600-610^\circ\text{C}$  происходит распад ставролита, а в лаштракской свите он устойчив и в наиболее высокотемпературной ее части - в условиях кианит-биотит-ставролитовой субфации. Исходя из таких данных следовало ожидать, что максимальная температура существования ставролита в буульгенской серии выше, чем в лаштракской свите, но этого не наблюдается, что можно объяснить, во-первых, пониженным значением  $P_{O_2}$  в ставролитсодержащих метаморфитах лаштракской свиты с значительным со-

держанием графита<sup>1)</sup>; во-вторых, повышенным значением  $P_{H_2O}$  при формировании метаморфитов лаштракской свиты, сложенной преимущественно более насыщенными  $K_2O$  метапелитами, чем в буульгенской серии, представленной в основном недосыщенными  $K_2O$  метапелитами, и, в третьих, более высоким значением общего давления при формировании ставролитсодержащих парагенезисов лаштракской свиты, нежели в буульгенской серии.

Данные экспериментальных работ по изучению ставролитсодержащих ассоциаций [192,193,162], а также анализ термодинамических условий минеральных равновесий ставролитовых парагенезисов [85,38,46] показывают, что нижний предел устойчивости ставролита по давлению фиксируется при  $P_S = 1,5-2$  кбар.

В метаморфитах буульгенской серии не наблюдается хлорита, устойчивого после распада ставролита, что указывает на условия давления  $P_S > 1,5-2$  кбар [46].

В насыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии наблюдается парагенезис Ст+Сил+Кв, обычный в условиях давлений, пограничных между андалузит-силлиманитовыми и кианит-силлиманитовыми комплексами. При  $P_S$  более 5,5 и менее 3 кбар ставролит всегда исчезает до появления силлиманита [46] и, следовательно, можно полагать, что для Ст+Сил парагенезиса буульгенской серии условия  $P_S$  ограничиваются 3-5,5 кбар.

В метаморфитах буульгенской серии не устанавливаются равновесные ассоциации Жед+Анд и Ст+Жед и наблюдается распад ставролита по реакциям Ст  $\rightarrow$  Кор+Шп(1), Ст  $\rightarrow$  Анд+Шп(2), Ст+Кв  $\rightarrow$  Кор+Гр+Анд+Шп(3), Ст  $\rightarrow$  Сил+Шп(4), Ст+Кв+Му  $\rightarrow$  Сил+Би+Гр+Н<sub>2</sub>O(5). Реакции 1-3 протекают при уменьшении давления (в условиях  $P_S < 3$  кбар) [46], а 4 и 5 - при возрастании температуры.

В андалузит-силлиманитовых комплексах при любых давлениях ставролит у высокотемпературной границы сохраняется только в парагенезисе Гр+Кор+Анд(Сил)±Би+Кв, а в кианит-силлиманитовых - в парагенезисе Гр+Жед+Ки(Сил) [46]. Поэтому при  $P_S$  ниже тройной точки его распад связан с реакцией Ст+Кв = Гр+Кор+Анд(Сил)+Н<sub>2</sub>O, а при более высоких давлениях - с реакцией Ст+Кв = Гр+Жед+Ки(Сил)+Н<sub>2</sub>O. Эти данные полностью подтверждаются нашими наблюдениями. В метаморфитах андалузит-силлиманитового типа буульгенской серии зафиксирован парагенезис Ст+Гр+Кор+Анд(Сил)±Би+Кв, а в кианит-силлиманитовом типе лаштракской свиты - Ст+Жед+Ки.

Следовательно, можно полагать, что реакции Ст+Кв=Гр+Жед+Ки+Н<sub>2</sub>O или Ст+Гр+Кв=Жед+Ки+Н<sub>2</sub>O в лаштракской свите протекают при  $P_S$  выше тройной

<sup>1)</sup> Эксперименты показывают значительное влияние  $P_{O_2}$  на стабильность ставролита в реакции Хлд+O<sub>2</sub>  $\rightarrow$  Ст+Мт+Кв [143,144]. Устанавливается, что повышение  $P_{O_2}$  от величины, обусловленной Ni-NiO буфером, до величины, создаваемой магнетит-гематитовым буфером, снижает температуру образования ставролита с  $635 \pm 15^\circ\text{C}$  до  $580 \pm 10^\circ\text{C}$  (при  $P_{\text{общ}} = P_{H_2O} = 10$  кбар.). По экспериментальным данным С.Ричардсона [193] при  $P_{H_2O} > 2$  кбар и в присутствии  $P_{O_2}$ , определяющемся фаялит-магнетит-кварцевым буфером, ассоциация Ст+Кв устойчива в интервале температур от 530 до 700°C [193].



точки полиморфов  $Al_2SiO_5$ . Парагенезис Ки+Жед+Кв характерен для наиболее глубоких частей кианит-силлиманитовых комплексов ( $P_S > 6$  кбар) [46]. Анализ P-T диаграммы равновесия метапелитов, предложенная А.Хитанен [157], показывает, что при  $P_S > 5,5$  кбар ставролит целиком исчезает в поле устойчивости кианита. В.А.Глебовицкий [17] предполагает, что парагенезис Гр+Кор+Жед при полном отсутствии ставролита и любой модификации  $Al_2SiO_5$  характерен для андалузит-силлиманитовых комплексов, а 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  $T=620^\circ C$ ,  $P=5,6$  кбар по С.В.Ричардсону с соавторами [194] и  $T=501^\circ C$ ,  $P=3,76$  кбар по М.Холдзеву [159].

С.П.Кориковский [46] считает наиболее удовлетворительными с точки зрения парагенетического анализа метаморфических пород, данные М.Холдзевая. В частности, он отмечает, что важнейшим доказательством 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 [92,19], не подтвержденные, однако, наблюдениями ряда исследователей. Т.Г.Чхотуа [95] одним из наиболее распространенных парагенезисов буульгенской серии считает  $Рог+Пл+Гр+Ки$  ( $\pm$ Ст, Анд, Кв), что не соответствует истине<sup>1)</sup>.

Не исключая наличия кианита в метаморфитах буульгенской серии, мы допускаем возможность только его подчиненного развития в условиях самого низкого давления, необходимого для возникновения кианита. 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 ставро-

литовой зоны, можно полагать, что первый силлиманит возникает в этих породах при  $T \approx 580^\circ C$ . По Гр-Би геотермометру по методу Л.Л.Перчука [62] получены более высокие температуры возникновения первого силлиманита —  $T \approx 625^\circ C$ , а по методу Д.Гольдмана и А.Олби [146] —  $\approx 560^\circ C$ . 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  $\approx 30^\circ C$ .

В наиболее высокотемпературной части лаштракской свиты в условиях кианит-биотит-ставролитовой субфации хлорит полностью разложен, а кианит стабилен, и не наблюдается инверсии кианит  $\rightarrow$  силлиманит.

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

Выше было отмечено, что экспериментально и геологически хорошо изученная и типичная для насыщенных  $K_2O$  метапелитов реакция  $Му+Кв \rightarrow Кпш + Al_2SiO_5 + H_2O$  в метаморфитах буульгенской серии наблюдается исключительно редко. В этой серии в условиях силлиманитовой и мигматитовой зон устанавливаются реакции  $Му+Ст+Кв \rightarrow Сил+Би \pm Гр+H_2O$  и  $Му+Кв+Гр_I+Би_I \rightarrow Гр_{II}+Би_{II} \pm Кор+Сил$ .

По данным графитового термометра наиболее высокотемпературен мусковит с кварцем в метапелитах буульгенской серии  $\approx 610^\circ C$ . По Гр-Би термометру по методу Л.Л.Перчука [62] реликты мусковита в тех же породах сохраняются до температуры  $625-665^\circ C$ , а по методу Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби [146] — до  $590-625^\circ C$ .

Выше говорилось, что разложение куммингтонита в метаморфитах буульгенской серии ( $Кум \rightarrow Рог$ ,  $Кум+Пл \rightarrow Гр+Рог$ ,  $Кум \rightarrow Жед$ ) вызвано повышением давления. Полное отсутствие куммингтонита в типичных кианитовых комплексах вообще свидетельствует, что максимальное давление куммингтонитсодержащих метаморфитов буульгенской серии было ниже, чем характерное для тройной точки  $Al_2SiO_5$ .

Исходя из приведенных выше данных, приводим следующие температурные диапазоны прогрессивной зональности: буульгенской серии — в зоне биотита  $330-380^\circ C$ , ставролита —  $530-600^\circ C$  (не установлена низкотемпературная часть зоны), силлиманита —  $600-650^\circ C$  и мигматита —  $640-680^\circ C$ ; лаштракской свиты — в зоне граната  $< 450^\circ C$ , ставролита —  $450-600^\circ C$  (ставролит-хлоритовидной субфации —  $450-500^\circ C$ , ставролит-хлоритовой —  $500-580^\circ C$  и кианит-биотит-ставролитовой субфации  $570-600^\circ C$ ).

Рассмотренными выше равновесиями по существу ограничиваются возможности минералогической барометрии равновесий метаморфических процессов.

<sup>1)</sup> Авторам настоящей работы совместно с Г.Л.Чичинадзе, изучавшим около

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. Минеральные парагенезисы метаморфитов лаштракской свиты устойчивы при величине давления большей чем характерное для тройной точки; по-видимому, наиболее реальное ее значение лежит в интервале - 5-7,5 кбар.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение юго-западной периферийной части домезозойского кристаллического основания Большого Кавказа приводит к ряду новых выводов о характере метаморфического минералообразования.

Детально исследованы региональная метаморфическая зональность низкого и умеренного барических типов. Зональность низкого давления выражена в буульгенской серии последовательной сменой метаморфических зон биотита, ставролита (наличие крупных разрывных нарушений и гранитоидных тел между биотитовой и ставролитовой зонами приводит к предположению о выпадении промежуточной гранатовой зоны), силлиманита и мигматита. Впервые установленная зональность умеренного давления, характерная для метаморфитов лаштракской свиты, представлена зонами граната и ставролита.

Рассмотрены два основных класса исходных пород метаморфитов по химическому составу - метапелиты и богатые СаО породы. Первые разделяются на пересыщенные, насыщенные и недосыщенные  $K_2O$  разновидности, различные по минеральным парагенезисам во всех зонах прогрессивного регионального метаморфизма. В метаморфитах буульгенской серии главную роль играют недосыщенные  $K_2O$  метапелиты и богатые СаО породы, а в состав лаштракской свиты входят главным образом насыщенные  $K_2O$  метапелиты.

Биотитовая зона представлена пересыщенными и насыщенными  $K_2O$  метапелитами верхлисторбской свиты, минеральные парагенезисы которой охватывают среднюю и отчасти высокую ступень биотитовой зоны. Высокотемпературная граница биотитовой зоны, выделяемая по появлению в ней граната, здесь не устанавливается. Совместно с Г.Л.Чичинадзе детально исследованы черные порфиробласты калиевого полевого шпата верхлисторбской свиты, переполненные мельчайшими вкрапленниками графита. Описание таких порфиробластов в литературе нет.

Ставролитовая зона выделена по признаку первого появления ставролита в метапелитах. Ее верхняя граница отбивается по исчезновению ставролита в насыщенных  $K_2O$  метапелитах. В недосыщенных  $K_2O$  метапелитах ставролит, стабильный при более высоких температурах, распадается при  $T$  более низких, чем мусковит с кварцем в насыщенных  $K_2O$  метапелитах. Силлиманитовая зона выделена по признаку появления в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах силлиманита и исчезновения ставролита в насыщенных  $K_2O$  метапелитах. Силлиманит развивается по биотиту и андалузиту, а в высокотемпературной части - по кордиериту. В низкотемпературной части зоны ставролит полностью исчезает. Распад ставролита идет по следующим реакциям:  $Ст \rightarrow Кор+Шп$ ,  $Ст \rightarrow Анд(Сил)+Шп$ , а также  $Ст+Кв \rightarrow Кор+Гр+Анд+Шп+H_2O$  и  $Му+Ст+Кв \rightarrow Сил+Би+Гр+H_2O$ . В высокотемпературной части зоны зафиксирована реакция  $Му+Кв \rightarrow Кшп+Сил+H_2O$ . Мигматитовая зона выделяется по появлению мигматитов в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах. В насыщенных  $K_2O$  метапелитах мигматизация начинается еще в силлиманитовой зоне. Мигматизация зафиксирована также в богатых СаО породах мигматитовой зоны. В высокотемпе-

В метаморфитах лаштракской свиты выделены гранатовая и ставролитовая зоны, а также псевдоклианит-мусковитовая "зона"; развитие минеральных ассоциаций в последней обусловлено больше окислительно-восстановительным режимом среды, чем вариациями температуры и давления или химического состава исходных пород. Самая низкая ступень регионального метаморфизма в лаштракской свите установлена в гранатовой зоне. Низкотемпературная часть этой зоны не обнаружена. Верхняя граница зоны отбрасывается по первому появлению ставролита в насыщенных  $K_2O$  метапелитах, а также исчезновению стильпномелана в недосыщенных  $K_2O$  метапелитах. В ставролитовой зоне выделяются три температурные субфации: ставролит-хлоритовая, ставролит-хлоритовая и кианит-биотит-ставролитовая. Высокотемпературная ступень последней - силлиманит-биотит-ставролитовая - не наблюдается. Сравнение минеральных парагенезисов недосыщенных и насыщенных  $K_2O$  метапелитов в пределах этих субфаций показывает весьма сильное их различие. Высокотемпературная граница ставролит-хлоритовой субфации определяется по исчезновению хлоритоида. Ставролит-хлоритовая субфация отличается от предыдущей, кроме отсутствия хлоритоида, возрастанием предельной магнезиальности хлорита, граната и ставролита как в насыщенных, так и недосыщенных  $K_2O$  метапелитах. Низкотемпературная граница кианит-биотит-ставролитовой субфации устанавливается по исчезновению хлорита в насыщенных и недосыщенных  $K_2O$  метапелитах. В этой субфации возрастает магнезиальность граната и железистость ставролита.

Результаты детального изучения эволюции химического состава породообразующих минералов при региональном метаморфизме низких и умеренных давлений сводятся к следующему:

Закономерности эволюции химического состава гранатов из метаморфитов буульгенской серии и лаштракской свиты аналогичны. С нарастанием степени метаморфизма в гранатах увеличивается содержание пирона и сумма Пир+Андр+Гросс, а содержание спессартина и железистость снижается. Состав граната является функцией многих факторов, из которых главными являются степень метаморфизма, состав исходных пород, влияние сосуществующих минералов и количество граната в породе.

С повышением степени метаморфизма в биотитах буульгенской серии неуклонно увеличивается содержание титана и снижается роль истонит-сидерофилитовой составляющей, глиноземистости и кристаллизационной воды, а также хорошо выражена тенденция к повышению содержания  $SiO_2$ . Низкая железистость, высокая глиноземистость и высокое содержание кремния обнаруживаются в биотитах одноименной зоны. В ассоциации с кордиеритом, биотиты недосыщенных  $K_2O$  метапелитов характеризуются низкой магнезиальностью, повышенным содержанием истонит-сидерофилитовой молекулы и повышенной глиноземистостью. В биотитах лаштракской свиты (в пределах ставролитовой зоны), как и в биотитах буульгенской серии, с нарастанием степени метаморфизма наблюдается тенденция повышения содержания  $Ti$ ,  $Si$  и снижения -  $Al$ . Однако, в отличие от биотитов буульгенской серии, в них в пределах ставролитовой зоны с повышением температуры возрастает железистость и содержание  $FeO+Fe_2O_3$  и снижается количество  $MgO$ . Содержание истонит-сидерофил

литовой молекулы в биотитах ставролитовой зоны буульгенской свиты лаштракской свиты приблизительно одинаково. Устанавливается сильное влияние состава исходных пород лаштракской свиты на состав биотита.

Характерно для метапелитов силлиманитовой и мигматитовой зон гвандриной свиты отсутствие калиевого полевого шпата и обычной для метапелитов этих зон реакции  $Mu+Kv \rightarrow Kfs+Al_2SiO_5 + H_2O$ , что объясняется, с одной стороны, подчиненной ролью в составе этой свиты насыщенных  $K_2O$  метапелитов и, с другой, специфическим составом белых калиевых слюд этой свиты, характеризующихся дефицитом щелочей и низким отношением  $(K+Na)/(Mg+Fe+Al)$ . При разложении слюд подобного состава калиевый полевой шпат не образуется, а протекают реакции  $Mu+St+Kv \rightarrow Sil+Bi+H_2O$  и  $Mu+Kv+Gr_1+Bi_1 \rightarrow Gr_1+Bi_1+Kor+Sil$ . В последнем случае за счет разложившегося мусковита, менее магнезиального биотита и более железистого граната образуется биотит. С нарастанием степени метаморфизма в белых калиевых слюдах буульгенской серии снижается содержание  $Al^{IV}$  и феррифентитовой составной части (интенсивное уменьшение последней наблюдается в мусковитах зоны ставролита) и неуклонно возрастает -  $Si$  и  $Al^{IV}$ . Устанавливается также, что с ростом отношения  $(Mg+Fe):Al$  в породе оно уменьшается в белой калиевой слюде и одновременно порода обогащается биотитом. Белые калиевые слюды лаштракской свиты, как и буульгенской серии, характеризуются дефицитом щелочей, уменьшением в их составе с нарастанием степени метаморфизма содержания феррифентитовой составной части и  $Al^{IV}$  и возрастанием  $Si$  и  $Al^{IV}$ . В белых калиевых слюдах лаштракской свиты больше  $Si$  и парагонитовой молекулы и меньше  $Al^{IV}$ , нежели в буульгенской серии. Устанавливается, что в лаштракской свите с ростом отношения  $(Mg+Fe):Al$  в породе оно возрастает и в белой калиевой слюде. Высказывается мнение, что при андалузитовом и кианитовом типах регионального метаморфизма давление мало влияет на содержание феррифентита в мусковите и вызывает возрастание в нем  $Si$ .

Ставролитсодержащие парагенезисы буульгенской серии и лаштракской свиты различны - в первой наблюдаются андалузит, кордиерит, силлиманит, не встречающиеся в парагенезисе метаморфитов лаштракской свиты, а в ставролитсодержащих парагенезисах последней развиты кианит, хлорит, роговая обманка, хлоритоид, не обнаруженные в ставролитовых парагенезисах метаморфитов буульгенской серии. Следовательно, в условиях ставролитовой зоны регионального метаморфизма в одноименных по химическому составу ставролитсодержащих парагенезисах метаморфитов андалузитового барического типа буульгенской серии и кианитового барического подтипа лаштракской свиты устойчивы разные минералы. Развитие в ставролитсодержащих метаморфитах кианита и роговой обманки в лаштракской свите и андалузита и кордиерита в буульгенской серии обусловлено характером проявления барического типа метаморфизма. Отсутствие хлорита и хлоритоида в ставролитсодержащих парагенезисах буульгенской серии - результат выпадения низкотемпературной части ставролитовой зоны в выходах этой серии. Силлиманит не обнаружен в породах лаштракской свиты, так как, в ней не установлена высокотемпературная граница ставролитовой зоны. Первый ставролит в лаштракской свите образуется в ассоциации  $St_{82-84}+Xld_{85-87}+Gr_{89-90}+Xl+Mu+Kv$ ;  $St$  и  $Xld$  близки

ставролитовой субфации железистость ставролита выше, чем граната. Устанавливается, что в роговых обманках зоны мигматита буульгенской серии содержание  $Al^{VI}$  и  $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  ниже, а  $Al^{IV}$  выше, чем в зоне силлиманита. Закономерных изменений содержания остальных компонентов  $Al^{общ.}$ ,  $Ti$  и  $Na + K$ , а также  $F$  с нарастанием метаморфизма не наблюдалось. Установлена корреляционная связь - положительная между  $F$  и  $Al^{общ.}$ ,  $F$  и  $Al^{IV}$ ,  $F$  и  $Al^{VI}$  и обратная между  $Al^{IV}$  и  $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ . Кроме того, выявлена повышенная железистость роговых обманок в парагенезисе с гранатом обеих зон, а низкожелезистые роговые обманки характерны для безжелезо-магнезиальных парагенезисов силлиманитовой зоны и безгранат-биотитовых ассоциаций мигматитовой зоны. В общем состав роговых обманок силлиманитовой и мигматитовой зон буульгенской серии гораздо больше зависит от парагенезиса, чем от степени метаморфизма.

Широкие вариации железистости куммингтонитов буульгенской серии являются результатом гетерогенности состава пород, представленных рядом ассоциаций железо-магнезиальных минералов. В изученных куммингтонитах установлено высокое содержание  $Si$ . Наиболее высококальциевые и высокомарганцевые разновидности их развиты в ассоциации с роговой обманкой, а низкокальциевые - в парагенезисе с жедритом. С усилением метаморфизма отмечается возрастание железистости куммингтонитов и содержания в них  $Si$  и  $Al^{VI}$ .

Температурные условия жедритсодержащих парагенезисов буульгенской серии превышают верхние температурные пределы устойчивости андалузита и ставролита. Жедрит возникает при более высоком давлении, нежели андалузит, - он не развивается при барическом подтипе андалузитового типа регионально-метаморфизма, характеризующемся наименьшими величинами давления. Устанавливается, что жедрит-кианитовые парагенезисы лаштракской свиты замещают ставролит-гранатовые ассоциации по реакции  $Ст + Гр + Кв \rightarrow Жед + Ки$ , обусловленной повышением общего давления. Ки-Жед ассоциации формируются при более высоких  $P$ , чем те же ассоциации со ставролитом.

С нарастанием степени метаморфизма кианитового типа увеличивается магнезиальность хлорита в пределах гранатовой и ставролитовой зон лаштракской свиты. На состав хлорита интенсивно влияет состав породы.

Результаты исследования равновесий между минералами переменного состава сводятся к следующему.

С нарастанием степени метаморфизма в равновесной паре Гр-Би буульгенской серии железистость граната уменьшается, а биотита - возрастает в силлиманитовой зоне и затем в мигматитовой зоне несколько понижается. С повышением температуры соотношение  $Mg / Fe^{2+}$  в сосуществующих гранатах и биотитах увеличивается, значение коэффициента  $X_{Mg}^{Гр}$  непрерывно возрастает, а  $X_{Mg}^{Би}$  понижается в силлиманитовой и повышается в мигматитовой зоне. С нарастанием метаморфизма непрерывно увеличиваются  $K_X$  и  $K_D$ . Наблюдается идентичность значений коэффициентов распределения  $K_X$  и  $K_D$  кианит-биотитовой субфации лаштракской свиты и ставролитовой зоны буульгенской серии.

Гранат-кордиеритовая равновесная ассоциация широко развита в недоспелых  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии. Устанавливается, что равновесие с кордиеритом гранаты силлиманитовой зоны более магнезиальны, нежели

парагенезисе с гранатом менее магнезиальны, чем неравновесные с гранатом.

С ростом температуры в сосуществующей паре Ст-Гр из метаморфитов буульгенской серии и лаштракской свиты устанавливается рост отношения  $(\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}})^{Гр} : (\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}})^{Ст}$ . Величины железистости ассоциирующихся ставролита и граната близки.

С нарастанием метаморфизма в метаморфитах лаштракской свиты в характере отношений  $X_{Mg}^{Гр} : X_{Mg}^{Би}$  изменений не наблюдается. Установлена обратная корреляционная зависимость между железистостью хлорита и граната.

Равновесные пары Гр-Рог и Гр-Кум широко развиты в богатых  $CaO$  породах силлиманитовой и мигматитовой зон буульгенской серии. С нарастанием степени метаморфизма повышаются магнезиальность граната и соотношения  $X_{Mg}^{Гр} : X_{Mg}^{Рог}$  и  $X_{Mg}^{Гр} : X_{Mg}^{Кум}$ , а в магнезиальности роговой обманки и куммингтонита закономерных изменений не обнаруживается.

В распределении железо-магнезиальных компонентов между сосуществующими куммингтонитом и роговой обманкой из метаморфитов буульгенской серии с ростом  $T$  определенных закономерностей не наблюдается. На равновесие Кум-Рог оказывают влияние железо-магнезиальные минералы. Показано, что для пород из различных регионов, условия при которых достигалась одинаковая железистость роговой обманки и куммингтонита, варьируют в широком диапазоне.

В сосуществующих парах Му-Би буульгенской серии с нарастанием степени метаморфизма устанавливается уменьшение соотношения  $\frac{Fe : Mg \text{ в Му}}{Fe : Mg \text{ в Би}}$  и повышение -  $\frac{Na : (Na + K) \text{ в Му}}{Na : (Na + K) \text{ в Би}}$ ; для равновесной пары Му-Би из метаморфитов лаштракской свиты в характере распределения  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Na$  и  $K$  закономерностей не устанавливается.

В равновесных парах Ст-Би из метаморфитов лаштракской свиты выявлена тенденция уменьшения магнезиальности биотита с ростом магнезиальности ставролита. В характере распределения  $Mg$  и  $Fe$  Би-Ст пары буульгенской серии закономерностей не устанавливается.

Температурные условия метаморфизма оценены в основном по данным графитового и гранат-биотитового геотермометров и результатам анализа парагенетических ассоциаций, путем сравнения их с экспериментально хорошо изученными условиями минеральных равновесий. Данные графитового геотермометра в температурной области  $> 580^\circ C$  в большинстве случаев дают несколько более заниженные значения температур, нежели Гр-Би Л.Л.Перчука, хотя графитовый геотермометр отражает условия наиболее высокой температуры, достигнутой конкретной породой, и величина параметра элементарной ячейки  $C$  ( $\text{\AA}$ ) графита полностью сохраняется в графитах и после понижения температуры в процессе метаморфизма.

Устанавливаются следующие температурные диапазоны прогрессивной зональности:

Буульгенская серия	$T^\circ C$
Зона	
Биотита	330-380
Ставролита (в пределах средне- и высокотемпературной части зоны)	530-600

Лаштракская свита

С у б ф а ц и я	Т°С
Альмандин-хлорит-хлоритоидная	< 450
Ставролит-хлоритоидная	450-500
Ставролит-хлоритовая	500-580
Кианит-биотит-ставролитовая	570-600

Верхняя граница давления при региональном метаморфизме буульгенской серии оценена в основном по положению тройной точки полиморфов  $Al_2SiO_5 \approx 4-5$  кбар, а нижняя - по данным парагенетического анализа  $> 2$  кбар. Давление при региональном метаморфизме пород лаштракской свиты предполагается в диапазоне 5-7,5 кбар.

Приводим другие данные о термодинамических условиях метаморфизма буульгенской серии и лаштракской свиты.

Температурные диапазоны стабильности ставролитсодержащих парагенезисов оценены для метаморфитов буульгенской серии в 530-605°С, а лаштракской свиты - 460-605°С.

В недосыщенных и насыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии перенос силлиманитов возникает соответственно при температуре 600 и 580°С. Температурный разрыв между первым возникновением силлиманита и разложением наиболее высокотемпературного хлорита в недосыщенных и насыщенных  $K_2O$  метапелитах буульгенской серии, при прогрессивном региональном метаморфизме, составляет соответственно  $\approx 70$  и 30°С.

Верхняя температурная граница мусковита с кварцем в метапелитах буульгенской серии лежит в пределах 590-650°С (по графитовому геотермометру  $\approx 600$ °С, по Гр-Би геотермометрам по методу Л.Л.Перчука - 625-650°С, по методу Д.С.Гольдмана и А.Л.Олби - 590-625°С).

На основании результатов парагенетического анализа и данных геотермометрии метаморфитов Горной Абхазии предполагаем, что тройная точка полиморфов  $Al_2SiO_5$  занимает по температуре промежуточное положение между данными экспериментальных работ М.Холдевая [159] и С.В.Ричардсона с соавторами [194] - 580-600°С (при давлении 4-5 кбар).

Максимальное давление в метаморфитах буульгенской серии достигало значения координат тройной точки полиморфов  $Al_2SiO_5$ .

Реакции  $Ст+Кв = Гр+Жед+Ки+H_2O$  и  $Ст+Гр+Кв = Жед+Ки+H_2O$  в метаморфитах лаштракской свиты протекают при  $P_5$  выше тройной точки полиморфов  $Al_2SiO_5$ .

Максимальное давление куммингтонитсодержащих метаморфитов буульгенской серии было ниже характерного для тройной точки  $Al_2SiO_5$ .

Поскольку ряд вопросов геологического строения исследованного района оставался вообще невьясненным, нами были изучены особенности геологического строения некоторых участков района. Основные результаты проведенного изучения сводятся к следующему.

В междуречье Маруха-Аданге были выявлены (совместно с Г.Л.Чичинадзе) метапелиты, слагающие свиту, названную верцхлистоискской. Эта наименее метаморфизованная в буульгенской серии свита, видимо, занимает ее верхние

Установлено (совместно с О.З.Дудаури и М.Г.Тогонидзе), что выходы гранитоидов в абхазской части зоны Южного склона Большого Кавказа в верховьях р.Апсара, отнесенные ранее к юре, представляют собой антиклинальное поднятие доюрского фундамента в лейасовых отложениях, осложненное взбросовыми нарушениями (апсарский тектонический клин). Основная часть этого выхода представлена гранитоидами плагиогранодиоритовой формации и пользующимися подчиненным развитием кристаллическими сланцами и мигматитами.

С учетом резкого различия минерального и химического составов и термодинамического режима метаморфизма, а также наличия мощной зоны катаклазитов и милонитов между лаштракской и дамхурцевской свитами, складывается представление о лаштракской свите как об аллохтонной пластине среди метаморфитов лабинской серии.

CONCLUSION

A detailed investigation of the south-western peripheral part of the pre-Mesozoic crystalline basement of the Great Caucasus makes it possible to draw a number of new conclusions relating to the character of metamorphic mineral formation.

The regional metamorphic zoning of low and medium pressure types have been investigated in detail. Low pressure zoning of the Buulgen series is expressed by a succession of metamorphic zones of biotite, staurolite (the availability of large dislocations with a break in continuity and of granitoidic bodies between the biotite and staurolite zones allows the authors to think of the loss of an intermediate garnet zone), sillimanite and migmatite. Medium-pressure zoning, established for the first time and characteristic of metamorphites of the Lashtrak suite is presented by the garnet and staurolite zones. The chemical composition of two main classes of source rocks of metamorphites-metapelites and CaO rich rocks are considered. The former are divided into oversaturated, saturated and undersaturated with  $K_2O$  varieties distinguished by mineral parageneses in all the zones of progressive regional metamorphism. In metamorphites of the Buulgen series  $K_2O$ -undersaturated metapelites and CaO rich rocks play the leading role, whereas the Lashtrak suite mainly consists of  $K_2O$ -saturated metapelites.

The biotite zone is presented by  $K_2O$ -oversaturated and saturated metapelites of the Vertskhlistba (Silver Lake) suite whose mineral parageneses cover the moderate and partly the high temperature part of the zone. High temperature limit of the biotite zone, distinguished by the occurrence of garnet in it, is not established here. Black porphyroblasts of potassium feldspar of the Vertskhlistba suite overfilled with the smallest insets of garnet have been investigated by the authors together with G.L.Chichinadze. Such porphyroblasts have never been described earlier.

The staurolite zone is distinguished according to the first occurrence of staurolite in metapelites. Its upper limit is distinguished by disappearance of staurolite in K<sub>2</sub>O-saturated metapelites. In K<sub>2</sub>O-undersaturated metapelites staurolite, stable at higher temperatures, decomposes at lower temperatures than muscovite and quartz do in K<sub>2</sub>O saturated metapelites.

The sillimanite zone is distinguished by occurrence of sillimanite in K<sub>2</sub>O undersaturated metapelites and by disappearance of staurolite in K<sub>2</sub>O-saturated metapelites. Sillimanite substitutes biotite and andalusite and in the high temperature part - cordierite. Staurolite completely disappears in the low-temperature part of the zone. The following reactions take place during the staurolite decomposition:  $St \rightarrow Cor + Spi$ ,  $St + And(Sill) + Spi$ ,  $St + Q \rightarrow Cor + Gr + And + Spi + H_2O$  and  $Mu + St + Q \rightarrow St + Bi + Gr + H_2O$ . In the high temperature part of the zone the reaction  $Mu + Q \rightarrow Ort + Sill + H_2O$  is observed. The migmatite zone is distinguished by occurrence of migmatites in K<sub>2</sub>O-undersaturated metapelites. In K<sub>2</sub>O-saturated metapelites migmatization starts already in the sillimanite zone. Migmatization is also observed in CaO rich rocks of the migmatite zone. In the high temperature part of the zone of K<sub>2</sub>O-undersaturated metapelites the reaction  $Cor \rightarrow Gr + Sill + Q$  should be noted. In K<sub>2</sub>O-saturated metapelites of the migmatite zone the reaction  $Mu + Q + Gr_{Fe-Mg} + Bi_{Mg-Fe} \rightarrow Gr_{Mg-Fe} + Bi_{Fe-Mg} + Cor + Sill$  takes place.

In metapelites of the Lashtrak suite the garnet and staurolite zones as well as the pseudokyanite-muscovite "zone" are distinguished. The development of mineral associations in the latter depends rather on oxidation-reduction conditions than on variations in temperature and pressure or chemical composition of the source rocks. The lowest step of regional metamorphism in the Lashtrak suite is established in the garnet zone. The low temperature part of this zone is not observed here. The upper limit of the zone is set by the first occurrence of staurolite in K<sub>2</sub>O-saturated metapelites and by the disappearance of stilpnomelane in K<sub>2</sub>O-undersaturated metapelites. In the staurolite zone three temperature subfacies are distinguished: staurolite-chloritoid, staurolite-chlorite and kyanite-biotite-staurolite. The high temperature stage of the latter - sillimanite-biotite-staurolite - is not observed. A comparison of mineral parageneses of K<sub>2</sub>O-undersaturated and saturated metapelites within these subfacies shows rather a great difference between them. The high temperature limit of staurolite-chloritoid subfacies is determined by disappearance of chloritoid. The staurolite-chlorite subfacies differs from the former (apart from the absence of chloritoid) in an increase of limiting magnesia content in chlorite, garnet and staurolite. The low temperature limit of kyanite-biotite-staurolite subfacies is established according to disappearance of chlorite in K<sub>2</sub>O-saturated and undersaturated metapelites; in this subfacies the magnesia content in garnet and iron content in staurolite increase.

The results of the detailed investigation of the evolution of chemical composition of rock-forming minerals in the low and medium pressure regional metamorphism are summarized as follows:

Regularities of evolution of the chemical composition of garnets from metapelites of the Bulgen series and the Lashtrak suite are analogous. In garnets the content of pyrope and the sum of Prp+Andr+Gros increase together with the metamorphism degree, while the spessartine and iron contents decrease. The composi-

tion of garnet is conditioned by many factors the main of which are: metamorphism degree, composition of source rocks, influence of coexisting minerals and amount of garnet in the rock.

With the increase of temperature in biotites of the Bulgen series the titanium content increases with the decrease of the role of eastonite-siderophyllite component, of alumina content and of crystallization water, at the same time the tendency for an increase of SiO<sub>2</sub> content is well expressed here. Low iron content, high alumina content and high silicium content are revealed in biotites of the biotite zone. In the association with cordierite biotites of K<sub>2</sub>O-undersaturated metapelites are characterized by low magnesia content, higher content of eastonite-siderophyllite molecule and higher alumina content. In biotites of the Lashtrak suite (within the staurolite zone limits) as well as in biotites of the Bulgen series with the increase of metamorphism degree the tendency for an increase of Ti and Si contents and decrease of Al content is observed. However, unlike the biotites of the Bulgen series in biotites of the Lashtrak suite (within the staurolite zone limits) with a rise in temperature iron content increases and the amount of MgO decreases. The content of eastonite-siderophyllite molecule in biotites of the staurolite zone in the Bulgen series and in the Lashtrak suite are approximately the same. A strong influence of the composition of the Lashtrak suite source rocks on the biotite composition is established.

Metapelites of the sillimanite and migmatite zones of the Gvandra suite are characterized by absence of orthoclase and of the reaction  $Mu + Q \rightarrow Ort + H_2SiO_5 + H_2O$  typical of metapelites of this zone. This can be accounted for by a subordinate role of K<sub>2</sub>O-saturated metapelites and by a specific composition of white potassium micas in the composition of the mentioned suite. These micas are characterized by lack of alkalies and by low ratio (K+Na)/(Mg+Fe+Al). During the process of decomposition of micas of such composition no orthoclase is formed and the reactions  $Mu + St + Q \rightarrow Sill + Bi + H_2O$  and  $Mu + Q + Gr_{I} + Bi_{I} \rightarrow Gr_{II} + Bi_{II} + Cor + Sill$  take place. In the latter case biotite substitutes muscovite, less magnesian biotite and more ferriferous garnet. With the increase of metamorphism degree in white potassium micas of the Bulgen series Al<sub>IV</sub> content and ferriphengite content decrease (intensive decrease of the latter is observed in muscovites of the staurolite zone) while the amount of Si and Al<sub>VI</sub> continually increases. It is also found that while the ratio (Mg+Fe):Al in the rock increases, it decreases in white potassium micas and at the same time the rock becomes enriched with biotite. White potassium micas of the Lashtrak suite as well as of the Bulgen series are characterized by lack of alkalies, by decrease of ferriphengite and Al<sub>IV</sub> constituents in their composition and by increase of the amount of Si and Al<sub>VI</sub> with increase of metamorphism degree. White potassium micas of the Lashtrak suite contain more Si and paragonite molecule and less Al<sub>IV</sub> than those of the Bulgen series. It is established that in the Lashtrak suite the ratio (Mg+Fe):Al increases simultaneously in the rock and in white potassium mica. It has been proposed that in this case the andalusite and kyanite types of regional metamorphism the pressure has little effect upon the content of ferriphengite in muscovite and causes an increase of Si content in it.

Staurolite-bearing parageneses of the Bulgen series and those of the Lashtrak suite differ from each other - in the former there occur andezite, cordierite

and sillimanite never found in the paragenesis of metamorphites of the Lashttrak suite; as to the latter there occur chlorite, kyanite, chloritoid and hornblende there, never found in staurolite-bearing paragenesis of metamorphites of the Baulgen series. Consequently under conditions of the staurolite zone of the regional metamorphism in metamorphites of the andalusite type of the Baulgen series and in the kyanite subtype of the Lashttrak suite different minerals are stable even in the case of staurolite-bearing parageneses of the same chemical composition. The development of kyanite and hornblende in staurolite-bearing metamorphites of the Lashttrak suite and of andalusite and cordierite in the Baulgen series is conditioned by the character of baric type of metamorphism. The lack of chlorite and chloritoid in staurolite-bearing parageneses of the Baulgen series is caused by the absence of the low temperature part of the staurolite zone in the outcrops of this series. Sillimanite is not found in the rocks of the Lashttrak suite since the high temperature limit of the staurolite zone is not established there. In the Lashttrak suite the first staurolite is formed in the following association  $St_{82-84} + Chld_{85-87} + Gr_{89-90} + Chl + Mu + Q$ ; iron content in staurolite and chloritoid is almost the same, though  $F_{Chld} > F_{St}$ . Under conditions of kyanite-biotite-staurolite subfacies iron content of staurolite is higher than that of garnet.

It is established that in hornblendes of the migmatite zone of the Baulgen series  $Al_{VI}$  and  $(Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  content is lower and  $Al_{IV}$  content is higher than those in the sillimanite zone. No regular changes in contents of other ( $Al_{total}$ , Ti and Na+K and F) constituents with the increase of metamorphism degree are observed. Correlation between F and  $Al_{total}$ , F and  $Al_{IV}$ , F and  $Al_{VI}$  is positive, and it is negative between  $Al_{IV}$  and  $(Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ . Besides, in garnet-bearing parageneses of the both zones a higher iron-content of hornblendes is revealed, while hornblendes with a lower iron-content are characteristic of non-ferromagnesian parageneses of the sillimanite zone and for non-garnet-biotite associations of the migmatite zone. The composition of hornblendes of the sillimanite and migmatite zones of the Baulgen series depends much more on the paragenesis than on the metamorphic degree.

Wide variations of iron-content of cummingtonites of the Baulgen series is a result of heterogeneity of rock compositions presented by a number of associations of ferromagnesian minerals. In the cummingtonites studied a high content of Si is established. Their higher-potassium and higher-magnesian varieties are developed in the association with hornblende, while low-calcium varieties in paragenesis with gedrite. Iron-content of cummingtonites and Si and  $Al_{VI}$  contents increase together with the metamorphism degree.

The temperature of gedrite-bearing parageneses of the Baulgen series exceeds upper temperature limits of andalusite and staurolite stability. Gedrite originates at a higher temperature than andalusite; it does not develop in the andalusite regional metamorphism of baric subtype, characterized by the lowest pressure. It is established, that gedrite-kyanite parageneses of the Lashttrak suite substitute the staurolite-garnet associations according to the reaction  $St + Gr + Q \rightarrow Gedr + Ky$  conditioned by the rise of the total pressure. The Ky-Gedr associations are formed at a higher pressure, than the same associations with staurolite.

With the increase of the kyanite type metamorphism degree magnesia content of chlorite increases within the garnet and staurolite zones of the Lashttrak sui-

te. Chlorite composition is intensely affected by the rock composition.

The results of the investigation of equilibrium between minerals of alteration composition can be assumed up as follows:

With the increase of the metamorphism degree in the equilibrium Gr-Bi pair of the Baulgen series iron-content of garnet decreases and that of biotite increases in the sillimanite zone and then it slightly decreases in the migmatite zone. With a rise in temperature the ratio  $Mg/Fe^{2+}$  in coexisting garnets and biotites and the value of the coefficient  $X_{Mu}^{Gr}$  increase continually, whereas  $X_{Mg}^{Bi}$  decreases in the sillimanite zone and increases in the migmatite zone. With the increase of metamorphism  $K_X$  and  $K_D$  increase continually. It is observed that the values of  $K_X$  and  $K_D$  coefficients of the kyanite-biotite subfacies of the Lashttrak suite and of the staurolite zone of the Baulgen series are identical.

Garnet-cordierite equilibrium association is widespread in  $K_2O$ -undersaturated metapelites of the Baulgen series. Garnets of the sillimanite zone equilibrium with cordierite are found to be more magnesian than those of the staurolite zone equilibrium with cordierite. Cordierites in garnet-bearing paragenesis are less magnesian than those equilibrium with garnet.

A rise in temperature in the coexisting St-Gr pair from metamorphites of the Baulgen series and the Lashttrak suite is accompanied by the increase of the ratio  $\left(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}}\right)^{Gr} : \left(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}}\right)^{St}$ . Iron content of the associating staurolite and garnet is almost similar.

With the increase of metamorphism no changes of the character of the ratio  $X_{Mg}^{Gr} : X_{Mg}^{Chl}$  are observed in metamorphites of the Lashttrak suite. An inverse correlation between iron content of chlorite and of garnet is established.

The equilibrium pairs Gr-Hrb and Gr-Cum are widespread in  $CaO$ -rich rocks of the sillimanite and migmatite zones of the Baulgen series. Magnesia content of garnet and the ratios  $X_{Mg}^{Gr} : X_{Mg}^{Hrb}$  and  $X_{Mg}^{Gr} : X_{Mg}^{Cum}$  increase with the metamorphism degree, but no regular changes are observed in magnesia content of hornblende and cummingtonite.

With a rise in temperature no definite regularity is observed in the distribution of ferromagnesian components between coexisting cummingtonite and hornblende from metapelites of the Baulgen series. The equilibrium of Cum-Hrb is affected by ferromagnesian minerals. For rocks from different regions the conditions, under which the same magnesia content of hornblende and cummingtonite is attained, vary within wide range.

In the coexisting Mu-Bi pairs of the Baulgen series with the increase of the metamorphism degree the ratio  $\frac{Fe:Mg \text{ in Mu}}{Fe:Mg \text{ in Bi}}$  decreases and the ratio  $\frac{Na:(Na+K) \text{ in Mu}}{Na:(Na+Q) \text{ in Bi}}$  increases; for the equilibrium Mu-Bi pair from metamorphites of the Lashttrak suite no regularities are established in the distribution of Fe, Mg, Na and K.

In the equilibrium St-Bi pair from metamorphites of the Lashttrak suite the tendency for the decrease of magnesia content in biotite together with the increase of the same in staurolite is revealed. No regularities are established in the distribution of Mg and Fe of the Bi-St pair of the Baulgen series.

Temperatures of metamorphism are mainly evaluated according to the data of graphite and garnet-biotite geothermometers and to the results of paragenetic associations analysis compared with experimentally well investigated conditions

mineral equilibrium.

In most cases, at temperatures about 580°C the graphite geothermometer shows somewhat lower temperatures than the Gr-Bi geothermometer by L.L.Perchuk, though the former shows the highest temperatures achieved in a concrete rock and the parameter value of a unit cell  $C(\text{Å})$  is completely preserved in graphites even after the decrease of temperature in the process of metamorphism.

Following temperature ranges of progressive zoning have been established:

#### LASHTRAK SUITE

Subfacies	T°C
Almandine-chlorite-chloritoid	< 450
Staurolite-chloritoid	450-500
Staurolite-chlorite	500-580
Kyanite-biotite-staurolite	570-600

#### BUULGEN SERIES

Zones	T°C
Biotite	330-380
Staurolite (within the limits of medium and high-temperature part of the zone)	330-600
Sillimanite	600-650
Migmatite	640-680

The upper limit of pressure in the regional metamorphism of the Buulgen series is mainly evaluated according to the position of the triple point of  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs  $\approx 4,5$  kbar and the lower limit - according to the results of paragenetic analysis - 2 kbar. The pressure in the regional metamorphism of rocks of the Lashtrak suite is supposed to be within the range of 5 - 7,5 kbar.

Some other data on thermodynamic conditions of metamorphism of the Buulgen series and the Lashtrak suite are also presented.

T of staurolite-bearing parageneses are evaluated for metamorphites of the Buulgen series within 530-605°C and those of the Lashtrak suite within 460-605°C.

In undersaturated and saturated with  $\text{K}_2\text{O}$  metapelites of the Buulgen series the first silicates occur at 600° and 580°C respectively. Differences in temperature between the first occurrence of sillimanite and the decomposition of high-temperature chlorite in undersaturated and saturated with  $\text{K}_2\text{O}$  metapelites of the Buulgen series in the progressive regional metamorphism is respectively 70 and 30°C.

The upper temperature limit of muscovite with quartz in metapelites of the Buulgen series lies within 590-650°C (according to the graphite geothermometer 600°C, according to the Gr-Bi geothermometer by L.L.Perchuk's method  $T \approx 625$ -600°C, according to D.Goldman's and A.Olby's method  $T \approx 590$ -625°C).

On the basis of the results of paragenetic analysis and the data on geothermometry of metamorphites of the mountainous Abkhazia we suggest that the temperature of triple point of  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs occupies an intermediate position between the results of experimental works of M.Holdaway (1971) and S.Richardson et al (1969), viz. 580°-600°C at 4-5 kbar.

The maximal pressure in metamorphites of the Buulgen series amounted to the

value of the coordinate of the triple point of  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs.

The reactions  $\text{St} + \text{Q} = \text{Gr} + \text{Gedr} + \text{Ky} + \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{St} + \text{Gr} + \text{Q} = \text{Gedr} + \text{Ky} + \text{H}_2\text{O}$  in metamorphites of the Lashtrak suite take place at P exceeding the triple point of pressure  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorphs.

The maximal pressure of metamorphites containing cummingtonites in the Buulgen series was lower than that of characteristic of the triple point of  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$

Since a number of questions concerning geological structure of the region investigated have not yet been elucidated, we studied some specific features of geological structure of some parts of the region. The main results of our study are the following:

Metapelites making up a suite called Vertskhlistba were found in the interfluvium of the Marukha-Adange rivers (together with G.L.Chichinadze). This less metamorphosed suite seems to occupy upper levels in the Buulgen series.

It has been established (together with O.Z.Dudaurov and M.G.Togonidze) that granitoid outcrops of the headwaters of the Atsgara river attributed to the Jurassic period represent an anticlinal uplift of the Pre-Jurassic basement in the Liassic deposits (Atsgara tectonic wedge). The main part of this outcrop is represented by granitoids of the plagiogranodiorite formation, crystalline schists and migmatites of subordinate development.

Taking into consideration great differences in mineral and chemical compositions, thermodynamic conditions of metamorphism and the existence of thick zones of cataclasites and milonites between the Lashtrak and Damkhurts suites the authors conclude that the Lashtrak suite represents an allochthonous sheet among the metamorphites of the Lash series.

#### Adopted abbreviations

And - Andalusite	Gedr - Gedrite	Prp - Pyrope
Andr - Andradite	Gr - Garnet	Q - Quartz
Bi - Biotite	Gros - Grossular	Sill - Sillimanite
Chl - Chlorite	Hrb - Hornblende	Spi - Spinel
Chld - Chloritoid	Ky - Kyanite	St - Staurolite
Cor - Cordierite	Mu - Muscovite	
Cum - Cummingtonite	Ort - Orthoclase	



1. Адамия Ш.А. Дювреские образования Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР, новая серия, 1968, вып.16.
2. Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тр.ГИН АН ГССР, новая серия, 1977, вып.54.
3. Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Хотяновский П.А. К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта. ДАН СССР, 1973, т.211, № 4.
4. Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубенштейн 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.
5. Адамия Ш.А., Лобжанидзе Г.П., Лоладзе М.И., Хуцишвили О.Д., Чичинадзе Г.Л. Обнаружение выхода доврских метаморфических пород в ущелье р.Шоудид (Абхазия). Сообщ.АН ГССР, 1975, 79, № 3.
6. Акимидзе К.Г. Особенности метаморфического преобразования слюдяных сланцев ущелья р.Кодори в зоне Главного надвига кристаллического ядра Большого Кавказа. Тр.КИМС, сер.полезные ископаемые, Тбилиси, 1969, вып.УШ (10).
7. Акимидзе К.Г. Петрология метаморфитов зоны Главного надвига Большого Кавказа в пределах бассейна р.Кодори. Автореферат канд.диссерт. 1971.
8. Ахвледиани Р.А., Шенгелиа Д.М. Рентгеновское изучение глисто-графитовых веществ в условиях регионального метаморфизма. Тр.ГПИ им.В.И.Ленина, 1978, № 4.
9. Батлер Б.К. Состав слюд в метаморфических породах. В сб.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967.
10. Белевцев Р.Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна. Геол.ж., 1970, 30, № 4.
11. Бессонов И.И. Геолого-петрографический очерк области верховьев Б.и М.Зеленчуков в Карачае. Тр.по геол.и полезн.ископ.Северного Кавказа, Эссентуки, 1938, вып.1, СКГУ.
12. Борнеман-Старинкевич Н.Д. Руководство по расчету формул минерала. М., Наука, 1964.
13. Великoslavинский Д.А. Изменение состава биотитов и ренатов из разных метаморфических зон мамско-бодайбийской толщи. Тр. ИГЕД АН СССР, 1960, вып.11.
14. Великoslavинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., Наука, 1972.
15. Гинзбург И.В. Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах. Тр.Минералог.Музея АН СССР, 61, вып.11.

16. Глаголев А.А., Бороных Б.А. Парагенезис и состав минералов трехамфиболовых амфиболитов района Вороньих тундр, Кольский полуостров. Изв.АН СССР, сер.геол., 1976, № 3.
17. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Ин-т ИГГД АН СССР, Л., Наука, 1973.
18. Гоциридзе К.С. Кристаллические породы перевалов Санчар и Марух. Верх.Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Тр.СОПС АН СССР, сер.Зак., 1940, вып.24.
19. Джавахишвили Ш.И. Кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР, нов.серия, 1970, вып.23.
20. Джавахишвили Ш.И. О некоторых особенностях строения кристаллического субстрата Большого Кавказа. В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тбилиси, Мецниереба, 1978.
21. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Мир., 1966.
22. Другова Г.М., Московченко Н.И., Никитина Л.П. Биотиты докембрийского комплекса Юго-Западного Памира. Изв.АН СССР, сер. геол., 1976, № 8.
23. Дудаури О.З., Кецховели Д.Н., Тогонидзе М.Г., Шенгелиа Д.М. Тектонический клин палеозойских кристаллических пород в верховьях р.Ацгара (Абхазия). Сообщ.АН ГССР, 1973, 71, № 1.
24. Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Об открытии выхода кристаллического субстрата в Центральной Абхазии. Сообщ.АН ГССР, 1970, 60, № 1.
25. Думбадзе Г.Д. Петрология Санчарского интрузива и вмещающих его толщ. Автореферат канд.диссерт.Тбилиси, 1969.
26. Думбадзе Г.Д. Геологическое строение субстрата верховьев р.Кодори. Сообщ.АН ГССР, 1975, 78, № 2.
27. Дук Г.О. Эволюция химического состава кальциевых амфиболов основных метаморфических пород в различных типах метаморфизма. Изв.АН СССР, сер. геол., 1976, № 1.
28. Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Наука, 1972.
29. Жук-Почекутов К.А. О возможности подразделения амфиболитовой фации регионального метаморфизма по породам основного ряда (амфиболитам). Сов.геол., 1974, 12.
30. Залесский Б.В. и Петров В.П. Кристаллические породы Клухори и Гвандры. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Часть 2, Тр.СОПС АН СССР, сер.Кав, 1940, вып.24.
31. Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. Зап. ВМО, 1968, ч.97, вып.1.
32. Закруткин В.В. Об эволюции химизма биотитов и амфиболов при метаморфизме. В кн.: Материалы по минералогии и петрографии Нижнего Дона

Северного Кавказа. Ростов н/Д. Изд-во Ростовского ун-та, 1970.

2.З а р и д з е Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород. М., Недра, 1980.

3.З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. К петрографии верхней части бассейна рек Б. и М.Зеленчук. Тр.ин-та геологии и минералогии АН СССР, 1953, т.3.

4.З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Гостехиздат. М., 1959.

5.З а р и д з е Г.М., Ш е н г е л и а Д.М. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит. Геотектоника, 1978, 4.

6.К е к е л и я С.А. Кристаллические сланцы западной части Главного Кавказского хребта и их парагенетический анализ. Записки ВМО, 1966, сер. 1, ч.95, вып.3.

7.К е п е ж и н с к а с К.Б. Влияние давления на состав гранатов среднетемпературных метapelитов. ДАН СССР, 1972, т.203, № 1.

8.К е п е ж и н с к а с К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Тр.ин-та геол.и геоф., СО АН СССР, 1977, вып.295.

9.К е п е ж и н с к а с К.Б., Х л е с т о в В.В. Построение принципиальной РТ - диаграммы для среднетемпературных метapelитов. Зап.ВМО, 1971, т.100, вып.2.

10.К е ц х о в е л и Д.Н. Распределение петрогенных элементов между со-  
существующими биотитами и мусковитами палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Сообщ.АН СССР, 1973, 72, № 1.

11.К е ц х о в е л и Д.Н. Куммингтонит-роговообманковые парагенезисы буульгенской серии. Сообщ. АН СССР, 1979, 94, № 2.

12.К о р и к о в с к и й С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., Наука, 1967.

13.К о р и к о в с к и й С.П., З у е в В.А. Зональность в пироп-альмандиновых гранатах при возникновении кордиеритовых келифитовых оторочек. ДАН СССР, 1970, 193, № 2.

14.К о р и к о в с к и й С.П. Изографа биотита и минеральные ассоциации биотитовой зоны метаморфизма в бедных СаО породах. Изв.АН СССР, сер.геол.1972, 1.

15.К о р и к о в с к и й С.П. Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме. В сб.:Фазовые равновесия и процессы минералообразования. ИЭМ АН СССР. М., Наука, 1973.

16.К о р и к о в с к и й С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М., 1979, Наука.

17.К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М., Наука, 1980.

48.К о с т я к Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., Наука, 1970.

49.К о с т я к Е.А., С о б о л е в В.С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка - актинолит в метаморфических породах. ДАН СССР, 1965, т.164, № 4.

50.Л е б е д е в В.И. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т.П, Л., ЛГУ, 1964.

51.Л е б е д е в В.И., К а л м н к о в а Н.А., Н а г а й ц е в Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы беломорского комплекса. Советская геология, 1974, № 9.

52.Л и к Б.Э. Соотношение между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. В кн.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967.

53.М а р а к у ш е в А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965.

54.М а р а к у ш е в А.А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. Изв.АН СССР, сер. геол., 1966, №7.

55.М а р а к у ш е в А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., Наука, 1968.

56.М а с л е н и к о в В.А., Б о н д а р е н к о Л.П., П р и я т к и н а Л.А., Д а г е л а и с к и й В.Б., Б о р и с о в а К.Д. Граниты Северо-Восточной части Кольского полуострова. Тр.ЛАГЕД, 1963, вып.15.

57.М и а с и р о А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., Мир, 1976.

58.М о с к о в ч е н к о Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). В кн.:Метаморфические пояса СССР, 1, Наука, 1971.

59.Н а г а й ц е в Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., ЛГУ, 1974.

60.Н и к и т и н а Л.П., Д р у г о в а Г.М. Гранат-биотит. В кн.:Термо- и барометрия метаморфических пород. ИГТД АН СССР, Л., Наука, 1977.

61.Н и к и т и н а Л.П., Х и л ь т о в а В.А. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В кн.: Петрология метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., Наука, 1965.

62.П е р ч у к Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр. ДАН СССР, 1967, т.177, № 2.

63.П е р ч у к Л.Л. Ставролит-гранатовый геотермометр. ДАН СССР, 1969, т.186, № 6.

64.П е р ч у к Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970.

65.П е р ч у к Л.Л., Р я б ч и к о в И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М., Недра, 1976.

- ...ской серии Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, 1969, т.189, № 4.
1. Потапенко Ю.Я., Стукалина Г.А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, 1971, т.189, № 5.
2. Ревердатто В.В. Контактный метаморфизм вблизи Харловского обрывового массива. Геол. и геоф. 1967, № 7.
3. Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр.ИИГ АН ГССР, новая серия, 1967, вып.11.
4. Сирештан Р.Н., Щербакват Г.Г., Глевасский Е.Б., Пластинина М.А. Химические и физические особенности кордиеритов Украинского щита как отражение их генезиса. Геол. журнал, 1974, т.34, вып.6.
5. Снежко В.А., Рабинович А.Л. Изотопный состав серы сульфидов амфиболитов буульгенской свиты р.Теберды (Северный Кавказ) в связи с проблемами их генезиса. Геохимия, 1974, № 4.
6. Снежко Е.А., О роли гранитоидов Главного хребта в формировании метакристаллических сланцев Кавказа. Тр.Новочеркасского политех.ин-та, 1958, 36 (50).
7. Снежко Е.А. К вопросу о стратиграфии кристаллических сланцев Главного хребта Северо-Западного Кавказа. Тезисы докл.2-ая науч.сессия, вып.У1, секция геол.,Новочеркасск, 1965.
8. Снежко Е.А. Стратиграфия. В кн.:Геология СССР, т.IX, М., Недра, 1968.
9. Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма. В сб.:Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т.1, М.,изд-во АН СССР, 1961.
10. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964.
11. Сомин М.Л. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа. Геотектоника, 1965, 3.
12. Сомин М.Л. О древнейших структурных комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей. Геотектоника, 1969, № 5.
13. Сомин М.Л. Доюрские образования Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.,Наука, 1971.
14. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Петров В.П., Бергеев А.С., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., Наука, 1970.
15. Татришвили Н.Ф. Кристаллохимические особенности амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. Сообщ.АН ГССР, 1975, 79, № 3.
16. Татришвили Н.Ф. Эволюция состава амфиболов в метаморфитах Большого Кавказа. Сообщ.АН ГССР, 1976, 82, № 1.
17. Хлестов В.В. Фации дистеновых сланцев и гнейсов. Общие вопросы

- характеристика фаций в условиях метаморфизма высоких давлений, Недра, М., 1974.
84. Хлестов В.В., Ушакова Е.Н. Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саине. В кн.: Материалы по петрологической и экспериментальной минералогии. Новосибирск. 1965, вып.3.
85. Федькин В.В. Ставролит. ИЗМ АН СССР, М., Наука, 1975.
86. Фонарев В.И., Иванов И.П. Равновесия реакций дегидратация пирофиллита и мусковита при  $P_{общ.} = P_{H_2O} = 1000-8000 \text{ кг/см}^2$ . ДАН СССР, 1972, т.205, № 3.
87. Фонарев В.Н., Корольков Г.А., Докина Т.Н. Стабильность ассоциации куммингтонит+кварц+магнетит. Геохимия, 1976, № 9.
88. Фонарев В.Н., Корольков Г.А., Докина Т.Н. Экспериментальное изучение ассоциации куммингтонит+магнетит+кварц при  $P_{общ.} = P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$  и буфере  $NiO$ . В сб.: Справки физико-химической петрологии, 1977, вып.6.
89. Чичинадзе Г.Л. Новые данные о геологическом строении доальпийского фундамента левобережья р.Ацгара (Абхазия). Сообщ.АН ГССР, 1974, 76, № 1.
90. Чичинадзе Г.Л. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность в кристаллических породах буульгенской серии. Сообщ.АН ГССР, 1977, 86, № 2.
91. Чичинадзе Г.Л. Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ). Автореферат канд.диссерт., 1978.
92. Чхотуа Г.Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р.Кодори в Абхазии. Булл.Геол.ин-та ГССР, 1938, т.Ш, вып.1.
93. Чхотуа Т.Г. Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии. Автореферат канд.диссерт. Тбилиси, 1971.
94. Чхотуа Т.Г. О псевдоконгломератах истоков р.Большой Лабн. Сообщ. АН ГССР, 1971, 62, № 3.
95. Чхотуа Т.Г. Некоторые особенности эволюции регионального метаморфизма в комплексах Большого Кавказа. Сообщ.АН Груз.ССР, 1977, 87, № 1.
96. Чхотуа Т.Г., Думбадзе Г.Д. К петрологии дистеновых кварцитов и дистен-ставролит-гранатовых амфиболитов лабинской серии. Сообщ. АН ГССР, 1971, 64, № 3.
97. Шенгелиа Д.М. О характере калиево-натровых полевых шпатов в верхнепалеозойских порфиробластических гранитах Северного Кавказа. Мат.Перв.регионального петрогр.совещ.по Кавказу., Крым и Карпатам., Тбилиси, 1969.
98. Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тр.ИИГ АН ГССР, новая сер.1972, вып.34.
99. Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Автореферат докт.диссерт., Тбилиси, 1973.

12. B a y H. W. The High Temperature Stability of Muscovite Plus Quartz. *Amer. Mineralogist*, 1973, vol.58.
33. D i P i e r r o M., L o r e n z o n i S., Z a n e t t i n L o - e n z o n i E. Phengites and muscovites in Alpine and Pre-Alpine schists of Calabria (Southern Italy). *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 1973, 19, N 1.
34. E n g e l A. E. J., E n g e l C. G. Progressive metamorphism and granulitization of the major paragenesis, north-west Adirondack mountains, New York. *Pt. II Mineralogy - Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol.71, No 1.
35. E n g e l A. E. J. and E n g e l C. G. Hornblends formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1962, vol.73, No 12.
36. E r n s t W. G. Amphiboles. Springer Verlag Berlin Heidelberg, New York, 1968.
37. E v a n s B. W. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.*, 1965, 263.
38. E v a n s B. W., G u i d o t t i C. V. The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine USA. *Contr. Mineral. Petrol.*, 1966, 12, N 1.
39. F e r r y J. M., S p e a r F. S. Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, 66.
40. F o s l i e S. Hastingsites and amphibolites from the epidote-amphibolite facies. *Norsk Geol. tidsskr.*, 1945, 25.
41. F r o e s e E. Metamorphic rocks from the Coronation mine and surrounding area. *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1968, N5.
42. F r o s t M. Y. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet - biotite and garnet-hornblende. *Geol. Mag.*, 1962, v.99, N5.
43. G a n g u l y J. Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system  $FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - O_2$ . *Am. J. Sci.* 1968, 266.
44. G a n g u l y J., N e w t o n R. C. Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petrol.*, 1968, 9.
45. G r a n t J. A. Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. *Am. J. Sci.*, 1973, 273.
46. G o l d m a n D. S., A l b e e 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.
47. G r e e n T. C. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Min.*, 1963, 48, N9-10.
148. G u i d o t t i 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.
149. G u i d o t t i C. V. Compositional Variation of Muscovite as a Function of Metamorphic Grade and Assemblage in Metapelites from N.W. Maine. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1973, v.42, N1.
150. G u i d o t t i C. V., C h e n e y J. T., C o n a t o r e P. D. Co-existing cordierite + biotite + chlorite from the Rumford quadrangle, Maine. *Geology*, 1975, 3.
151. H a r r y W. T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. *Miner. Mag.*, 1950, vol.209.
152. H e n s e n B. J. Cordierite-garnet equilibrium as a function of pressure, temperature and iron-magnesium ratio. - *Carnegie Inst. Annu. Repr. Dir. Geophys. Lab.*, 1971-1972, Repr. Washington, D.C., 1972.
153. H e n s e n B. J., G r e e n D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. Compositions with excess aluminosilicate. *Contribs. Min. and Petr.* 1971, 33, N 4.
154. H e n s e n B. J., G r e e n D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperatures. II. Compositions without excess aluminosilicate. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1972, 35.
155. H e n s e n B. J., G r e e n D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. *Contribs. Min. and Petr.*, 1973, 38, N2.
156. H e s s P. C. The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1969, 24.
157. H i e t a n e n A. On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, 1967, 75, N2.
158. H i e t a n e n A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium-rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho batholith. *Amer. J. Sci.*, 1969, vol.267, No 3.
159. H o l d a w a y M. J., L e e S. M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contribs. Min. and Petr.*, 1977, 63, N2.
160. H o s c h e k G. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolit. *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1967, 14, N2.
161. H o s c h e k G. Zur unteren Stabilitätsgrenze von Staurolith. - *Naturwissenschaften*, 1967, 54, N8.
162. H o s c h e k G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral and Petrol.* 1969, 22.

163. K a n e h i r a K., B a n n o Sh. Ferriphengite and aegirin jadeite in crystalline schist of the Timori distinct, Kii peninsula. J. Geol.Soc.Japan, 1960, 66, N781.
164. K e r r i c k D. M. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1,8kbars and 3,9kbars water pressure. Am.J.Sci., 1968, 226
165. K e r r i c k D. M. Experimental determination of muscovite + quartz stability with  $P_{H_2O} < P_{total}$ . Amer.J.Sci., 1972, 272, N 10.
166. K l e i n C. Coexisting amphiboles. J.Petrol., 1968, v.9, N2.
167. K r e t z R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. J.Geol., 1959, v.67, N4.
168. K r e t z P. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions. Examples: orthopyroxene, clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. J.Geol., 1961, v.69, N4.
169. L a l R. K., S h u k l a R. S. Low-pressure regional metamorphism in the northern portion of the Khetri Belt of Rajasthan, India. Neues Jahrb. Min Abh., 1975, 124, N3.
170. L a m b e r t R. S. J. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Ivernesshire. Trans.Roy.Soc.Edinburgh, 1959, 63, 3.
171. L a n d i s C. A., C o o m b s D. S. Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand. Tectonophys., 1967, 4.
172. L e a k e B. E. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. In controls of metamorphism, and Pitcher W.S., Flinn G.W., Edinburgh and London, Oliver and Bound, 1965.
173. L e a k e B. E. A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol.Soc.America Spec.Paper 1968, 98.
174. L o o m i s T. P. Irreversible reactions in high-grade metamorphic rocks. J.Petr., 1976, 17, N 4.
175. L u n d q u i s t T. Ferroan-aluminian anthophyllite from the northern archipelago of Stockholm, Sweden. Arkiv mineralogi och.geol. 1963, 2, 2.
176. L y o n s J., M o r s e S. Mg/Fe partitioning in garnet and biotite from some granitic, pelitic, and calcic rocks. Am.Mineralogist, 1970, 55.
177. M i y a s h i r o A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochem. et cosmochim.Acta, 1953, v.4, N4.
178. M i y a s h i r o A. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takasaki district in the central Abukuma Plateau, Tokyo Univ.Fac.Sci.J., Dec.1958, 11.
179. M i y a s h i r o A. Evolution of metamorphic belts. J.Petrol., 1961, v.2, N3.
180. M i y a s h i r o A., S h i d o F. Progressive compositional change of garnet in metapelite. Lithos, 1973, 6.
181. M ü l l e r G., S c h n e i d e r A. Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. Contr.Mineral.Petrol. 1971, 31, N3.
182. N a n d i K. Garnets as indices of progressive regional metamorphism. Miner.mag., 1967, 36, No 277.
183. O k r u s c h M. Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberphalz, Eine Phasenpetrologische Analyse. Contr. Mineral. Petrol. 1969, 22.
184. O k r u c h M. Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria. Contribs.Min. and Petr., 1971, 32, N1.
185. O s b e r g P.H. Stratigraphy, structural geology and metamorphism of the Waterville-Vassalboro area, Maine, Maine geol.Surv. Bull., 1968, 20.
186. O s b e r g P. H. An equilibrium model for Buchan-type metamorphic rocks, southcentral Maine. Am.Mineral., 1971, 56.
187. P h i n n e y W. C. Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul island and Cape North. Nova Scotia. J.Petrol., 1963, vol.4, No1.
188. R a s e P. Al and Ti content of hornblende indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contribs.Mineral. and Petrol. 1974, 43, N 3.
189. R a m b e r g H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, Univ. Press, 1952.
190. R a m b e r g H. De V o r e G. The distribution of  $Fe^{++}$  and  $Mg^{++}$  in coexisting olivines and pyroxenes. J.Geol., 1951, v.59, N3.
191. R e i n h a r d t E. W. Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Gananoque area. Ontario. Canadian Journ. Earth Sci., 1968, 5.
192. R i c h a r d s o n S. W. The stability of the Fe-staurolite + quartz. - Annual Rept Director Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 1967, 66.
193. R i c h a r d s o n S. W. Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. J.Petr., 1968, 9, N 3.
194. R i c h a r d s o n S. W., G i l b e r t M. C., B e l l P. M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. Amer. J.Sci., 1969, 267, N3.
195. S a x e n a S. K. Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. Am.Mineralogist, 1968, 53.
196. S a x e n a S. K. Silicate solid solution and geothermometry: 3 Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. Contrib. Mineral. Petrol. 1969, 22.

bikum östlich, Tirschenreuth Obpf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. Geol. Rundschau., 1966, 55.

198. Schürmann K. Synthesis and stability field of cummingtonite. London, IMA. - abstract, 1966.

199. Seki Y., Yamasaki M. Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakami Mountainland, Northeastern Japan. Amer.Mineralogist, 1957, 42, N 7-8.

200. Seifert F. The low-temperature compatibility relations of cordierites in haplopelites of the system  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . J. Petrol. 1970, 11.

201. Stout J. H. Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. J.Petrol., 1972, vol.13, N1.

202. Sturt B. A. The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. J.Petrol., 1962, v.3, No 2.

203. Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe - Mg) phase relations. Am.Sci., 1975, 276.

204. Velde B. Upper stability of muscovite. Am. Min., 1966, vol.51, 5-6.

205. Vernon R. H. Co-existing cummingtonite and hornblende in an amphibolite from Duchess, Queensland, Australia. Ibid. 1962, 47.

206. Watters W. A. An association of hornblende cummingtonite from Ringaringa, Stewart, New Zealand. N.Z. J.Geol. Geophys. 1959, 2.

207. Weisbord A. Cordierite-garnet equilibrium in the system Fe-Al-Si-O-H. Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., 1972-1973. Washington D.C. 1973.

208. Weisbord A. Refinements of the Equilibrium Conditions of the reaction  $Fe \text{ Cordierite} \rightleftharpoons Almandine + Quartz + Sillimanite (+H_2O)$ . Carnegie Inst. Annu. Rept Dir. Geophys. Lab., 1972-1973. Washington, D.C. 1973.

209. Weisbord A. Refinements of the equilibrium Conditions of the reaction  $Fe\text{-cordierite} = almandine + quartz + sillimanite (+H_2O)$ . ANN. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book, 1973, 72.

210. Wood B. J.  $Fe^{2+}-Mg^{2+}$  Partition between Coexisting Cordierite and Garnet - A Discussion of the Experimental Data. Contribs. Mineral and Petrol. 1973, 40, No 3.

1. Zaridze G. M., Shengelia D. M. Hercinian magmatism and metamorphism of the Great Caucasus in the light of plate tectonics. Soc. Geol. France, (7), 1978, t. XX, 3.

2. Zwart H., Corvalan I., James H. L., Miyashiro A., 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. GS, Geologic Newsletter, 1967, N2.

Химический состав метаморфитов бугульгенской серии

Приложение 3.1

# обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
	ЗОНА БИОТИТА													
	Пересыщенные K <sub>2</sub> O метапелиты													
84	70,88	0,45	12,27	1,48	2,16	0,07	1,44	1,88	1,70	4,60	0,12	0,70	2,00	99,75
85	58,38	0,75	19,66	1,76	5,04	0,14	1,95	1,30	1,60	4,50	0,11	0,80	1,08	99,75
87	71,00	0,47	12,53	0,91	2,52	0,07	1,21	1,90	1,80	5,20	1,45	0,54	1,45	99,73
88	71,44	0,52	13,22	0,70	0,90	сл.	0,80	1,90	2,40	6,00	0,23	0,37	1,23	99,71
	Насыщенные K <sub>2</sub> O метапелиты													
79	68,70	0,50	14,62	1,14	3,24	0,07	2,04	2,49	2,00	3,20	0,13	0,26	1,46	99,86
80	59,70	0,55	18,62	0,88	4,68	0,10	2,79	1,88	3,30	3,60	0,15	0,56	2,86	99,67
81	66,08	0,55	15,49	0,67	3,96	0,07	1,95	2,58	3,20	3,00	0,15	0,34	1,70	99,74
82	50,30	0,75	21,92	1,58	4,50	0,07	3,12	4,82	4,20	3,60	0,17	1,32	3,36	99,71
83	73,00	0,50	12,70	0,64	2,16	0,05	0,84	1,53	2,70	3,00	0,16	0,74	1,66	99,68
90	67,00	0,57	14,44	0,67	3,96	0,08	2,28	3,52	2,10	2,70	0,14	0,60	1,60	99,66
56	58,38	0,75	19,66	1,76	5,04	0,14	1,95	1,30	1,60	4,50	0,11	0,80	3,76	99,75
58	68,03	0,57	15,83	0,86	3,78	0,13	1,44	1,52	1,60	3,00	0,10	0,34	2,52	99,72
	ЗОНА СТАВРОЛИТА													
	Насыщенные K <sub>2</sub> O метапелиты													
524	62,28	1,00	16,73	2,01	7,43	0,10	2,78	0,88	0,50	3,90	0,05	0,30	1,83	99,79
521	72,48	0,50	12,41	1,13	4,59	0,10	1,36	1,27	0,80	2,10	0,12	0,65	2,33	99,84
314-3	64,04	0,50	16,18	0,60	5,84	0,17	1,69	2,47	1,90	3,90	0,07	0,51	1,87	99,64
320-3	62,05	0,75	16,43	2,05	4,68	0,10	1,70	2,80	3,00	3,90	0,07	0,34	2,00	99,08
890	48,06	0,82	22,44	2,25	8,10	0,10	3,45	0,99	1,30	7,30	0,15	0,53	4,01	99,50
3904	65,05	0,75	17,74	1,60	5,22	0,03	1,46	1,18	0,90	3,30	0,05	0,54	2,00	99,82











Кор-Гр-Пл-Кв) сланец; истоки р. Хецквара: 244-(Жед-Кв-Гр-Би-Пл) сланец, 260-(Кум-Би-Гр-Пл-Кв) плагиогнейс, 262 (Би-Мед-Ст-Шл-Кор-Пл-Гр) фельс; р-н верховья р. Хецквара ( в 2-3 км к югу от одноименного ледника) : 318-(Грф-Кв-Би-Пл), 1-4-(Грф-Гр-Би-Пл-Анд-Кв), 6-4-(Гр-Ст-Фиб-Кор-Пл-Би), 8-4-(Шл-Би-Пл-Кор), 12-4-(Шл-Сил-Пл-Кор-Кв-Гр-Би-Анд-Ст), 15-4-(Ст-Кор-Анд-Сил-Гр-Кв-Би) сланцы; басс. р. Зап.Птыш - 336-3-(Фиб-Гр-Грф-Кв-Пл-Би) сланец; басс.р. Вост.Птыш - 353-3-(Грф-Би-Гр-Пл-Кв), 373-3-(Би-Кв-Пл) сланцы; 381-3-(Гр-Шл-Кор-Би-Пл-Кв) сланец (басс. р.Птыш, к северу от "Главного нальгта"); волизи слияния рек Вост. и Зап. Птыш - 532-3-(Би-Кв-Пл) сланец; левобережье р. Ачапара, в 1,5-1,8 км к югу-востоку от "Главного нальгта": 632-(Сил-Гр-Кор-Би-Пл-Кв), 636-(Анд-Сил-Грф-Гр-Кор-Би-Кв-Пл-Кв) сланцы; басс.р. Гвандра, юго-восточные склоны горы Намшх: 846-(Анд-Кор-Кв-Пл-Сил-Би) мигматит, 856-(Кор-Би-Анд-Сил, релит; Кв-Пл - лейкократовая часть) мигматит; басс. р. Гвандра, вост. склон горы Намшх: 858-(Пл-Кор-Сил-Анд-Би-Кв) сланец, 860-(Кор-Анд-Сил-Би-релит; Кв-Пл-лейкократовая часть) мигматит, 862-(Кор-Фиб-Би-Кв), 863-(Анд-Кор-Фиб-Би-Кв), 864-(Пл-Анд-Кор-Фиб-Би-Кв), 870-(Фиб-Кор-Би-Пл-Кв) сланцы; 3996-(Би-Пл-Кв) сланец (уч. р. Мирали-Хеви, волизи "Главного нальгта" [9]). Мигматитовая зона: басс.р. Зап. Птыш - 335-3-(Кум-Гр-Пл-Кв-Би) сланец; басс.р. Вост.Птыш - 375-3-(Гр-Грф-Пл-Кв-Би) мигматит; волизи слияния рек Вост. и Зап. Птыш - 529-3-(Грф-Мед-Гр-Пл-Кв-Би) сланец; истоки р. Хецквара - 252-(Гр-Кум-Би-Пл-Кв) лейкократовая часть мигматита (Гр, Кум и Би играют второстепенную роль).

**БОГАТЫЕ СаО ПОРОДЫ.** Ставролитовая зона: басс. р. Вост. Птыш - 338-3, 339-3 (Эп-Пл-Пл-Рог), 340-3 (Эп-Пл-Рог)-сланцы; ниже слияния рек Вост. и Запад. Птыш - 542-3-(Би-Рог-Пл) сланец, 572-3-(Рог-Пл) амфиболит. Силлиманитовая зона: басс.р. Клыч: ниже устья р. Ачапара -359-(Кум-Би-Рог-Кв-Пл) сланец, 369-(Би-Гр-Пл-Кв) мигматит; междуречье Безымянная и Ачапара: 527-(Кум-Рог-Пл)-метадорит, 528(Гр-Рог-Би-Кв-Пл) сланец, 369-(Би-Гр-Пл-Кв) дорит, 529, 530, 531, 532 (Би-Кв-Кум-Рог-Пл)-метадоритгнейс, 10-Г (Гр-Би-Кум-Рог-Пл-Кв)- гнейс; истоки р. Хецквара - 243 (Мед-Грф-Кум-Гр-Кв-Би-Пл) -сланец; р-н истоков р. Хецквара, в 2-3 км к югу от одноименного ледника: 315 (Пл-Би-Кв-Кум), 321 (Кв-Рог-Кум-Пл), 13-4 (Кв-Би-Кум-Пл-Рог) -сланцы; басс.р. Зап.Птыш- 318-3 (Пл-Пл-Рог)-полосчатый амфиболит, 322-3 (Кв-Би-Гр-Пл-Рог) -амфиболит, 327-3 (Сф-Гр-Пл) - согласная со сланцеватостью мелкообразное тело в пироксен-плагиоклаз-роговообманковом сланце; басс. р. Вост. Птыш: 344-3 (Би-Ка-Рог-Пл), 352-3 (Би-Пл-Гр-Кв) -сланцы, 369-3 (Кв-Пл-Рог), 370-3 (Кв-Би-Пл-Рог) - амфиболиты; в 1,5 км к югу от слияния рек Зап. и Вост. Птыш - 393-3 (Пл-Рог) - амфиболит; басс.р. Вост. Птыш: 509-3 (Кум-Би-Гр-Рог-Пл-Кв) - сланец, 511-3 (Би-Кв-Рог-Пл) - амфиболит, 513-3, 518-3 (Ди-Пл-Рог) - сланцы, 519-3 (Пл-Рог), 523-3 (Кв-Пл-Рог-Пл) - амфиболиты; ниже слияния рек Вост и Зап. Птыш - 551-3 (Сф-Би-Ди-Рог-Пл), 556-3 (Рог-Пл-Ди) - сланцы; среднее течение р. Адеба [9]: 3826, 3836, 3844 (Пл-Рог) -амфиболиты. Мигматитовая зона: басс. р. Клыч, истоки р. Ачапара - 30-4 (Би-

Кум- Пл-Гр-Рог) - амфиболит; р-н ледника Хецквара - 247 (Би-Пл-Кум-Гр) -релит мигматита; истоки р.Хецквара : 248 (Кв-Рог-Кум-Пл), 249 (Би-Кум-Рог-Пл), 250 (Би-Рог-Кум-Пл) -амфиболиты, 251 (Би-Рог-Кум-Пл), 258 (Рог-Пл), 257 (Би-Кум-Рог-Пл) - сланцы; р-н ледника Хецквара: 263 (Би-Кум-Гр-Пл) -гнейс, 264 (Кв-Би-Кум-Пл) - сланец, 278 (Кв-Кум-Рог-Пл) - амфиболит, 286 (Мед-Гр-Кв-Кум-Пл), 287 (Гр-Би-Кв-Кум-Пл), 288, 290 (Гр-Би-Кв-Кум-Пл) - сланцы; басс. р. Запад.Птыш: 331-3 (Пл-Пл), 334-3 (Сф-Пл-Рог) -сланцы; басс.р. Вост. Птыш - 376-3 (Пл-Рог-Кум) -амфиболит; басс. р.Вост.Птыш: 526-3(Ди-Пл-Рог), 527-3 (Кв-Пл-Рог) - сланцы.

**XX**

Образцы индексом X - из верхнепалеозойской свиты, индексом - из оисинской свиты, остальные образцы - из гвадринской, либо клычской свит.

Порядок перечисления минералов отвечает последовательному возрастанию их распространенности в соответствующих породах.

Аналитики: Басиашвили Л.М., Джаба Н.Д., Кобиашвили Б.И., Наскидзашвили Г.Н., Тархншвили Г.Н.













№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
ЗОНА БИОТИТА													
82 <sup>x</sup>	43,40	н.о.	37,70	2,05	0,07	1,99	0,09	0,09	1,05	8,78	н.о.	н.о.	95,13
86 <sup>x</sup>	43,36	н.о.	35,27	2,80	0,20	4,50	0,10	0,10	0,75	8,95	н.о.	н.о.	95,93
90 <sup>x</sup>	43,70	н.о.	35,85	2,10	0,06	4,21	0,11	0,11	0,85	9,30	н.о.	н.о.	96,18
ЗОНА СТАВРОПИТА													
140 <sup>x</sup>	44,13	0,80	38,20	1,03	н.о.	1,41	н.о.	н.о.	1,54	7,43	н.о.	н.о.	94,54
1080 <sup>x</sup>	45,56	0,31	37,52	1,02	н.о.	1,20	н.о.	н.о.	1,33	8,07	н.о.	н.о.	95,01
890 <sup>x</sup>	45,20	0,81	37,62	1,20	н.о.	1,30	н.о.	н.о.	1,53	8,20	н.о.	н.о.	95,86
521 <sup>x</sup>	43,85	н.о.	36,75	0,35	н.о.	1,10	н.о.	н.о.	0,90	8,65	н.о.	н.о.	93,40
524 <sup>x</sup>	44,03	н.о.	36,52	0,40	н.о.	0,85	н.о.	н.о.	0,70	9,11	н.о.	н.о.	92,74
890	44,45	0,35	33,30	0,45	0,55	нет	0,95	1,15	1,10	9,50	2,95	4,75	99,70
3885	43,80	0,45	32,70	2,30	1,14	сл.	0,95	0,60	1,10	9,10	1,50	5,90	99,54
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА													
347-3 <sup>x</sup>	43,71	н.о.	35,00	1,10	н.о.	1,54	н.о.	1,50	0,95	8,65	н.о.	н.о.	92,45
362-3 <sup>x</sup>	45,95	н.о.	36,43	0,90	н.о.	1,45	н.о.	1,20	0,50	8,95	н.о.	н.о.	94,98
364-3 <sup>x</sup>	47,51	н.о.	34,42	0,45	н.о.	1,15	н.о.	1,55	0,50	8,50	н.о.	н.о.	94,08
852 <sup>x</sup>	44,85	н.о.	35,02	0,15	н.о.	1,45	н.о.	1,25	1,00	8,85	н.о.	н.о.	92,57
ЗОНА МИГМАТИТА													
358-3 <sup>x</sup>	40,15	н.о.	39,20	0,45	н.о.	1,20	н.о.	1,85	0,90	9,40	н.о.	н.о.	93,15

Примечание: 86- (Кш-Му-Хл-Кв-Пл) сланец (верхлистская свита; р-н оз.Верхлистба); название и местонахождение обр.3885 - см.прилож.3.2, остальных образцов - в прилож.3.1.

Аналитики: Басываши Д.М., Кобышвили В.И., Тархнишвили Г.Н.

## Приложение 3.6

Кристаллохимические формулы белых калиевых слюд в пересчете на кислород из метаморфитов буульгенской серии<sup>1)</sup>

№ обр.	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Ti	Mg	Ca	Na	K	OH	(Mg + Fe) : Al (в атом.кол.)		Парагенезис
												Му	Порода	
ЗОНА БИОТИТА														
82 <sup>x</sup>	2,86	1,14	1,79	0,11	0,20	н.о.	0,06	0,18	0,74	н.о.	0,106	0,370	Му+Би+Пл <sup>±</sup> Эп	
86 <sup>x</sup>	2,89	1,11	1,68	0,15	0,44	н.о.	0,01	0,10	0,74	н.о.	0,211	н.о.	Му+Кш+Хл+Пл+Кв	
90 <sup>x</sup>	2,87	1,13	1,71	0,11	0,41	н.о.	0,01	0,12	0,78	н.о.	0,189	0,424	Му+Би <sub>38</sub> +Пл+Кв	
ЗОНА СТАВРОПИТА														
140 <sup>x</sup>	2,92	1,08	1,90	0,07	0,04	0,14	н.о.	0,20	0,62	н.о.	0,066	н.о.	Му+Би <sub>58</sub> +Анд+Пл+Кв+Грф	
1080 <sup>x</sup>	3,00	1,00	1,91	0,06	0,02	0,12	н.о.	0,18	0,68	н.о.	0,060	н.о.	Му+Би <sub>59</sub> +Кор+Пл+Кв	
890 <sup>x</sup>	2,96	1,04	1,87	0,07	0,04	0,13	н.о.	0,20	0,68	н.о.	0,066	н.о.	Му+Би <sub>59</sub> +Анд+Пл+Кв	
521 <sup>x</sup>	2,96	1,04	1,89	0,02	н.о.	0,11	0,13	0,08	0,74	н.о.	0,049	0,459	Му+Гр <sub>84</sub> +Би+Анд+Пл+Кв+Грф	
524 <sup>x</sup>	2,99	1,01	1,91	0,02	н.о.	0,09	0,08	0,08	0,80	н.о.	0,038	0,595	Му+Гр <sub>91</sub> +Би+Ст+Анд+Пл+Кв+Грф	
890	3,05	0,95	1,73	0,02	0,02	0,09	0,08	0,14	0,82	н.о.	0,057	0,510	Му+Би <sub>51</sub> +Анд+Кв+Грф	
3885	2,95	1,05	1,54	0,11	0,03	0,09	0,04	0,14	0,78	2,66	0,105	0,430	Му+Би+Гр+Ст+Кв+Пл	
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА														
347-3 <sup>x</sup>	3,00	1,00	1,82	0,06	н.о.	0,16	0,11	0,14	0,76	н.о.	0,087	0,388	Му+Би+Гр+Пл+Кв+Грф	
362-3 <sup>x</sup>	3,03	0,97	1,86	0,05	н.о.	0,14	0,08	0,06	0,76	н.о.	0,053	0,824	Му+Би+Пл+Ив+Гр+Пур	
364-3 <sup>x</sup>	3,17	0,83	1,86	0,03	н.о.	0,11	0,11	0,06	0,72	н.о.	0,053	0,462	Му+Би+Сил+Кв+Пл+Грф	
852 <sup>x</sup>	3,05	0,95	1,85	0,01	н.о.	0,15	0,09	0,14	0,76	н.о.	0,056	0,525	Му+Би <sub>53</sub> +Кор+Сил+Пл	
ЗОНА МИГМАТИТА														
358-3 <sup>x</sup>	2,76	1,24	1,92	0,03	н.о.	0,12	0,14	0,12	0,82	н.о.	0,048	0,438	Му+Би+Сил+Пл+Кв+Грф	

1) Название и местонахождение пород см.в прилож.3.1, химический состав белых калиевых слюд см.в прилож.3.5

Химический состав ставролитов из метаморфитов буульгенской серии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	ZnO	CuO	CoO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
<b>НЕДОСИЩЕННЫЕ K<sub>2</sub>O МЕТАПЕЛИТЫ</b>																
376 <sup>X</sup>	26,40	н.о.	52,37	13,92	1,58	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	94,27
377 <sup>X</sup>	29,10	н.о.	52,21	14,07	1,32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	96,60
24-4 <sup>X</sup>	29,01	н.о.	52,09	15,01	2,56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98,67
364 <sup>X</sup>	28,82	н.о.	53,18	14,95	1,32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98,27
26-4 <sup>X</sup>	28,68	н.о.	53,03	14,56	2,78	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,06
262 <sup>X</sup>	27,56	н.о.	55,40	11,75	1,84	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	96,45
6-4 <sup>X</sup>	27,99	н.о.	52,95	13,74	1,53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	96,15
12-4	32,16	0,48	48,77	1,44	12,86	0,66	0,14	0,22	0,02	сл.	сл.	0,20	0,26	1,04	н.о.	99,76
17-4	32,18	0,44	47,63	1,39	14,00	1,69	н.о.	0,22	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,67
<b>НАСИЩЕННЫЙ K<sub>2</sub>O МЕТАПЕЛИТ</b>																
3885	31,58	0,55	48,67	0,92	12,90	1,72	0,78	0,30	0,02	сл.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,42

**АНАЛИТИК: Л.М.БАСИШВИЛИ.**

Название и местонахождение обр.3885 см. в прилож.3.2, остальных образцов - в прилож.3.1.  
 Параметры элементарной ячейки ставролита (А) : 12-4 - d 0120=1,3844; a=7,888; b=16,608; c=5,660;  
 17-4-d 0120=1,3860 a=7,888; b=16,644; c=5,660; 3884 - d 0120=1,3872; a=7,888; b=16,644; c=5,660  
 (установка/РС-50 мм; напряжение - 35 кв, сила тока - 7ма; скорость съемки - 1 град/мин; излучение - Fe).

Приложение 3.8

Кристаллохимические формулы ставролитов из метаморфитов буульгенской серии

	376 <sup>X</sup>	377 <sup>X</sup>	24-4 <sup>X</sup>	364 <sup>X</sup>	26-4 <sup>X</sup>	262 <sup>X</sup>	6-4 <sup>X</sup>	12-4	17-4	3885
Si	3,87	4,00	4,00	4,00	4,01	3,92	4,00	4,00	4,00	4,00
Al <sup>IV</sup>	0,13	-	-	-	-	0,08	-	-	-	-
Al <sup>VI</sup>	8,93	9,00	8,69	8,94	8,72	9,00	8,99	8,73	8,57	8,67
Fe <sup>3+</sup>	0,07	-	0,31	0,06	0,28	-	-	0,27	0,43	0,33
Fe <sup>2+</sup>	1,64	1,72	1,47	1,72	1,42	1,60	1,66	1,52	1,53	1,42
Mg	0,35	0,28	0,53	0,27	0,58	0,39	0,32	0,36	0,38	0,38
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	0,10
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,04	0,05
Ti	-	-	-	-	-	-	-	0,05	0,05	0,05
OH	1,83	1,66	0,61	0,82	0,42	1,66	1,85	0,77	1,19	1,18

Примечание: химический состав ставролитов см.в прилож.3.7; название и местонахождение пород см.в прилож.3.1.

Приложение 3.9

Химический состав жадритов из метаморфитов буульгенской серии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup> FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
10-4 <sup>X</sup>	48,80	0,31	6,20	29,00	0,22	10,90	1,10	1,30	н.о.	н.о.	97,83
262 <sup>X</sup>	53,60	н.о.	3,97	30,03	н.о.	12,40	0,30	н.о.	н.о.	н.о.	100,30
529-3 <sup>X</sup>	н.о.	н.о.	9,80	25,78	н.о.	17,44	0,24	н.о.	н.о.	н.о.	47,46

Примечание: параметры элементарной ячейки: обр.10-4 - a=18,60 Å; =18,16 Å; c=5,32 Å; обр.529-3 - a=18,60 Å; b=18,16 Å; c=5,35 Å. Название и местонахождение пород см. в прилож.3.1.

## Химический состав роговых обманок из метаморфитов буулугенской серии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА													
10-1 <sup>X</sup>	43,40	0,71	12,00	22,01		0,09	6,62	12,06	1,30	0,11	н.о.	н.о.	96,30
257 <sup>X</sup>	43,88	0,80	12,71	22,97		0,10	6,03	10,29	1,50	0,10	н.о.	н.о.	97,88
317 <sup>X</sup>	40,99	1,21	12,78	19,29		0,23	8,14	12,67	1,75	0,22	н.о.	н.о.	97,28
13-4	43,85	0,44	13,43	3,00	18,66	0,25	6,13	9,54	1,40	0,50	0,35	2,20	99,75
322-3	43,65	0,50	12,70	2,70	18,72	0,35	5,45	11,50	1,00	0,90	0,12	2,26	99,85
3844	46,19	0,70	10,71	6,88	10,62	0,32	9,52	10,81	1,96	0,50	0,15	1,44	99,80
3826	45,99	1,50	9,91	3,57	11,52	0,14	12,24	11,26	1,60	сл.	0,36	1,60	99,69
3836	48,80	0,70	9,30	3,10	10,62	0,14	12,75	12,37	1,10	сл.	0,17	1,51	99,56
ЗОНА МИЛМАНИТА													
30-4 <sup>X</sup>	41,09	0,70	12,70	25,06		0,16	6,15	10,62	1,10	0,32	н.о.	н.о.	97,90
251 <sup>X</sup>	40,98	0,60	11,27	25,65		0,19	5,41	11,82	1,69	0,30	н.о.	н.о.	97,01
333-3	44,48	0,80	10,06	3,24	15,84	0,70	8,33	11,38	1,30	0,90	0,66	2,16	99,83
526-3	45,04	1,06	10,70	3,05	12,86	0,25	12,85	11,77	1,67	0,55	0,14	0,50	99,94
376-3	47,00	0,33	10,60	3,06	11,50	0,14	13,00	11,05	0,80	0,30	0,17	1,96	99,91

Аналитики: Джабуа Н.Д. (322-3, 333-3), Кобановы В.И. (526-3) и Тархивовы Г.Н.

317<sup>X</sup> (Кв-Пл-Рог-Кум) амфиболит (в 2 км к югу от ледника Хецквара); 333-3 (Кв-Рог-Пл) аналитит (Западный Птлш); название и местонахождение остальных пород см. в прилож. 3.1.

## Кристаллохимические формулы роговых обманок из метаморфитов буулугенской серии

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Al <sup>VI</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si	OH
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА												
10-1	0,02	0,38	1,94	1,49	0,08		2,76	0,08	0,66	1,47	6,53	н.о.
257	0,02	0,43	1,64	1,34	0,01		2,86	0,09	0,70	1,54	6,46	н.о.
317	0,05	0,51	2,07	1,85	0,03		2,46	0,14	0,53	1,76	6,24	н.о.
13-4	0,09	0,41	1,52	1,36	0,03	2,33	0,34	0,04	0,90	1,45	6,55	2,19
322-3	0,18	0,29	1,88	1,24	0,05	2,39	0,31	0,06	0,96	1,33	6,67	2,29
3844	0,09	0,56	1,72	2,10	0,04	1,32	0,76	0,08	0,71	1,16	6,84	1,42
3826	-	0,45	1,75	2,65	0,14	1,40	0,39	0,17	0,37	1,32	6,68	1,55
3836	-	0,32	1,93	2,56	0,02	1,30	0,33	0,08	0,71	0,88	7,12	1,46
ЗОНА МИЛМАНИТА												
30-4	0,06	0,33	1,73	1,38	0,02		3,17	0,08	0,35	1,93	6,07	н.о.
251	0,06	0,49	1,96	1,25	0,02		3,30	0,07	0,36	1,69	6,31	н.о.
333-3	0,18	0,38	1,83	1,87	0,09	1,99	0,37	0,09	0,58	1,30	6,70	2,17
326-3	0,09	0,45	1,80	2,74	0,03	1,54	0,32	0,12	0,24	1,56	6,44	0,48
376-3	0,05	0,22	1,67	2,76	0,02	1,37	0,33	0,03	0,49	1,29	6,71	1,87

Название и местонахождение пород см. в прилож. 3.1; химический состав роговых обманок см. в прилож. 3.10.

Химический состав куммингтонитов из метаморфитов буульгенской серии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА													
10-Г <sup>x</sup>	50,19	0,40	1,71	28,46	1,00	12,92	2,72	0,34	0,28	нет	н.о.	н.о.	98,02
243	54,50	0,31	2,20	22,20	0,40	15,40	0,80	0,50	нет	0,25	н.о.	1,80	99,61
257 <sup>x</sup>	46,40	0,40	2,42	32,32	2,01	10,10	3,12	0,35	0,30	нет	н.о.	н.о.	97,42
315	55,70	0,16	1,60	20,82	0,35	16,26	1,77	0,30	нет	0,25	н.о.	1,90	99,89
317 <sup>x</sup>	51,42	0,41	3,40	24,08	1,90	12,30	3,30	0,29	0,20	нет	н.о.	н.о.	97,30
13-4 <sup>x</sup>	53,01	0,49	2,00	31,71	0,31	7,89	2,39	0,29	0,11	нет	н.о.	н.о.	98,10
ЗОНА МИЛМАТИТА													
30-4 <sup>x</sup>	55,43	0,42	2,48	28,39	2,01	7,84	2,50	0,20	0,25	0,07	н.о.	н.о.	99,52
247 <sup>x</sup>	53,43	0,50	3,04	29,32	0,33	9,12	2,64	0,25	0,07	0,15	н.о.	н.о.	98,25
251 <sup>x</sup>	51,49	0,42	2,01	26,64	1,87	12,01	3,07	0,39	0,15	нет	н.о.	н.о.	98,06
263	55,60	0,02	1,75	24,12	0,35	13,25	0,88	0,30	нет	0,30	н.о.	1,70	99,70
285	55,12	0,55	2,55	23,44	0,40	13,60	1,40	0,40	сл.	0,26	н.о.	1,40	99,74
286 <sup>x</sup>	54,90	0,50	2,12	26,41	0,41	11,47	2,02	0,31	0,11	нет	н.о.	н.о.	98,25
288	55,20	0,55	2,20	23,90	0,18	13,80	1,50	0,25	нет	0,25	н.о.	1,20	100,12
289	53,89	0,43	3,39	23,92	0,28	12,97	1,96	0,30	0,30	0,10	н.о.	1,78	99,82

Примечание: 285 - (Гр-Кв-Бн-Кум-Пл) оланец (р-н ледника Хецквара); название и местонахождение обр.317 см.в прилож.3.10, остальные образцов - в прилож.3.11.

Аналитики: Баснашвили Л.М. и Тархившвили Г.Н.

Кристаллохимические формулы куммингтонитов из метаморфитов буульгенской серии

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Al <sup>VI</sup>	Al <sup>IV</sup>	Si	Oe
ЗОНА СИЛЛИМАНИТА												
10-Г	0,04	0,10	0,44	2,88	0,13	3,56	0,04	0,04	0,00	0,31	7,50	н.о.
243	0,00	0,14	0,12	3,38	0,05	2,73	0,13	0,04	0,41	0,00	8,00	1,79
257 <sup>x</sup>	0,06	0,10	0,52	2,30	0,26	4,15	0,05	0,05	0,00	0,45	7,12	н.о.
315	0,00	0,09	0,12	3,57	0,04	2,57	0,08	0,03	0,49	0,00	8,00	1,89
317 <sup>x</sup>	0,04	0,09	0,53	2,75	0,24	3,01	0,05	0,05	0,20	0,39	7,71	н.о.
13-4 <sup>x</sup>	0,02	0,07	0,39	1,81	0,04	4,09	0,06	0,06	0,53	0,00	8,16	н.о.
ЗОНА МИЛМАТИТА												
30-4 <sup>x</sup>	0,05	0,05	0,41	1,77	0,25	3,58	0,05	0,05	0,84	0,00	8,00	н.о.
247 <sup>x</sup>	0,02	0,07	0,43	2,06	0,04	3,71	0,05	0,05	0,62	0,00	8,00	н.о.
251 <sup>x</sup>	0,03	0,10	0,49	2,69	0,23	3,33	0,05	0,05	0,00	0,36	7,72	н.о.
263	0,00	0,09	0,13	2,94	0,04	3,00	0,00	0,00	0,61	0,00	8,00	1,65
285	0,00	0,11	0,22	2,97	0,05	2,88	0,06	0,06	0,52	0,00	8,00	1,38
286 <sup>x</sup>	0,04	0,10	0,33	2,54	0,05	3,30	0,05	0,05	0,58	0,00	8,00	н.о.
288	0,00	0,07	0,24	3,02	0,03	2,94	0,06	0,06	0,52	0,00	8,00	1,19
289	0,05	0,09	0,30	2,85	0,04	2,97	0,05	0,04	0,59	0,00	8,00	1,73

Кристаллохимические формулы куммингтонитов рассчитаны по Н.Д.Борнеман-Старынкевичу [12]. Название пород см. в прилож.3.12 и 3.11; химический состав куммингтонитов см.в прилож.3.12.

Приложение 3.14

Рентгеновские данные по куммингтонитам буульгенской серии

263		315		285		288	
J	dα/n	J	dα/n	J	dα/n	J	dα/n
90	8,18	100	8,16	90	8,16	100	8,18
5	4,64	-	-	-	-	-	-
5	4,53	5	4,53	5	4,54	5	4,53
20	4,13	35	4,11	25	4,13	10	4,10
15	3,84	-	-	-	-	-	-
15	3,56	-	-	-	-	-	-
10	3,34	10	3,35	15	3,35	-	-
45	3,23	20	3,24	20	3,24	30	3,24
100	3,05	60	3,04	100	3,05	80	3,04
40	2,75	20	2,75	20	2,76	20	2,75
5	2,60	5	2,60	5	2,61	5	2,62
5	2,50	5	2,50	5	2,53	5	2,48
10	2,29	10	2,30	10	2,29	5	2,29
10	2,17	10	2,17	10	2,19	10	2,17
15	1,778	5	1,77	15	1,688	5	1,78
15	1,651	-	-	10	1,653	10	1,65
10	1,622	20	1,622	5	1,619	5	1,620
10	1,548	6	1,548	5	1,539	5	1,539
10	1,511	6	1,509	40	1,515	20	1,511
20	1,398						

a = 9,50	a = 9,50	a = 9,48	a = 9,44
b = 18,13	b = 18,13	b = 18,18	b = 18,13
c = 5,93	c = 5,21	c = 5,34	c = 5,34
β = 102°06'	β = 102°06'	β = 103°06'	β = 101°59'

Условия съемки: дифрактометр УРС-50 ИМ; излучение Cu;  
напряжение 45 кв; сила тока 7 ма; скорость съемки 1град/мин.

Приложение 3.15  
Химический состав пироксенов (521-3, 566-3), шинелей (21-4, 23-4) и железистых эльменитов из мегаморфитов буульгенской серии

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
521-3	51,21	0,15	2,61	1,82	9,36	0,35	9,60	23,31	0,65	сл.	0,65	99,71
566-3	51,05	0,25	2,61	1,62	8,82	0,45	11,20	22,76	0,60	нет	0,50	99,86
21-4 X	н.о.	0,20	70,11	19,70	0,40	0,40	8,91	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,32
23-4 X	н.о.	0,21	66,62	29,52	0,51	0,51	2,90	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,76
247X	н.о.	53,02	н.о.	43,09	н.о.	н.о.	0,33	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,44
315X	н.о.	50,01	0,31	48,04	н.о.	н.о.	0,50	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	98,04
251X	н.о.	38,05	0,38	58,82	н.о.	н.о.	0,33	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,58
257X	н.о.	42,04	0,38	54,95	н.о.	н.о.	0,33	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,70
30-4 X	н.о.	43,75	0,42	53,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,19
10-1X	н.о.	40,60	н.о.	56,89	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,49
317X	н.о.	46,09	н.о.	51,08	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,17
286X	н.о.	42,30	н.о.	54,95	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	97,25

Примечание: 521-3 - мрамор с Вол, Ли и Ка (басс.р.Вост.Плщ); название и местонахождение остальных пород см. в прилож.3.1; силиманитовая зона: 521-3, 566-3; 21-4, 23-4, 315, 317, 257 и 10-1; мигматитовая зона: 247, 251, 30-4 и 286.

Аналитик: Л.М.Басишвили.



I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5
I4I-3	5I, II	0,62	15,03	3,21	9,52	0,24	6,35	7,77	2,90	0,30	0,07	0,24	2,78	99,54
2I3-3	62,00	0,80	15,64	2,40	4,63	0,39	2,55	3,88	3,10	2,40	0,31	0,20	1,60	99,90
237-3	56,50	0,52	15,37	2,38	6,21	0,17	6,03	5,11	5,50	0,30	0,08	0,20	1,74	100,11
243-3	50,40	3,10	12,95	1,84	12,97	0,20	4,95	6,90	2,80	0,45	0,16	0,32	2,50	99,54
296-3	47,25	0,72	20,40	4,85	4,84	0,10	5,97	6,70	3,30	0,35	0,05	0,58	4,50	99,61
298-3	51,48	0,45	18,70	3,32	6,17	0,21	5,33	8,20	3,10	0,66	0,05	0,12	2,22	100,01
302-3	59,98	0,44	15,48	2,19	6,96	0,24	3,18	4,32	3,40	0,76	0,07	0,30	2,34	99,66
46-4	47,93	1,15	15,98	4,11	6,21	0,21	8,90	7,21	3,30	2,20	0,16	0,29	2,04	99,69
47-4	53,56	0,71	15,37	2,26	7,51	0,14	7,47	7,11	2,90	0,90	0,10	0,10	2,04	100,17
48-4	54,26	0,62	14,18	3,14	7,00	0,17	7,07	7,88	2,90	1,00	0,16	0,15	1,53	100,06
51-4	53,50	0,45	15,03	2,84	7,51	0,28	8,22	5,55	1,70	0,40	0,06	0,25	3,95	99,74

НАСЫЩЕННЫЕ K<sub>2</sub>O МЕТАПЕЛИТЫ. Сланцы: 29-3 (Хл-Би-Сер-Кв) левобережье р. Лаштрак, восточный склон водораздельного хребта рек Белая и Лаштрак, в 100 м к северу от Санчарского интрузива, 33-3 (Би-Му-Гр-Хл-Гр-Ст-Анд) в 150 м к северу от предыдущего образца, 52-3 (Му-Кв-Хлд-Хл-Гр-Ст) восточный склон водораздельного хребта рек Белая и Лаштрак, в 800 м к востоку от перевала Чмаха, вблизи тропинки, 54-3 (Сер-Ст-Гр-Кв-Хл-Гр-Хлд), в 65 м к северо-западу от предыдущего образца, вблизи выходов метаморфитов дамгурцевской свиты, 106-3 (Кв-Ст-Гр-Му-Би-Хл) истоки правобережья р. Белая, в 1750 м к западу от перевала Чмаха, 120-3 (Гр-Ст-Му-Би-Пл-Кв-Хл) в 30 м к северу от предыдущего образца, 121-3 (Ст-Гр-Му-Пл-Кв-Хл) вблизи предыдущего образца, 122-3 (Гр-Ст-Му-Би-Пл-Кв-Хл) в 95 м к северу от предыдущего образца, 134-3 (Ст-Гр-Гр-Кв-Му-Пл-Хл-Би) в 95 м к северу от предыдущего образца, 138-3 (Гр-Гр-Пл-Кв-Би-Му) вблизи предыдущего образца, 139-3 (Ст-Гр-Кв-Би-Му-Хл) вблизи предыдущего образца, 153-3 (Кв-Му-Би-Гр-Гр) правобережье р. Белая, в 2 км к юго-востоку от г. Чмаха, 162-3 (Кв-Кв-Хл-Му-Пл) левобережье истоков р. Биглазия в 300 м к востоку от топогр. отметки 1817,2 м, 167-3, 169-3, 170-3 (Ст-Би-Му-Гр-Гр) левобережье р. Белая, в 100-150 м к северо-западу от топогр. отметки 1739,2 м, 171-3, 173-3 (Ст-Гр-Би-Гр-Кв-Хл-Му) правобережье р. Белая, в 40-60 м к югу от топогр. отметки 1739,2 м, 180-3, 181-3, 182-3 (Кв-Кв-Пл-Му) р-н водораздельного хребта рек Биглазия и Белая, к югу в 800-850 м от г. Чмаха, 187-3 (Кв-Кв-Му-Пл) истоки р. Биглазия в 800 м к юго-западу от г. Чмаха, 192-3 (Кв-Пл-Му) водораздельный хребет рек Биглазия и Белая, 205-3, 207-3 (Пл-Кв-Хл-Му-Кв) правобережье р. Белая, в 850 м к юго-востоку от г. Чмаха, 216-3 (Кв-Кв-Хл-Му-Пл) водораздельный хребет рек Биглазия и Белая вблизи выходов дамгурцевской свиты, 240-3 (Кв-Му-Гр-Хл-Гр-Би) водораздельный хребет рек Лаштрак и Белая к югу на 150 м от перевала Чмаха, 250-3 (Му-Гр-Кв-Хл-Гр) вблизи предыдущего образца, 256-3 (Кв-Сер-Аб-Би-Хл-Гр) водораздельный хребет рек Агуриса и Белая вблизи выходов дамгурцевской свиты, 290-3 (Кв-Кв-Пл-Хл-Му-Гр) истоки р. Агуриса к северу от озера, вблизи выходов дамгурцевской свиты, 44-4 (Гр-Кв-Пл-Гр-Сер-Хл) правобережье р. Лашпсе. НЕПОСЫЩЕННЫЕ K<sub>2</sub>O МЕТАПЕЛИТЫ. Сланцы: 119-3 (Ст-Гр-Би-Кв-Пл-Хл) истоки правобережья р. Белая, в 1750 м к западу от перевала Чмаха, 142-3 (Пл-Эп-Хл-Би-Кв) истоки р. Белая в 2 км к западу от перевала Чмаха, вблизи выходов дамгурцевской свиты, 163-3, 164-3 (Аб-Кв-Хл) истоки р. Биглазия в 2 км к юго-западу от г. Чмаха, вблизи выходов дамгурцевской свиты, 183-3, 184-3 (Аб-Кв-Хл-Эп) водораздельный хр. рек Белая и Биглазия, р-н перевала, 185-3 (Кв-Аб-Кв) вблизи предыдущего образца, 196-3 (Пл-Хл-Рог) водораздельный хр. рек Белая и Биглазия в 180 м к северу от Санчарского интрузива, 197-3 (Жел-Кв-Ст-Би-Кв-Гр-Пл) вблизи предыдущего образца (Пл-Кв-Хл-Эп) в 350 м к югу от г. Чмаха, 259-3 (Кв-Хл-Гр-Би-Стп) водораздельный хребет рек Лаштрак и Белая к северу на 100 м от Санчарского интрузива; 297-3 (Пл-Кв-Жел) - лейкократовый жадитсодедержавший шлагкогнейс, вблизи выходов дамгурцевской свиты. БОГАТЫЕ СаО ПОРОДЫ. Амфиболовые сланцы: 59-3 (Рог-Аб-Кв) восточный склон водораздельного хр. рек Лаштрак и Белая, вблизи выходов дамгурцевской свиты, 141-3 (Рог-Аб-Кв-Эп) истоки р. Белая в 2 км к востоку от г. Чмаха на границе лаштракской и дамгурцевской свиты; 213-3 (Рог-Пл-Хл-Би-Кв-Эп) кварцево-диоритовый гнейс, истоки р. Белая, к юго-востоку на 800 м от г. Чмаха, 237-3 (Хл-Аб-Кв-Амф) сланец, перевал Чмаха, 243-3 (Амф-Пл-Гр-Кв) в 250 м к югу от перевала Чмаха, 296-3 (Рог-Пл-Хл-Эп-Ст) амфиболит, крайний западный выход лаштракской свиты в бассейне р. Агуриса; сланцы 298-3 (Рог-Пл-Кв) сланец, вблизи предыдущего образца, 302-3 (Рог-Пл-Кв-Гр) бассейна р. Агуриса, к северо-востоку на 800 м от озера, 46-4 (Рог-Пл-Эп-Би) правобережье р. Лашпсе, 47-4 (Рог-Пл-Би) фельс вблизи предыдущего образца, 48-4 (Рог-Пл-Кв-Би) сланец, вблизи предыдущего образца, 51-4 (Рог-Пл-Эп-Кв) кварцсодедержавший метадiorит, правобережье р. Лашпсе.

Аналитики: Басишвили Л.М., Бердтзе Л.И., Джабуа Н.Д., Гархншвили Г.Н., Чгадзе В.А.

Приложение 4.2  
Химический состав гранатов из метаморфитов лаштракской свиты

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
ЗОНА ГРАНАТА (альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация)											
250-3 <sup>X</sup>	35,03	-	21,95	34,00	6,02	1,71	1,00	-	-	-	99,71
240-3 <sup>X</sup>	39,21	-	21,04	28,90	5,52	0,82	4,20	-	-	-	99,69
259-3 <sup>X</sup>	38,31	-	19,29	31,60	4,66	1,42	4,50	-	-	-	99,78
ЗОНА СТАВРОЛИТА											
290-3	40,04	0,09	21,48	0,76	23,14	8,85	1,66	2,78	0,70	0,05	99,55
Ставролит-хлоритоидная субфация											
52-3 <sup>X</sup>	36,30	-	21,45	34,01	3,71	2,42	1,50	-	-	-	99,39
54-3 <sup>X</sup>	37,36	-	22,50	31,04	3,81	1,91	3,01	-	-	-	98,63
Ставролит-хлоритовая субфация											
I21-3	39,20	-	21,78	0,67	27,20	2,50	1,22	6,95	-	-	99,52
I78-3 <sup>X</sup>	33,53	-	20,05	33,53	6,49	1,45	1,78	-	-	-	99,60
I29-3 <sup>X</sup>	36,13	-	20,56	30,35	6,11	3,32	3,20	-	-	-	99,67
I22-3	39,58	0,12	19,60	1,90	27,10	1,80	1,50	6,30	1,20	-	99,10
II9-3 <sup>X</sup>	36,24	-	20,52	30,34	4,00	2,01	3,81	-	-	-	98,92
33-3 <sup>X</sup>	40,45	-	22,51	30,23	4,01	1,50	0,80	-	-	-	99,50
I08-3	37,85	0,20	18,45	0,62	33,56	4,25	3,94	0,70	0,19	-	99,76
II6-3	37,62	0,22	18,68	0,83	31,11	2,20	3,93	4,76	0,20	-	99,55
I20-3	40,01	0,15	19,46	1,40	26,60	2,10	1,60	6,70	1,20	-	99,20
I34-3	37,20	-	21,02	0,70	31,40	2,10	2,57	4,90	-	-	99,89
I71-3	39,33	0,16	15,00	34,01	5,69	4,43	0,60	0,22	-	-	99,97
I73-3 <sup>X</sup>	36,39	0,23	18,48	38,40	2,07	2,35	1,82	-	-	-	99,74
I97-3 <sup>X</sup>	36,53	-	20,52	24,22	10,93	4,24	3,01	-	-	-	99,55
Кянит-биотит-ставролитовая субфация											
53-3	40,50	сл.	20,25	1,36	27,70	3,70	3,69	2,62	-	-	99,82
67-3	38,08	0,27	19,74	0,38	31,81	3,60	5,06	0,42	0,14	-	99,50
69-3	38,46	сл.	19,84	0,57	33,30	2,70	4,16	0,84	-	-	99,83
70-3	38,78	0,37	18,82	0,49	32,37	3,65	4,78	0,44	0,10	-	99,80

II6-3 (Гр-Ст-Би-Хл-Пл-Му-Грф-Кв) сланец (истоки р.Белая, вблизи северного контакта лаштракской свиты в 1750 м к западу от пер.Чмахара); название и местонахождение остальных пород см. в приложении 4.1.  
Аналитики: Басиашвили Л.М., Тархнишвили Г.Н.

Приложение 4.3

Химический состав биотитов из метаморфитов лаштракской свиты

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
ЗОНА ГРАНАТА (альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация)													
259-3 <sup>X</sup>	35,35	1,10	19,62	22,54	8,33	0,62	-	-	0,64	7,51	н.о.	н.о.	95,74
44-4 <sup>X</sup>	35,41	1,80	16,30	27,00	8,41	н.о.	-	-	0,80	8,20	н.о.	н.о.	98,44
ЗОНА СТАВРОЛИТА													
Ставролит-хлоритоидная субфация													
I38-3	35,50	1,30	18,40	2,20	17,98	0,03	10,25	0,60	0,50	6,80	1,60	4,90	100,06
Ставролит-хлоритовая субфация													
I97-3 <sup>X</sup>	36,65	1,09	н.о.	14,80	н.о.	18,35	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	70,89
II9-3 <sup>X</sup>	36,10	2,07	21,39	17,44	н.о.	13,32	н.о.	н.о.	н.о.	6,67	н.о.	н.о.	95,01
II6-3 <sup>X</sup>	36,10	1,75	17,98	22,99	н.о.	8,20	0,15	0,55	7,02	7,19	н.о.	н.о.	94,74
I08-3	35,15	1,16	18,62	1,25	19,75	0,10	11,58	0,38	0,18	7,19	0,43	4,07	99,86
I71-3	33,75	1,02	19,22	1,55	21,10	0,11	11,59	сл.	0,33	6,98	0,18	4,14	99,97
33-3 <sup>X</sup>	36,63	2,23	20,82	19,73	н.о.	9,21	н.о.	н.о.	н.о.	7,20	н.о.	н.о.	95,82
I73-3	34,28	1,20	15,93	2,42	19,53	0,93	11,63	сл.	0,22	7,08	2,81	3,94	99,97
Кянит-биотит-ставролитовая субфация													
I67-3	35,00	1,18	18,09	1,32	20,42	0,05	11,85	сл.	0,60	7,01	0,31	4,02	99,85
I70-3	36,45	2,05	17,80	0,95	19,20	0,07	9,55	0,75	0,50	7,65	1,25	4,00	99,62
I53-3 <sup>X</sup>	36,10	2,20	19,10	19,70	0,04	10,20	0,12	0,20	0,20	8,02	н.о.	н.о.	95,68

Аналитики: Бердасе И.Н., Тархнишвили Г.Н., Чугадзе В.А. Название и местонахождение пород см. в прилож. 4.1











О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	4
1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СУБСТРАТА СОФИЙСКОГО ПОДНЯТИЯ В ПРЕДЕЛАХ АБХАЗИИ . . . . .	6
2. ДОЮРСКИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА В АБХАЗИИ . . . . .	14
3. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА) ПОРОД БУУЛЬГЕНСКОЙ СЕРИИ . . . . .	18
3.1. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность . . . . .	18
3.1.1. Зона биотита . . . . .	21
3.1.2. Зона ставролита . . . . .	27
3.1.3. Зона силлиманита . . . . .	32
3.1.4. Зона мигматита . . . . .	34
3.2. Эволюция химического состава минералов при региональном метаморфизме . . . . .	37
3.2.1. Гранат . . . . .	37
3.2.2. Биотит . . . . .	45
3.2.3. Мусковит-фенгит . . . . .	48
3.2.4. Кордиерит . . . . .	54
3.2.5. Ставролит . . . . .	56
3.2.6. Жедрит . . . . .	58
3.2.7. Роговая обманка . . . . .	62
3.2.8. Куммингтонит . . . . .	65
3.3. Равновесия минералов при региональном метаморфизме . . . . .	69
3.3.1. Гранат и биотит . . . . .	69
3.3.2. Гранат и кордиерит . . . . .	73
3.3.3. Гранат и ставролит . . . . .	76
3.3.4. Гранат и роговая обманка . . . . .	80
3.3.5. Гранат и куммингтонит . . . . .	80
3.3.6. Куммингтонит и роговая обманка . . . . .	82
3.3.7. Мусковит и биотит . . . . .	86
3.3.8. Ставролит и биотит . . . . .	89
4. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (КШАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА) ПОРОД ЛАШТРАКСКОЙ СВИТЫ . . . . .	89
4.1. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность . . . . .	89
4.1.1. Зона граната . . . . .	93
4.1.2. Зона ставролита . . . . .	94
4.2. Эволюция химического состава минералов при региональном метаморфизме . . . . .	96
4.2.1. Гранат . . . . .	99
4.2.2. Биотит . . . . .	99
4.2.3. Ставролит . . . . .	104
4.2.4. Мусковит-фенгит . . . . .	108
4.2.5. Хлорит . . . . .	111
4.2.6. Жедрит, хлоритоид и стильпноомелан . . . . .	113

4.3.1. Гранат и биотит . . . . .	114
4.3.2. Гранат и хлорит . . . . .	117
4.3.3. Гранат и ставролит . . . . .	118
4.3.4. Мусковит и биотит . . . . .	121
4.3.5. Ставролит и биотит . . . . .	121
5. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИТОВ . . . . .	123
З а к л ю ч е н и е . . . . .	131
C o n c l u s i o n . . . . .	137
Л и т е р а т у р а . . . . .	144
ПРИЛОЖЕНИЯ	
Приложение 3.1. Химический состав метаморфитов буульгенской серии . . . . .	157
Приложение 3.2. Химический состав гранатов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	168
Приложение 3.3. Химический состав биотитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	170
Приложение 3.4. Кристаллохимические формулы биотитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	174
Приложение 3.5. Химический состав белых калиевых слюд из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	178
Приложение 3.6. Кристаллохимические формулы белых калиевых слюд из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	179
Приложение 3.7. Химический состав ставролитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	180
Приложение 3.8. Кристаллохимические формулы ставролитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	181
Приложение 3.9. Химический состав жедритов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	181
Приложение 3.10. Химический состав роговых обманок из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	182
Приложение 3.11. Кристаллохимические формулы роговых обманок из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	183
Приложение 3.12. Химический состав куммингтонитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	184
Приложение 3.13. Кристаллохимические формулы куммингтонитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	185
Приложение 3.14. Рентгеновские данные по куммингтонитам буульгенской серии . . . . .	186
Приложение 3.15. Химический состав пироксенов, шпинелей и железистых ильменитов из метаморфитов буульгенской серии . . . . .	187
Приложение 4.1. Химический состав метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	188
Приложение 4.2. Химический состав гранатов из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	192
Приложение 4.3. Химический состав биотитов из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	193
Приложение 4.4. Химический состав ставролитов из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	194
Приложение 4.5. Кристаллохимические формулы ставролитов из мета-	

Приложение 4.6. Химический состав стауrolита, роговой обманки и рого-вообманково-стауrolит-кнанитовых пород лаштракской свиты . . . . .	196
Приложение 4.7. Химический состав белых калиевых слюд из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	196
Приложение 4.8. Кристаллохимические формулы белых калиевых слюд из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	198
Приложение 4.9. Химический состав хлоритов из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	200
Приложение 4.10. Кристаллохимические формулы хлоритов из метаморфитов лаштракской свиты . . . . .	201

C O N T E N T S

INTRODUCTION . . . . .	4
1. MAIN FEATURES OF GEOLOGIC STRUCTURE OF THE CRYSTALLINE SUBSTRATUM OF THE SOPHIAN UPLIFT WITHIN THE LIMITS OF ABKHAZIA . . . . .	6
2. PRE-JURASSIC CRYSTALLINE ROCKS OF THE SOUTHERN SLOPE ZONE IN ABKHAZIA . . . . .	14
3. REGIONAL METAMORPHISM (OF ANDALUSITE-SILLIMANITE TYPE) OF ROCKS OF THE BUULGENI SERIES . . . . .	18
3.1. Progressive regional metamorphic zonation . . . . .	18
3.1.1. The biotite zone . . . . .	21
3.1.2. The staurolite zone . . . . .	27
3.1.3. The sillimanite zone . . . . .	32
3.1.4. The migmatite zone . . . . .	34
3.2. Evolution of chemical composition of minerals during the regional metamorphism . . . . .	37
3.2.1. Garnet . . . . .	37
3.2.2. Biotite . . . . .	45
3.2.3. Muscovite - phengite . . . . .	48
3.2.4. Cordierite . . . . .	54
3.2.5. Staurolite . . . . .	56
3.2.6. Gedrite . . . . .	58
3.2.7. Hornblende . . . . .	62
3.2.8. Cummingtonite . . . . .	65
3.3. Equilibrium of minerals during the regional metamorphism . . . . .	69
3.3.1. Garnet and biotite . . . . .	69
3.3.2. Garnet and cordierite . . . . .	73
3.3.3. Garnet and staurolite . . . . .	76
3.3.4. Garnet and hornblende . . . . .	80
3.3.5. Garnet and cummingtonite . . . . .	80
3.3.6. Cummingtonite and hornblende . . . . .	82
3.3.7. Muscovite and biotite . . . . .	86
3.3.8. Staurolite and biotite . . . . .	89
4. REGIONAL METAMORPHISM (OF KYANITE-SILLIMANITE TYPE) OF ROCKS OF THE LASHTRAKI SERIES . . . . .	89
4.1. Progressive regional metamorphic zonation . . . . .	89
4.1.1. The garnet zone . . . . .	93
4.1.2. The staurolite zone . . . . .	94
4.2. Evolution of chemical composition of minerals during the regional metamorphism . . . . .	96
4.2.1. Garnet . . . . .	99
4.2.2. Biotite . . . . .	99
4.2.3. Staurolite . . . . .	104
4.2.4. Muscovite-phengite . . . . .	108
4.2.5. Chlorite . . . . .	111
4.2.6. Gedrite, chloritoid and stilpnomelane . . . . .	113
4.3. Equilibria of minerals during the regional metamorphism . . . . .	114

4.3.2. Garnet and chlorite .....	117
4.3.3. Garnet and staurolite .....	118
4.3.4. Muscovite and Biotite .....	121
4.3.5. Staurolite and biotite .....	121
THERMODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION OF METAMORPHITES .....	123
o n c l u s i o n .....	137
APPENDICES .....	144
Appendix 3.1. Chemical analyses of metamorphites of the Baulgeni series .....	157
Appendix 3.2. Chemical composition of garnets from metamorphites of the Baulgeni series .....	168
Appendix 3.3. Chemical composition of biotites from metamorphites of the Baulgeni series .....	170
Appendix 3.4. Crystallochemical formulae of biotites from metamorphites of the Baulgeni series .....	174
Appendix 3.5. Chemical composition of white potash micas from metamorphites of the Baulgeni series .....	178
Appendix 3.6. Crystallochemical formulae of white potash micas from talpelites of the Baulgeni series .....	179
Appendix 3.7. Chemical composition of staurolites from metamorphites of the Baulgeni series .....	180
Appendix 3.8. Crystallochemical formulae of staurolites from metamorphites of the Baulgeni series .....	181
Appendix 3.9. Chemical composition of gedrites from metamorphites of the Baulgeni series .....	181
Appendix 3.10. Chemical composition of hornblendes from metamorphites of the Baulgeni series .....	182
Appendix 3.11. Crystallochemical formulae of hornblendes from metamorphites of the Baulgeni series .....	183
Appendix 3.12. Chemical composition of cummingtonites from metamorphites of the Baulgeni series .....	184
Appendix 3.13. Crystallochemical formulae of cummingtonites from metamorphites of the Baulgeni series .....	185
Appendix 3.14. Roentgen data according to cummingtonites from the Baulgeni series .....	186
Appendix 3.15. Chemical composition of pyroxenes, spinels and ferriferous ilmenites from metamorphites of the Baulgeni series .....	187
Appendix 4.1. Chemical composition of metamorphites of the Lashtraki suite .....	188
Appendix 4.2. Chemical composition of garnets in metamorphites of the Lashtraki suite .....	192
Appendix 4.3. Chemical composition of biotites in metamorphites of the Lashtraki suite .....	193
Appendix 4.4. Chemical composition of staurolites in metamorphites of the Lashtraki suite .....	194
Appendix 4.5. Crystallochemical formulae of staurolites in metamorphites of the Lashtraki suite .....	195

phites of the Lashtraki suite .....	195
Appendix 4.6. Chemical composition of staurolite, hornblende and hornblende-staurolite-kyanite rocks .....	196
Appendix 4.7. Chemical composition of white potassic anodes in metamorphites of the Lashtraki suite .....	196
Appendix 4.8. Crystallochemical formulae of white potassic anodes in metamorphites of the Lashtraki suite .....	198
Appendix 4.9. Chemical composition of chlorites in metamorphites of the Lashtraki suite .....	200
Appendix 4.10. Crystallochemical formulae of chlorites in metamorphites of the Lashtraki suite .....	201

Шенгелиа Давид Михайлович

Кецховели Дали Николаевна

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НИЗКИХ И УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ  
В АБХАЗИИ

დაბალი და საშუალო წაბანობის პირობებში  
აბაზიის რეგიონალური მეტამორფიზმი

Рецензенты: член-корр.АН ГССР Г.М.Заридзе,  
д.г.-м.н. профессор Ш.И.Джавахишвили

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского  
Совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства Т.П.Бокучава

Техредактор Э.Б.Бокерия

Художник В.С.Хмаладзе

ИБ 1783

Сдано в набор 13.IV.1982; Подписано к печати 20.I.1982;

Формат бумаги 70x108<sup>1</sup>/16; Бумага № 1; Печатных л. 15,3;

Уч.-изд.л. 15,4;

УЭ 00712;

Тираж 600;

Заказ 1609

Цена 1 руб.80 коп.

---

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

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