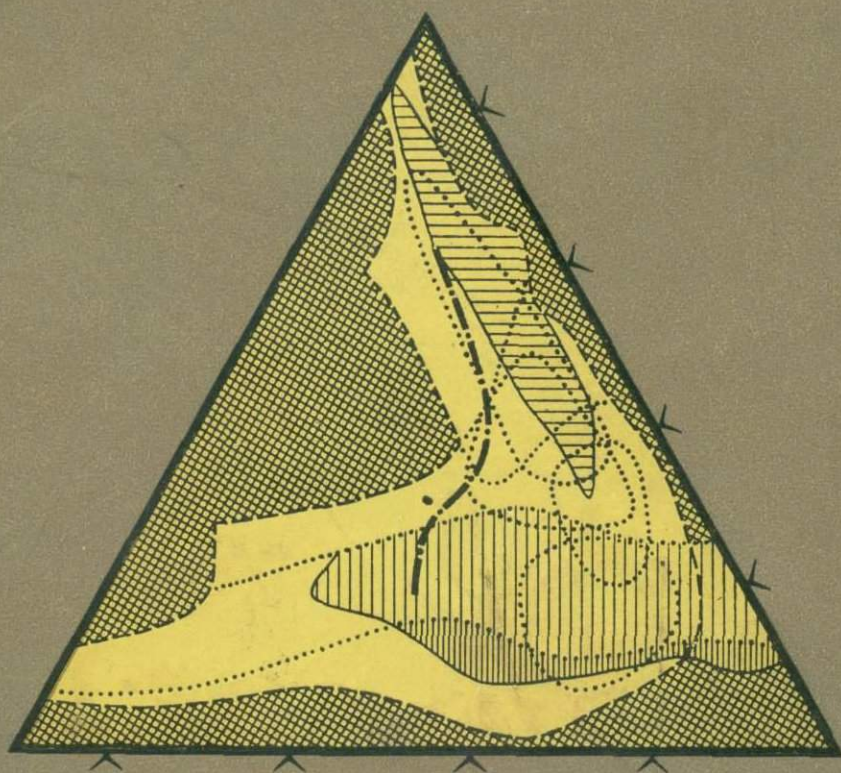


Д. А. ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ

# СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА УМЕРЕННЫХ И НИЗКИХ ДАВЛЕНИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ АН СССР

552.4

Д. А. ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА  
УМЕРЕННЫХ И НИЗКИХ  
ДАВЛЕНИЙ**

(НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ  
И СЕВЕРО-ЛАДОЖСКОЙ ОБЛАСТЕЙ  
РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ  
ЗОНАЛЬНОСТИ)

511



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД • 1972

Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Великославинский Д. А. 1972. Изд. «Наука», Ленингр. отд., Л., стр. 1—192.

В монографии дается сравнительный анализ кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма по классификации А. Мияширо (или метаморфизма умеренных и низких давлений по терминологии Г. Цварта, А. Мияширо, В. С. Соболева и др.) как на основании изучения автором областей развития метаморфической зональности в Северо-Байкальском нагорье и в Северном Приладожье, так и по литературным данным. В работе сравнивается минералообразование, эволюция химического состава породообразующих минералов и самих пород, характеризующие каждый из выбранных типов регионального метаморфизма. При этом рекомендуются диаграммы для установления степени регионального метаморфизма по составу мусковита, хлорита, ставролита, граната и амфибола и типа метаморфизма по составу биотита, граната и амфибола. Обсуждаются  $P-T$ -условия, в которых осуществлялся каждый из типов метаморфизма, показано снижение температур метаморфизма в метаморфических зонах андалузитового типа по сравнению со сравнимыми зонами кианитового типа метаморфизма. Рассматриваются некоторые вопросы геологического проявления обоих типов метаморфизма. Устанавливается, что в синклиальных структурах более обычен кианитовый тип метаморфизма, иногда с ранним проявлением андалузитового, а в антиклиальных — кианитовый тип метаморфизма с поздним проявлением андалузитового или андалузитовый тип. Ставится вопрос о минералогической специализации метаморфических зон и типов метаморфизма. Рис. — 57, табл. — 50, библи. — 320 назв.

Ответственный редактор  
Ю. М. СОКОЛОВ



## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей работе проводится сравнительный анализ кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма, являющихся наиболее распространенными в метаморфических поясах Земного шара.

В первой части работы приведено подробное описание метаморфической зональности кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов регионального метаморфизма по классификации А. Мияширо (Miyashiro, 1961) или метаморфизма умеренных и низких давлений по терминологии Г. Цварта, А. Мияширо, В. С. Соболева и др. (Zwart et al., 1967) на примере Северо-Байкальского нагорья и Северного Приладожья с привлечением материалов по метаморфической зональности других регионов; во второй части дана эволюция химического состава важнейших минералов из метапелитов в процессе регионального метаморфизма обоих типов, а также приведен сравнительный анализ химизма минералов и пород; третья часть содержит сведения о температурах в каждой из фаций и субфаций обоих типов регионального метаморфизма, о режиме давлений в этих типах метаморфизма, о геологических условиях проявления каждого из них и о металлогенической специализации типов регионального метаморфизма.

В работе не рассматривается третий тип регионального метаморфизма — жадеит-глаукофановый (или метаморфизм высоких давлений). Среди литологического разнообразия пород пока выбраны только метапелиты, наиболее чутко реагирующие на изменение температуры и давления при метаморфизме, среди породообразующих минералов рассматриваются только магнезиально-железистые минералы, встречающиеся в обоих типах регионального метаморфизма. Гранулитовой фации (или зоне гиперстена) в работе отведено значительно меньше места, чем другим более низкотемпературным фациям (зонам), так как она широко встречается только в одном из выбранных типов метаморфизма.

Все поставленные проблемы решаются на примерах метаморфической зональности. Незональный (монофациальный) региональный метаморфизм в работе специально не рассматривается.

Необходимо отметить, что изучение областей проявления метаморфической зональности само по себе имеет большое значение при решении многих теоретических вопросов, связанных с эволюцией петрографического и химического составов пород, с последовательностью минералообразования и с изменением химического состава отдельных минералов при региональном метаморфизме, так как только в этих условиях можно изучить последовательные серии прогрессивно метаморфизованных пород, имевших первоначально одинаковый исходный состав.

Исследование метаморфической зональности может дать дополнительный материал для стратиграфического расчленения метаморфических толщ. Изучение метаморфизма нередко позволяло установить синхронность стратиграфических единиц, неодинаково метаморфизованных в разных своих частях и ранее относившихся к разным группам докембрия или даже к докембрию и палеозою. Так, например, некоторые исследователи мамскую серию в Мамском синклинории относили к архею или нижнему протерозою, синхронную с нею патомскую (или бодайбинскую) серию в Патомском нагорье — к верхнему протерозою, а эту же серию в северных предгорьях Витимо-Патомского нагорья — к нижнему палеозою; ладожская серия в Южной Карелии и Южной Финляндии в области слабого метаморфизма относилась к карелию, а в области высокого метаморфизма — к свекофению, и т. д.

Области развития метаморфической зональности могут служить примером несостоятельности тезиса о том, что чем глубже метаморфизм тех или иных геологических образований, тем древнее их возраст.

Постановка проблемы сравнительного анализа типов регионального метаморфизма имеет и большое практическое значение. Тип регионального метаморфизма определяет геологические особенности регионального метаморфизма данного района, глубину его проявления или условия давления; серия фаций данного типа метаморфизма определяет диапазон температур процессов регионального метаморфизма в данном регионе.

Изучение и сравнение областей развития серий фаций различных типов регионального метаморфизма позволяет выявить и металлогеническую специализацию на те или иные метаморфогенные полезные ископаемые отдельных типов регионального метаморфизма и отдельных метаморфических зон в пределах каждого типа. Таким образом, сравнительный анализ типов регионального метаморфизма дает материал для выяснения закономерностей размещения метаморфогенных месторождений полезных ископаемых в метаморфических толщах (Великославинский и др., 1968).

Как будет показано ниже, особенности минералогического состава метаморфических пород, химизм слагающих их минералов переменного состава (в первую очередь граната и биотита) являются показателями типа и степени регионального метаморфизма и вследствие этого могут служить поисковыми признаками на те или иные метаморфогенные полезные ископаемые.

Монография написана с использованием обширного материала, собранного коллегами автора по экспедиционным работам: А. Н. Казаковым, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Майнуловой, А. Н. Нееловым, Б. В. Петровым, А. А. Савельевым, Ю. М. Соколовым по Северо-Байкальскому нагорью и В. А. Глебовицким, А. Л. Харитоновым и др. по Северному Приладожью. Автор пользуется случаем выразить всем им глубокую благодарность.

Неоценимую помощь автору в постановке работ по теме оказал проф. Н. Г. Судовиков.

В соответствии с тем, что предлагаемая работа в основном построена на материалах, полученных при изучении метаморфической зональности и отдельных метаморфических зон, единые названия которых у разных авторов из разных стран мира практически установились сразу после общеизвестных работ Г. Барроу и С. Тилли (с небольшими последующими дополнениями), автор, естественно, пользуется в тексте определениями степени метаморфизма породы или минерала по метаморфической зоне,

из которой эта порода или минерал взяты (с учетом парагенетических ассоциаций и структурных взаимоотношений минералов). В виду большого разнобоя в названиях субфаций (и даже фаций), рациональные названия которых еще далеко не окончательно разработаны, последние обычно приводятся в заголовках (реже в тексте) в скобках после названия зон.

Доверительные интервалы для средних значений некоторых величин рассчитывались по В. Ю. Урбаху (1963, гл. 8).

Повсюду в тексте общая железистость (в атомн. %)

$$\Phi = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Fe}^{+3}}, \quad F = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}$$

и

$$f = \frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}} \cdot$$

---

В РАБОТЕ ПРИНЯТЫ СЛЕДУЮЩИЕ СОКРАЩЕНИЯ  
НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ:

Аб — альбит, Акт — актинолит, Альм — Альмандин, Ам — амфибол,  
Анд — андалузит, Андез — андезин, Андр — андрадит, Ан — анортит,  
Ап — апатит, Би — биотит, Бит — битовнит, Ги — гиперстен, Гр —  
гранат, Гросс — гроссуляр, Ди — диопсид, Карб — карбонат, Кв —  
кварц, Ки — кианит, Клцз — клиноцоизит, Кор — кордиерит, К-Пшп —  
калиевый полевой шпат, Кум — куммингтонит, Лабр — лабрадор, Мгт —  
магнетит, Ми — микроклин, Му — мусковит, Олиг — олигоклаз, Пи —  
пироксен, Пир — пироп, Пл — плагиоклаз, Пф — пирофиллит, Рог —  
роговая обманка, Руд — рудный, Сер — серицит, Сил — силлиманит,  
Ск — скаполит, Спесс — спессартин, Ст — ставролит, Сф — сфен, Тр —  
тремолит, Хл — хлорит, Хлд — хлоритоид, Цз — цоизит, Эп — эпидот.

---

## ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА (ВМЕСТО ВВЕДЕНИЯ)

Термин «метаморфизм» был введен в геологическую литературу Ч. Лайэллом в 1833 г., а в 1859 г. А. Дабрэ предложил под региональным метаморфизмом понимать все процессы глубинного метаморфизма, ведущие к образованию кристаллических сланцев и не приуроченные к контактам с изверженными породами (Daubrée, 1859).

Н. А. Елисеевым региональный метаморфизм определяется как «метаморфизм, вызываемый односторонним давлением, гидростатическим давлением и температурой, проявляющийся на больших пространствах» (Елисеев, 1959, стр. 11). Таким образом, по Н. А. Елисееву, под понятием региональный метаморфизм объединяются динамотермальный метаморфизм и метаморфизм нагрузки (или статический метаморфизм), т. е. те же самые типы регионального метаморфизма, которые были выделены по агентам метаморфизма (температура, стресс, гидростатическое давление) Р. Дэли еще в 1917 г. (Daly, 1917).

Принципиально новый подход к выделению типов регионального метаморфизма был предпринят в последнее время А. Мияширо (Miyashiro, 1961). В основу выделения типов регионального метаморфизма им были положены большой эмпирический материал, полученный преимущественно в связи с практическим применением концепции метаморфических фаций П. Эскола (Escola, 1920) при картировании метаморфических комплексов, и экспериментальные данные по исследованию равновесных систем и синтезу минералов. Хотя А. Мияширо и назвал свои типы метаморфизма «минералогическими типами», в действительности они представляют собой термодинамические типы регионального метаморфизма, так как в основу их выделения положены различия в парагенетических ассоциациях, которые в породах одинакового исходного химического состава контролируются только температурой и давлением.

Следует, однако, упомянуть двух исследователей — А. Харкера и Г. Рида, различавших в Шотландском нагорье два главных типа регионального метаморфизма, вошедших в схему А. Мияширо под названием кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового стандартных типов. А. Харкер (Harker, 1932) предложил выделять нормальный региональный метаморфизм и промежуточный «между нормальными условиями регионального метаморфизма и собственно термальным метаморфизмом, когда динамический фактор проявлялся не в полную силу» (Харкер, 1937, стр. 231). Условия метаморфизма этих двух типов отражаются на минералогическом составе продуктов метаморфизма. Для первого типа характерен такой минерал, как кианит, а для второго — андалузит и кордиерит.



Значительно позднее Г. Рид предложил «нормальный» тип регионального метаморфизма называть барровианским, а андалузит-кордиеритовый — буханским (Read, Farquhar, 1956).

Как уже было отмечено, успешной работе А. Мияширо по обобщению материалов по региональному метаморфизму способствовало глубокое внедрение в практику работ по картированию метаморфических комплексов принципа метаморфических фаций, разработанного П. Эскола, практический и научный интерес к изучению метаморфических провинций, в первую очередь докембрийских, по всему Земному шару, а также повышенный интерес петрологов к областям развития метаморфической зональности. Накопившийся обширный материал по метаморфическим фациям и их естественным сообществам в областях развития метаморфической зональности не укладывался в группировку фаций и субфаций регионального метаморфизма, предложенную П. Эскола. Направлялась новая группировка их в естественные ряды или типы регионального метаморфизма.

Кроме того, в систематике П. Эскола (Escola, 1920; Barth a. oth., 1939) и в дополнениях к ней разных авторов (Тернер, 1951; Тернер и Ферхуген, 1961; Тернер, 1961) широко распространенные субфации с ассоциациями, включающими андалузит и кордиерит (андалузит-кордиеритовая, кордиерит-антофиллитовая,<sup>1</sup> кордиерит-ортоклазовая и др. субфации), были отнесены к субфациям контактового метаморфизма. Не было достаточно четко определено место фации глаукофановых сланцев. Не намечалось четкого сопоставления фаций и субфаций регионального и контактового метаморфизма.

А. Мияширо (Miyashiro, 1961) свел все фации и субфации регионального метаморфизма в стройную и строгую единую систему, в которой региональный метаморфизм низкого давления непосредственно примыкает к собственно контактовому метаморфизму. Он выделил 5 серий метаморфических фаций, или минералогических типов, регионального метаморфизма, которые перечислены ниже в порядке увеличения давления при метаморфизме: 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; 3) кианит-силлиманитовый тип метаморфизма с кианитом, ставролитом, но без андалузита и кордиерита; 4) промежуточная группа метаморфизма высокого давления с минеральными ассоциациями кианит-силлиманитового типа, в которые может входить глаукофановый амфибол; 5) жадеит-глаукофановый тип метаморфизма с ассоциациями, содержащими глаукофан и жадеит.

А. Мияширо наглядно показывает все три типа регионального метаморфизма на графике давление—температура (рис. 1).

Типы регионального метаморфизма, согласно А. Мияширо, различаются по химическим особенностям некоторых минералов переменного состава.

Одним из наиболее характерных минералов, являющихся показателями типа регионального метаморфизма, по А. Мияширо, является гранат: в андалузит-силлиманитовом типе и промежуточной группе низкого давления гранаты значительно богаче MnO, чем в соответствующих фациях кианит-силлиманитового типа, что подтверждается и нашими исследованиями (Великославинский, 1960, 1965а).

<sup>1</sup> Кордиерит-антофиллитовая субфация относилась то к региональному метаморфизму (Тернер, 1951), то к контактовому (Тернер и Ферхуген, 1961, стр. 439 и 444; Файф и др., 1962, стр. 326).

А. Мияширо также указывает, что содержание натрия в обыкновенной роговой обманке в обычных основных метаморфических породах выше в жадеит-глаукофановом типе, ниже в кианит-силлиманитовом типе и еще ниже в андалузит-силлиманитовом типе.

Согласно А. Мияширо, выделенные им типы регионального метаморфизма отличаются и по своему геоструктурному положению: жадеит-глаукофановый тип и промежуточная группа высокого давления приурочиваются к внешним частям подвижных поясов с океаническим основанием, а кианит-силлиманитовый тип, промежуточная группа низкого давления и андалузит-силлиманитовый тип — к соответственно все более и более внутренним частям подвижных поясов, основание которых сложено континентальным типом Земной коры.

Наконец, отметим, что у А. Мияширо есть и высказывания о развитии главных типов регионального метаморфизма во времени. Так, андалузит-силлиманитовый тип и промежуточная группа низкого давления были широко распространены от докембрия до мезозойского времени включительно, тогда как кианит-силлиманитовый тип стал обычным в палеозое, а жадеит-глаукофановый — в мезозое, т. е. региональный метаморфизм высоких давлений проявился только в более поздние времена.<sup>2</sup>

Выдержанность типа метаморфизма для разновозрастных образований подчеркивает Х. Цварт (Zwart, 1967), отмечающий повсеместное развитие кианит-силлиманитового типа метаморфизма в каледонидах, андалузит-силлиманитового типа — в герцинидах и жадеит-глаукофанового типа — в альпийских поясах Европы.

Признание выделенных А. Мияширо типов регионального метаморфизма нашло свое отражение в схеме метаморфических фаций, принятой для составления карты метаморфических поясов мира (Zwart et al., 1967). В этой схеме (рис. 2) все метаморфические фации сгруппированы в три серии, соответствующие трем стандартным типам регионального метаморфизма А. Мияширо: 1) низкого давления (силлиманит-андалузитовый тип регионального метаморфизма), 2) среднего или умеренного давления (силлиманит-кианитовый тип регионального метаморфизма) и 3) высокого давления (жадеит-глаукофановый тип регионального метаморфизма).

На основе тех же принципов, что и А. Мияширо, А. Хьетанен (Hietanen, 1967) выделила 8 типов метаморфизма: 1) контактовый, 2) японский, 3) буханский, 4) пиренейский, 5) айдахский, 6) барровианский, 7) саксонский и 8) альпийский. Из них 2, 3 и 4 соответствуют андалузит-силлиманитовому типу, 5 — промежуточному подтипу между андалузит-

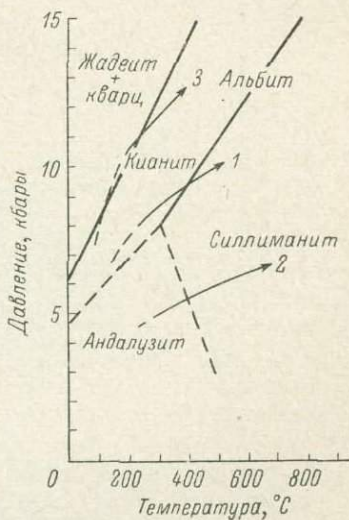


Рис. 1. Экспериментально установленные кривые равновесия перехода кианит-силлиманит ( $k$ ) и реакции жадеит + кварц = альбит ( $j$ ).

Стрелки 1, 2 и 3 показывают типичные условия температуры и давления при региональном метаморфизме кианит-силлиманитового (1), андалузит-силлиманитового (2) и жадеит-глаукофанового (3) типов (Miyashiro, 1961, рис. 4).

<sup>2</sup> Возражая этому положению А. Мияширо, А. А. Маракушев (1965, стр. 285) указывает на находки кембрийских месторождений жадеита и глаукофановых сланцев на Полярном Урале, глаукофановых сланцев и эклогитов в докембрии Уралтау и т. д. На исключения в отношении распространенности пород кианит-силлиманитового типа указывает и А. Мияширо (например, в докембрии Индии).

силлиманитовым и кианит-силлиманитовым типами, 6 — кианит-силлиманитовому типу, 7 — промежуточному подтипу между кианит-силлиманитовым и жадеит-глаукофановым типами, 8 — жадеит-глаукофановому типу регионального метаморфизма.

Необходимо отметить, что А. А. Маракушевым (1965), С. П. Кориковским (1970) и некоторыми другими исследователями выдвинуты другие схемы типизации регионального метаморфизма по давлению — так называемые фации глубинности, основанные на разработанном акад.

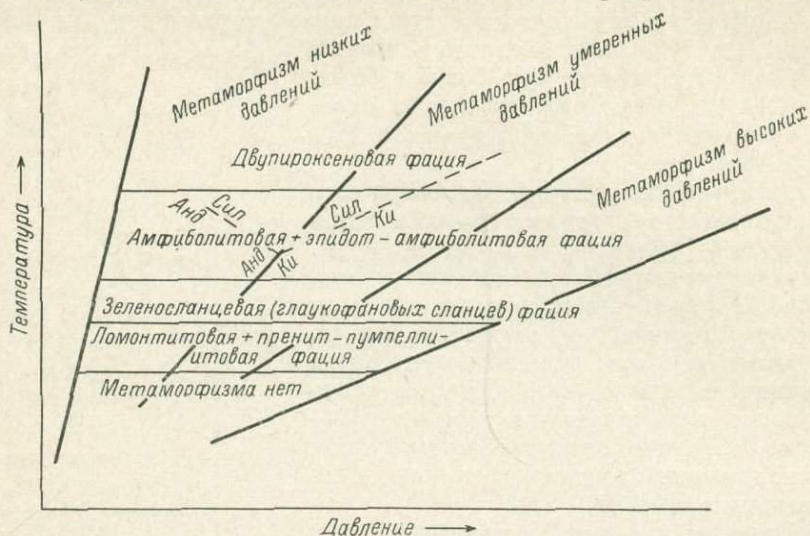


Рис. 2. Схема метаморфических фаций, принятая для составления карты метаморфических поясов мира (Zwart et al., 1967, рис. 1).

Д. С. Коржинским (1957) парагенетическом анализе природных систем с применением диаграмм химических потенциалов компонентов. В самое последнее время новая схема типов метаморфизма по давлению была положена в основу трехтомного руководства по метаморфизму, вышедшего под редакцией акад. В. С. Соболева (Добрецов и др., 1970).

Однако для поставленных в этой работе ограниченных целей оказалась достаточной выше приведенная схема А. Мияширо, Х. Цварта и др. Приняв эту схему типов регионального метаморфизма по давлению, мы покажем, что существуют и многие другие минералогические, геологические и минерогенетические различия выбранных двух типов регионального метаморфизма, выявленные в ходе проведенного нами сравнительного анализа. В тексте вместо излишне громоздких, с точки зрения автора, терминов А. Мияширо «кианит-силлиманитовый» и «андалузит-силлиманитовый» типы регионального метаморфизма будут употребляться названия кианитовый и андалузитовый типы.

**МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ  
МЕТАМОРФИЗМЕ УМЕРЕННЫХ И НИЗКИХ ДАВЛЕНИЙ**

В СССР изучено много областей развития метаморфической зональности. Однако две из них — Северо-Байкальская и Северо-Ладужская — отличаются, по мнению автора, некоторыми преимуществами. Они принадлежат к одним из наиболее хорошо геологически и петрологически изученным метаморфическим провинциям, иллюстрированным богатым химико-аналитическим материалом. В обоих регионах метаморфическая зональность, возникшая в прогрессивный этап регионального метаморфизма, при полноте набора метаморфических зон выступает в сравнительно простом виде, без явного наложения более молодых метаморфических процессов, которые могут затушевать или исказить до неузнаваемости первоначальный облик зональности. При этом зональность в этих регионах сформирована в условиях разных типов регионального метаморфизма: в Северо-Байкальском нагорье — при прогрессивном метаморфизме умеренных давлений (кианитовый тип метаморфизма), а в Северном Приладожье — при метаморфизме низких давлений (андалузитовый тип метаморфизма).

Хорошая изученность рассматриваемых регионов, получившая освещение в многочисленных публикациях, вместе с материалами автора по метаморфической зональности каждого из регионов позволили принять их за основу при сравнительном анализе квантитового и андалузитового типов регионального метаморфизма.

Глава 1

**МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ  
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ  
(КИАНИТОВЫЙ ТИП РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА)**

**Общие сведения**

Северо-Байкальское и Патомское нагорья представляют собой уникальный пример метаморфической зональности как по масштабам, так и по полноте набора метаморфических зон. Начало изучению метаморфической зональности Северо-Байкальского нагорья было положено Д. С. Коржинским, применившим в своих исследованиях парагенетический анализ. Д. С. Коржинским (1937) было установлено, что в разрезе по р. Витиму метаморфические породы «представлены как высокотемпературными кристаллическими сланцами, так и всеми переходными в отношении температуры метаморфическими породами вплоть до филлитов и глинистых сланцев Северо-Бодайбинского района» (стр. 104—113); в породах этого разреза им было выделено 12 температурных ступеней. Большой вклад

в изучение метаморфизма Северо-Байкальского нагорья был сделан Н. П. Семеновым (1949). С 1951 г. эти исследования были продолжены группой сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР в составе А. Н. Неелова, Б. В. Петрова, А. Н. Казакова, Ю. М. Соколова, М. М. Мануйловой, С. Б. Лобач-Жученко и др. при участии и под руководством автора, а также геологами Иркутского Геологического управления (В. М. Таевский, В. П. Васильева, Г. М. Другов и др.).

В целях сокращения объема работы мы здесь не будем касаться вопросов геологического строения региона, подробно и систематически рассмотренных в многочисленных публикациях, из которых упомянем сводные работы Д. А. Великославинского и др. (1963), Н. П. Семенов (1948), В. М. Таевского и Э. К. Таевской (1961) и двухтомный труд по геологии и магматизму Байкальской горной области Л. И. Салона (1964, 1967). Некоторые принципиальные вопросы геологии нагорья рассмотрены в отдельных статьях В. К. Головенка (1960, 1964а, 1964б), Д. А. Великославинского и Б. В. Петрова (1964а, 1964б), А. Н. Казакова (1960, 1965) и др.

Область развития метаморфических пород, участвующих в метаморфической зональности, протягивается в форме дуги, выпуклой к северу, от верховьев рек Тыи и Холодной на юго-западе до правых притоков р. Жуи на северо-востоке на расстояние свыше 500 км (рис. 3). Однако наиболее изученная часть этой области расположена на стыке Северо-Байкальского и Патомского нагорий, в бассейнах рек Мамы, Б. Чуи, Витима и Б. Патомы.

Метаморфическая зональность развита в осадочном чехле, сложенном верхнепротерозойскими отложениями внутренней геосинклинальной области байкалид, главным образом в пределах жуинской, мамско-бодайбинской и частично делюн-уранской зон (Салон, 1964).

Общая структура верхнего протерозоя в пределах Северо-Байкальского и Патомского нагорий представляет собой две сопряженных между собой субпараллельных мегаструктуры: на северо-западе и севере — Чуйский и Витимо-Патомский геоантиклинории, а на юго-востоке и юге — Мамский и Бодайбинский синклинории. Юго-западная синклинорная структура этих нагорий состоит из вытянутого в северо-восточном направлении Мамского синклинория, зажатого между Чуйским (на северо-западе) и Верхнемуйским (на юго-востоке) нижнепротерозойскими жесткими блоками. К северо-востоку от р. Витима Мамский синклинорий переходит в субширотную структуру Бодайбинского синклинория. Антиклинорная мегаструктура в Северо-Байкальском нагорье выражена Чуйским геоантиклинальным выступом нижнего протерозоя, на юго-западе как будто бы лишнего верхнепротерозойского осадочного покрова; однако на северо-востоке на нижнепротерозойском фундаменте сохранились отдельные пятна (депрессии) верхнепротерозойского покрова (по рр. Б. Чуе, Витиму и Быстрой). На продолжении Чуйского выступа нижнего протерозоя в виде симметричной дуги, выпуклой к северу, располагается Витимо-Патомский геоантиклинорий с цепочкой жестких нижнепротерозойских блоков в осевой части структуры (Чуйское, Тонодское и Нечерское поднятия). Гребень антиклинорной мегаструктуры делит отложения верхнего протерозоя (и согласного с ним нижнего палеозоя) на внешнюю зону (Ангаро-Ленская складчатая область, или Ангаро-Ленская зона перикратонных опусканий по Е. В. Павловскому, 1959) и внутреннюю зону, подразделяемую нами на Мамскую подзону к юго-западу от р. Витима и Бодайбинскую подзону к северо-востоку от нее.

На основании радиологических данных возраст регионального метаморфизма, обусловившего метаморфическую зональность, определяется как каледонский. Определения возраста метаморфических пород и метаморфогенных мигматитообразующих пегматитов, соответствующие воз-

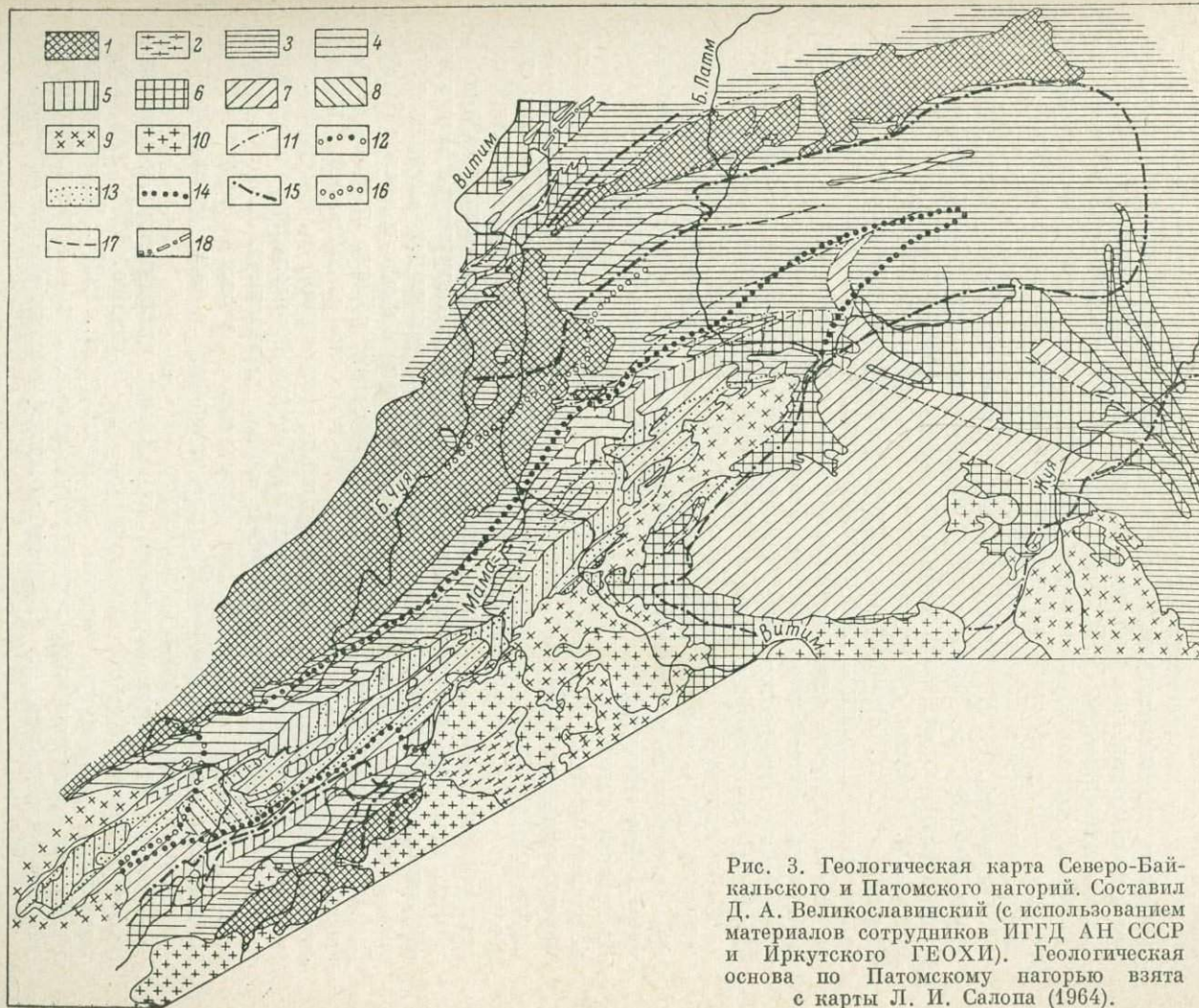


Рис. 3. Геологическая карта Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Составил Д. А. Великославинский (с использованием материалов сотрудников ИГГД АН СССР и Иркутского ГЕОХИ). Геологическая основа по Патомскому нагорью взята с карты Л. И. Салона (1964).

1 — нижнепротерозойские образования; 2 — нижнепротерозойские (?) гнейсо-граниты в Мамском гранитном поле. Верхний протерозой; 3 — кварцито-гнейсовая свита со ставролитовым горизонтом в Мамском синклинии, тепторгинская (подсерия) серия и баллаганаская подсерия в Патомском нагорье и Ангаро-Ленском прогибе; 4 — нижняя свита глиноземистых сланцев Мамского синклинии; 5 — свита известково-силикатных пород в Мамском синклинии; 6 — нижняя свита глиноземистых сланцев и свита известково-силикатных пород, нерасчлененные в Мамском синклинии, кадаликанская подсерия в Патомском нагорье и Ангаро-Ленском прогибе. Нижний палеозой (?); 7 — верхняя свита глиноземистых пород в Мамском синклинии, бодайбинская подсерия в Патомском нагорье, жербинская свита Ангаро-Ленского прогиба; 8 — свита мраморов в Мамском синклинии; 9 — синорогенные и позднесинорогенные каледонские граниты и пегматиты; 10 — герцинские посторогенные гранитоиды и щелочные породы; 11 — тектонические линии; 12 — изограда силлиманита; 13 — зона обильного насыщения пегматитами; 14 — линия первого появления пегматитов (изограда пегматита); 15 — изограда граната; 16 — линия появления плагиоклаза с содержанием анортита более 18%; 17 — изограда биотита; 18 — линия исчезновения глауконита (а также цеолитов, гипса, опала) и массового появления хлорита.

расту регионального метаморфизма, колеблются, по данным калий-аргонового метода, в пределах 300—400 млн лет; единичные цифры абсолютного возраста, определенные по рубидий-стронциевому и свинцовому методам, попадают в этот же интервал (Великославинский и др., 1963, стр. 8—25).

Геологические данные не противоречат радиологическим определениям. Так, в Бодайбинском синклинории Патомского нагорья подвергаются метаморфизму согласно лежащие в складчатой структуре верхнего протерозоя отложения так называемой бодайбинской подсерии, относимые одними исследователями к нижнему кембрию (Жаднова, 1961; Журавлева и др., 1959; Мануйлова, Петров, 1968), другими — к венду (Жаднова, 1968) или юдомскому (докембрийскому) комплексу палеозоя (Журавлева и др., 1969).

В пользу послепозднепротерозойского возраста регионального метаморфизма свидетельствуют и результаты палеофитологического анализа, проведенного для пород южного крыла Мамского синклинория в Северо-Байкальском нагорье Б. В. Тимофеевым (1969, стр. 48—49). Во всех метаморфических зонах — от зоны биотита до зоны пегматитов включительно — были обнаружены микрофоссилии, в том числе из рода *Kildinella*, характерные для верхнего рифея.

Кроме того, Н. И. Фомин и В. Л. Тихонов (1967) в гальке (видимо, в псевдогальке, см. Казаков, 1960) карбонатной породы в конгломератах с карбонатно-слюдяно-кварцевым цементом, обнажающихся по р. Маме в устье р. Именды, обнаружили онколиты из группы *Osagia columnata*, относимые З. А. Журавлевой к среднерифейскому комплексу в Патомском нагорье (от маринской до валюхинской свиты). Весь комплекс пород с онколитами, соответствующий низам свиты известково-силикатных пород или верхней части нижней свиты глиноземистых сланцев, протягивается к северо-востоку через все метаморфические зоны в южном крыле Мамского синклинория (Неелов, 1957; Великославинский и др., 1963).

Небезынтересно отметить, что, согласно данным Н. М. Чумакова (1959), такие метаморфические минералы, как гранат, ставролит, эпидот, роговая обманка, турмалин, характерные для верхнепротерозойских метаморфических пород, в тяжелой фракции платформенных осадков Вилуйской синеклизы появляются лишь начиная с девона. Высокое содержание кианита (40—60% от состава тяжелой фракции), являющегося характернейшим минералом для верхнепротерозойских метаморфических пород этих регионов, обнаружено в отложениях триаса—юры (?). Все эти данные позволяют нам утверждать, что метаморфизм в Мамско-Бодайбинском синклинории происходил в послекембрийское, но додевонское время.

Исследования автора показали, что в складчатой структуре Мамского синклинория в Северо-Байкальском нагорье участвуют аналоги всех трех подсерий Бодайбинского синклинория, в том числе и аналог бодайбинской подсерии (табл. 1). Верхний протерозой обычно подразделяется здесь на синхронные серии: мамскую (в Мамском синклинории), патомскую (в Ангаро-Ленском перикратонном опускании) и бодайбинскую (в Патомском нагорье), соотношения внутренних подразделений в которых показаны в табл. 1. Тепторгинскую серию, выделенную Л. И. Салопом (1964) в средний протерозой, мы рассматриваем в составе верхнего протерозоя в качестве нижней свиты (или подсерии) в нем (Великославинский и др., 1963; Мануйлова и Петров, 1968).

Описываемая метаморфическая зональность принадлежит к кианитовому типу регионального метаморфизма (по Miyashiro, 1961) или к метаморфизму умеренных давлений (по Zwart et al., 1967). В ней наблюдается вся последовательность метаморфических зон — от зоны серицита до зоны силлиманита, т. е. серия метаморфических фаций от серицит-

ТАБЛИЦА 1

## Сопоставление верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений внешней и внутренней зон байкалид

Возраст	Внешняя зона		Внутренняя зона		
	патомская серия по р. Жусе, по Т. П. Жадновой (1961, 1958)	патомская серия по р. Быстрой, по Б. В. Петрову (1964)	мамская серия по р. Витиму, по Д. А. Великославинскому	верхний протерозой между мамской и бодайбинской подзонами, по Л. И. Салопу (1964)	
Нижний кембрий (или венд), бодайбинская подсерия	Жербинская свита	Жербинская свита	Верхняя свита глиноземистых сланцев	Аунакитская свита	
Верхний протерозой (рифей)	Кадаликанская подсерия	Жуинская свита	Жуинская свита	Свита известково-силикатных пород	Имнянская свита
		Валюхтинская свита	Жаровская свита		
		Барракунская свита	Джемкуканская свита	Верхняя подсвита мраморов кварцито-гнейсовой свиты	Верхняя Средняя Нижняя
		Доголдынская свита			
	Баллаганская подсерия	Баллаганская свита	Баллаганская свита	Нижняя подсвита кварцито-гнейсовой свиты	Баллаганская свита
	Тепторгинская серия	Ходаканская свита	Тепторгинская серия	Ставролитовый горизонт	Тепторгинская серия (Pt <sub>2</sub> )

хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Более древние комплексы — чуйская и муйская серии, принадлежащие к нижнему протерозою и слагающие фундамент верхнего протерозоя, метаморфизованы в условиях андалузит-силлиманитового типа регионального метаморфизма (или метаморфизма низких давлений) и испытали наложенный метаморфизм в период формирования каледонской метаморфической зональности.

В пределах развития верхнепротерозойских отложений в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях выделяются шесть метаморфических зон прогрессивного этапа каледонского регионального метаморфизма (рис. 3, табл. 2). Метаморфические зоны в целом вытянуты по простиранию главных структур верхнего протерозоя или согласуются с его ограничениями блоками нижнего протерозоя. Узор метаморфической зональности в обоих нагорьях имеет сложную форму, отдаленно напоминающую заглавную букву «игрек». Различаются два пояса повышенного метаморфизма, оконтуренные изоградой пегматита (осевые части узора метаморфической зональности). Один пояс повышенного метаморфизма протягивается вдоль оси Мамского синклинория, однако восточнее р. Витима он не поворачи-



ТАБЛИЦА 2

## Фашии и субфашии метаморфизма и определяющие их равновесные ассоциации в позднем докембри Северо-Байкальского и Патомского нагорий

Фашии	Субфашии	Метаморфические зоны	Метapelиты	Высокоглиноземистые сланцы	Метадиабазы	Жильные образования		
Зеленосланцевая	Серицит-хлоритовая	Хлорита	Сер-Хл-Кв ( $\pm$ Аб <sub>0-11</sub> , Руд)	Хлд-Сер-Пф-Кв ( $\pm$ Аб, Руд)	Эп-Хл-Кв-Акт ( $\pm$ Аб <sub>1-2</sub> , Руд, Карб)	Золотоносные	Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы	
			Изограда биотита					
	Биотит-хлоритовая	Биотита	Би-Сер-Аб <sub>2-11</sub> -Кв ( $\pm$ Руд)	Хлд-Сер-Пф-Кв ( $\pm$ Аб, Руд)	Акт-Эп-Хл-Кв ( $\pm$ Би, Аб <sub>1-10</sub> , Руд, Карб)			
				Изограда кианита				
				Хлд-Сер-Ки-Кв ( $\pm$ Руд)				
Эпидот-амфиболитовая	Граната	Изограда граната		Изограда роговой обманки				
		Гр-Би-Сер-Аб <sub>2-11</sub> -Кв ( $\pm$ Руд, Квцз)	Хлд-Ки-Гр-Сер ( $\pm$ Аб, Руд)	Рог-Эп-Аб <sub>2-7</sub> -Кв ( $\pm$ Би, Руд, Карб)				
		Изограда ставролита		Изограда граната				
Амфиболитовая	Ставролит-кианитовая	Ставролита	Изограда плагиоклаза с содержанием анортита более 18%			Безрудные		
			Гр-Би-Сер-Пл <sub>1,8-45</sub> ( $\pm$ Ки, Ст, Руд)	Ст-Гр-Ки-Сер-Кв ( $\pm$ Би, Пл, Руд)	Рог-Эп-Пл <sub>20-42</sub> -Кв ( $\pm$ Гр, Би)			
	с явлениями ультраметаморфизма	Кианита	Изограда диопсида					
			Пегматитовые жилы					
			Ки-Гр-Би-Му-Кв ( $\pm$ Пл, Руд)	Ст-Гр-Ки-Му-Кв ( $\pm$ Би, Пл, Руд)	Рог-Пл <sub>17-41</sub> -Кв ( $\pm$ Ди, Гр, Сф, Клцз, Руд)			
Силлиманит-альмандин-мусковитовая	Силлиманита	Изограда силлиманита						
		Сил-Гр-Би-Пл <sub>19-56</sub> -Кв ( $\pm$ Ки)	Сил-Гр-Би-Кв ( $\pm$ Ки, $\pm$ Ст)					
						Слюдоносные пегматиты		
						Преимущественно керамические пегматиты		

вае в субширотном направлении, следуя главной оси Бодайбинского синклинория, а продолжается в северо-восточном направлении, следуя границе сочленения северо-восточных структур, протягивающихся из Мамского синклинория, с субширотными и далее поворачивающимися на юго-восток структурами Бодайбинского синклинория. Второй пояс повышенного метаморфизма исследован хуже. Он ответвляется от пояса северо-восточного простираения в районе устья р. Конкудеры и прослеживается сначала в субширотном, а затем в северо-восточном направлениях, следуя южной границе верхнепротерозойского подвижного пояса с нижнепротерозойскими блоками. Этот южный пояс субширотного простираения отличается обильным развитием полей синорогенных каледонских гнейсогранитов и обширных интрузий посторогенных гранитоидов—щелочных сиенитов—нефелиновых сиенитов конкудерского комплекса. Таким образом, пояса повышенного метаморфизма близко совпадают: 1) с осью Мамского синклинория, наиболее протяженной структурой Северо-Байкальского нагорья, 2) с сочленением господствующих в Северо-Байкальском нагорье северо-восточных структур с субширотными и юго-восточными структурами в Патомском нагорье и, наконец, 3) со сложным южным ограничением верхнепротерозойского подвижного пояса нижнепротерозойскими блоками, в настоящее время затушеванным обильными кислыми посторогенными интрузиями конкудерского комплекса.

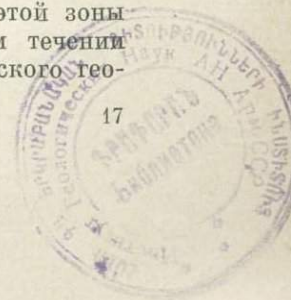
Как это уже отмечалось автором (Великославинский и др., 1963, стр. 95—97), оси протяженных поясов повышенного метаморфизма, по-видимому, совпадают с глубинными разломами в фундаменте верхнего протерозоя, служившими подводными каналами для тепловых потоков во время складчатых движений в верхнепротерозойском покрове. На более ранних этапах развития верхнепротерозойского подвижного пояса эти глубинные разломы контролировали формирование самого подвижного пояса.

При преобладающем согласии изоград со структурами на отдельных участках, особенно в областях замыкания складчатых структур (например, район северо-восточной оконечности Чуйского геантиклинория к востоку от р. Витима) и в местах сочленения вышеотмеченных двух зон повышенного метаморфизма (например, Конкудерский участок, рис. 3), наблюдается резко секущее направление изоград по отношению к простираению структур верхнего протерозоя. Такие участки являются наиболее интересными для изучения, так как в их пределах метаморфические зоны достигают максимальной ширины, по-видимому, в связи с анизотропией теплопроводности метаморфических пород (большая теплопроводность вдоль слоистых структур). Эти участки оказались и наиболее хорошо изученными (Великославинский и др., 1963; Великославинский и Петров, 1964а, 1964б; Петров и Макрыгина, 1970).

Приведем краткое описание метаморфических зон северобайкальской метаморфической зональности.

### Зона хлорита (или хлорит-серицитовая субфации)

Первые метаморфические преобразования в осадочных породах проявляются в появлении в них обильных хлорита и серицита, исчезновении глауконита, гипса и цеолитов и в переходе опала в кварц. Эта первая метаморфическая зона расположена между изоградой хлорита, отделяющей ее от зоны неметаморфизованных пород, и изоградой биотита, отделяющей ее от зон более высокого метаморфизма. Породы этой зоны широко развиты в Бодайбинском синклинории и в верхнем течении р. Мамы. Ширина зоны в области восточного замыкания Чуйского гео-



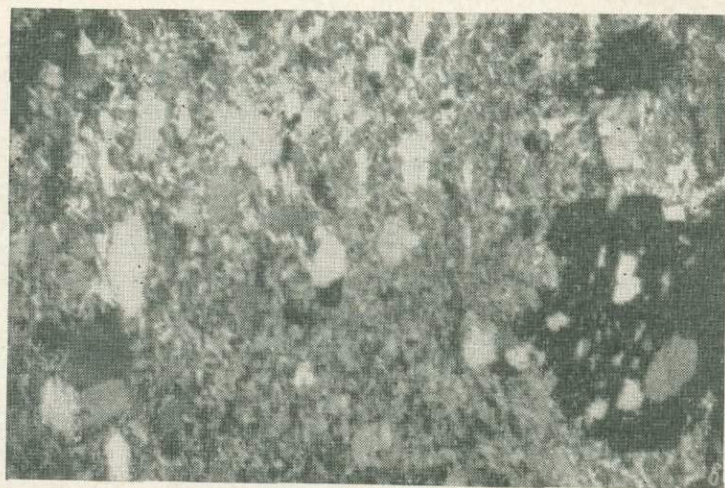


Рис. 4. Структуры метапсаммитов из разных метаморфических зон в мамской серии.

*a* — метаморфизованный неравнозернистый песчаник с кварц-серичитовым цементом из зоны хлорита с хорошо сохранившейся бластопсаммитовой структурой, правобережье р. Б. Чуи, выше устья р. Дерасо (1956 г.); шл. 481-1, николи+, увел. 15; *б* — метаморфизованный неравнозернистый песчаник с кварц-биотит-серичитовым цементом из зоны биотита с хорошо выраженной бластопсаммитовой структурой, правый берег р. Б. Чуи, выше устья р. Дерасо (1956 г.); шл. 487-1, николи+, увел. 15; *в* — метаморфизованный неравнозернистый песчаник из зоны ставролита с хорошо сохранившейся бластопсаммитовой структурой, бассейн р. Б. Чуи (1956 г.); шл. 283-7, николи+, увел. 22; *г* — сплошной кварцит, зона кианита, левый склон долины р. Чуйской Брамьи, 5 км от устья (1953 г.); шл. 693-2, николи+, увел. 10.



Рис. 4 (продолжение).

антиклинария близка к 20 км. В Патомском нагорье она слагает обширную площадь размером  $80 \times 150$  км.

В метапелитовых породах этой зоны, преобразованных в серебристые филлиты, встречаются серицит, хлорит, альбит, кварц, реже пистомезит; в основных сланцах к этим минералам прибавляются эпидот, актинолит, кальцит и доломит; в высокоглиноземистых породах типичен хлоритоид (достигающий 1—5 мм по длинной оси) в ассоциации с серицитом, пирофиллитом и кварцем. В филлитах этой зоны чешуйки серицита не превышают 0.03 мм в поперечнике, кварца — 0.1 мм. Зерна кальцита в мраморизованных известняках не превосходят 0.05 мм по наибольшей оси. Осадочные породы в данной зоне претерпевают перекристаллизацию, однако в обломочных породах хорошо сохраняются реликты первично-осадочных структур (рис. 4, а).

Жильный материал представлен изофациальными кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами, потенциально золотоносными (Велико-славинский и др., 1963, стр. 216; Буряк, 1966).

Метапелиты в серицит-хлоритовой субфации имеют довольно простой минералогический состав. Здесь устойчивы два типа парагенетических ассоциаций: 1) широко распространенный тип ассоциаций с серицитом и хлоритом ( $\pm$ пирофиллит) и 2) более редкий тип ассоциаций с хлоритоидом, причем в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях в этом типе пользуются распространением только ассоциации так называемых высокоглиноземистых пород (поле составов Сер—Хлд—Пф на диаграммах *AKF*).

Среди ассоциаций первого типа необходимо указать два главных ряда: 1) Сер—Хл—Кв ( $\pm$ Аб, Карб) и 2) Сер—Пф—Кв ( $\pm$ Аб, Карб). Во втором типе полной ассоциацией является Хлд—Сер—Пф—Кв ( $\pm$ Мгт). Возможна ассоциация хлоритоид—серицит—пирофиллит с существенно магниальным хлоритом, так как в хлорите и хлоритоиде магний и железо следует рассматривать как независимые компоненты, что хорошо видно на диаграмме *AFM*, составленной по методу Дж. Томпсона (Thompson, 1957) для серицит-хлоритовой субфации (рис. 5). В ассоциации метапелитов этой зоны Северо-Байкальского нагорья отсутствуют минералы группы эпидота.

В табл. 3 под № 1 (и № 2) приведен химический анализ хлоритоида из метапелита зоны хлорита.

Как было показано автором (Великославинский и др., 1963), в метаморфических зонах зеленосланцевой фации каледонской Северо-Байкальской метаморфической провинции плагиоклаз представлен рядом от чистого альбита до альбит-олигоклаза с 12% анортитовой составной части. Дополнительные исследования плагиоклазов Б. В. Петровым (1964 г.) показывают вариации состава плагиоклаза в метапсаммитах зоны хлорита этой провинции от № 4 до № 9 (замеры на федоровском столике).

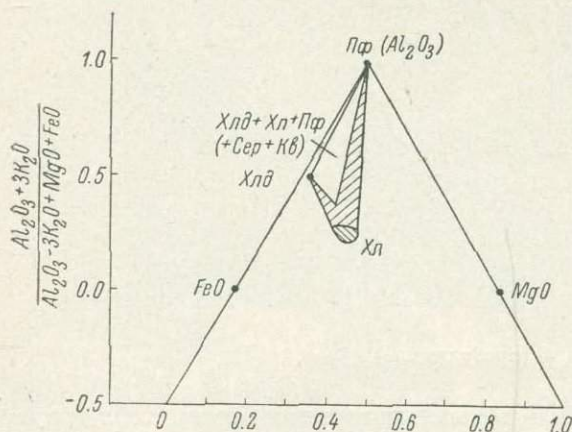


Рис. 5. Диаграмма АФМ, составленная по методу Дж. Томпсона, для метapelитов зоны хлорита в мамской серии и ее аналогах в Северо-Байкальском нагорье.

В карбонатных породах зоны хлорита развиты парагенетические ассоциации: Карб—Сер—Аб—Кв, Карб—Сер—Хл—Аб—Кв, Пемз—Сер—Кв ( $\pm$ Аб). Карбонат представлен и кальцитом, и доломитом. Как видно, ассоциации карбонатных пород, лишенные эпидота, актинолита и тремолита, отвечают условиям серицит-хлоритовой субфации при значительном давлении углекислоты (Тернер, Ферхуген, 1961). Актинолит, тремолит и эпидот при прогрессивном метаморфизме, по-видимому, не возникают.

В зеленых сланцах зоны хлорита по основным эффузивам и основным изверженным породам, а также по туфопесчаникам широко развиты ассоциации Хл—Сер—Карб—Кв—Аб, Хл—Сер—Аб—Кв. Однако довольно часто встречаются и ассоциации с тремолитом, актинолитом и эпидотом: Акт—Эп—Карб—Аб—Сф—Кв ( $\pm$ Хл), Тр—Эп—Карб—Сф—Аб—Кв ( $\pm$ Хл), вероятно, возникающие при неполном разложении пироксенов, роговых обманок и плагиоклазов. В результате полного разложения, видимо, должны были бы возникать ассоциации без амфиболов. Амфибол в основных метаэффузивах и туфопесчаниках представлен актинолитом и тремолитом. Актинолит — светло-зеленый, со слабым плеохроизмом. По замерам Б. В. Петрова  $Ng' = 1.648 - 1.654$ ,  $Np' = 1.625 - 1.635$ ,  $Ng - Np = 0.20 - 0.23$ ,  $-2V = 73 - 77^\circ$ , содержание ферроактинолита составляет 23—37%.

### Зона биотита (или биотит-хлоритовой субфации)

При дальнейшем повышении степени метаморфизма в породах всех составов образуется мелкочешуйчатый биотит, появление которого определяет зону биотит-хлоритовой субфации. От зон более высокой степени метаморфизма она отделена изоградой граната. Ширина этой зоны варьирует от сотен метров до 1—2 км на участках, где изограды согласны с преобладающим простиранием складчатых структур, и от 9 до 20 км в местах, где изограды секут структуры.

При несколько более высокой степени метаморфизма, чем на изограде биотита, между изоградой биотита и изоградой граната в высокоглиноземистых сланцах появляется кианит с размерами по длинной оси до 1 см. Раннее появление кианита в высокотемпературной части зоны биотита

Химические анализы минералов и пород из мамской серии и ее аналогов  
в Северо-Байкальском нагорье

№ п/п	Номера образцов	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	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	F	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
Х л о р и т о н ы																			
1	К 4526-1	29.42	1.23	36.72	—	24.04	0.80	0.86	—	—	0.18	0.16	—	—	—	—	6.84	—	100.25
2	К 4526-1 *	24.00	0.60	39.98	—	26.20	0.87	0.94	—	—	—	—	—	—	—	—	7.41	—	100.00
3	П 127	25.20	1.72	36.94	1.40	24.19	0.85	0.68	—	—	0.63	0.48	—	—	—	—	7.25	—	100.12
4	П 127 *	24.05	0.60	39.33	1.48	25.72	0.90	0.72	—	—	—	—	—	—	—	—	7.20	—	100.00
5	П 438-1	25.18	0.30	40.27	—	25.14	0.40	0.30	0.48	—	0.05	0.16	—	—	—	—	7.63	—	99.91
6	П 438-1 *	24.00	0.30	41.74	—	26.04	0.41	0.31	—	—	—	—	—	—	—	—	7.20	—	100.00
С е р и ц и т ы — м у с к о в и т ы																			
7	П 437-1	55.02	0.30	28.64	2.82	1.08	—	0.79	0.32	—	2.80	6.20	—	—	—	—	2.00	—	100.17
8	П 437-1 *	48.17	0.35	33.18	3.24	1.25	—	0.91	0.40	—	3.23	7.14	—	—	—	—	2.31	—	100.17
9	В 204-2	48.13	0.74	33.66	0.94	0.87	Сл.	1.12	0.20	—	1.05	9.07	—	—	—	—	4.66	—	100.44
10	В 1012-2	47.74	0.48	34.43	1.52	0.36	»	0.76	0.42	—	0.46	8.82	—	—	—	—	0.45	4.63	100.07
11	В 64-3	44.80	1.28	33.28	2.00	—	0.02	1.36	0.10	—	1.11	9.55	—	—	—	—	4.26	5.52	100.36
12	В 2521	45.50	1.23	35.71	0.97	0.72	—	1.26	0.12	—	0.79	8.48	—	—	—	—	4.80	—	99.58
13	С 161-5	45.26	0.80	36.74	1.12	0.58	—	0.82	0.16	—	0.76	8.37	—	—	—	—	5.30	—	99.91
Б л о т и т ы																			
14	Н 144	37.44	1.92	18.74	2.00	15.84	0.13	9.87	0.40	—	0.43	7.10	—	—	—	0.34	5.40	—	99.61
15	Н 149а	36.82	0.62	19.44	1.20	16.56	0.02	10.83	0.84	—	0.25	8.33	—	—	—	0.49	4.34	—	99.74
16	П 224	35.42	2.00	18.00	4.53	19.20	0.15	7.80	0.22	—	0.14	7.86	—	—	—	0.20	5.30	—	100.82
17	Н 159	36.60	0.62	18.50	5.80	10.44	0.05	12.95	0.40	—	0.40	7.62	—	—	—	0.30	5.85	—	99.50
18	С 191-3	34.64	1.70	19.60	1.68	18.72	0.02	10.54	0.10	—	0.10	7.60	—	—	—	—	5.76	—	100.46
19	С 201-1	35.26	1.67	18.79	2.60	17.08	0.05	11.06	0.72	—	0.28	8.25	—	—	—	—	4.65	—	100.41
20	В 1012-2	35.02	2.46	21.98	1.53	18.36	0.02	7.62	0.50	—	0.57	7.96	—	—	—	—	4.34	—	100.36
21	П 103	37.80	1.50	18.82	3.15	12.72	0.03	12.47	1.20	—	1.10	7.15	—	—	—	—	4.36	—	100.30
22	П 44	36.48	2.47	19.32	1.75	15.12	0.11	11.00	0.14	—	0.53	8.61	—	—	—	—	4.24	—	99.77
23	В 64-3	35.44	2.85	17.97	6.25	13.42	0.06	9.77	0.08	—	0.38	8.77	—	—	—	—	4.84	—	99.83
24	В 254-1	36.30	1.84	18.17	4.16	13.68	0.33	11.66	0.56	—	0.48	8.40	—	—	—	—	4.26	—	99.84
25	С 272-1	35.03	2.38	19.00	2.25	15.25	0.04	11.91	0.56	—	0.43	7.81	—	—	—	—	4.78	—	99.44
26	В 605-1	37.00	1.70	18.58	1.10	15.80	0.04	12.26	0.20	—	0.42	8.34	—	—	—	0.17	4.80	—	100.41



№ п/п	Номера образцов	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	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	F	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
59	П 20	38.16	0.50	21.28	0.79	25.92	0.94	5.62	7.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.27
60	В 638-7	37.58	0.14	20.52	0.39	29.58	2.85	4.84	4.62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.52
61	В 2616	37.74	0.03	22.73	—	25.92	1.27	4.16	7.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.41
62	В 42-3	37.28	0.15	21.25	2.10	33.60	0.68	3.40	1.51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.97
63	В 83-1	41.76	0.12	19.46	2.63	26.16	3.32	4.18	2.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.41
64	С 108-2	37.04	0.22	21.80	0.39	30.24	2.00	2.98	6.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.69
65	В 200-1	40.24	0.15	21.19	0.80	29.58	1.60	3.78	3.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.36
66	В 529-3	38.14	0.22	22.42	0.20	30.30	1.97	4.34	2.92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.51
Ставролиты																			
67	П 438-1	29.80	0.92	51.34	1.26	12.67	0.11	0.62	1.30	—	—	—	—	—	—	—	1.56	—	99.58
68	Л	34.10	0.68	49.88	0.88	12.00	0.02	1.52	0.10	—	—	—	—	—	—	—	0.10	0.80	100.08
69	Л *	29.00	0.73	53.66	0.95	12.92	0.02	1.64	0.11	—	—	—	—	—	—	—	0.11	0.86	100.00
70	С 192-8	31.34	0.76	50.36	0.92	11.13	0.04	1.92	0.64	—	—	—	—	—	—	—	2.56	—	99.67
71	С 192-8 *	29.00	0.79	52.33	0.96	11.56	0.04	2.00	0.66	—	—	—	—	—	—	—	2.66	—	100.00
72	С 198-2	30.82	0.60	52.34	1.14	12.72	Сл.	1.24	0.24	—	—	—	—	—	—	—	1.66	—	100.76
73	С 198-2 *	29.00	0.61	53.13	1.16	12.91	Сл.	1.26	0.24	—	—	—	—	—	—	—	1.69	—	100.00
74	С 285-8	33.04	0.57	49.79	0.52	11.49	—	1.78	0.90	—	—	—	—	—	—	—	1.88	—	99.97
75	С 285-8 *	29.00	0.64	52.80	0.55	12.19	—	1.88	0.95	—	—	—	—	—	—	—	1.99	—	100.00
76	С 272-1	28.18	0.94	51.27	2.46	12.90	0.07	2.44	0.35	—	—	—	—	—	—	—	1.88	—	100.49
77	В 622-2	29.18	1.02	52.84	0.94	12.24	0.04	2.30	0.38	—	—	—	—	—	—	—	0.13	0.76	99.83
Амфиболы																			
78	П 541	45.06	0.75	10.46	3.75	11.52	0.20	12.04	11.84	—	1.75	0.33	—	—	—	—	2.44	—	100.14
79	П 103	40.90	0.60	17.26	5.16	12.24	0.03	8.40	10.80	—	2.17	0.59	—	—	—	—	2.24	—	100.39
80	С 197	40.02	0.56	16.92	5.64	11.85	0.21	8.98	12.60	—	1.20	0.38	—	—	—	—	1.40	—	99.76
81	П 208	41.00	0.50	16.64	5.72	11.50	0.07	9.60	10.20	—	2.41	0.52	—	—	—	—	2.22	—	100.38
82	П 210	43.80	0.71	15.70	1.55	12.00	0.06	10.76	11.20	—	2.20	0.31	—	—	—	—	2.30	—	100.59
83	С 289	38.42	1.45	11.77	6.14	21.55	0.71	3.69	12.14	—	1.41	1.76	—	—	—	—	1.45	—	100.49
84	П 290-1	40.66	0.81	18.17	4.00	12.60	0.14	8.60	10.92	—	1.89	0.40	—	—	—	—	1.70	—	99.89
85	П 408	41.04	0.80	16.45	4.60	14.73	0.28	7.02	10.76	—	1.95	0.37	—	—	—	—	1.96	—	99.97
86	С 501-2	45.36	0.56	14.36	3.22	9.34	0.21	13.38	10.10	—	1.37	0.17	—	—	—	—	1.50	—	99.57
87	В 82-2	41.76	0.95	12.49	2.85	19.04	0.26	7.30	11.74	—	1.42	1.41	—	—	—	—	2.06	—	100.28



№ п/п	Номера образцов	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	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	F	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
88	В 638-7	42.46	0.88	15.02	3.52	15.84	0.09	8.46	10.22	—	1.69	0.34	—	—	—	—	2.07	—	100.59
89	В 2617	42.41	0.90	15.38	2.80	11.70	0.30	10.00	11.66	—	1.16	0.81	—	—	—	—	2.35	—	99.47
90	С 208-1	42.94	0.96	11.92	5.60	11.52	0.24	11.10	12.20	—	1.51	0.57	—	—	—	—	2.08	—	100.64
91	С 214-1	41.52	1.02	10.90	6.80	11.88	0.50	10.36	12.04	—	1.74	1.00	—	—	—	—	1.94	—	99.70
Метаселиты																			
92	В 1051	66.44	0.72	19.32	1.05	0.14	—	0.55	0.63	—	1.26	2.86	—	—	—	—	0.08	7.70	100.75
93	В 476-3	44.10	1.25	35.08	2.17	0.94	Сл.	1.22	0.19	—	0.57	9.38	—	—	—	—	0.08	5.56	100.54
94	В 931-2	62.36	1.47	21.25	0.41	0.36	»	1.36	0.04	—	0.66	5.58	—	—	—	—	0.04	6.00	99.53
95	В 1048-1	61.82	0.95	21.27	3.37	0.94	0.02	1.06	0.18	—	1.14	3.58	—	—	—	—	0.25	6.00	100.58
96	Н 483	65.58	0.90	15.95	2.53	1.51	Сл:	1.59	0.45	—	0.99	3.68	—	—	—	—	0.12	6.81	100.11
97	В 198-3	51.48	—	25.98	3.19	3.16	—	4.29	0.12	—	1.52	4.24	—	—	—	—	—	5.64	99.62
98	В 1029-5	57.61	1.00	18.54	2.61	5.26	0.04	2.67	2.91	—	1.15	3.88	—	—	2.74	—	0.08	2.26	100.75
99	Л 232	53.24	0.80	30.96	4.99	2.74	0.02	1.61	0.54	—	0.61	2.31	—	—	—	—	0.06	2.16	100.04
100	П 444-1	56.04	1.62	25.07	1.33	10.12	0.21	0.62	0.16	—	0.68	1.76	—	—	—	—	—	2.42	100.03
101	В 1012-2	63.12	0.80	19.40	2.20	4.32	0.03	1.82	0.64	—	0.28	4.98	—	—	—	—	0.25	2.66	100.50
102	В 1012-1	54.49	1.15	25.15	3.04	3.50	0.02	1.95	0.43	—	0.44	6.73	—	—	—	—	0.28	3.57	100.75
103	П 266	33.84	2.40	38.14	3.30	16.00	0.12	1.64	0.20	—	0.71	1.71	—	—	—	—	0.25	2.00	100.31
104	В 283-1	48.82	1.15	26.23	2.68	6.84	0.02	3.36	0.80	—	1.06	5.46	—	—	—	—	0.13	4.12	100.67
105	В 537-8	61.32	1.20	18.26	2.08	6.28	0.07	3.51	0.84	—	1.35	2.19	—	—	—	—	0.08	1.88	99.06
106	Се 101	67.83	0.88	18.82	Сл.	6.26	0.14	1.95	0.70	—	1.68	1.37	—	—	—	—	0.80	0.42	100.85
107	Се 37а	61.14	0.20	18.62	4.34	4.97	0.09	1.65	1.20	—	4.05	0.10	0.02	—	—	—	0.22	0.60	97.20
108	Се 8	52.80	0.10	23.72	6.91	3.83	0.10	0.94	0.73	—	3.66	5.18	0.05	—	—	—	0.04	1.01	99.07
109	За 1471	67.00	0.75	17.17	1.23	3.89	0.05	1.69	0.73	0.08	0.49	4.72	0.14	0.003	0.40	—	—	2.24	100.583
110	Се 126д	56.44	1.20	24.19	0.12	8.46	0.09	3.33	0.62	—	2.48	2.00	—	—	—	—	0.58	0.48	99.99
111	За 11	65.04	0.91	18.17	1.00	5.42	0.196	2.84	0.98	0.03	1.19	2.30	0.16	0.086	0.78	—	—	1.43	100.532
112	Се 2809	66.20	—	17.77	3.45	4.13	—	1.67	1.50	—	1.16	3.72	—	—	—	—	—	—	99.60
113	В 64-3	65.92	0.80	14.56	3.44	3.60	0.10	2.93	1.76	—	1.95	2.69	—	—	—	—	0.28	1.50	99.53
114	В 605-1	63.78	1.00	17.40	0.74	7.54	0.11	3.78	1.48	—	0.80	2.08	—	—	—	—	0.17	1.30	100.18
115	С 605	62.08	2.05	16.63	1.38	7.48	0.02	3.14	0.82	—	0.65	4.08	—	—	—	—	0.36	1.44	100.13
116	В 200-1	58.12	0.60	20.30	1.12	7.20	0.05	5.00	1.42	—	3.74	0.95	—	—	—	—	0.08	1.34	99.92
117	В 557-2	59.34	0.83	20.85	5.86	2.51	0.08	5.00	0.78	—	0.21	2.92	—	—	—	—	0.20	1.45	100.03
118	В 37-4	61.66	1.77	16.87	1.32	6.62	0.02	4.30	2.30	—	0.82	4.10	—	—	—	—	0.36	0.94	100.48
119	В 529-3	65.52	0.96	15.04	0.82	5.60	0.02	4.60	2.06	—	1.08	2.81	—	—	—	—	0.14	1.44	100.09
120	С 163-2	63.74	1.15	15.11	4.86	4.60	0.03	2.80	1.20	—	0.69	3.66	—	—	—	—	0.14	1.78	99.76
121	В 36-3	63.56	0.97	14.80	1.76	5.60	0.05	4.30	4.25	—	0.29	2.85	—	—	—	—	0.06	1.42	99.91
122	В 38-4	59.00	1.80	15.75	0.51	7.54	0.04	4.93	4.30	—	0.82	3.29	—	—	—	—	0.16	1.74	99.88
123	В 83-1	54.84	0.88	18.70	9.60	0.72	0.20	5.53	2.48	—	1.78	4.07	—	—	—	—	0.22	1.30	100.32

Примечание. Анализ с индексом В (из колл. Д. А. Великославинского): В 36-3 (121) — сланец\* (Гр—Би—Пл—Кв), зона силлиманита, правый берег р. Тукулаха, в 5 км выше впадения р. Доголдны (1957 г.); В 37-4 (118) — сланец\* (Сил—Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв), зона силлиманита, правый склон долины р. Тукулаха, в 5 км выше устья р. Доголдны (1957 г.); В 38-4 (30, 122) — сланец\* (Гр—Би\*—Пл—Кв), зона силлиманита, правый берег, р. Тукулаха, в 6 км выше впадения р. Доголдны (1957 г.); В 42-3 (62) — сланец (Сил—Гр\*—Би—Кв), зона силлиманита, р. Тукулаха, выше кл. Разведочного (1957 г.); В 64-3 (11, 23, 51, 113) — сланец\* (Ки—Гр\*—Би\*—Му\*—Пл—Кв), зона кианита, правый водораздел р. Лев. Мочикита, 8 км от устья (1956 г.); В 82-2 (87) — амфиболит, зона кианита, р. Мочикит (1956 г.); В 83-1 (31, 63, 123) — сланец\* (Сил—Ки—Гр\*—Би\*—Пл—Кв), зона силлиманита, левый склон долины р. Тукулаха, в 8 км выше устья р. Доголдны (1957 г.); В 158-9 (53) — сланец (Ки—Гр\*—Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, бассейн р. Мамы (1954 г.); В 198-3 (97) — филлит\* (Пф—Сер—Хл—Аб—Кв), зона хлорита, верховье р. Лев. Алакмачак, бассейн р. Б. Чуи (1956 г.); В 200-1 (33, 65, 116) — сланец\* (Сил—Ки—Гр\*—Би\*—Му—Пл—Кв), зона силлиманита, левый берег р. Б. Чуи между рр. Тукулахом и Деляхом (1957 г.); В 204-2 (9) — филлитовидный сланец (Гр—Би—Сер\*—Аб—Кв), зона ставролита, водораздел Ср. и Лев. Алакмачаков (1956 г.); В 207-7 (40) — филлитовидный сланец (Гр\*—Би—Сер—Кв), зона ставролита, р. Лев. Алакмачак (1956 г.); В 254-1 (24) — сланец (Гр—Би\*—Му—Пл—Кв), зона кианита, бассейн р. Б. Чуи (1953 г.); В 283-1 (104) — филлитовидный сланец\* (Гр—Би—Сер—Пл—Кв), зона ставролита, правобережье р. Б. Чуи, напротив устья р. Дерасо (2 км от берега) (1956 г.); В 476-3 (93) — филлит\* (Сер—Кв), зона хлорита, первый ключ справа, впадающий в р. В. Чую выше р. Дерасо, 1500 м вверх от его устья (1956 г.); В 529-3 (34, 66, 119) — сланец\* (Сил—Гр\*—Би\*—Пл—Кв), зона силлиманита, левый берег р. Тукулаха, в 7 км выше впадения р. Доголдны (1957 г.); В 537-8 (105) — филлитовидный сланец\* (Ст—Гр—Би—Кв), зона ставролита, левый берег р. Мамы, ниже устья Буаркана (1953 г.); В 557-2 (117) — сланец\* (Сил—Би—Пл—Кв), зона силлиманита, правый берег р. Налимды, в 11 км выше впадения р. Аммунахты (1957 г.); В 605-1 (26, 55, 114) — сланец\* (Ки—Гр\*—Би—Пл—Кв), зона кианита, левый берег р. Лев. Мочикита (1956 г.); В 638-7 (60, 88) — амфиболит (Гр\*—Рог\*—Пл—Кв), зона кианита, бассейн р. Б. Чуи (1956 г.); В 931-2 (94) — филлит\* (Сер—Хл—Кв), зона хлорита, левый водораздел р. Далы, 3 км от устья (бассейн р. Б. Чуи) (1956 г.); В 1012-1 (102) — филлитовидный сланец\* (Гр—Би—Сер—Кв), зона ставролита, левый склон долины р. Дерасо, 6 км от устья (1956 г.); В 1012-2 (10, 20, 45, 101) — филлитовидный сланец\* (Гр\*—Би\*—Сер\*—Кв) зона ставролита, левый склон долины р. Дерасо, 6 км от устья (1956 г.); В 1029-5 (98) — филлитовидный сланец\* (Би—Хл—Сер—Аб—Кв), зона биотита, левый склон долины р. Б. Чуи, напротив устья р. Далакана (1956 г.); В 1048 (95) — филлит\* (Пф—Хл—Сер—Аб—Кв), зона хлорита, правый водораздел р. Далы с Б. Чуей, 1500 м от устья (1956 г.); В 1051 (92) — филлит\* (Пф—Хл—Сер—Аб—Кв), зона хлорита, левый берег р. Далы (бассейн р. Б. Чуи), 7 км от устья (1956 г.); В 2018 (27, 57) — сланец (Ки—Гр\*—Би\*—Пл—Кв), зона кианита, р. Витим, близ устья р. В. Северной (1964 г.); В 2521 (12, 28) — сланец (Ки—Гр—Би\*—Му\*—Кв), зона кианита, р. Витим, ниже устья Колотовки (1964 г.); В 2616-1 (29, 61) — амфиболит (Пл—Рог—Би\*—Пл—Кв), зона кианита, р. Витим, ниже устья Колотовки (1964 г.). Анализ с индексом За (из колл. М. А. Завалишина, Иркутское геологическое управление): За 11 (III) — сланец\* (Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, водораздел рек Мамы и Витима, 7,5 км от устья р. Мамы (1952 г.); за 1471 (109) — сланец\* (Гр—Би—Му—Кв), зона кианита, двуслоянный сланец, правый берег р. Чукчи, 2 км от устья (1952 г.). Анализ с индексом К (из колл. А. Н. Казакова): К 4526-1 (1, 2) — филлит (Пф—Хлд\*—Сер), зона хлорита, водораздел рек Витим—Б. Чуя (1960 г.); Анализ с индексом Л (из колл. С. Б. Лобач-Жученко): Л (68, 69) — сланец (Гр—Ст\*—Сер—Кв), зона ставролита, р. Б. Чукча (1953 г.); Л 232 (99) — филлитовидный сланец\* (Ки—Ст—Гр—Сер—Пл—Кв—Мтг), зона ставролита, правый берег р. Б. Чукчи, среднее течение (1953 г.). Анализ с индексом Н (из колл. А. Н. Неелова): Н 144 (14) — филлитовидный сланец (Би\*—Сер—Кв), зона биотита, левый берег р. Мамы, выше устья Конкудеры; Н 149а (15) — песчаный известняк (Би\*—Карб—Кв), зона биотита, левый берег р. Мамы, выше устья Конкудеры (1954 г.); Н 159 (17) — филлитовидный сланец (Гр—Би\*—Сер—Кв), зона ставролита, левый берег р. Мамы, выше устья Конкудеры (1954 г.); Н 483 (96) — филлит\* (Хл—Сер—Пл—Кв), зона хлорита, левый берег р. Мамы, выше устья Имеды (1954 г.). Анализ с индексом П (из колл. Б. В. Петрова): П 20 (59) — сланец (Гр\*—Рог—Би—Эп—Кв), зона кианита, верховье р. Максимихи (1962 г.); П 44 (22, 51) — сланец (Гр\*—Би\*—Му—Пл—Кв), зона кианита, р. Баршиха (1962 г.); П 103 (21, 46, 79) — сланец (Гр\*—Рог\*—Эп—Би\*—Сер—Кв), зона ставролита, среднее течение р. Баршихи (1962 г.); П 127 (3, 4) — филлитовидный сланец (Ки—Хлд\*—Сер), зона биотита, водораздел рек Быстрой и Н. Язовой (1960 г.); П 208 (48, 81) — сланец (Ки—Гр\*—Рог\*—Эп—Би—Пл—Кв), зона ставролита, р. Максимиха (1962 г.); П 210 (49, 82) — сланец (Гр\*—Рог\*—Эп—Пл—Кв), зона ставролита, р. Максимиха (1962 г.); П 224 (16) — филлитовидный сланец (Би\*—Сер—Аб—Кв), зона граната, водораздел рек Баршихи и Максимихи (1962 г.); П 253 (36) — филлитовидный сланец (Гр\*—Би—Сер—Кв), зона граната, р. В. Яздовая (1961 г.); П 266 (41, 103) — филлитовидный сланец\* (Ки—Ст—Гр\*—Сер—Кв), зона ставролита, левый берег р. Максимихи, примерно в 11 км от устья (1962 г.); П 272 (42) — филлитовидный сланец (Гр\*—Би—Сер—Пл—Кв), зона ставролита, водораздел рек Баршихи и В. Язовой (1961 г.); П 290-1 (84) — сланец (Ст—Гр—Рог\*—Би—Эп—Кв), зона ставролита, среднее течение р. Баршихи (1961 г.); П 290-4 (50) — сланец (Ст—Гр\*—Рог—Би—Эп—Кв), зона ставролита, среднее течение р. Баршихи (1961 г.); П 316 (43) — филлитовидный сланец (Ки—Ст—Гр\*—Сер—Кв), зона ставролита, р. Витим, напротив устья р. Мамы (1962 г.); П 408 (85) — сланец (Рог\*—Эп—Пл—Кв), зона ставролита, р. Баршиха (1961 г.); П 436 (37) — филлитовидный сланец (Ки—Ст—Гр\*—Сер—Кв), переходная подзона между зонами граната и ставролита, водораздел рек Максимихи и Баршихи (1961 г.); П 437-1 (7, 8) — филлитовидный сланец (Хлд—Ки—Сер\*—Кв—Мтг), зона граната, левый водораздел р. Баршихи (1961 г.); П 438-1 (5, 6, 38, 67) — филлитовидный сланец (Ки—Хлд\*—Ст\*—Гр\*—Сер—Кв), переходная подзона между зонами граната и ставролита, водораздел рек Максимихи и Баршихи (1961 г.); П 444-1 (44, 100) — филлитовидный сланец\* (Ст—Гр\*—Сер—Пл—Кв), зона ставролита, водораздел рек Максимихи и Баршихи, около 15 км от р. Витима (1961 г.); П 541 (78) — сланец (Рог\*—Эп—Аб—Кв), зона граната, р. Баршиха (1961 г.). Анализ с индексом С (из колл. Ю. М. Соколова): С 108-2 (64) — сланец (Сил—Гр\*—Би—Му—Кв), зона силлиманита, р. Аситака, бассейн р. Чаи, лев. берег, 11 км от устья (1962 г.); С 161-5 (13) — кварцито-сланец\* (Му\*—Кв), зона силлиманита, бассейн р. Чаи (1962 г.); С 163-2 (32, 120) — сланец (Сил—Би\*—Му—Пл—Кв), зона силлиманита, левый склон верховья долины р. Магданы, бассейн р. Чаи (1962 г.); С 191-3 (18) — филлитовидный сланец (Гр—Би\*—Сер—Кв), зона ставролита, Чал-Чуйский водораздел (1962 г.); С 192-8 (71) — филлитовидный сланец (Ки—Ст\*—Гр—Би—Кв), зона ставролита, водораздел рек Чаи—Б. Чуя (1962 г.); С 197-3 (47, 80) — амфиболит (Ст—Гр\*—Рог\*—Пл—Кв), зона ставролита, водораздел рек Чаи и Б. Чуи (1962 г.); С 198-2 (72, 73) — филлитовидный сланец (Ст\*—Гр—Би—Кв), зона ставролита, водораздел рек Чаи—Б. Чуи (1962 г.); С 201-1 (19, 39) — филлитовидный сланец (Ст—Гр\*—Би\*—Сер—Кв), зона ставролита, водораздел рек Чаи—Б. Чуя (1962 г.); С 208-1 (90) — амфиболит, зона силлиманита, р. Тукулах (1957 г.); С 214-1 (91) — амфиболит, зона силлиманита, левый водораздел р. Туно (1962 г.); С 272-1 (25, 54, 76) — сланец (Ки—Ст\*—Гр\*—Би\*—Пл—Кв), зона кианита, бассейн р. Б. Чуи (1962 г.); С 285-8 (74, 75) — филлитовидный сланец (Гр—Ст\*—Би—Кв), зона ставролита, верховье р. Амутберен (верхнее течение р. Б. Чуи) (1962 г.); С 289 (83) — амфиболит, зона ставролита, водораздел р. Б. Чуи и Амутберен (бассейн р. Чаи) (1962 г.); С 501-2 (86) — амфиболит, зона ставролита, верховье р. Б. Чуи, левый водораздел (1962 г.); С 605 (115) —

сланец\* (Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, Большая излучина р. Б. Чуи, правый берег (1958 г.); С 622-2 (35, 77) — сланец (Ки—Ст\*—Гр—Би\*—Кв), зона силлиманита, район Большой излучины р. Б. Чуи (1957), С 912-2 (56) — кварцевое обособление (Ки—Гр\*—Кв), зона кианита, р. Согдиондон (1960 г.). Анализы с индексом Се из работы Н. П. Семеново (1948): Се 8 (108) — сланец\* (Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, р. Витим; Се 37а (107) — сланец\* (Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, р. Витим, ниже Соболиных островов; Се 101 (106) — сланец\* (Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, р. Мама, против кл. Яшкина; Се 126д (110) — сланец\* (Ки—Гр—Би—Пл—Кв), зона кианита, р. Луговка; Се 2809 (112) — сланец\* (Гр—Би—Му—Пл—Кв), зона кианита, р. Согдиондон. Буквенные индексы в примечании к таблице приведены в алфавитном порядке, номера проб под индексами — в порядке увеличения номеров; в круглых скобках после буквенного индекса и номера анализируемой пробы стоит порядковый номер в табл. 3. Звездочкой при номерах анализируемых проб указаны исправленные химические анализы, а в примечании к таблице при символах минералов и названиях пород — анализированные минералы и валовые пробы. Химические анализы с индексами В, К, Л, Н, П и С выполнены в химической лаборатории ИГГД АН СССР аналитиками В. Д. Бугровой, М. Э. Ермолаевой, Е. Е. Зевелевой, З. К. Зульф리카ровой, И. И. Матвеевой.

кажется несколько необычным. Хотя в 1951 г. Дж. Франсис указывал, что появление кианита не определяет зону кианита в понимании Т. Барроу, так как кианит может образовываться еще в зоне граната и сохраняться в зоне силлиманита. Ассоциацию кианита с хлоритоидом в эпидот-амфиболитовой фации (или в зоне граната) отмечают многие исследователи. Наиболее обстоятельное исследование такой ассоциации дано А. Элби (Albee, 1965). Ф. Дж. Тернер (1951) отмечает, что «сланцы, содержащие наряду с хлоритоидом алюмосиликат (вероятно, кианит), должны иметь распространение среди пород биотитовой зоны» (стр. 125). А. Е. Зен (Zen, 1961) описал совместное нахождение ассоциаций кианит—пирофиллит—кварц, кианит—хлоритоид—кварц и пирофиллит—хлорит—кварц в зоне биотита в Северной Каролине. Согласно Е. Зену, в этой части

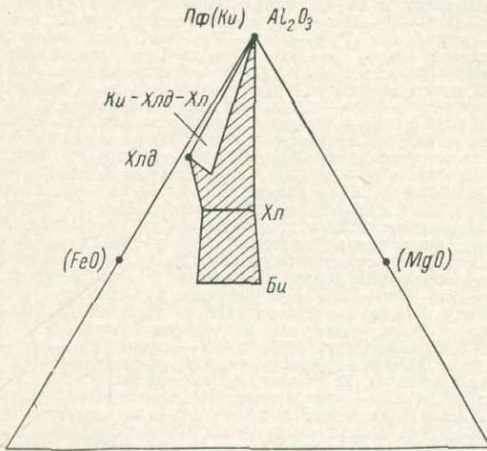


Рис. 6. Диаграмма АFМ для метапелитов зоны биотита в мамской серии и ее аналогах в Северо-Байкальском нагорье.

пояса вулканогенных сланцев Северной Каролины «региональный метаморфизм всюду имел низкую степень и нигде не достигал изограды альмандина» (Zen, 1961, стр. 52). Ассоциация Хл—Му—Ки—Кв—Аб в зоне биотита отмечается Ф. Тернером (Turner, 1968, стр. 280—281) в регионе Средней Вермонт—Нью-Гемпшир (по данным Дж. Лайонза и Чэпмана).

Такое раннее появление кианита еще в высокотемпературной части зоны биотита находит свое объяснение при сопоставлении экспериментальных работ по равновесию пирофиллит =  $Al_2SiO_5 + K_2O + H_2O$  (Hemley, 1967; Kerrick, 1968) с установленными автором условиями появления граната в метаморфических породах Северо-Байкальской и Северо-Ладонской провинций метаморфической зональности. Как видно на рис. 57, кривая пирофиллит =  $Al_2SiO_5 + \text{кварц} + H_2O$  проходит левее кривой G—G, определяющей первое появление пиральспитового граната, т. е. еще полностью в зоне биотита. Следовательно, переход пирофиллита в кианит (или андалузит) осуществляется при температурах более низких, чем температура образования пиральспитового граната.

Интересно еще отметить, что в зоне биотита в минеральных ассоциациях метапелитов Северо-Байкальского нагорья впервые появляется клиноцоизит.

По зернистости пород, сохранности первичноосадочных структур (рис. 4, б) и жильному материалу эта зона не отличается от предыдущей. В метапелитах и метапсаммитах с первично глинистым цементом зоны биотита главным новообразованным минералом является биотит. Неориентированные порфиробласты его от долей миллиметра до 1—2 мм в поперечнике отчетливо видны на светлом фоне пород, сложенных в основном тонкочешуйчатым отчетливо ориентированным серицитом (с небольшим содержанием кварца и других минералов). Метапелиты зоны биотита сохраняют филлитовидный облик и могут быть названы филлитовидными сланцами.

На парагенетических диаграммах *AFM* (рис. 6)<sup>1</sup> выделяются два главных ряда парагенетических ассоциаций: 1) Би—Хл—Сер—Кв (+Аб, Клцз), 2) Хлд—Пф (Ки)—Сер—Кв (+Хл, Мгт), т. е. те же ряды обычных метапелитов и высокоглиноземистых сланцев, о которых уже шла речь при рассмотрении парагенетических ассоциаций зоны хлорита. В высокоглиноземистых сланцах не встречено ассоциации хлоритоида с биотитом, вместо которой, видимо, более устойчивой является ассоциация хлорит + серицит.

Плагиоклаз в метапелитах и метапсаммитах зоны биотита представлен альбитом и альбит-олигоклазом (№№ 0—13).

Биотиты из метапсаммитов зоны биотита, по данным многочисленных иммерсионных измерений, в плоскостях  $\perp (001)$  имеют показатель преломления, меняющийся от 1.652 до 1.662 (Б. В. Петров, 1964 г.), что соответствует железистости  $F=63-73\%$  (по кривой показатель преломления — общая железистость в работе Друговой и Глебовицкого, 1965). По химическому анализу биотита обр. Н144  $F=52.0\%$ ,  $f=47.4\%$ ,  $Ng=Nm=1.634$  (табл. 3 и 17).

Показатель преломления  $Nm'$  хлоритов из метапсаммитов варьирует от 1.632 до 1.650 (при  $Ng-Np=0.02-0.03$ ), что по диаграмме М. Хей примерно соответствует  $f=0.60-0.75\%$ .

В табл. 3 под №№ 3 и 4 приведен единственный анализ хлоритоида из зоны биотита.

В зеленых сланцах по основным ортопородам и туфопесчаникам развиты те же ассоциации, что и в зоне хлорита, но к ним присоединяется биотит. Хлориты из основных туфопесчаников зоны биотита имеют показатель преломления  $Nm'=1.617-1.628$  при  $Ng-Np=0.03-0.07$  (измерение Б. В. Петрова). Это для рипидолитов соответствует железистости  $F=40-50\%$  (Неу, 1954). Актинолит по своим константам не отличается от актинолита зоны хлорита.

### Зона граната (или эпидот-амфиболитовой субфации)

Дальнейшее повышение степени регионального метаморфизма приводит к появлению в первично глинистых и песчано-глинистых породах граната (альмандин). Из минералов предыдущей зоны остаются устойчивыми альбит (с содержанием анортитовой молекулы до 16%), серицит, биотит, в высокоглиноземистых сланцах — хлоритоид и кианит, достигающий в этой зоне до 1.5 см в длину. В основных сланцах гранат в этой зоне еще не возникает, однако вместо актинолита здесь кристаллизуется сине-зеленая роговая обманка, ассоциирующаяся с эпидотом, альбитом, кварцем (+биотит, рудный, карбонат).

<sup>1</sup> Поля минералов переменного состава показаны здесь и на других диаграммах *AFM* только на основании химических анализов в табл. 3 и 6 и по данным показателей преломления, приведенных в тексте.

Зона эпидот-амфиболитовой фации, расположенная между изоградой граната в метапелитах, отделяющей ее от предыдущей зоны, и изоградой плагиоклаза с содержанием анортитовой составляющей более 18%, достигает максимальной ширины (4—5 км) в районе восточного замыкания Чуйского геантаклинория (рис. 3). В районе верхнего течения рр. Мамы и Б. Чуи эта метаморфическая зона отсутствует. Жильный материал изофациальных жильных образований представлен безрудными кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами (Буряк, 1966).

В метапелитах зоны граната Северо-Байкальского нагорья, как показано на диаграмме АФМ (рис. 7), по минералогическому составу также можно выделить те же два ряда пород: высокоглиноземистые породы

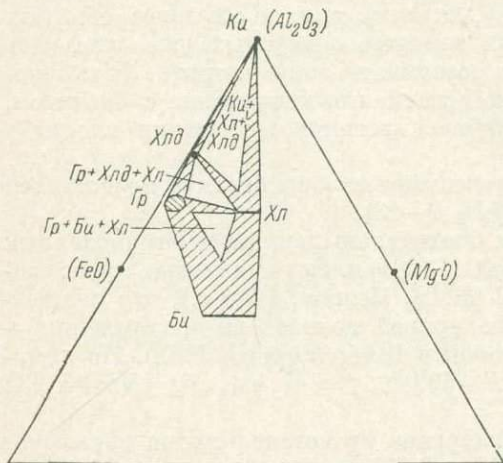


Рис. 7. Диаграмма АФМ для метапелитов зоны граната в мамской серии и ее аналогах в Северо-Байкальском нагорье.

с ассоциациями Ки—Хлд ( $\pm$ Хл, Сер; Мгт, Кв) и нормальные метапелиты с ассоциациями Гр—Би—Сер ( $\pm$ Хл, Аб, Кв). Петрография и минеральные ассоциации высокоглиноземистых пород в зоне граната хорошо описаны С. Б. Лобач-Жученко (1957, стр. 253—256), которая, однако, ошибочно пришла к выводу о регрессивном характере их метаморфизма. Ассоциации ряда Гр—Хлд—Хл—Сер ( $\pm$ Аб, Кв), по-видимому, не пользуются широким распространением и в Северо-Байкальской метаморфической провинции не встречены. В зоне граната, как и в зоне биотита, биотит не встречается в ассоциации с хлоритоидом. Гранат не ассоциируется с кианитом и хлоритоидом.

В целом следует отметить, что составленная нами по методу Дж. Томпсона диаграмма парагенетических ассоциаций зоны граната не несет принципиальных отличий от диаграммы, составленной А. Элби для метапелитов Центрального Вермонта (Albee, 1965, рис. 5). Метаморфическая зона, описанная А. Элби и названная им зоной кианита, вполне идентифицируется с нашей зоной граната по развитию в ней ассоциаций с такими характерными минералами, как хлоритоид, гранат и альбит; ставролит становится устойчив при более высоких температурах, когда происходит разложение хлоритоида (как это наблюдается в следующей метаморфической зоне Северо-Байкальского нагорья).

Гранат в зоне граната достигает в поперечнике 3 мм. В нем встречаются S-образные включения кварца, указывающие на вращение граната при кристаллизации. Анализировался только гранат из метапелитов: три анализа приведены в табл. 3 (№№ 36—38), один из них (П253) — из нормального метапелита, а два других (П436 и П438-1) — из высокоглиноземистых сланцев со ставролитом и хлоритоидом, расположенных уже в переходной подзоне между зоной граната и зоной ставролита. Все гранаты отличаются высокой общей железистостью  $\Phi=92-94\%$ . Компонентный состав их дан в табл. 28.

Единственный анализ биотита из метапелита (с биотитом, серицитом и кислым олигоклазом) приведен в табл. 3 под № 16. Пересчет на химическую формулу дан в табл. 17.

В табл. 3 приведены также анализы хлоритоида (№№ 5—6), серицита (№№ 7 и 8) и ставролита (№ 67). Пересчеты двух последних минералов на химическую формулу и их некоторые кристаллооптические константы даны соответственно в табл. 9 и 36.

В богатых кальцием породах (метадиабаз, метаморфизованных туфопесчаниках) гранат появляется несколько позже, чем в метапелитах. Исследованиями Б. В. Петрова (1964 г.) в районе восточного замыкания Чуйского геосинклиналия устанавливается, что на уровне изограды граната в метапелитах в основных сланцах вместо актинолита появляется сине-зеленая роговая обманка, образующая кристаллы длиной до 3 мм. Характерной парагенетической ассоциацией в богатых кальцием породах является ассоциация  $\text{Pog}-\text{Эп}-\text{Аб}-\text{Кв}$  ( $\pm$  Би, Руд, Карб).

Роговая обманка имеет кристаллооптические константы:  $N_g' = 1.667 - 1.682$ ,  $N_p' = 1.659 - 1.669$ ,  $cN_g = 23 - 15^\circ$ ,  $-2V = 75 - 65^\circ$ ; плеохроизм:  $N_g$  — сине-зеленая,  $N_m$  — желто-зеленая,  $N_p$  — желтая. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ней составляет 10.5%. Анализ такой роговой обманки из основного метаэффузива приведен в табл. 3 под № 78, катионный состав — в табл. 43.

Плагиоклазы зоны граната представлены рядом альбит—кислый олигоклаз. Плагиоклаз является обычным минералом метапсаммитов, основных туфопесчаников и метаэффузивов. Он редко встречается в кианит-хлоритоидных сланцах. Немногочисленные измерения показателей преломления в плагиоклазах основных метаэффузивов и туфопесчаников определяют его как альбит (№№ 3—7).

Биотиты из метаморфизованных основных туфопесчаников имеют показатель преломления  $N_m' = 1.648 - 1.653$ .

**Зона ставролита**  
(или ставролит-альмандиновой  
субфации = ставролит-кианитовой субфации  
без явлений ультраметаморфизма)

Выделение зоны ставролита (и кианита) в кианитовом типе метаморфической зональности всегда было связано с большими трудностями. Во-первых, кианит часто появляется в областях развития метаморфической зональности раньше ставролита; на что в свое время указывал Г. Франсис (Francis, 1956). Это имеет место в Центральном Вермонте (Albee, 1965) и, как это было показано выше, в Северо-Байкальском нагорье. Во-вторых, ставролит продолжает встречаться в собственно зоне кианита и даже в зоне силлиманита, правда в довольно редких обнажениях. Это можно видеть при сравнении карт метаморфической зональности в уиссахиконских сланцах Пенсильвании (Wickoff, 1952, рис. 17 и 22). В округе Датчесс Т. Барт (Barth, 1936, табл. 20) не выделяет зоны ставролита, так как ставролит прослеживается от изограды граната через зону кианитовых гнейсов в зону силлиманитовых гнейсов. К этому, правда, следует добавить, что ставролит в округе Датчесс является редким минералом, исключая зону хр. Честнат, в какой-то мере тяготеющую к изограде граната (там же, стр. 788). В Шотландском нагорье Г. Чиннер (Chinner, 1960, 1961, 1965) указывает на то, что ставролит встречается не только в зоне кианита, но и в низкотемпературной части зоны силлиманита.

Нечто похожее имеет место и в Северо-Байкальском нагорье, где, как это уже отмечалось раньше, кианит появляется еще в высокотемпературной части зоны биотита и продолжает существовать во всех последующих метаморфических зонах (ставролита и даже силлиманита). Ставролит впервые встречается на границе скачка в составе плагиоклазов (в зоне

граната плагиоклаз содержит анортита менее 18%, в зоне ставролита — более 18%). Иногда ставролит встречается еще до скачка в составе плагиоклазов — в высокотемпературной части зоны граната, в неравновесной ассоциации с хлоритоидом (ставролит-хлоритоидная ступень С. П. Кориковского, 1969). Ставролит остается обильным в метапелитах вплоть до появления первых пегматитов, образование которых мы считаем метаморфогенным (Великославинский, Соколов, 1960, Соколов, 1970). Однако ставролит продолжает встречаться, правда только в высокоглиноземистых породах, и в зонах более высокого метаморфизма, но частота встречаемости ставролита резко падает с повышением степени метаморфизма. Можно думать, что ставролит в следующей зоне ультраметаморфогенных

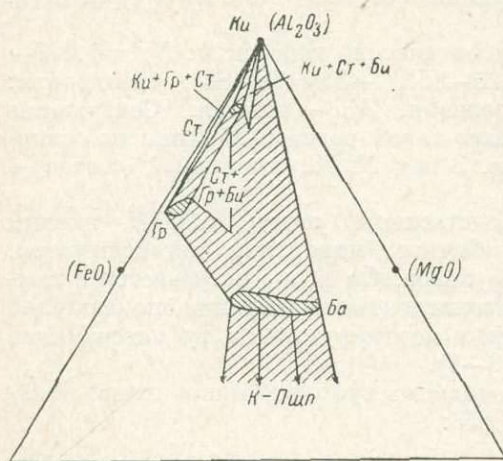


Рис. 8. Диаграмма АФМ для метапелитов зоны ставролита в мамской серии и ее аналогах в Северо-Байкальском нагорье.

пегматитовых жил является реликтовым, хотя внешне и не несет явных следов замещения. Таким образом, в Северо-Байкальском нагорье зона ставролита определяется с внешней стороны (или в низкотемпературной области) исчезновением хлоритоида и появлением ставролита, что отмечается изоградой ставролита, близко совпадающей с границей появления плагиоклазов с содержанием анортита более 18%, а с внутренней стороны (или в высокотемпературной области) — появлением пегматитовых жил и сменой частой встречаемости ставролита спорадическим проявлением этого минерала в высокоглиноземистых сланцах. Следовательно, высокотемпературная граница зоны ставролита четче определяется «изоградой

пегматита», чем полным исчезновением ставролита или изоградой кианита, который появляется в высокоглиноземистых сланцах значительно раньше собственно зоны кианита.

На основании вышесказанного зоны ставролита и кианита в Северо-Байкальском нагорье строже можно было бы определить как две подзоны ставролит-кианитовой субфации: 1) без явлений ультраметаморфизма (= зоне ставролита или зоне ставролит-альмандиновой субфации) и 2) с явлениями ультраметаморфизма (= зоне кианита или зоне кианит-альмандиновой субфации). Принципиальную возможность разделения амфиболитовой фации на субфации по признаку начала плавления пород кислого состава указал Н. Г. Судовиков (1964, стр. 208): Появление пегматитов в зоне кианита или в высокотемпературной части зоны ставролит-кианитовой субфации отмечается в районе Лох-Туммель, Шотландское нагорье (Sturt and Harris, 1961, стр. 699—704), в округе Датчесс, штат Нью-Йорк (Barth, 1936) и в Новой Шотландии, Канада (Phinney, 1963, рис. 3).

Зона ставролита, с учетом вышеприведенных оговорок, везде хорошо выражена в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях. Ширина ее меняется от 1 до 10 км в верховьях рек Мамы и Б. Чуи, а в районе восточного замыкания Чуйского геоантиклинория увеличивается еще больше (рис. 3).

В обычных метапелитах вместе с появлением плагиоклаза, более основного, чем № 18, в массовых количествах фиксируются кианит и ставролит. Породы приобретают облик порфиробластических филлитовидных

сланцев с тонко- и мелкочешуйчатой основной тканью. Порфиروبласты представлены гранатом, кианитом, ставролитом или биотитом. Основная ткань состоит главным образом из мелких чешуек серицита и зерен кварца. Зернистость пород значительно возрастает. Чешуйки серицита в филлитовидных сланцах превышают в поперечнике 0.05 мм, достигая 0.1—0.3 мм вблизи границы развития метабазитов пегматитов. Величина зерен кварца в этих же породах варьирует в пределах 0.2—1.2 мм. Зерна карбонатных минералов в мраморах и доломитах достигают 0.2—0.8 мм.

В псаммитовых породах этой зоны все еще достаточно заметны первичные структуры осадочных пород (рис. 4, в). В первичнопелитовых породах наблюдается полная перекристаллизация первичного обломочного материала. Жильные образования этой зоны представлены кварцевыми и кварцево-мусковитовыми жилами.

В метапелитах зоны ставролита Северо-Байкальского нагорья легко обособляется от относительно малоглиноземистых метапелитов группа высокоглиноземистых пород, содержащих в ассоциации ставролит и кианит и занимающих на диаграмме АКФ поле Сер—Ст—Ки. В группе метапелитов в Северо-Байкальском нагорье широко распространены следующие ассоциации: 1) Гр—Ст—Би—Кв (+Сер, Пл, Карб, Цз), 2) Ст—Би—Кв (+Сер, Пл, Карб), 3) Ки—Ст—Би—Кв (+Сер, Пл, Карб, Цз), 4) Ки—Би—Кв (+Сер, Пл, Карб, Цз). Как видно на диаграмме АФМ (рис. 8), все эти ассоциации равновесны.

Кроме того, встречены две, по-видимому, неравновесные ассоциации: 5) Гр—Ки—Би—Кв (+Сер, Пл, Кв) — устойчивая в следующей зоне более высокой степени метаморфизма, к которой территориально и тяготеют обнажения пород с этой ассоциацией, и 6) Гр—Ки—Ст—Би—Кв (+Сер, Карб) — свойственная только зоне ставролита и довольно широко в ней распространенная. Последняя ассоциация с точки зрения правила фаз могла бы рассматриваться как равновесная, если воду полагать независимым компонентом. Однако исследования Д. С. Коржинского (1936) и Дж. Томпсона (Thompson, 1957) указывают на высокую подвижность воды при региональном метаморфизме.

В узкой полосе, прилегающей к метаморфической зоне граната, встречается, по-видимому, неравновесная ассоциация 7) Гр—Ки—Ст—Хлд—Сер—Кв, в которой сосуществуют ставролит и хлоритоид (стр. 30).

В относительно малоглиноземистых метапелитах развиты ассоциации 8) Би—Кв— (+Сер, Пл, Цз, Карб) и 9) Гр—Кв (+Сер, Пл, Цз, Карб). Обе ассоциации равновесные, очень часто встречающиеся в Северо-Байкальском нагорье как в метапелитах, так и метапсаммитах с глинистым цементом. Нешироким распространением пользуется ассоциация с микроклином: 10) Би—Пл—Ми—Кв (+Сер, Эл).

В метапелитовых ассоциациях зоны ставролита очень часто встречаются акцессорные минералы: апатит, турмалин, ортит, рудный, рутил, сфен, циркон.

Биотит в метапелитах и метапсаммитах с глинистым цементом зоны ставролита чаще всех других минералов образует наиболее крупные порфиروبласты, спайность которых часто ориентирована косо или даже поперек к кристаллизационной сланцеватости, обычно при сохранении ориентировки в породе по форме. Порфиروبласты биотита достигают размеров 2×6 мм. В шлифе биотит метапелитов окрашен в коричневый цвет, очень редко наблюдается плеохроизм в буровато-зеленых тонах. В слюдяных сланцах с микроклином за редким исключением биотит окрашен в зеленовато-бурый или буро-зеленый тон, по Ng очень густые. Показатели преломления в изотропном сечении колеблются между 1.628 и 1.651 (табл. 17). Химические анализы биотитов из метапелитов зоны ставролита даны в табл. 3 (№№ 17—20), а их катионный состав — в табл. 17.



Эвгедральные зерна граната в метапелитах зоны ставролита Северо-Байкальского нагорья достигают в поперечнике 2—5 мм и обычно обнаруживают следы кристаллизации во время деформаций: они обтекаются основной тканью породы, в них иногда видна реликтовая сланцеватость, направление которой не совпадает со сланцеватостью основной ткани. В метасаммитах скелетные зерна граната отчетливо цементируют зерна обломочного кварца в породе, в целом великолепно сохраняющей бласто-псаммитовую структуру (рис. 4, *в*). Химические анализы гранатов из метапелитов зоны ставролита приведены в табл. 3 под №№ 36—38, компонентный состав их дан в табл. 28.

Ставролит в филлитовидных сланцах зоны ставролита в части, прилегающей к зоне граната, чаще всего скелетный. Вблизи изограды пегматита ставролит образует в метапелитах обильные длиной до 1 см эвгедральные темно-коричневые кристаллы, заключенные в тонкозернистую основную ткань, сложенную серицитом. Кристаллы ставролита обнаруживают иногда довольно совершенную линейную ориентировку и тогда лежат преимущественно в плоскости сланцеватости. Однако часто такой ориентировки нет и кристаллы ставролита секут сланцеватость. Химические анализы ставролита приведены в табл. 3 под №№ 68—74. Катионный состав ставролита дан в табл. 36. Железистость их варьирует от 77.7 до 86.2. Б. В. Петров (1964 г.) приводит измеренные в иммерсионных жидкостях показатели преломления  $Nm'$  пяти ставролитов из сланцев тепторгинской серии в зоне ставролита, варьирующие от 1.749 до 1.752, что соответствует содержанию железистого компонента 82—89%.

В табл. 3 под №№ 9 и 10 даны также анализы серицитов из зоны ставролита, их пересчет на катионный состав приведен в табл. 9.

В зоне ставролита впервые появляются плагиоклазы с содержанием анортита более 18% (в метапелитовых породах наблюдались плагиоклазы в интервале №№ 28—35, а в известково-силикатных — и более основные). Для участка по верхнему течению р. Мамы, где отсутствует зона граната, в плагиоклазах известковых пород обычна резко выраженная зональность, очень часто обратная.

В известково-силикатных породах зоны ставролита (метаморфизованных мергелистых осадках и основных вулканитах и метатуфах) развиваются следующие ассоциации: Гр—Рог—Пл—Кв ( $\pm$ Би, Эп, Карб, Руд, Сф), Гр—Рог—Би—Кв (Эп, Карб, Руд, Сф), Рог—Би—Пл—Кв (Эп, Карб, Руд, Сф), Рог—Пл ( $\pm$ Эп, Сф). Во всех этих ассоциациях развит апатит. Все они равновесные с точки зрения минералогического правила фаз. Удовлетворительное изображение их на диаграмме *ACF* невозможно, вследствие того что они являются более чем трехфазными.

Плагиоклаз в метапелитах имеет состав №№ 28—35, а в известково-силикатных породах встречен и более основной.

В биотитах из основных сланцев наблюдается плеохроизм в бурозеленых и коричневых тонах, возможно, что бурозеленый биотит чаще встречается в ортосланцах. Б. В. Петров отмечает очень широкие пределы вариации показателей преломления  $Nm'$  биотитов из основных сланцев (от 1.634 до 1.668). Один химический анализ биотита из основного метатуфопесчаника приведен в табл. 3 под № 21. Его химическая формула дана в табл. 17.

Амфибол в зоне ставролита Северо-Байкальского нагорья, как и в предыдущей зоне, представлен сине-зеленой роговой обманкой. Роговая обманка зоны ставролита внешне не отличается от роговой обманки зоны граната. Ее константы (по Б. В. Петрову):  $Ng' = 1.668—1.689$ ,  $Np' = 1.648—1.671$ ,  $cNg = 23—20^\circ$ ,  $-2V = 82—63^\circ$  — в основных метаэффузивах;  $Ng = 1.684—1.690$ ,  $Np' = 1.663—1.668$ ,  $-2V = 77—78^\circ$ ,  $cNg \sim 20^\circ$  —

в основных метатуфопесчаниках. В табл. 3 под №№ 79—86 приведены анализы роговых обманок из основных метатуфопесчаников (П103, П210 и П408) и основных метаэффузивов (П210, П408 и, возможно, С289 и С501-2), пересчеты их на катионный состав даны в табл. 37. Довольно многочисленные анализы роговой обманки из зоны ставролита обнаруживают несколько повышенную глиноземистость и железистость по сравнению с единственным анализом роговой обманки из зоны граната.

В табл. 3 под №№ 46—50 приведены химические анализы 5 гранатов из амфиболсодержащих пород зоны ставролита. Компонентный состав их дан в табл. 28.

### Зона кианита (или кианит-альмандиновой субфации—ставролит-кианитовой субфации с явлениями ультраметаморфизма)

Зона кианита располагается сразу же за зоной ставролита и отделена от нее изоградой пегматита (совпадающей с линией перехода тонкочешуйчатого серицита в мусковит). Эта зона занимает большую часть площади Мамского синклинория и практически включает в себя всю Мамскую слюдоносную провинцию. От зоны более высокого метаморфизма она ограничена изоградой силлиманита. Первичноосадочные породы в этой зоне претерпевают полную перекристаллизацию и представлены кристаллическими сланцами и гнейсами. В преимущественно крупнокристаллических метаморфических породах этой зоны следы первичноосадочных структур обычно не сохраняются (рис. 4, з). Жильными образованиями в этой зоне, одновременными с региональным метаморфизмом, являются слюдоносные пегматиты и граниты метаморфогенного происхождения (Великославинский, Соколов, 1960; Великославинский и др., 1963, стр. 76; Соколов, 1970).

В минеральных ассоциациях метапсаммитовых пород часто встречается микроклин. В основных сланцах и глинисто-карбонатных породах развиваются ассоциации с моноклинным пироксеном, а в области обильного насыщения пегматитами — с микроклином.

В метапелитах зоны кианита Северо-Байкальской области развития метаморфической зональности пользуются широким распространением равновесные ассоциации: Би—Кв ( $\pm$ Му, Пл, Эп), Гр—Би—Кв ( $\pm$ Му, Пл, Эп), Гр—Ки—Би ( $\pm$ Му, Пл, Эп), Ми—Би ( $\pm$ Му, Пл, Эп). Среди высокоглиноземистых сланцев преимущественно теппоргинской (подсерии) серии в подчиненном количестве встречается неравновесная ассоциация со ставролитом — Ст—Гр—Би—Му—Кв, устойчивая в зоне ставролита, но, по-видимому, реликтовая в зоне кианита. Из аксессуарных минералов в метапелитах зоны кианита обычны турмалин, апатит, циркон, рутил, ортит. Ассоциации в метапелитах зоны кианита изображены на рис. 9.

Редкость в зоне кианита ассоциаций со ставролитом, а также чрезвычайно широкое распространение ассоциации Гр—Ки—Би— ( $\pm$ Му, Пл), «запрещенной» в зоне ставролита, но характерной для зоны кианита, где вместо ставролита возникает ассоциация гранат+кианит, указывают на правомочность выделения зоны кианита в Северо-Байкальской провинции развития метаморфической зональности и на обоснованность отнесения ассоциаций со ставролитом к реликтовым.

Биотит в метапелитах зоны кианита встречается и коричневый, и буровато-зеленый. Показатель преломления  $Nm'$  варьирует от 1.635 до 1.652 (табл. 17). Какой-либо зависимости цвета биотита от химизма или величины показателя преломления не устанавливается. Листочки биотита обычно крупные, достигающие в длину трех и более миллиметров, однако, в отличие от зон граната и ставролита биотит в зоне кианита не образует порфи-

робласт и по размерам нередко уступает гранату и кианиту. Как правило, листочки биотита располагаются в плоскости сланцеватости. Химические анализы биотитов из метapelитов зоны кианита даны в табл. 3 под №№ 22—28, а пересчеты их на химическую формулу — в табл. 17.

Зерна граната в зоне кианита нередко достигают в поперечнике 1—2 см, обычно обтекаются слюдами, кианитом. Очень часто в гранате встречаются пойкилитовые включения кварца, образующие S-образные структуры. (Механизм образования S-структур при вращении кристаллов граната описан у Д. П. Григорьева, 1961, стр. 123). Химические анализы и компонентный состав гранатов метapelитов из зоны кианита даны соответственно в табл. 3 (№№ 51—58) и 28. В табл. 3 приведены также анализы ставролита (№ 76) и крупночешуйчатого мусковита (№№ 11 и 12)

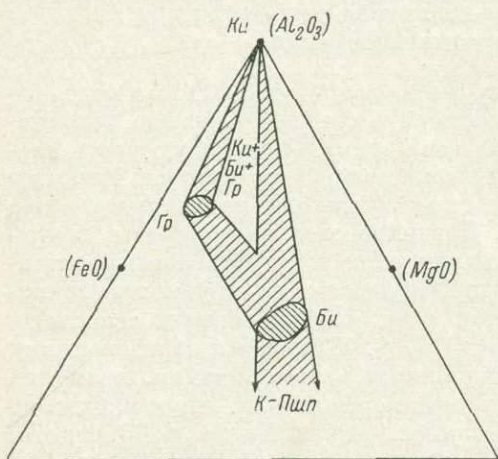


Рис. 9. Диаграмма АФМ для метapelитов зоны кианита в мамской серии и ее аналогах в Северо-Байкальском нагорье.

из зоны кианита, катионный состав дан соответственно в табл. 36 и 9. В слабоизвестковистых породах часто возникают ассоциации со скаполитом типа Ск—Би—Кв (+Пл, Му, Карб) и Ск—Гр—Би—Кв (+Пл, Карб, Сф, Эп).

В породах, богатых СаО (основных сланцах и гнейсах), широко встречаются ассоциации с диопсидом, наблюдавшиеся в зоне ставролита: Ди—Рог—Гр—Цз—Кв (+Сф), Ди—Рог—Пл—Кв (+Сф, Ап, Эп), Ди—Рог—Би—Пл—Кв (+Ск), Ди—Би—Ск—Кв; с микроклином: Ди—Рог—Пл—Ми—Кв (+Эп, Сф), Ди—Рог—Ск—Би—Ми—Эп (+Карб), Рог—Би—Пл—Ми—Кв. Встречаются и обычные для зоны ставролита ассоциации: Гр—Рог—Пл—Кв (+Би, Ск) и Рог—Би—Пл—Кв (+Карб, Ск). Из аксессуарных минералов очень характерны сфен, апатит, рудный минерал, эпидот, ортит. Все отмеченные ассоциации с точки зрения правила фаз являются равновесными. Будучи многофазными, они не могут быть удовлетворительно изображены на диаграмме АСF.

Биотиты в карбонатных породах чаще всего бледно-коричневые. Показатель преломления  $Nm'$  (по Б. В. Петрову, 1964 г.) колеблется в пределах 1.618—1.638, что указывает на их относительно низкую железистость. В основных ортосланцах биотит обычно буровато-зеленый. В мигматизированных породах (в лейкократовых и меланократовых прослоях) биотит исключительно зеленовато-бурый или буро-зеленый. В табл. 3 приведен один химический анализ биотита из амфиболсодержащей породы (№ 29). Пересчет его на химическую формулу дан в табл. 17.

В табл. 3 даны химические анализы роговых обманок (№№ 87—89) и гранатов (№№ 59—61) из амфиболсодержащих пород зоны кианита. Катионный состав амфиболов и компонентный состав гранатов даны соответственно в табл. 37 и 28.

### Зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации)

Зона силлиманита закартирована на западе Северо-Байкальской области развития метаморфической зональности, в бассейнах рек Богодикты, Тукулаха и Налимды (рис. 3). Зона силлиманита отделена от зоны кианита

изоградой силлиманита. Интересно, что первоначально в бассейне р. Богодикты эта изограда идет конформно с изографами граната и биотита, а дальше по р. Б. Чуе отходит от них круто на северо-северо-восток, вследствие чего зона кианита резко сужается в направлении с востока на запад и на ее простирании появляется зона силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации. В пелитовых и псаммитовых породах зоны силлиманита не сохраняются реликты осадочных пород. Жильные породы представлены, как и в предыдущей зоне, гранитами и пегматитами, в отличие от зоны кианита — керамическими.

Определяющими в метapelитах зоны силлиманита являются ассоциации с силлиманитом, чаще всего представленным спутанноволокнистыми агрегатами фибролита. Среди этих ассоциаций широко распространены равновесные ассоциации: Гр—Сил—Би—Пл—Кв ( $\pm$ Му) и Сил—Би—Пл—Кв ( $\pm$ Му). Немногим менее широко развиты явно неравновесные ассоциации, в которых одновременно присутствуют и силлиманит и кианит: Гр—Сил—Ки—Би—Пл—Кв ( $\pm$ Му) и Сил—Ки—Би—Пл—Кв ( $\pm$ Му). При этом следует подчеркнуть, что кианит обычно присутствует в подчиненном количестве по сравнению с силлиманитом. Вероятно, кианит в этих ассоциациях является устойчивым реликтом; явных следов замещения кианита силлиманитом не обнаружено, хотя очень часто наблюдается тесная ассоциация силлиманита и кианита.

Есть и другие примеры совместного нахождения силлиманита и кианита, которые рассматриваются в работе С. Кларка и др. (Clark et al., 1957). Г. Чиннер (Chinner, 1960, 1961) отмечает, что в Шотландском нагорье, в долине р. Глен Клова одновременное нахождение кианита и силлиманита является обычным явлением. Содержание кианита в таких случаях доходит до 9 и более процентов. Г. Чиннер считает кианит реликтовым и замечает по этому поводу, что «упорное сопротивление кианита переходить в силлиманит вряд ли является удивительным ввиду малой разницы между величинами свободной энергии этих двух полиморфных разновидностей» (Chinner, 1961, стр. 318). Г. Франсис со ссылкой на С. Тилли пишет, что «в шлифах из шотландского дальредия иногда можно видеть кианит, сохраняющийся в породах, в которых уже формируется силлиманит в зернах биотита» (Francis, 1956, стр. 357). Кроме этих силлиманит-содержащих ассоциаций встречаются бессиллиманитовые ассоциации, ничем не отличающиеся от ассоциаций зоны кианита: Би—Пл—Кв ( $\pm$ Му), Гр—Би—Пл—Кв ( $\pm$ Му), Би—Пл—Ми—Кв ( $\pm$ Гр, Му).

Акцессорные минералы в метapelитах представлены апатитом, цирконом, рутилом, турмалином, цоизитом с ядрами ортита.

В трех шлифах обнаружен ставролит в ассоциации с гранатом, биотитом, мусковитом, плагиоклазом, кварцем и хлоритом ( $\pm$ фибролит). Необычайно высокое содержание мусковита и обильный хлорит в одном из шлифов, может быть, указывают на регрессивное развитие ставролита. Кроме того, если бы столь редко встречающиеся ассоциации со ставролитом были бы равновесными, что, по-видимому, имеет место в западном—

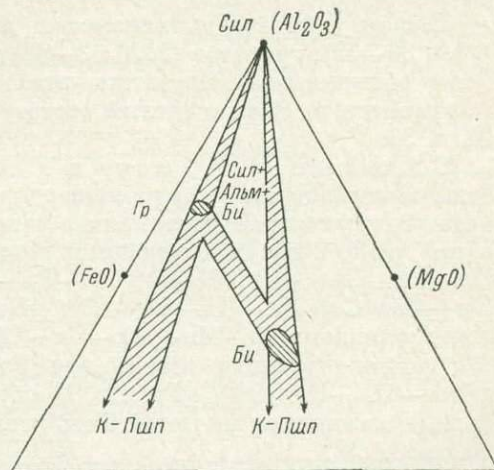


Рис. 10. Диаграмма АФМ для метapelитов зоны силлиманита в мамской серии и ее аналогах в Северо-Байкальском нагорье.

центральном Нью-Гемпшире, то широко распространенная ассоциация Сил—Гр—Би ( $\pm$ Пл, Кв, Му) должна была бы рассматриваться как явно неравновесная (Thompson, 1957, рис. 5), что мало вероятно.

При гранитизации силлиманитовых и силлиманит-кианитовых гнейсов и сланцев образуется неравновесная ассоциация Сил—Гр—Би—Му—Пл—Ми—Кв ( $\pm$ Ки).

¶ Равновесные минеральные ассоциации метапелитов Северо-Байкальского нагорья изображены на рис. 10.

В табл. 3 приведены химические анализы мусковита (№ 13), биотитов (№№ 30—35), гранатов (№№ 62—66) и ставролита (№ 77) из метапелитов зоны силлиманита. Пересчеты этих анализов на химические формулы (а гранатов на компонентный состав) даны соответственно в табл. 9, 17, 28 и 36.

Богатые известью породы (амфиболсодержащие) зоны силлиманита качественно не отличаются от таких же пород зоны кианита. Однако в зоне силлиманита чаще встречаются диопсидовые породы, в том числе с сосуществующими гранатом и диопсидом: Гр—Ди—Рог—Пл—Кв—Сф ( $\pm$ Би, Карб), Гр—Ди—Эп—Сф—Кв, Ди—Рог—Пл—Кв—Сф ( $\pm$ Би, Ск), Ди—Пл—Кв—Сф ( $\pm$ Би, Ск); довольно обычны ассоциации с микроклином: Ди—Ми—Пл—Кв—Сф ( $\pm$ Би) и Ди—Рог—Ми—Пл—Кв—Сф; широко развиты ассоциации Рог—Би—Пл—Кв ( $\pm$ Гр, Сф, Карб) и Рог—Пл—Кв—Сф ( $\pm$ Гр, Ск, Карб). Как и в зоне кианита, эти многофазные ассоциации не могут быть удовлетворительно изображены на диаграмме *ACF*.

Химические анализы роговой обманки из зоны силлиманита даны в табл. 3 (№№ 90 и 91), пересчет их на химическую формулу — в табл. 37.

### З а к л ю ч е н и е

На основании картирования метаморфической зональности в Северо-Байкальском нагорье и изучения парагенетических ассоциаций устанавливается последовательность минералообразования, указанная в табл. 4.

Возникновение метаморфической зональности Северо-Байкальского и Патомского нагорий, по-видимому, происходило в период каледонских складчатых движений в верхнепротерозойском — нижнепалеозойском чехле. Связь регионального метаморфизма со складчатыми движениями проявляется в наличии сланцеватости и в закономерной линейной ориентировке метаморфических минералов (кианит, слюды, силлиманит, роговая обманка), нередко совпадающей с осями мелких складок, а также с линейностью обособлений, будин, псевдогалек и галек, желобков и бороздок (Великославинский и др., 1963, стр. 47—73). Об этом же говорит и сходство тектонического узора с узором метаморфической зональности (рис. 3).

Совершенно очевидно, что региональный метаморфизм (и метаморфическая зональность) не обусловлен внедрением гранитных или гранитных и пегматитовых масс, которые сами являются продуктами метаморфизма. Несовпадение же метаморфических зон с границами стратиграфических единиц позволяет утверждать, что метаморфическая зональность не является и функцией разной глубины погружения осадков в геосинклинали.

Связь регионального метаморфизма со складчатыми движениями в верхнепротерозойском — нижнепалеозойском чехле и грубое подобие узора метаморфической зональности с тектонической структурой не дают основания рассматривать его как наложенный метаморфизм, возникший в результате повторного погружения уже готовой складчатой структуры.

ТАБЛИЦА 4

Порядок минералообразования в Северо-Байкальской области  
метаморфической зональности

Минералы	Зоны					
	хлорита	биотита	гравата	ставро- лита	кианита	силлима- нита
Метапелиты						
Хлорит	—	—	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—
Плаггиоклаз < An <sub>18</sub>	—	—	—	—	—	—
Плаггиоклаз > An <sub>18</sub>	—	—	—	—	—	—
Группа эпидота	—	—	—	—	—	—
Хлоритоид	—	—	—	—	—	—
Серицит	—	—	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—	—	—
Грават	—	—	—	—	—	—
Ставролит	—	—	—	—	—	—
Кианит	—	—	—	—	—	—
Силлиманит	—	—	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	—	—
Пегматит	—	—	—	—	—	—
Основные сланцы						
Хлорит	—	—	—	—	—	—
Актинолит	—	—	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—
Плаггиоклаз < An <sub>18</sub>	—	—	—	—	—	—
Плаггиоклаз > An <sub>18</sub>	—	—	—	—	—	—
Группа эпидота	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—
Грават	—	—	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	—	—
Диопсид	—	—	—	—	—	—

Дж. Ферхуген (1961) пришел к выводу о полной несостоятельности объяснения причин регионального метаморфизма одной лишь глубиной погружения осадков. Он указывает, что механической теплоте деформации также не должна приписываться существенная роль в региональном метаморфизме.

Можно предположить, что главным фактором проявления каледонского регионального метаморфизма был тепловой поток, выведившийся на поверхность вдоль осевой зоны Мамского синклинория, а к востоку от него — по границе между северо-восточными структурами Витимо-Патомского антиклинория и субширотными Бодайбинского синклинория. Такой приближенно линейный выход теплового потока может быть объяснен повышенной тепловой проводимостью фундамента в приосевой части геосинклинального прогиба (Мамский синклинорий) и на границе различно ориентированных линейных структур (Витимо-Патомский антиклинорий и Бодайбинский синклинорий).

Повышенная тепловая проводимость могла иметь место вдоль тектонической зоны в фундаменте, которая и могла служить каналом для теплового потока ювенильного происхождения. След этого канала хорошо обнаруживается на поверхности зоной обильного насыщения пегматитами (рис. 3), иначе говоря, зоной интенсивного ультраметаморфизма, где пегматитовый материал составляет от 40 до 100% от площади вмещающих пород. Тепловая проводимость тектонической зоны возникла, по-видимому, в процессе каледонских складкообразовательных движений,

которые или сами создали ее, или обновили и сделали легкопроницаемой для теплового потока. С завершением складчатых движений прекратилось и функционирование этого своеобразного теплопроводящего канала.

Переносчиками тепла служили, по-видимому, растворы, а при более высоких температурах — расплавы, возникавшие при процессах анхивтектического выплавления кварц-полевошпатового материала, сконцентрированные в осевой части метаморфической зональности в виде зоны обильного насыщения пегматитами.

Следует отметить «метаморфические зоны», выделенные И. К. Карповым и Г. М. Друговым (1966) в центральной части Мамского пегматитового поля. Нельзя согласиться с утверждениями этих авторов, что обе схемы (наша и их) метаморфической зональности согласуются между собой. По схеме И. К. Карпова и Г. М. Другова увеличение степени метаморфизма происходит с юго-востока на северо-запад — от «зоны силлиманита» в районе выходов постороженных гранитоидов конкудерского комплекса на северо-восток, к краю Чуйского антиклинория.

Как показывает анализ имеющихся материалов, «зона силлиманита» И. К. Карпова и Г. М. Другова представляет собой зону роговиков над субгоризонтальными постороженными интрузиями гранитоидов, внедрившихся после образования метаморфической зональности прогрессивного этапа позднекаледонского регионального метаморфизма, причем граница контактового ореола (выделенного по присутствию в роговиках силлиманита) совпадает с метаморфическими зонами. На иной характер метаморфизма, а именно на метаморфизм низких давлений, указывает наличие в этих роговиках с силлиманитом кордиерита, отмечаемого И. К. Карповым и Г. М. Друговым (1966, стр. 90). Вопреки их утверждению в этой зоне роговиков (когда она развита по зонам хлорита, биотита и ставролита, как это наблюдается по р. Маме, выше устья Конкудеры) в метаморфических породах нет «пегматитов без мусковита», в ней развиты только кварцевые жилы. Такие керамические пегматиты действительно обильны в зоне регионально-метаморфического силлиманита, которую мы выделяем на крайнем западе исследованного района — в междуречье рек Б. Чуя—Чая (рис. 1).

Следующая более низкотемпературная зона (дистен-альмандин-мусковитовая и ставролит-альмандиновая с мусковитовыми пегматитами) практически совпадает с нашей зоной кианита. И. К. Карпов и Г. М. Другов расчленяют ее на основании ассоциаций в известково-силикатных породах на 4 подзоны: мусковит-хлоритовую, мусковитовую, скаполит-тремолитовую и диоксид-цоизитовую. Как видно, выделение подзон идет по ассоциациям, которые в зоне кианита являются либо ретроградными, либо тесно сосуществующими.

Наконец, самая северо-западная и низкотемпературная «гранат-серицитовая зона» именуется по ассоциациям в известково-силикатных породах «хлорит-серицитовой зоной (без пегматитов)». Эта зона отделена от предыдущей зоны (соответствующей нашей зоне кианита) «изоградой сфена». Как известно, сфен — минерал космополит. Он известен от зоны гиперстена до зоны хлорита. Наличие сфена в зоне хлорита Северо-Байкальского нагорья отмечают А. Н. Неелов (1957) и Б. В. Петров (1954 г.). Низкую температуру образования сфена можно установить из того факта, что он встречается в жилах альпийского типа в ассоциации с адуляром, альбитом и эпидотом. Поэтому проведение «изограды сфена» внутри гранатосодержащих пород, где-то между изографами граната и мигматитообразующего пегматита (а по И. К. Карпову и Г. М. Другову — точно по изограде пегматита), кажется, противоречащим имеющимся данным о парагенезисах сфена.

Выделенные И. К. Карповым и Г. М. Друговым «метаморфические зоны» пересекают друг друга (например, диоксид-цоизитовая зона совпадает с мусковит-хлоритовую и мусковитовую) и занимают секующее положение по отношению к приведенным нами метаморфическим зонам, имеющим региональное распространение — от Северного Прибайкалья до Патомского нагорья.

## Г л а в а 2

### СЕВЕРО-ЛАДОЖСКАЯ ПРОВИНЦИЯ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ (АНДАЛУЗИТОВЫЙ ТИП МЕТАМОРФИЗМА)

#### Общие сведения

Метаморфическая зональность в Северном Приладожье развита в терригенно-карбонатно-вулканогенных породах сортавальской (или питкярантской) серии и в терригенных флишоидных породах ладожской серии,

относимых к нижнему протерозою (лопий и сумий — по Кратцу, 1963; нижний карелий — по Харитонову, 1966) и развитых в пределах Восточно-Финляндской синклиниальной зоны (Кратц, 1960, 1963).

А. Симонен (Simonen, 1960) относит конгломераты, кварциты, доломиты и основные эффузивы (диабазы) к ятулийской формации пояса карелид, а слюдяные сланцы, перекрывающие ятулий, — к калевийской формации Карельского пояса.

Исследованная область метаморфической зональности расположена между древним докарельским кратоном восточной Фенноскандии (Escola 1963), сложенным преимущественно докарельскими гнейсо-гранитами, протягивающимися от Онежского озера до северо-восточного берега Ботнического залива, на севере и Выборгским и Салминским массивами рапакиви на юге и востоке. Тектонически область развития метаморфической зональности представляется как часть карельской геосинклинали, уходящей на северо-запад в район Оутокумпу и Куопио (Финляндия). Одной из характернейших особенностей структуры этой геосинклинали являются многочисленные выходы древнего фундамента вдоль края докарельского кратона, закартированные впервые О. Трюстедом (Trüstedt, 1907) и послужившие предметом внимательного изучения многих геологов (Escola, 1949; Шуркин, 1958; Судовиков и др., 1970). Эти выходы древнего фундамента прослеживаются от западного контакта Сальминского массива рапакиви на востоке до Куопио на северо-западе и повсюду обрамлены породами сортавальской серии (или ятулийской формации по терминологии финских геологов).

Л. Я. Харитонов, как и А. Симонен, склонен параллелизовать сортавальскую серию с ятулийскими отложениями в районе оз. М. Янисъярви и Туломозерского синклинория. По представлениям К. О. Кратца, ятулийские отложения оз. М. Янисъярви моложе сортавальской серии и отделены от области ее развития тектоническим контактом. Абсолютный возраст (Rb-Sr метод) гранито-гнейсов фундамента ладожской серии оценивается в 2320 млн лет, пород ладожской серии в зоне ставролита — в 1855—1915 млн лет, а мигматитов из зоны второго силлиманита — в 2000 млн лет (Кратц и др., в печати).

Породы выходов гнейсо-гранитового фундамента нижнего протерозоя нередко сильно мигматизированы и гранитизированы (Escola, 1949; Судовиков, 1954, и др.), часто несут следы последующих катаклаза и милонитизации. Однако, как видно на рис. 11, почти все они располагаются вне зоны мигматизации в нижнепротерозойских породах.

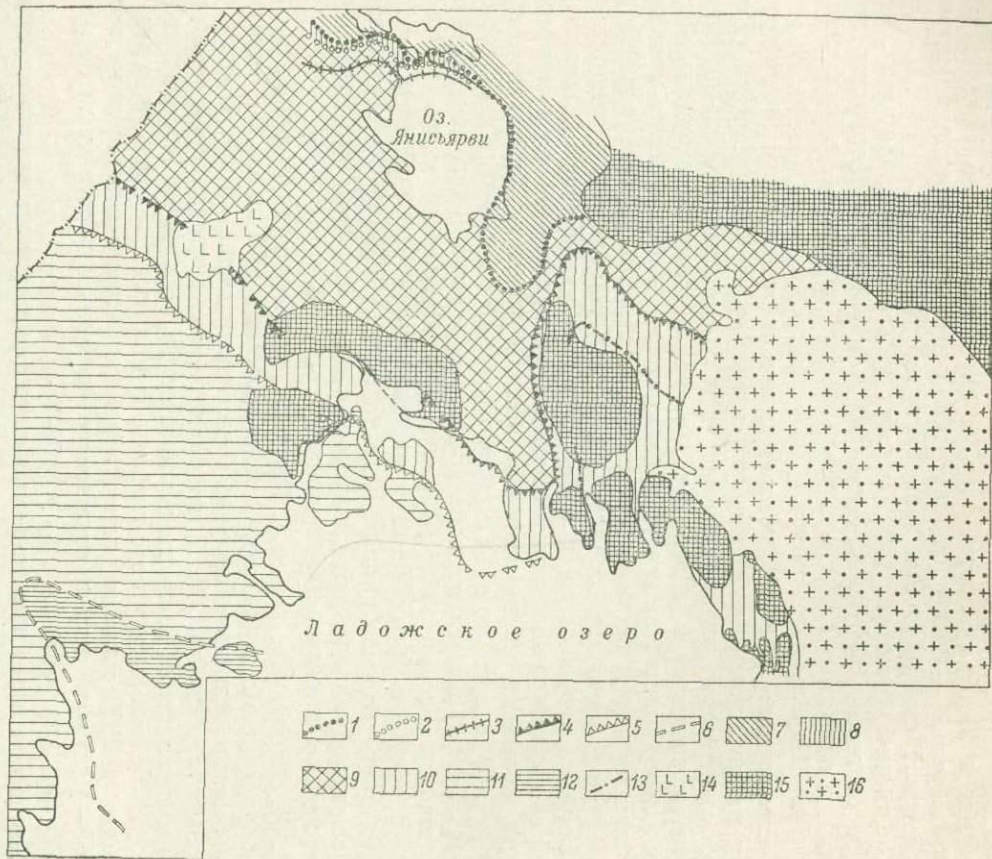
Литоология и стратиграфия сортавальской (или питкьярантской) серии, выделенной из состава ладожской серии К. О. Кратцем, подробно описана в работах К. О. Кратца (1963), Н. Г. Судовикова и др. (1970), А. А. Предовского и В. П. Петрова (1964) и А. А. Предовского и др. (1967). Мощность ее меняется от 180 м на севере Корипойско-Питкьярантского выхода гнейсо-гранитного фундамента карелид до 1600 м в западном крыле Рускеальской антиклинали.

Ладожская серия К. О. Кратцем (1963) расчленена на 3 толщи: нижнюю, сложенную ритмичнослоистыми кварцево-биотитовыми сланцами, среднюю с резким преобладанием метапелитовых пород над метапсаммитовыми и верхнюю толщу параамфиболитов и кварцитов. Л. Н. Потрубович на ограниченной площади сделала попытку более дробного членения ладожской серии на 5 свит. Л. Я. Харитонов (1966) ее две нижние свиты (контисари и натселькя) сопоставляет с нижней толщей, свиту пялкярви — со средней толщей, а две верхние свиты (ияля и леппялампи) — с верхней толщей, выделенными К. О. Кратцем в составе ладожской серии.



Рис. 11. Карта метаморфической зональности Северного Приладожья. Составил Д. А. Великославинский с использованием опубликованных материалов В. И. Лебедева, Ю. В. Нагайцева, В. А. Глебовицкого и А. П. Харитонова.

Изограды: 1 — граната, 2 — ставролита, 3 — первых пегматитных обособлений, 4 — силлиманита, ассоциирующегося с мусковитом, 5 — мигматита (совпадает с изоградой второго силлиманита), ассоциирующегося с калиевым полевым шпатом, 6 — гиперстена; метаморфические зоны: 7 — биотита, 8 — граната, 9 — ставролита, 10 — силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации), 11 — второго силлиманита (или силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации), 12 — гиперстена (или амфибол-гранулитовой субфации); 13 — линия появления граната с размерами, превышающими 1 см в поперечнике; 14 — основные породы; 15 — фундамент ладожской серии (докарельские образования); 16 — рапакиви.



Мощность ладожской серии непостоянна в различных структурных зонах. Максимальной величины (около 4000 м) она достигает в районе оз. Янисъярви (Предовский и др., 1967, стр. 39).

Представляют большой интерес попытки структурно-фациального расчленения области развития ладожской серии. Одна из таких схем принадлежит А. А. Предовскому, другая опубликована в работе Н. Г. Судовикова и др. (1970). А. А. Предовский и др. (1967, стр. 40—41) выделяют: 1) зону периферической части Карельского массива (древнего докарельского кратона П. Эскола); 2) зону субгеосинклинального прогиба между периферической частью Карельского массива и областью распространения глыбовых выступов основания на юге; 3) зону субгеоантиклинального вала, включающую в себя выходы фундамента нижнего протерозоя; 4) зону, располагающуюся к югу от третьей и отличающуюся более глубоким погружением фундамента. Структурные (в том числе и ограниченные микроструктурные) исследования Н. Г. Судовикова (1954) установили, что перекристаллизация метаморфических пород питкьярантской и ладожской серий «происходила в условиях движения, и в большинстве пород это были вращательные движения, связанные с ламинарным скольжением» (стр. 181). Хорошо выраженные линейные текстуры часто ориентированы параллельно осям малых складок.

В данной работе мы очень кратко, лишь в непосредственной связи с региональным метаморфизмом, коснемся вопроса магматизма Северного Приладожья, который подробно освещен в работах Г. М. Саранчиной (1948, 1949, 1968, 1969), Т. В. Перекалиной (1948, 1953, и др.), Н. Г. Судовикова (1954, 1967, стр. 19—40, и др.), Н. А. Волотовской (1948 г.) и других исследователей.

Согласно данным Г. М. Саранчиной (1969), древнейшие интрузивные образования Северного Приладожья представлены многофазными массивами основных пород преимущественно габброидного ряда (Кааламский, Велмякский и др.). Как показали наши исследования, расположение массивов основных пород в Северном Приладожье не несет явных следов связи с метаморфической зональностью. Они встречаются во всех метаморфических зонах (от зоны биотита в районе к юго-востоку от Соанлахти до зоны гиперстена, например, на о-ве Путсари).

Тела более молодых гранитов полностью отсутствуют в метаморфических зонах биотита и граната. В зоне ставролита встречены только обособления, гнезда и жилы пегматита, по первому появлению которых эта метаморфическая зона подразделяется на две подзоны: северную (внешнюю) без пегматитов и южную (внутреннюю) с пегматитами (стр. 50).

В северной части южной подзоны пегматиты редки, они представлены плагиоклазовыми разновидностями, образуют очень мелкие и разрозненные обособления и мелкие гнезда и вряд ли могут быть связаны генетически с какими-либо гранитами. По-видимому, своим образованием они обязаны региональному метаморфизму (метаморфической дифференциации), о чем свидетельствует и конформность линии первого появления пегматитов («изограды» пегматита) с изоградами граната и ставролита. В южной части этой подзоны, вероятно, присутствуют и перемещенные пегматитовые тела, связанные с перемещенными гранитами второго формационного типа Г. М. Саранчиной и имеющие обычно плагиомикроклиновы состав.

Граниты второго формационного типа и связанные с ними пегматиты продолжают встречаться и в зоне первого силлиманита (или зоне силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации).

В зоне второго силлиманита (или зоне силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации) впервые появляются возникшие на месте синорогенные регионально-метаморфические (или ультраметаморфические)

мигматиты и связанные с ними тела гнейсо-гранитов преимущественно плагиоклазового состава, относимые Г. М. Саранчиной к более раннему, первому формационному типу гранитоидов Приладожья. Насыщенность ими пород ладожской формации увеличивается к югу, при этом в зоне гиперстена они приобретают чарнокитовый характер.

Регионально распространенные мигматиты согласно своему геологическому положению, полному отсутствию связи с гранитными интрузиями, что особенно четко видно в зоне их первого появления, составу, приближающемуся к анхизвектическому, и другим признакам являются, по нашему представлению, продуктами выплавления на месте кварц-полевошпатовой эвтектики во вмещающих породах в ходе регионального метаморфизма и сопровождающих процессов регионального метасоматоза. В пользу такого происхождения мигматитов говорит практическое совпадение линии первого появления мигматитов («изограды» мигматита) с изоградой второго силлиманита (т. е. ассоциации силлиманит + калиевый полевошпат) и конформность этой линии первого появления мигматитов с изоградой силлиманита (т. е. ассоциации силлиманит + мусковит). Возможность появления расплавов в зоне второго силлиманита (см. часть III) также подтверждает это предположение.

Таким образом, мы видим, что процессы кислого магматизма и регионального метаморфизма в Приладожье тесно связаны между собой. Исключение составляют лишь платформенные массивы гранитов рапакиви, ограничивающие распространение пород ладожской серии на востоке (Салминский массив, Свириденко, 1968) и на юге (Выборгский массив, Велюксов, 1953), которые являются автономными к метаморфической зональности.

### Метаморфические зоны Северного Приладожья

Наиболее ранней работой, специально посвященной метаморфической зональности Северного Приладожья, является монография Н. Г. Судовикова (1954). Н. Г. Судовиков выделил и закартировал три метаморфические зоны: 1) восточную зону слабого метаморфизма без явлений мигматизации и гранитизации, сложенную биотитовыми сланцами, среди которых редко встречаются ставролитовые и гранатовые сланцы; 2) среднюю зону кордиеритовых и андалузитовых сланцев с начальными проявлениями мигматизации; 3) западную зону с силлиманитовыми гнейсами и кинцититами, характеризующуюся сильным проявлением гранитизации во всех породах.

Позднее метаморфическая зональность Северного Приладожья изучалась В. И. Кицулом (1960, 1963), который на основании детального исследования карбонатных пород соргавальской серии выделил уже 5 зон регионального метаморфизма: 1) мусковит-хлоритовую зону фации зеленых сланцев (район оз. М. Янисъярви), 2) зону тремолита, прилегающую к южному берегу оз. М. Янисъярви и захватывающую меньшую часть восточной зоны, выделенной Н. Г. Судовиковым; 3) зону диопсида, занимающую большую часть восточной зоны и всю среднюю зону, выделенные Н. Г. Судовиковым; 4) зону форстерита (небольшая площадь между Соргавалой и Импилахти) и 5) область региональной мигматизации и гранитизации, близко совпадающую с западной зоной, выделенной Н. Г. Судовиковым.

Более поздние исследования были проведены В. И. Лебедевым и Ю. В. Нагайцевым (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, 1965, и др.). Предложенная ими схема распределения метаморфических зон в Северном Приладожье наиболее близко соответствует наблюдениям автора. Так, Ю. В. Нагайцев (1965) на основании изучения минеральных ассоциаций в метapelитах выделяет зоны: 1) ставролит-андалузитовую, 2) силлиманит-

Парагенетические ассоциации и жилые образования в породах питкьянтской и ладожской серий  
Северного Приладожья

Фации	Субфация	Зона	Целиты	Породы, богатые кальцием	Жилые породы
Зелено-сланцевая	Биотит-хлоритовая	Биотита	Би—Сер—Кв ( $\pm$ Аб, Руд)	Акт—Би—Аб ( $\pm$ Эп, Хл, Карб, Руд, Сф)	Кварцевые жилы
			Изограда граната		
			Эпидот-амфиболитовая	Граната	
Изограда ставролита					
Амфиболитовая	Андалузит-ставролит-альмандиновая	Ставролита	Гр—Ст—Би—Кв ( $\pm$ Сер, Пл, Руд), Ст—Би—Анд—Кв ( $\pm$ Сер, Пл, Руд), Анд—Би—Кор—Кв ( $\pm$ Сер, Пл, Руд)	Гр—Ди—Рог—Пл—Кв ( $\pm$ Карб, Эп, Сф, Би)	
			Изограда силлиманита		
	Силлиманит-альмандин-мусковитовая	Силлиманита	Гр—Би—Сил—Пл—Кв, Гр—Би—Му—К—Пшп—Пл—Кв	Гр—Рог—Кум—Би—Пл ( $\pm$ Би), Гр—Ди—Рог—Пл—Кв ( $\pm$ Би, Карб)	
			Изограда силлиманит + калиевый полевой шпат		
	Силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовая	Второго силлиманита	Изограда мигматита		
Гр—Кор—Сил—К—Пшп—Пл—Кв—Би ( $\pm$ Руд)			Те же		
Гранулитовая	Амфибол-гранулитовая	Гиперстена	Изограда гиперстена		
			Гр—Би—Ги—Пл—Кв, Гр—Би—Кор—Сил—К—Пшп—Пл—Кв	Рог—Ги—Пл—Кв, Рог—Ди—Ги—Пл—Кв	

мусковитовую, 3) силлиманит-калиево-полевошпатовую и 4) гиперстеновую.

Наконец, петрология метаморфизма Северо-Ладожской метаморфической провинции рассмотрена в монографии Н. Г. Судовикова и др. (1970), в которой основное внимание уделено зонам высокого метаморфизма (зонам силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой и роговообманково-гранулитовой субфаций).

Важные вопросы регионального метаморфизма Северного Приладожья затронуты в работах А. А. Предовского, В. П. Петрова и А. С. Сергеева. Мы еще не раз будем возвращаться ко всем этим работам при обсуждении отдельных конкретных проблем регионального метаморфизма.

Нами в Северо-Ладожской метаморфической провинции выделено шесть метаморфических зон (табл. 5, рис. 11): 1) биотита, 2) граната, 3) ставролита, 4) силлиманита, 5) второго силлиманита (силлиманит-калиево-полевошпатовая зона) и 6) гиперстена, подробное описание которых будет приведено ниже.

За субфациями регионального метаморфизма андалузитового типа, развитыми в Северном Приладожье, сохранены названия, наиболее близко соответствующие наименованиям аналогичных субфаций кианитового типа. Это сделано для того, чтобы подчеркнуть их общность, параллелизм в минеральном составе и принадлежность к одноименным метаморфическим зонам, так как различия их ясны из принадлежности к различным типам метаморфизма. Однако в сносках даны такие отличительные названия по Г. Винклеру (1969).

### **Зона биотита (или биотит-хлоритовой субфации)<sup>1</sup>**

Зоной наименьшей степени метаморфизма в Северном Приладожье является зона биотита. Как показали исследования парагенетических ассоциаций на всей площади Северного Приладожья, выделявшаяся ранее В. И. Кицулом (1963) зона хлорита (или серицит-хлоритовой субфации) на этой территории отсутствует. Даже так называемые ятулийские образования, обнажающиеся по северному берегу оз. М. Янисъярви, метаморфизованы в условиях биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Зона биотита (или биотит-хлоритовой субфации) впервые обоснованно выделена и закартирована в Северном Приладожье автором. Она располагается на крайнем севере области развития ладожской серии в пределах Советского Союза, к югу от оз. М. Янисъярви и к северу и востоку от оз. Б. Янисъярви (рис. 11). Она ограничена от зон более высокого метаморфизма изоградой граната. Ширина зоны биотита в пределах развития пород ладожской серии достигает 5 км в районе к востоку от оз. Б. Янисъярви, где зона биотита образует глубокий залив на юг, в сторону прогиба между Коккосельским и Кирявалахтинским гранито-гнейсовыми выходами фундамента ладожской серии.

В метапелитах зоны биотита широко развита ассоциация Би—Сер—Кв ( $\pm$ Хл, Руд, Аб), реже встречается ассоциация без биотита: Сер—Кв ( $\pm$ Хл, Аб, Руд).

Из акцессорных минералов наиболее обычны циркон, апатит, эпидот, ортит, турмалин, лейкоксен, рудные минералы (главным образом ильменит, в небольшом количестве — магнетит, пирит, пирротин и халькопирит).

В метапелитах зоны биотита Северного Приладожья совершенно отсутствуют ассоциации с хлоритоидом при широком развитии ставролита в более высокотемпературных зонах. Обычно считается, что образование

<sup>1</sup> Кварц-альбит-мусковит-биотит-хлоритовая субфация по Г. Винклеру (1969).

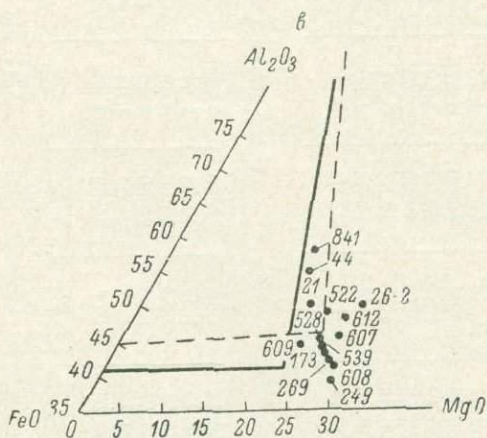
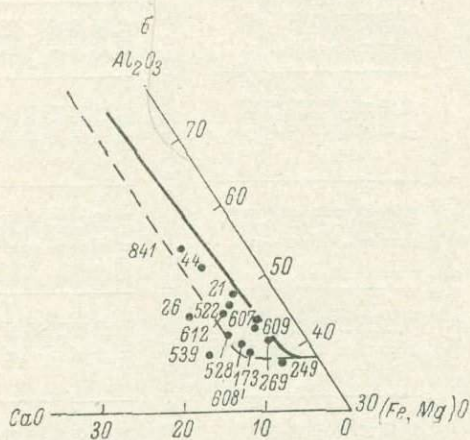
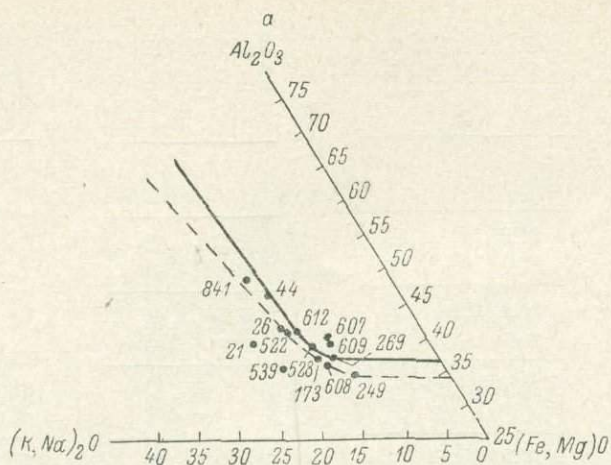


Рис. 12. Поля составов хлоритоид- и ставролитсодержащих пород на диаграммах АКФ (а), АСФ (б) и АФМ (в) по Г. Хошеку (Hoschek, 1967).

Сплошной линией выделено поле хлоритоида, пунктирной — ставролита;  $\text{FeO} = \text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; окислы даны в мол.%. На диаграммы нанесены составы ставролитсодержащих пород Северного Приладожья (26-2, 173, 841 — из табл. 6; 44, 249 и 269 — из работы В. И. Лебедева и др., 1964; остальные — из работы А. А. Предовского и др., 1967, табл. 17).

ТАБЛИЦА 6

## Химические анализы минералов и пород ладожской серии Северного Приладожья

Номера образцов	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 <sub>np</sub>	H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	П. п. п.	F	Сумма
Зона граната															
21 (Бн)	36.40	1.45	18.27	3.71	17.72	0.24	9.12	0.45	0.22	8.22	4.65	—	—	0.37	100.52
21 (В)	59.51	0.80	18.02	1.76	5.90	0.11	3.01	1.05	3.68	3.41	—	0.30	3.12	—	100.67
23 (В)	60.46	0.81	16.00	1.87	7.34	0.13	3.46	0.91	0.78	4.68	—	0.14	3.15	—	99.73
64-2((Бн)	36.20	1.60	18.22	4.40	13.32	0.17	11.76	0.92	0.23	8.97	3.85	—	—	—	99.64
64-2 (В)	62.49	0.73	18.03	2.40	3.60	0.08	2.19	1.82	2.49	3.50	—	0.16	2.30	—	99.79
263 (Бн)	36.69	1.85	17.84	5.24	17.44	0.11	8.05	0.38	0.19	7.43	5.00	—	—	—	100.22
263 (Гр)	38.33	0.17	19.88	1.60	25.55	10.17	1.28	3.22	—	—	—	—	—	—	100.20
263 (В)	55.22	Нет	22.03	0.96	7.34	0.28	3.10	0.80	0.83	4.01	—	0.24	4.92	—	99.73
Зона ставролита без пегматитов															
1-5 (Por)	46.44	1.15	6.29	7.36	8.90	0.48	13.56	12.21	1.01	0.60	1.85	—	—	—	99.85
238-1 (В)	57.75	1.23	19.35	1.64	5.62	0.13	2.48	2.17	2.62	3.93	—	0.08	2.75	—	99.75
244 (В)	64.55	0.83	15.60	0.80	4.90	0.16	2.02	5.26	1.98	1.89	—	0.08	1.65	—	99.72
835 (Бн)	34.47	1.85	20.90	4.45	17.50	0.14	7.95	0.78	0.36	7.33	4.50	—	—	—	100.23
835 (Гр)	36.38	0.11	21.07	1.34	32.65	4.44	1.86	1.80	—	—	—	—	—	—	99.65
835 (В)	50.26	0.77	24.62	2.89	7.13	0.15	3.29	1.05	1.76	5.88	—	0.20	2.15	—	100.15
Зона ставролита с пегматитами															
26-2 (Бн)	34.68	1.82	20.34	2.00	19.08	0.05	8.51	0.56	0.28	8.63	4.15	—	—	—	100.10
26-2 (Гр)	36.62	0.30	20.00	1.29	33.48	4.08	2.26	1.92	—	—	—	—	—	—	99.95
26-2 (Ст)	32.83	0.40	48.56	1.46	12.00	0.14	1.42	0.84	0.39	0.07	1.75	—	—	—	99.86
26-2 (В)	59.25	0.20	20.19	4.40	2.66	Сл.	4.27	3.08	3.03	2.99	—	0.10	0.50	—	100.67
137-1 (В)	60.67	1.23	15.60	1.67	7.49	0.10	4.49	1.33	1.83	2.92	—	0.26	2.41	—	100.00
178-1 (Por)	46.25	0.86	8.84	2.47	16.90	0.32	9.30	11.60	0.54	0.22	2.75	—	—	—	100.05
178-1 (В)	63.70	0.83	17.51	0.98	4.26	0.17	1.79	9.88	0.35	0.33	—	Нет	0.63	—	100.43

Номера образцов	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 <sub>np</sub>	H <sub>2</sub> O <sub>в.с.</sub>	П. п. п.	F	Сумма
186 (Би)	34.69	2.03	18.67	2.65	17.90	0.11	10.20	0.46	0.28	7.89	4.70	—	—	—	99.58
209-4 (Би)	33.64	1.72	20.48	0.73	22.38	0.03	6.58	0.45	0.31	8.51	4.40	—	—	—	99.23
209-4 (Гр)	38.84	0.08	19.22	1.44	35.77	0.44	1.52	2.68	0.12	0.18	—	—	—	—	100.29
209-4 (В)	47.67	0.80	19.98	2.42	14.69	0.10	3.10	2.23	2.13	3.70	—	0.34	2.72	—	99.88
841 (Би)	34.73	2.20	19.67	2.74	18.50	0.09	8.71	0.56	0.28	8.15	4.00	—	—	—	99.63
841 (Гр)	36.64	0.27	20.03	2.21	32.65	4.00	2.94	1.62	0.17	0.20	—	—	—	—	100.73
841 (В)	57.75	0.93	21.80	1.32	5.44	0.10	2.43	1.75	2.45	3.45	—	0.16	2.50	—	100.08
З о н а с и л л и м а н и т а															
173 (В)	61.03	1.03	16.29	0.88	7.49	0.07	3.72	1.78	1.72	3.18	—	0.26	2.09	—	99.81
198-1 (Гр)	37.88	0.17	21.24	0.55	19.15	4.56	0.78	14.86	—	—	0.26	—	—	—	99.45
198-1 (В)	64.59	0.35	13.22	1.17	5.68	1.04	1.79	9.43	0.50	0.27	—	Her	2.28	—	100.32
З о н а м и г м а т и т а ( и л и в т о р о г о с и л л и м а н и т а )															
927-1 (Би)	37.43	1.55	16.03	2.03	12.95	0.29	15.30	0.45	0.09	9.22	3.75	—	—	0.52	99.61
927-1 (Гр)	50.67	0.54	5.22	0.84	9.95	0.17	16.85	12.45	0.48	0.49	1.95	—	—	—	99.61
927-1 (В)	47.80	1.36	13.41	0.88	7.77	0.14	10.06	10.09	1.16	2.76	—	0.22	3.80	—	99.45
З о н а г и п е р с т е н а															
960a (Би)	35.97	3.33	17.22	2.14	16.35	0.04	11.71	0.45	0.19	8.98	3.50	—	—	0.46	100.34
960a (Гр)	37.45	0.03	21.27	1.00	32.04	0.76	5.52	1.67	—	—	—	—	—	—	99.74
960a (В)	62.05	0.93	15.07	0.33	7.84	0.07	2.79	2.18	2.80	3.25	—	0.18	3.05	—	99.54
962a (Би)	35.71	3.50	17.73	1.68	16.00	0.03	11.71	0.45	0.11	9.46	3.00	—	—	0.44	99.82
962a (Гр)	37.32	0.03	21.32	1.00	32.40	0.77	5.37	1.89	—	—	—	—	—	—	100.10
962a (В)	63.87	0.49	17.79	0.80	4.61	0.05	2.07	3.52	3.62	2.04	—	0.16	1.38	—	99.68



Примечание. 21 — тонкое переслаивание филлитовидного сланца (Би—Сер—Кв—Руд—Тур) с метаалевролитом (Эп—Би—Сер—Кв—Руд—Ап—Цир), биотит зеленовато-бурый, южный берег оз. М. Янисъярви, напротив о-ва Нуоттисари; 23 — гранат-биотитовый филлитовидный сланец (Анд—Гр—Би—Хл—Сер—Кв—Руд—Тур—Ап—Цир), биотит зелено-бурый, южный берег оз. М. Янисъярви, в 2 км к западу от оби. 21; 64-2 — биотитовый метаалевролит (Би—Сер—Хл—Кв—Пл—Руд—Цир—Ап—Тур), биотит темный, коричнево-бурый,  $Nm=1.641$ , северо-восточный берег оз. Б. Янисъярви; 263 — гранат-биотитовый филлитовидный сланец (Гр—Би—Сер—Хл—Пл—Кв—Руд—Тур), биотит буро-коричневый,  $Nm'=1.664$ , гранат с  $N=1.804-1.815$ , восточный берег оз. Б. Янисъярви, п-ов Кивиниеми; 1-5 — амфиболовый сланец—метаспорфирит (?) (Рог—Би—Эп—Пл—Ми—Кв—Руд—Ап), у амфибола  $Ng'$  (сине-зеленый)  $\geq 1.680$ ,  $Nm'$  (зеленый) = 1.674,  $Np'$  (зеленовато-желтый)  $\leq 1.656$ , дорога Сортавала—Вяртселя, в 16 км от Вяртселя; 238-1 — гранат-биотитовый метаалевролит (Гр—Би—Сер—Пл—Кв—Руд—Ап—Цир), северный берег оз. Б. Янисъярви, напротив о-ва Карпосари; 244 — гранат-биотитовый метаалевролит (Гр—Би—Кв—Хл—Руд—Пл—Ап—Цир), северный берег оз. Б. Янисъярви, к западу от Соанлахти; 835 — гранат-биотитовый филлитовидный сланец (Гр—Би—Сер—Хл—Кв—Руд—Цир), биотит буровато-коричневый,  $Nm'=1.655-1.658$ , безымянный остров перед входом в горловину из оз. Б. Янисъярви в оз. М. Янисъярви; 26-2 — тонкое переслаивание ставролитового сланца (Гр—Ст—Би—Пл—Кв—Тур—Ап—Ал—Руд) с гранат-биотитовым метаалевролитом (Гр—Би—Сер—Пл—Кв—Цир—Тур—Ап—Руд), биотит коричневый, западное побережье оз. Б. Янисъярви, против о-ва Варпасари, в 1 км от берега; 137 — андалузитовый сланец (Анд—Би—Пл—Кв—Тур—Руд—Ап), станция Харлу; 178-1 — гранат-амфиболовая известково-силикатная порода (Гр—Рог—Пл—Кв—Сф—Руд), у роговой обманки  $Ng'$  (синева-зеленый)  $\geq 1.676$ ,  $Nm'$  (буровато-зеленый) = 1.669,  $Np'$  (бледно-зеленый)  $\leq 1.649$ , железная дорога Леппясярвя—Суоярви, в 2,5 км от пос. Леппясярвя; 186 — ставролитовый сланец (Гр—Ст—Би—Му—Пл—Кв—Тур—Ап—Руд—Цир), биотит темно-коричневый,  $Nm'=1.642-1.644$ , 500 м к югу от пос. Леппясярвя; 209-4 — гранат-биотитовый сланец (Гр—Би—Пл—Кв—Хл—Руд—Ап), биотит красновато-коричневый,  $Nm'=1.661$ , западный берег оз. Б. Янисъярви, против южной оконечности о-ва Варпасари; 841 — ставролитовый сланец (Гр—Ст—Би—Сер—Хл—Кв), большой безымянный остров к югу от о-ва Варпасари, в северо-западной части оз. Б. Янисъярви; 173 — ставролитовый сланец (Гр—Ст—Би—Хл—Пл—Кв—Руд), дорога Импилахти—Дясекяля, в 4 км к западу от пересечения с железной дорогой у Импилахти; 198-1 — гранат-амфибол-кварцевая известково-силикатная порода (Гр—Рог—Би—Хл—Му—Пл—Кв—Карб—Сф—Эп) из конкреции, дорога Леппясярвя—Кителя, в 10 км к югу от ж.-д. переезда у пос. Леппясярвя; 927-1 — биотит-амфиболовый сланец (Рог—Би—Пл—Му—Кв—Сф—Руд—Ап), у роговой обманки  $Ng'$  (бледный буровато-зеленый)  $\geq 1.664$ ,  $Nm'$  (светлый зеленовато-желтый) = 1.656,  $Np'$  (светло-желтый)  $\leq 1.639$ , биотит коричневый,  $Nm'=1.625-1.627$ , южный берег о-ва Ренгколансари, мыс Ламониеми; 960а — мигматизированный гранат-биотитовый сланец (Гр—Би—Пл—Ми—Кв—Руд), биотит красновато-коричневый,  $Nm'=1.651$ , гранат с  $N=1.793-1.806$ , западная окраина Лахденпохья; 962а — мигматизированный гранат-биотитовый гнейс-сланец (Гр—Би—Пл—Кв—Хл—Ап), биотит коричневый,  $Nm'=1.651$ , гранат с  $N=1.795-1.803$ . В круглых скобках после номера образца указаны минералы, а буквой В обозначен валовый химический анализ.

ставролита в таких случаях происходит за счет хлоритоида. Однако Г. Хошек (Hoschek, 1967) показал, что хлоритоидные породы имеют еще более узкое поле химических составов, чем ставролитовые, а ставролит возникает не только за счет ассоциации Хлд—Кв—Му—Хл, но и за счет ассоциации Кв—Му—Би—Хл. На диаграммах  $AKF$ ,  $ACF$  и  $AFM$  Г. Хошека с полями составов хлоритоид- и ставролитосодержащих пород (рис. 12, а, б, в) нанесены составы ставролитовых пород Северного Приладожья. Ни одна из этих пород на диаграммах  $ACF$  и  $AFM$  не попала в поле хлоритоида; по-видимому, это может служить основанием считать причиной отсутствия хлоритоида в Северном Приладожье неподходящий состав пород, при этом основное отличие от их хлоритоидных пород заключается в повышенном содержании магния и кальция.

Хлоритоид в метапелитах, метаморфизованных в условиях андалузитового типа метаморфизма, встречается в ряде областей, в частности в сланцах зоны биотита и граната массива Агли в Восточных Пиренеях (Гитар, 1970).

Все минералы метапелитов в зоне биотита Северного Приладожья обнаруживают синкинематическую кристаллизацию. Иногда наблюдаются порфиробласты биотита, вытянутые по сланцеватости породы со спайностью, ориентированной косо или поперек к их удлинению.

Как видно, парагенетические ассоциации зоны биотита в Северном Приладожье и в Северо-Байкальском нагорье не отличаются друг от друга. Метапелиты в зоне биотита андалузитового и кианитового типов по минеральному составу неотличимы друг от друга.

Из метапелитов зоны биотита анализирован биотит обр. 21, химический состав которого приведен в табл. 6, а катионный состав — в табл. 23.

В карбонатных породах развита ассоциация Трем—Карб ( $\pm$ Кв, Аб, Би, Руд, Сф), в метадиабазе встречается ассоциация Акт—Би—Аб (Пл), ( $\pm$ Эп, Хл, Карб). Как видно, ассоциации карбонатных пород и метадиабаз Северного Приладожья и Северо-Байкальского нагорья также не имеют явных различий.

## Зона граната (или эпидот-амфиболитовой фации)

Зона граната в Северном Приладожье пока еще недостаточно изучена и закартирована только по южному берегу оз. М. Янисъярви и северо-восточному берегу оз. Б. Янисъярви (рис. 14). Ширина зоны 1—1.5 км. Ее внешней границей служит изограда граната, а со стороны зон более высокой степени метаморфизма она отделена изоградой ставролита. В зоне граната в метапелитах появляются новые минералы — кордиерит, гранат и андалузит. Появление андалузита и кордиерита до ставролита отмечается также Ж. Гитаром (Guitard, 1965) в массиве Канигу Восточных Пиренеев, где изограды граната и кордиерита практически совпадают.

В метапелитах зоны граната широко распространены следующие ассоциации: Би—Сер—Пл—Кв, Гр—Би—Сер—Пл—Кв, Анд—Би—Сер—Кв (+Пл), Анд—Гр—Би—Сер—Кв (+Пл), Корд—Анд—Би—Кв (+Пл) и Кор—Би—Сер—Кв (+Пл). Все эти ассоциации изображены на парагенетической диаграмме АФМ (рис. 13) и могут быть сведены к двум полным ассоциациям: 1) Гр—Анд—Би—Сер—Кв и 2) Анд—Кор—Би—Сер—Кв. Характерно отсутствие ассоциаций с сосуществующими кордиеритом и гранатом, столь частых в зоне силлиманита и гиперстена. Из аксессуарных минералов встречены апатит, циркон, рутил, ортит, эпидот, лейкоксен, рудный минерал (ильменит).

Очень редкий и мелкий плагиоклаз представлен, по-видимому, олигоклазом.

Три анализа биотитов из метапелитов зоны граната приведены в табл. 6 (обр. 263, 64-2 и 21), пересчеты их на химическую формулу даны в табл. 23. Показатели преломления  $Nm'$  этих биотитов варьируют от 1.641 до 1.664,  $\Phi=38.8—54.8$ . Среди них биотит из обр. 64-2 выделяется очень высокой магнезиальностью.

В табл. 6 приведен один анализ граната (обр. 263), отличающийся максимальной железистостью среди гранатов ладожской серии ( $\Phi=94.2$ , табл. 32).

Богатых кальцием пород в зоне граната не встречено.

## Зона ставролита (или андалузит-ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации)<sup>2</sup>

Зона ставролита четко выделяется между изоградой ставролита, отделяющей ее от зон более низкого метаморфизма, и изоградой силлиманита, отделяющей ее от зон более высокого метаморфизма. Ширина зоны меняется от 25 км западнее оз. Б. Янисъярви до 3 км на востоке, в районе

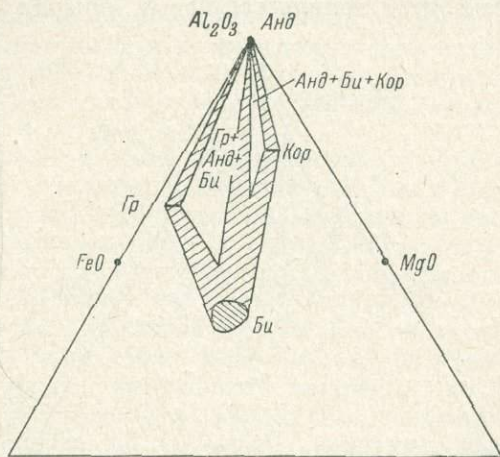


Рис. 13. Диаграмма АФМ для метапелитов зоны граната Северного Приладожья.

<sup>2</sup> Ближе всего соответствует андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации кордиерит-амфиболитовой фации Г. Винклера (1969).

западного контакта Салминского массива рапакивы. Зона ставролита образует глубокий залив на юг между Кирьявалахтинским и Коккосельским гранито-гнейсовыми выступами фундамента ладожской серии. В зоне ставролита на хорошо обнаженном участке к югу от оз. М. Янисъярви выделяются две подзоны: северная — без пегматитовых обособлений и южная — с пегматитовыми обособлениями (рис. 14). Границей между этими подзонами служит линия появления первых пегматоидных обособлений. Эта линия конформна с изоградами граната и ставролита. Изограда ставролита и линия появления первых пегматоидных обособлений впервые в Северном Приладожье закартированы автором. В зоне ставролита в метапелитах появляется новый минерал — ставролит, возникающий, по-видимому, за счет мусковита и биотита, а в богатых кальцием породах — сине-зеленая роговая обманка и моноклинный пироксен.

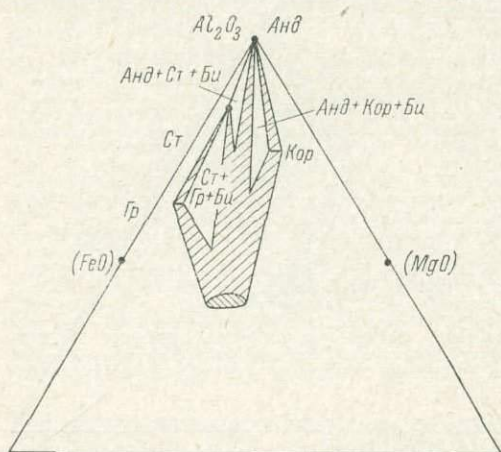


Рис. 14. Диаграмма *AFM* для метапелитов зоны ставролита Северного Приладожья.

В зоне ставролита впервые в Северном Приладожье была выделена Ю. В. Нагайцевым (1965) под названием «андалузит-ставролитовой зоны». Им же наиболее полно были рассмотрены парагенетические ассоциации этой зоны. Однако он ошибочно указывает, что в метаморфической зональности Северного Приладожья, установленной им в районе хут. Натселька, андалузит появляется после ставролита (стр. 26). Нами андалузит был встречен еще в зоне граната. В метапелитах подзоны ставролита без пегматоидных обособлений обычны ассоциации: 1) Би—Кв (+Сер, Пл), 2) Гр—Би—Кв (+Сер, Пл), 3) Гр—Би—Анд—Кв (+Сер, Пл), 4) Гр—Анд—Ст—Би—Кв (+Сер, Кв) и 5) Ст—Би—Кв (+Сер, Пл). Из них 1, 2 и 3 ассоциации встречены были еще в зоне граната, причем ассоциация 3 в условиях зоны ставролита является явно неравновесной и представляет собой, по-видимому, «реликтовую», но довольно частую в этой подзоне ассоциацию. Неравновесна и мало распространена ассоциация 4, являющаяся переходной от типичной ассоциации зоны граната Гр—Би—Анд к обычной в зоне ставролита ассоциации Анд—Би—Ст или Гр—Ст—Би, где реакция  $Гр + Анд = Ст$  не дошла до конца.

В подзоне ставролита с пегматоидными обособлениями «реликтовая» ассоциация 3 чрезвычайно редка, не встречена и неравновесная ассоциация 4. Так что практически андалузит и гранат в подзоне ставролита вместе не встречаются. В подзоне ставролита с пегматоидными обособлениями к ассоциации 1, 2, 5 прибавляются ассоциации: 6) Анд—Ст—Би—Кв (+Сер, Пл), 7) Анд—Би—Кв (+Сер, Пл), 8) Кор—Анд—Би—Кв (+Сер, Пл) и 9) Кор—Би—Кв (+Сер, Пл).

Все эти ассоциации вместе с ассоциациями 1, 2 и 5, как видно на диаграмме *AFM* (рис. 14), равновесные и их можно выразить тремя полными ассоциациями: Гр—Ст—Би—Кв (+Сер, Пл), Ст—Би—Анд—Кв (+Сер, Пл) и Анд—Би—Кор—Кв (+Сер, Пл), изображенными на том же рисунке. Как и в зоне граната, не ассоциируются вместе кордиерит и гранат, что можно видеть и по ассоциациям, приводимым Ю. В. Нагайцевым, а также А. А. Предовским и др. (1967). Ассоциации с микроклином (типа Би—Му—Эп—Ми—Кв) очень редки и похожи на то, что микроклин в них

реликтовый (обломочный или первичномагматический в кислых метаэффузивах).

Из аксессуарных минералов в метapelитах зоны ставролита встречены турмалин, апатит, эpidот, ортит, циркон, лейкоксен и рудные минералы, среди которых особенно выделяются ильменит и пирит.

В зонах граната и ставролита серицит (мусковит) и биотит по-прежнему отражают все пластические деформации в породе. Вместе со всей основной тканью породы они струйчато обтекают порфиробласты граната, андалузита, кордиерита и ставролита. Порфиробласты биотита иногда ориентированы только по форме, но не по строению.

Мелкий гранат в зоне ставролита не обнаруживает явных следов участия в складкообразующих движениях, однако по мере увеличения размеров порфиробласт граната наблюдается отчетливое обтекание их кварц-слюдяной основной тканью, а в отдельных случаях — удлинённая форма и ориентированное расположение в породе.

Кордиерит обычно образует изометрические порфиробласты, не обнаруживающие явной ориентировки в обнажении. Под микроскопом в шлифах порфиробласты кордиерита нередко деформированы, разбиты на мелкие участки-блоки и обтекаются слюдами основной ткани сланца. Через тело порфиробласт обычно прослеживается сланцеватость в виде гелицитовой структуры — ориентированных включений слюд и кварца, которые иногда образуют узор, напоминающий S-образный узор в гранатах, возникающий, по-видимому, в результате вращения порфиробласт во время дифференциальных движений. В целом порфиробласты кордиерита обнаруживают приспособление к дифференциальным движениям, свидетельствующее о кристаллизации кордиерита после начала складчатых движений и до завершения их. Порфиробласты кордиерита обычно содержат включения графита, кварца и слюд, и только в одном случае наблюдались включения граната (шл. 570-3), что вместе с явлениями бластокатаклаза порфиробласт кордиерита, обтекающихся слюдами основной ткани сланца, свидетельствует в пользу сравнительно ранней кристаллизации этого минерала в зоне ставролита, вероятно, вместе с гранатом и до ставролита.

Андалузит обычно образует изометрические порфиробласты, не обнаруживающие ориентированного расположения в породе. Однако в большинстве случаев порфиробласты андалузита отчетливо обтекаются основной тканью сланца. Особенно отчетливые структуры обтекания имеют крупные порфиробласты андалузита (до 2—3 см в поперечнике) в районе ст. Харлу, хорошо наблюдающиеся в обнажении. В относительно редких случаях наблюдаются гигантские *послойные образования андалузита*, переполненные включениями, как бы замещающие целые пропластки в сланце; образование такого андалузита, возможно, проходило уже после окончания главных фаз складчатых движений, однако основная масса андалузита кристаллизовалась до конца складчатых движений. Порфиробласты андалузита в зоне граната и зоне ставролита вблизи от зоны граната содержат включения граната, особенно когда андалузит обнаруживает позднюю посткинematическую кристаллизацию. На границе андалузита и кордиерита никаких реакционных отношений не обнаружено.

Ставролит образует в сланцах ладожской серии пойкилитовые идиобласты размерами до нескольких сантиметров. В большинстве шлифов идиобласты ставролита обтекаются слюдами основной ткани сланца, местами же они при этом и вытянуты вдоль сланцеватости (рис. 15). Однако чаще расположение кристаллов ставролита в породе совершенно незакономерное, а слюды основной ткани сланца, обтекающие их, образуют чрезвычайно сложные *плойчатые узоры*, при этом никогда не наблюдается разрывов в кристаллах. Таким образом, ставролит, возможно, начал кристаллизоваться еще до начала складчатых движений, а закончил свою

кристаллизацию до их завершения. Порфиробласты ставролита всегда содержат включения слюд и кварца, совершенно обычными являются включения граната.

Таким образом, из глиноземистых порфиробластических минералов к наиболее ранним, вероятно, относятся гранат и кордиерит, по-видимому, в зоне ставролита являющиеся «унаследованными» еще из зоны граната, а ставролит, видимо, является более поздним по отношению к ним. Однако все они обнаруживают синкинематическую кристаллизацию, только андалузит иногда посткинематический.

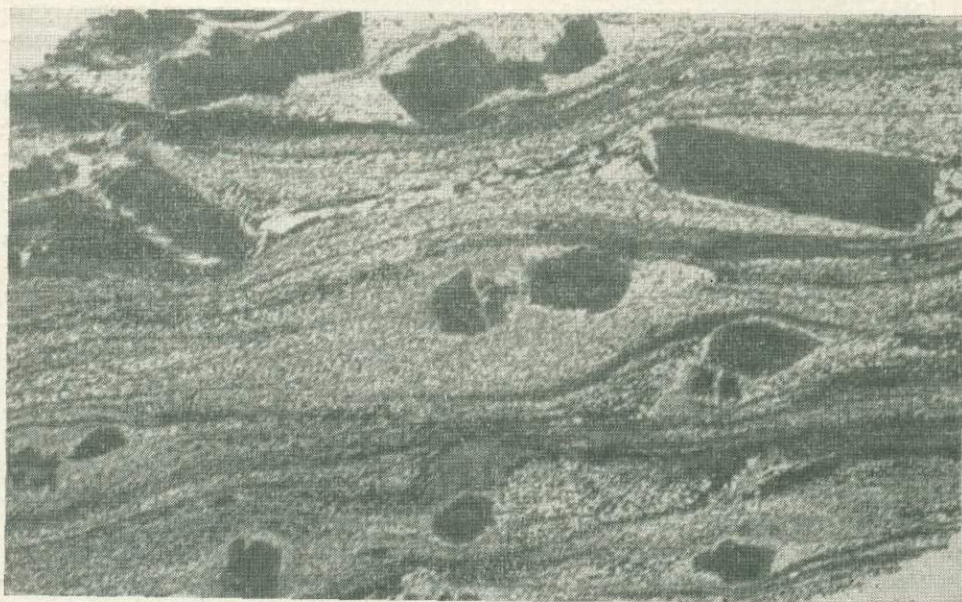


Рис. 15. Ставролитовый сланец с порфиробластами ставролита, вытянутыми по сланцеватости породы. Северный берег о-ва Мякисало (у изограды силлиманита). Шл. 748, увел. 3.5, без анализатора.

Кварц-полевошпатовые и в том числе пегматоидные обособления и прожилки в зоне ставролита представлены плагиоклазовыми разновидностями. Лишь перед самой изоградой силлиманита появляются микроклиновые пегматоидные жилки, массовое же проявление микроклиновых пегматитовых обособлений и жил наблюдается уже в зоне силлиманита.

Биотиты из метапелитов зоны ставролита имеют показатели преломления  $N_m'$ , меняющиеся от 1.640 до 1.661, и общую железистость  $\Phi$ , варьирующую в пределах 52—66% (табл. 23). Пять новых анализов биотитов приведены в табл. 6, 3 анализа биотитов из этой зоны опубликованы В. И. Лебедевым и др. (1964), катионный состав всех 8 анализов дан в табл. 23.

В табл. 6 приведены также 4 новых анализа гранатов из метапелитов зоны ставролита, 4 анализа гранатов из этой зоны даны в работе В. И. Лебедева и др. (1964). Компонентный состав всех 8 анализированных гранатов приведен в табл. 32. Гранаты из метапелитов зоны ставролита обладают высокими показателями преломления (1.810—1.812) и большим содержанием спессартина, которое значительно выше в гранатах подзоны без пегматитов, но все же не достигает такой высокой величины, как в гранатах зоны граната (табл. 32).

Кордиериты метанелитов зоны граната не анализировались. В работе Н. Г. Судовикова и др. (1970) приводятся показатели преломления четырех кордиеритов из зоны ставролита с вариациями  $N_g' = 1.553-1.557$ ,  $N_p' = 1.544-1.548$ ,  $-2V = 70-74^\circ$ , что соответствует 30-40 мол% железистого компонента (Трегер, 1958). В этой же работе приводятся и оптические константы андалузита:  $N_g' = 1.640-1.642$ ,  $N_p' = 1.630-1.632$ ,  $-2V = 84-86^\circ$ , что по диаграмме А. Е. Трегера позволяет определить содержание  $Fe_2SiO_5$  не более чем в 1.2%.

Мы располагаем тремя анализами ставролита из метанелитов зоны ставролита (один, проделанный нами, приведен в табл. 6 и 2 анализа опубликованы в работе В. И. Лебедева и др., 1964). Судя по химическим анализам,  $\Phi = 81.3-84.9\%$ ,  $f = 81.0-82.7\%$ . В работах Н. Г. Судовикова и др. (1970) и А. А. Предовского и др. (1967) приводятся оптические характеристики четырех ставролитов из зоны ставролита:  $N_g' = 1.754-1.760$ ,  $N_p' = 1.740-1.747$ ,  $-2V = 82-86^\circ$ . Катионный состав ставролитов приведен в табл. 36.

В богатых  $CaO$  породах зоны ставролита вместо актинолита появляются сине-зеленая глиноземистая роговая обманка, а вместо тремолита — диопсид. В подзоне ставролита без пегматитов встречены ассоциации  $Рог-Пл-Кв$  ( $\pm Би, Эп, Сф$ ) и  $Ди-Карб$  ( $\pm Рог$ ). В подзоне с пегматитовыми обособлениями наряду с ассоциациями предыдущей подзоны появляются ассоциации с гранатом:  $Гр-Рог-Би-Пл-Кв$  ( $\pm Сф, Карб$ ) и  $Гр-Ди-Рог-Пл-Кв$  ( $\pm Карб, Эп, Сф$ ), однако последняя ассоциация встречается редко. Все эти ассоциации в породах, богатых  $CaO$ , по-видимому, равновесные.

Мы располагаем одним химическим анализом сине-зеленой роговой обманки из подзоны ставролита без пегматитовых обособлений (табл. 6, обр. 1-5) и одним анализом сине-зеленой роговой обманки из зоны ставролита, где она не подразделена на подзоны (табл. 6, обр. 178-1); катионный состав обеих приведен в табл. 39.

Анализы диопсида из зоны ставролита приведены в работе В. И. Кицула (1963, табл. 23-25). Анализированные диопсиды содержат от 2.5 до 14.2% геденбергитовой молекулы.

### Зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации)<sup>3</sup>

Зона силлиманита располагается между изоградой силлиманита на севере и линией появления первых мигматитов на юге, близко совпадающей с изоградой второго силлиманита (силлиманита, сосуществующего с калиевым полевым шпатом). Зона силлиманита отличается относительно малой и мало меняющейся шириной, порядка 5-6 км. Закартированная нами изограда силлиманита довольно близко совпала с высокотемпературной границей зоны среднего метаморфизма на схеме геологического строения северо-западного Приладожья, составленной Ю. В. Нагайцевым (Лебедев и др., 1964).

В. П. Петров и О. А. Беляев (1968) проводят изограду силлиманита почти точно по южной границе зоны среднего метаморфизма Ю. В. Нагайцева. Закартированная нами изограда мигматита также хорошо совпала с северной (низкотемпературной) границей зоны ультраметаморфизма Ю. В. Нагайцева (Лебедев и др., 1964).

Зона силлиманита протягивается с запада на восток, захватывая южную часть Каламской интрузии основных и ультраосновных пород, далее

<sup>3</sup> По Г. Винклеру (1969), силлиманит-кордиерит-мусковит-альмандиновая субфация.

проходит южнее Кирявалахтинского выступа фундамента ладожской серии. На крайнем востоке в зоне силлиманита оказывается вся восточная группа выступов фундамента ладожской серии, включая крупнейший из них — Коккосельский.

В зоне силлиманита в метapelитах исчезают андалузит и ставролит и появляется ранее не встречавшийся в метapelитах силлиманит (обычно фибролит). В узкой полосе, прилежащей к изограде силлиманита, встречается реликтовый ставролит, обычно интенсивно замещающийся мусковитом. До пятидесяти процентов находок силлиманита и ставролита в од-

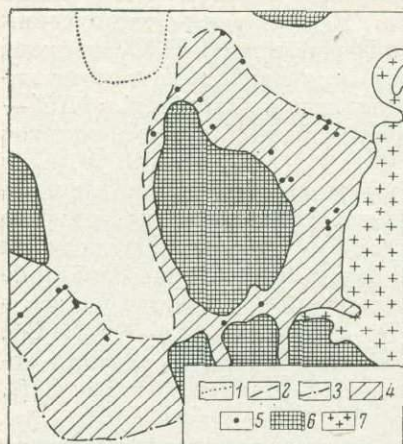


Рис. 16. Выходы ставролитовых (и ставролит-силлиманитовых) сланцев в зоне силлиманита Северного Приладожья.

1 — изограда ставролита; 2 — изограда силлиманита; 3 — изограда мигматита; 4 — зона силлиманита (силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации); 5 — обнажения со ставролитсодержащими породами; 6 — выходы доладожского гранито-гнейсового фундамента; 7 — граниты рапакиви.

ном обнажении (штуфе) приходится на узкую полосу в зоне силлиманита, непосредственно примыкающую к зоне ставролита. Однако более редкие находки ставролита отмечались по всей зоне силлиманита (рис. 16), что как будто бы не позволяет выделить между зонами ставролита и силлиманита зону устойчивого сосуществования ставролита и силлиманита, предполагаемую С. П. Кориковским (1969, стр. 128) и Ю. В. Нагайцевым (1965, рис. 1, б) в ладожской серии Северного Приладожья. Новообразованный силлиманит (фибролит) обычно не контактирует с реликтовым ставролитом, однако в редких случаях можно наблюдать обтекание порфиробласт ставролита волокнами фибролита (рис. 17) и даже проникновение иглолечек фибролита в ставролит. Редкость прямых реакционных отношений между ставролитом и силлиманитом, по-видимому, подтверждает предположение о развитии силлиманита не прямо по ставролитам, а по слодам, преимущественно по биотиту. В пользу развития силлиманита по биотиту гово-

рит и осветление биотитовой породы около линзовидных агрегатов фибролита (рис. 18). Синкинематическое развитие силлиманита наглядно видно по структурам обтекания волокнами фибролита порфиробласт граната и ставролита, по отчетливой линейной ориентировке линзовидных агрегатов фибролита в породе, совпадающей с линейностью по другим минералам, с ориентировкой борозд и шарниров мелких складок, а также по струйчатому обтеканию агрегатов фибролита основной тканью сланцев (рис. 18).

Синкинематическую кристаллизацию обнаруживают также мусковит, биотит и гранат.

Минеральные ассоциации в метapelитах зоны силлиманита: Би—Му—Пл—Кв, Гр—Би—Му (+Пл, Кв), Сил—Би—Му—Кв (+Пл); Сил—Би—Пл—Кв, Сил—Гр—Би—Му—Кв (+Пл), Ми—Би—Пл—Кв и Ми—Му—Би—Пл—Кв. Все они могут быть выражены двумя полными ассоциациями, изображенными на диаграмме АФМ (рис. 19): Гр—Би—Сил—Пл—Кв и Гр (?)—Би—Му—К—Пл—Пл—Кв. Ассоциации с кордиеритом в этой зоне не изучены, можно только предполагать, что они существенно не отличаются от ассоциаций с кордиеритом в предыдущей зоне. Встречающиеся с внутренней стороны изограды силлиманита ассоциации со ставролитом (Ст+Сил+Би+Пл+Кв и Ст+Сил+Гр+Би+

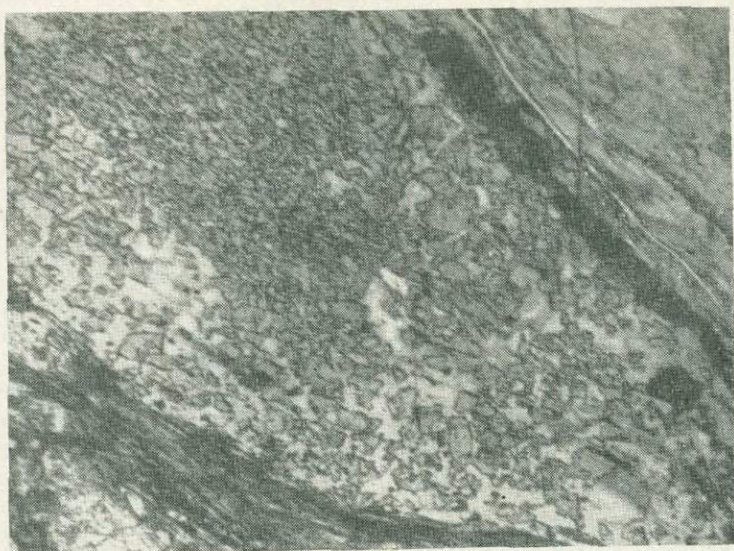


Рис. 17. Структура облекания пойкилопорфиобластов ставролита фибролитом. Ставролит-биотит-фибролитовый сланец из зоны силлиманита. Северная оконечность Коккосельского выступа гранито-гнейсового фундамента. Шл. 6196, увел. 20, без анализатора.

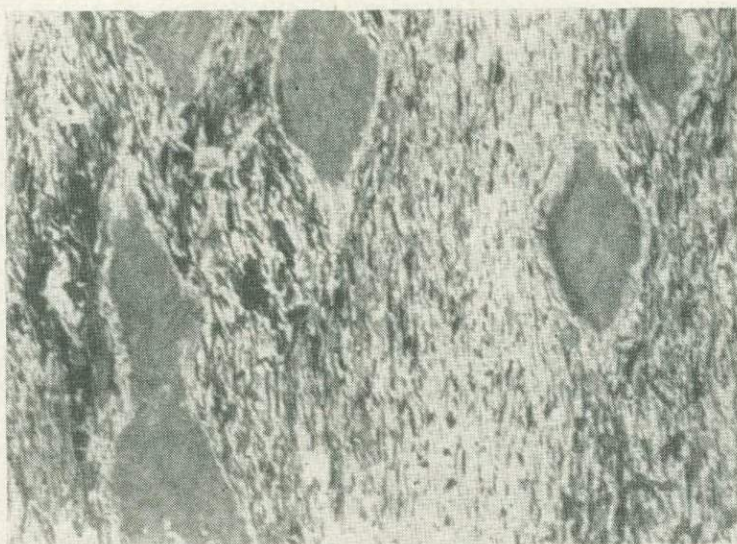


Рис. 18. Линейно вытянутые агрегаты фибролита в гранат-фибролит-сланце из зоны силлиманита, у северной оконечности Коккосельского выступа гранито-гнейсов. Шл. 197, увел. 6, без анализатора.



+Му+Пл+Кв) являются явно неравновесными, повсюду за изоградой силлиманита ставролит замещается слюдястыми минералами. Поэтому трудно согласиться с существованием выделенной Ю. В. Нагайцевым (1965) ставролит-силлиманитовой подзоны прогрессивного метаморфизма в составе силлиманитовой зоны Северного Приладожья (рис. 1). Изчезновение в силлиманитовой зоне (или в силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) парагенезисов с андалузитом и ставролитом отмечается в работе А. А. Предовского и др. (1968)

Из аксессуарных минералов в метапелитах зоны силлиманита встречаются турмалин, апатит, анатаз, циркон, рутил, эпидот, ортит, лейкоксен, рудный минерал (главным образом ильменит и пирит).

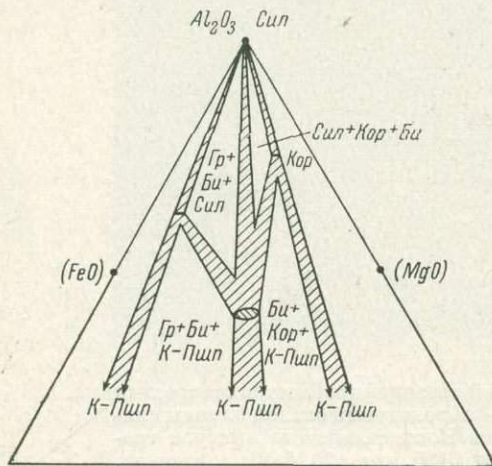
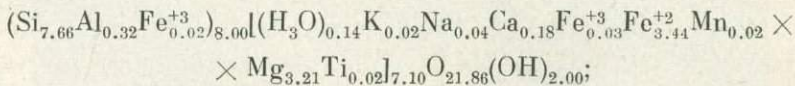


Рис. 19. Диаграмма АФМ для метапелитов зоны силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) Северного Приладожья.

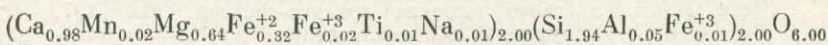
Шесть химических анализов биотитов из метапелитов зоны силлиманита Северного Приладожья опубликованы В. И. Лебедевым и др. (1964), их катионный состав дан в табл. 23. Как видно из таблицы, биотиты зоны силлиманита значительно менее железисты по сравнению с биотитами зоны ставролита ( $\Phi=50.7-56.1$  против  $\Phi=52-66.1$  в зоне ставролита).

В работе В. И. Лебедева и др. (1964) приведено и 5 анализов гранатов из метапелитов зоны силлиманита, компонентный состав их дан в табл. 32. Они беднее спессартином, богаче пиропом и отличаются меньшими показателями преломления (1.807—1.808) по сравнению с гранатами зоны ставролита.

В богатых СаО породах зоны силлиманита встречены минеральные ассоциации: Рог—Пл—Кв ( $\pm$ Би, Карб), Гр—Рог—Пл—Кв ( $\pm$ Би, Карб), Рог—Кум—Пл—Кв ( $\pm$ Би) и Гр—Рог—Кум—Би—Пл—Кв. Очень широко развиты ассоциации с моноклинным пироксеном: Гр—Ди—Рог—Пл—Кв и Ди—Рог—Пл—Кв ( $\pm$ Би, Карб); встречается ассоциация с микроклином: Рог—Пл—Ми—Кв. В целом отличие от предыдущей зоны ставролита скорее качественное — значительно шире развиты ассоциации с диопсидом. Редкие ассоциации с кумминтоном встречались и в зоне ставролита. Из минералов обогащенных кальцием пород зоны силлиманита анализировались кумминтонит (Судовиков и др., 1970, табл. 17, обр. 1225) в ассоциации Гр—Рог—Кум—Пл—Кв с формулой рассчитанной нами:



амфибол (Судовиков и др., 1970, табл. 16, обр. 1232 д, ассоциация Рог—Ди—Пл<sub>55</sub>) с формулой, приведенной в табл. 39, диопсид из такого же образца с формулой, рассчитанной нами:



и гранат (Судовиков и др., 1970, табл. 18, обр. 1225е), компонентный состав которого приведен в табл. 32.

Как видно, роговая обманка из зоны силлиманита удивительно похожа на роговые обманки из зоны ставролита своим низким содержанием глинозема. Диопсид отличается более высоким содержанием геденбергитовой молекулы (33.3%). Гранат по своему компонентному составу не отличается от гранатов из метапелитов зоны ставролита.

**Зона мигматита, или второго силлиманита  
(зона силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой  
субфации)<sup>4</sup>**

К югу от уже описанной зоны силлиманита располагается зона мигматита, в которой появляется равновесная ассоциация силлиманита и калиевого полевого шпата. Для зоны с равновесной ассоциацией силлиманит+калиевый полевой шпат применялись названия: зона второго силлиманита, зона ортоклаза, зона микроклина, микроклин-силлиманитовая зона. В. Гвидотти (Guidotti, 1963) рекомендует название «силлиманит-калиево-полевошпатовая зона», поскольку калиевый полевой шпат может быть представлен как микроклином, так и ортоклазом; однако это название очень длинное и мы предпочли пользоваться термином «зона второго силлиманита». Высокотемпературной границей зоны второго силлиманита служит изограда гиперстена. Ширина зоны второго силлиманита не установлена, так как вся область гнейсов и мигматитов к югу от Лахденпохьи вплоть до северной границы Выборгского массива рапакиви систематическому изучению с точки зрения метаморфизма не подвергалась. Появляющиеся к югу от Лахденпохьи участки пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, имеют как будто бы островной характер, со всех сторон окружены породами зоны второго силлиманита, которая в пределах Северного Приладожья занимает наибольшую площадь среди зон других степеней метаморфизма.

В зоне второго силлиманита становится неустойчивым мусковит, замещающийся устойчивой ассоциацией силлиманит+калиевый полевой шпат. Породы в этой зоне становятся более крупнозернистые, в полосе сравнительно небольшого удаления от изограды мигматита (до 15 км), исследованной автором, биотит и фибролит в метапелитах по-прежнему обнаруживают преимущественно синкинематическую кристаллизацию.

Широко развитые в метапелитах зоны второго силлиманита ассоциации: Гр—Би—Пл—Кв, Гр—Би—Кор—К—Пшп—Пл—Кв, Гр—Би—К—Пшп—Пл—Кв, Би—К—Пшп—Пл—Кв, Гр—Би—Сил—К—Пшп—Пл—Кв, Би—Кор—Сил—К—Пшп—Пл—Кв, являются, по-видимому, фракциями полной ассоциации Гр—Кор—Сил—К—Пшп—Пл—Кв—Би, которую отмечают как равновесную Ю. В. Нагайцев (1965), В. И. Лебедев и Ю. В. Нагайцев (1968). Эта ассоциация, с точки зрения минералогического правила фаз, может рассматриваться как равновесная лишь в том случае, когда калиевый полевой шпат обогащен натрием, а плагиоклаз существенно кальциевый или кристаллизация шла при недостатке воды, т. е. воду тогда можно считать независимым компонентом. Наиболее вероятным кажется соблюдение второго условия. На границе гранулитовой фации и в области давление—температура гранулитовой фации можно предполагать в породах при кристаллизации недостаток воды. Мы не рассматриваем ассоциации метапелитов зоны второго силлиманита на графиках. Изображение их на диаграмме *AFM* Дж. Томпсона невозможно, так как эти ассоциации не содержат мусковита. Нельзя удовлетворительно показать многофазные ассоциации и на обычных диаграммах *ACF* и *AKF*.

<sup>4</sup> По Винклеру (1969) силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновая субфация.

Химические анализы биотитов из метapelитов зоны второго силлиманита опубликованы в работах В. И. Лебедева и др. (1964), Ю. В. Нагайцева, В. И. Лебедева (1968, 1969), Н. Г. Судовикова и др. (1970). В табл. 3 даны результаты пересчета всех анализов биотитов зоны второго силлиманита на химическую формулу. Биотиты из метapelитов зоны второго силлиманита отличаются высоким содержанием Ti и низким содержанием Al и Fe<sup>+3</sup> среди катионов шестерной координации. Показатели преломления  $Nm'$  биотитов из метapelитов колеблются в пределах 1.647—1.664, а общая железистость Ф меняется от 47.7 до 61.6.

Анализы гранатов из метapelитов зоны второго силлиманита приведены в работах В. И. Лебедева и др. (1964), Ю. В. Нагайцева, В. И. Лебедева (1968, 1969) и Н. Г. Судовикова и др. (1970). Эти гранаты отличаются низкими показателями преломления ( $N=1.796-1.807$ ), низкой общей железистостью ( $\Phi=74.4-85.0$ ) и высоким содержанием пирропа (14.4—25.5%). Все анализы гранатов пересчитаны на компонентный состав (табл. 32).

Кордиериты зоны второго силлиманита описаны Ю. В. Нагайцевым и В. И. Лебедевым (1968). Они отличаются меньшими показателями преломления ( $Ng'=1.548-1.553$ ,  $Np'=1.539-1.543$ ) и меньшей железистостью ( $f=27-31\%$ ) по сравнению с кордиеритами зоны ставролита.

В породах, пересыщенных СаО, зоны второго силлиманита встречаются те же ассоциации, что и в предыдущей зоне. Роговые обманки отличаются низким содержанием глинозема. Два химических анализа роговых обманок из парагенезиса Рог—Би—Пл—Кв опубликованы в работе Н. Г. Судовикова и др. (1970), один анализ выполнен нами (табл. 6, обр. ЛВ 927-1, парагенезис Рог—Би—Пл—Кв). Катионный состав амфиболов приведен в табл. 39.

В табл. 6 приведен химический анализ биотита из биотит-амфиболового сланца (обр. ЛВ 927-1).

### Зона гиперстена (или роговообманково-гранулитовой субфации)

Самой высокотемпературной зоной в метаморфической зональности Северного Приладожья является зона гиперстена. Зона гиперстена была выделена и околтурена работами Н. Г. Судовикова и В. А. Глебовицкого (Судовиков и др., 1970), В. И. Лебедева и Ю. В. Нагайцева (1968). Работами автора зона гиперстена почти не затронута. Зона гиперстена слагает, по данным Н. Г. Судовикова и др. (1970), два массива среди зоны второго силлиманита, северный — в районе Лахденпохья и южный — в районе Куркийоки. В. И. Лебедев и Ю. В. Нагайцев (1968, рис. 1) объединяют оба массива в одно целое. В этой зоне появляется новый минерал — гиперстен и в богатых СаО породах исчезает куммингтонит.

В метapelитах зоны гиперстена, по В. И. Лебедеву и Ю. В. Нагайцеву, наиболее распространенными ассоциациями являются уже рассматривавшаяся ранее в зоне второго силлиманита ассоциация Гр—Би—Кор—Сил—К—Пшп—Пл—Кв и определяющая зону гиперстена ассоциация Гр—Ги—Би—Пл—Кв.

Биотиты зоны гиперстена Северного Приладожья не несут существенных отличий от биотитов зоны второго силлиманита и на диаграмме ( $Al_{VI} + Fe^{+3}$ )—Ti—(Mg+Fe<sup>+2</sup>+Mn) занимают одно поле (рис. 33). Из зоны гиперстена 28 анализов биотита приведены в работах В. И. Лебедева и др. (1964), Ю. В. Нагайцева, В. И. Лебедева (1968, 1969) и Н. Г. Судовикова и др. (1970); два новых анализа даны в табл. 6. Все анализы биотитов пересчитаны на химическую формулу, результаты пересчета даны в табл. 23;  $Nm' = 1.645-1.663$ ,  $\Phi=36.2-61.2$ .

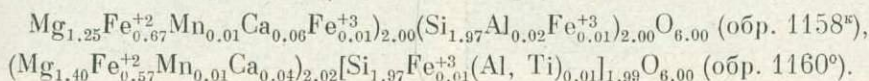
Гранаты метапелитов зоны гиперстена отличаются еще меньшими показателями преломления ( $N=1.788-1.803$ ) и железистостью ( $\Phi=63.7-81.6$ ), чем гранаты метапелитов зоны второго силлиманита, что связано с увеличением в них содержания пироба (до 36.7%). Из метапелитов зоны гиперстена Северного Приладожья 30 анализов гранатов опубликованы в работах В. И. Лебедева и др. (1964), Ю. В. Нагайцева, В. И. Лебедева (1968, 1969) и Н. Г. Судовикова и др. (1970). Два новых анализа приведены в табл. 9. Компонентный состав всех анализированных гранатов дан в табл. 32.

Кордиериты в зоне гиперстена не отличаются по показателям преломления от кордиеритов зоны второго силлиманита ( $N_{g'}=1.546-1.553$ ,  $N_{p'}=1.536-1.543$ ; Лебедев и Нагайцев, 1968).

В породах, пересыщенных кальцием, В. А. Глебовицкий (Судовиков и др. 1970, табл. 13) выделяет ассоциации: Рог—Ги—Пл—Кв, Ги—Пл—Кв, Рог—Ди—Ги—Пл—Кв и Ди—Ги—Пл—Кв.

Анализы двух роговых обманок и двух гиперстенов зоны гиперстена опубликованы в работе Н. Г. Судовикова (Судовиков и др., 1970). Роговые обманки зоны гиперстена такие же, как в зоне второго силлиманита, их катионный состав приведен в табл. 39.

Формулы гиперстенов (пересчет автора):



### Сохранность реликтовых первичноосадочных структур и текстур

В осадочных породах ладожской серии Северного Приладожья реликтовые кластические структуры и специфические осадочные текстуры пород сохраняются в зонах значительно более высокого метаморфизма по сравнению с мамской серией Северо-Байкальского нагорья.

Так, если в мамской серии Северо-Байкальского нагорья бластопсаммитовые структуры исчезают уже в зоне кианита, то в ладожской серии они встречаются не только в зоне биотита (рис. 20, а) и ставролита (рис. 20, б), но довольно обычны и в зоне силлиманита (рис. 20, в) и даже обнаруживаются у самой границы мигматизации (рис. 20, г). В зоне мигматитов кварцито-песчаники с глинистым и глинисто-кварцевым цементом обычно полностью перекристаллизуются и имеют гранобластические структуры (рис. 20, д), однако породы из известково-силикатных конкреций нередко и в зоне мигматитов обнаруживают отчетливую бластопсаммитовую структуру (рис. 20, е). Из осадочных текстур для ладожской серии очень характерна ритмическая слоистость, которая отчетливо сохраняется в зонах биотита, граната ставролита и силлиманита и не распознается лишь в зоне мигматита. В мамской серии Северо-Байкальского нагорья ритмическая слоистость с трудом устанавливается даже в зоне ставролита.

Хорошая сохранность обломочных структур и осадочных текстур в породах андалузитового типа регионального метаморфизма говорит о меньшей степени перекристаллизации пород в метаморфических зонах этого типа метаморфизма по сравнению с сопоставимыми зонами кианитового типа. Причины этого явления будут рассмотрены в III части.

### Заключение

В заключение отметим, что в ладожской серии с увеличением степени метаморфизма увеличивается степень раскристаллизации пород. Это лучше всего прослеживается по размерам поперечников пачек слюди по диаметру

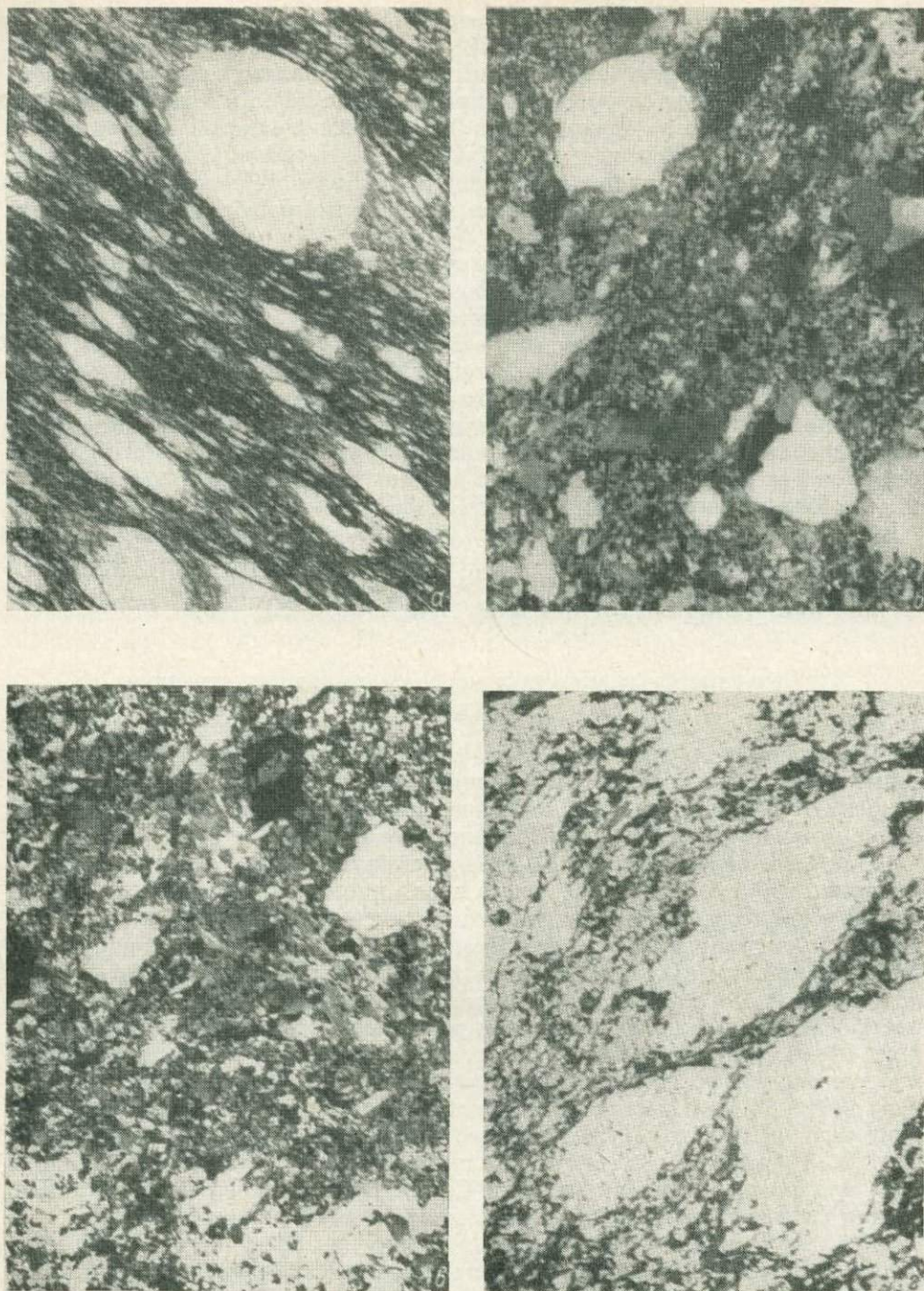


Рис. 20. Структуры бластопсаммитовых пород ладожской серии из разных метаморфических зон.

*a* — метаморфизованный песчаник с биотит-серцит-кварцевым цементом с хорошо сохранившейся реликтовой обломочной (бластопсаммитовой) структурой из зоны биотита, в 3,5 км к югу от Алатту; шл. 114-1, увел. 18, без анализатора; *b* — хорошо сохранившаяся реликтовая обломочная (бластопсаммитовая) структура в базальной части ритма ритмичнослоистых сланцев из зоны ставролита, в 4 км к северу от Ляскеля; шл. 110-2, николи+, увел. 18; *e* — метаморфизованный песчаник с гранат-биотит-кварцевым цементом с довольно хорошо различной реликтовой кластической структурой из базального слоя ритмичнослоистого сланца из зоны силлиманита, п-ов Импилахти, напротив о-ва Пелотсари; шл. 729, увел. 18, николи+; *g* — грубозернистый метаморфизованный песчаник

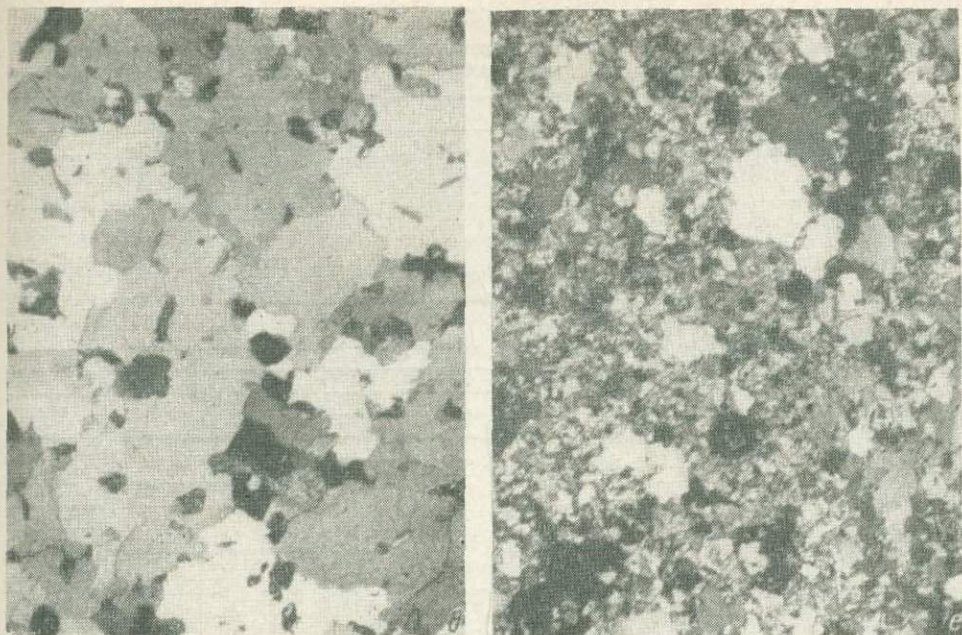


Рис. 20 (продолжение).

с биотит-кварцевым цементом с хорошо различимой реликтовой обломочной структурой из зоны силлиманита близ изограды мигматита, в 3 км к северо-западу от пос. Импилахти; шл. 658-1, увел. 18, без анализатора; б — биотитовый кварцит с гранобластической структурой из зоны мигматита, о-в Кирккосари; шл. 705-1, увел. 18, николи+; в — гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевая порода из известковистой конкреции в зоне мигматита с различной бластосаммитовой структурой, южная оконечность о-ва Тулолансари; шл. 703-1, увел. 18, николи+.

гранатов в метапелитах. Так, поперечники пачек чешуек белой слюды в зоне биотита достигают 0.02 мм, обычно же мельче, в зоне граната и ставролита — 0.07—0.10 мм, в зоне силлиманита — 0.5—2.0 мм.

Наибольший поперечник граната в зоне граната и ставролита доходит до 2 мм, а в зоне силлиманита картируется линия появления граната с поперечником в 1—2 см (рис. 11).

Последовательность минералообразования в кислых и основных сланцах Северо-Ладожской метаморфической провинции обобщена в табл. 7.

Наиболее близкими аналогами по характеру метаморфической зональности, проявившейся в Северном Приладожье, являются районы Эррол в Северном Нью-Гемпшире (Green, 1963a) и Канманту в Южной Австралии, штат Аделаида (Joplin, 1968). В районе Эррол хорошо развиты зоны биотита, граната, ставролита (с андалузитом) и силлиманита (с мусковитом). Все минеральные ассоциации, отмеченные в районе Эррол, встречены и в ладожской серии, кроме ассоциаций с андалузитом в зоне силлиманита, которые Дж. Грин считает неравновесными, так как в большинстве случаев в них андалузит окружен каемками замещающего его серицита. В районе Канманту (Южная Австралия) метаморфическая зональность изучена недостаточно, там также выделяются зоны биотита, граната, ставролита (с андалузитом) и силлиманита. Интересен факт наличия среди ассоциаций зоны силлиманита (с мусковитом) кордиерита.

Метаморфическая зональность андалузитового типа плато Абукума (Miyashiro, 1961) и юго-восточной Австралии (Valance, 1967, Joplin, 1968) отличается от зональности в Северном Приладожье и в районах Эррол (США) и Канманту (Южная Австралия) отсутствием ставролита в зонах средней степени метаморфизма в породах с валовым составом, подходящим

ТАБЛИЦА 7

Последовательность минералообразования при региональном метаморфизме в Северном Приладожье (андалузитовый тип регионального метаморфизма)

Минералы	Зоны					
	биотита	граната	ставро- лита	силлима- нита	второго силлима- нита	гипер- стена
Метапелиты						
Хлорит	—	---	—	—	—	—
Серицит и мусковит	—	—	—	—	—	—
Альбит	---	---	—	—	—	—
Кальциевый плагиоклаз	---	---	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	—
Андалузит	—	—	—	—	—	—
Кордиерит	—	—	—	—	—	—
Ставролит	—	—	—	---	---	---
Силлиманит	—	—	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	—	—
Гиперстен	—	—	—	—	—	—
Пегматит	—	—	---	---	---	---
Основные сланцы						
Хлорит	—	---	—	—	—	—
Актинолит	---	---	—	—	—	—
Группа эпидота	---	---	---	---	---	---
Альбит	---	---	—	—	—	—
Плагиоклаз	---	---	---	---	---	---
Биотит	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—
Диопсид	—	—	---	---	---	---
Гиперстен	—	—	—	—	—	—

для развития ставролита. Так, в метаморфической зоне В (амфиболитовая фация) плато Абукума обнаружен ставролит, однако он обычно окружен двойными реакционными каймами симплектитового прорастания герцинитом с андалузитом во внутренней части и агрегатами мусковита во внешней части, что позволило Х. Кано и И. Куроде (1969) считать его реликтовым минералом более раннего этапа метаморфизма. Эти же авторы отмечают относительно редкие находки реликтового кианита в зоне силлиманита.

В палеозойских метаморфических породах юго-восточной Австралии нигде не обнаружено ставролита (и кианита), хотя при нанесении на диаграммы Г. Хошека можно убедиться, что метапелиты этого огромного региона (табл. IX, X, XI, Jorlin, 1968) обладают валовыми составами, подходящими для развития ставролита, тем более что, кажется, поля ставролита на диаграммах Г. Хошека несколько сужены.

Отсутствие в ряде регионов с метаморфической зональностью андалузитового типа ассоциаций со ставролитом подтверждает представление А. Мияширо о существовании в андалузитовом типе регионального метаморфизма двух подтипов: с наименьшими величинами давления — без ассоциаций со ставролитом (собственно стандартный андалузит-силлиманитовый тип по А. Мияширо) и с несколько большими величинами давления — с ассоциациями, содержащими ставролит (переходная группа низких давлений по А. Мияширо). Такое расчленение андалузитового типа метаморфизма подтверждается геологическими наблюдениями замещения ставролита андалузитом и герцинитом в метаморфических породах, подвергшихся контактовому метаморфизму. В пользу этого говорят и данные

экспериментальных исследований, согласно которым при низких давлениях (порядка 1 кбар и менее) ставролит не кристаллизуется (Hoschek, 1967), а в опытах Р. Шуйлинга (Schuiling, 1970) при давлении в 1 атм. и  $t=445^{\circ}\text{C}$  хлоритоид с кварцем переходит в кордиерит.

Несмотря на свой набор разнообразных минеральных ассоциаций и субфаций в областях метаморфической зональности кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма, можно найти строгую общность в последовательности метаморфических зон (табл. 8), очень сходных в обоих типах метаморфизма. Основное различие заключается в том, что зоне ставролита андалузитового типа метаморфизма соответствуют две зоны в кианитовом типе метаморфизма — ставролита и кианита или две подзоны ставролит-кианитовой субфации — без пегматитов и с пегматитами. Но зона ставролита андалузитового типа метаморфизма (или ставролит-андалузитовой субфации) также может быть подразделена на две подзоны — без пегматитов и с пегматитами. Таким образом, существует корреляция между двумя подзонами ставролита андалузитового типа и зонами ставролита и кианита кианитового типа.

ТАБЛИЦА 8

Корреляция по индекс-минералам зон кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма

Андалузитовый тип		Кианитовый тип								
Зона хлорита		Зона хлорита								
Зона биотита		Зона биотита								
Зона граната		Зона граната								
Зона ставролита	<table border="0"> <tr> <td rowspan="2"> </td> <td>Подзона без пегматитов</td> </tr> <tr> <td>Подзона с пегматитами</td> </tr> </table>		Подзона без пегматитов	Подзона с пегматитами	Зона ставролита	Ставролит-кианитовая зона	<table border="0"> <tr> <td rowspan="2"> </td> <td>Подзона без пегматитов</td> </tr> <tr> <td>Подзона с пегматитами</td> </tr> </table>		Подзона без пегматитов	Подзона с пегматитами
	Подзона без пегматитов									
	Подзона с пегматитами									
	Подзона без пегматитов									
	Подзона с пегматитами									
		Зона кианита								
Зона силлиманита		Зона силлиманита								
Зона второго силлиманита		Зона второго силлиманита								
Зона гиперстена										

Сопоставление метаморфических зон и субфаций обоих типов метаморфизма по температурам метаморфизма дана в табл. 47.



## Часть II

### ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВАЖНЕЙШИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МЕТАПЕЛИТОВ И САМИХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ КИАНИТОВОГО И АНДАЛУЗИТОВОГО ТИПОВ

П. Эскола в своих работах, посвященных принципу метаморфических фаций, показал, что минералогический состав, точнее минеральная ассоциация, метаморфической породы при заданном химическом составе является только функцией степени метаморфизма. А. Мияширо в наиболее четкой и строгой форме, чем кто-либо до него, отметил, что химический состав минералов переменного состава в метаморфических породах может быть использован как показатель степени и типа регионального метаморфизма.

Г. Рамберг, Г. Деворе, М. Фрост и др. выявили закономерности в распределении магния и железа между сосуществующими парами магнезиально-железистых минералов метаморфических пород и тем самым разработали основу для использования химического состава сосуществующих метаморфических минералов для целей абсолютной геотермометрии и геобарометрии. Ввиду этого интересная само по себе эволюция химического состава породообразующих минералов метаморфических пород приобретает особое значение для выяснения термодинамических условий процессов регионального метаморфизма.

Здесь нами приводится сравнительная характеристика эволюции химического состава магнезиально-железистых минералов метапелитов (хлорита, мусковита—серицита, граната, ставролита) при кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма. Как видно, выбраны только минералы, встречающиеся в обоих типах регионального метаморфизма. Из пород, богатых кальцием описана эволюция только амфибола. Эволюция химического состава метапелитов при региональном метаморфизме дается для обоих типов регионального метаморфизма.

Вытекающие из химизма породообразующих минералов термодинамические выводы сделаны в главе 1 III части работы.

#### Глава 1

#### ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СЕРИЦИТА—МУСКОВИТА МЕТАПЕЛИТОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

##### Серициты—мусковиты из метапелитов кианитового типа регионального метаморфизма

Анализы серицитов—мусковитов из метапелитов, метаморфизованных в условиях кианитового типа метаморфизма, известны из Северо-Байкальского и Шотландского нагорий, западной части шт. Мэн, округа Датчесс (шт. Нью-Йорк), района Сноу-пик (шт. Айдахо) и Центрального Вермонта.

Как уже говорилось, тонкочешуйчатую белую калиевую слюду мы называем серицитом, а крупночешуйчатую — мусковитом. Резкий скачок в изменении размеров чешуек слюды в Северо-Байкальском нагорье происходит на границе зон ставролита и кианита. Таким образом, белая калиевая слюда в зонах хлорита, биотита, граната и ставролита представлена серицитом, а в зонах кианита и силлиманита — мусковитом.

Серицит и мусковит принадлежат к тем породообразующим минералам метapelитов, содержание которых с увеличением степени метаморфизма неуклонно уменьшается. Это можно видеть из табл. 40. В зоне хлорита количество серицита в метapelите может достигать 98 вес. %. В зоне биотита, где за счет серицита и хлорита образуется биотит, содержание серицита заметно падает; в зоне кианита в метapelитах редко содержится мусковита более 50%, а в зоне силлиманита — более 20%. И, наконец, в зоне «второго силлиманита» (или в зоне силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации) мусковит становится неустойчивым, а содержание его обычно падает до нуля. За счет мусковита (и биотита) при наличии кварца образуется ассоциация силлиманит+калиевый полевой шпат.

Совершенная субпараллельная ориентировка серицита и мусковита в метapelитах, создающая плоскость сланцеватости, и структуры обтекания порфиробласт граната и других минералов чешуйками серицита или мусковита указывают на синкинематическую кристаллизацию серицита — мусковита.

Как уже указывалось, наиболее широко серицит распространен в метapelитах зеленосланцевой фации метаморфизма. В метapelитах Северо-Байкальского нагорья чешуйки серицита отчетливо располагаются параллельно плоскости сланцеватости и собственнo определяют последнюю. Чешуйки серицита в метаморфических зонах зеленосланцевой фации не превышают 0.03 мм в поперечнике; вследствие малых размеров выделений серицит из метаморфических пород зеленосланцевой фации нами не сепарировался и специальному химическому изучению не подвергался.

Химический состав серицитов из метapelитов зоны хлорита изучался М. Мак Намарой (MacNamara, 1965) на примере дальредской серии в Шотландском нагорье. Химические формулы этих серицитов хорошо соответствуют теоретической формуле мусковита  $(K, Na)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4(OH)_2$ . Один анализ серицита из дальредского метapelита зоны биотита приводится в указанной работе М. Мак Намары, а другой — в анализах мусковитов из серии мойн (Butler, 1967).

Все серициты зеленосланцевой фации Шотландского нагорья принадлежат к структурной форме 2 М. Средние содержания некоторых катионов в серицитах зеленосланцевой фации приведены в табл. 10.

Серицит зоны граната из Северо-Байкальского нагорья отличается бóльшими размерами чешуек. Мы располагаем одним анализом серицита (обр. П437-1) из высокоглиноземистого сланца (с кианитом, магнетитом и кварцем) этой зоны. Отобранный материал несомненно был загрязнен включениями кварца. В табл. 3 приведен анализ загрязненного серицита (№ 7) и исправленный анализ (№ 8), из которого вычтен избыток  $SiO_2$ . Катионный состав анализированного серицита приведен в табл. 9.

Пять химических анализов серицитов из мойнских сланцев зоны граната опубликованы Б. Батлером (Butler, 1967), один анализ серицита из сланца с хлоритоидом, кианитом и с «находящимся с ними в равновесии» ставролитом — М. Мак Намарой (MacNamara, 1965), один анализ серицита из хлоритоидного сланца (с кианитом, хлоритом, мусковитом, паргонитом и кварцем) из зоны граната Центрального Вермонта — А. Элби (Albee, 1965).

В Северо-Байкальском нагорье серицит в зоне ставролита все еще очень мелкий, чешуйки его не превышают 0.05 мм, но в зоне, близ-

ТАБЛИЦА 9

Количество катионов в пересчете на 12 атомов кислорода  
в серицитах—мусковитах из метapelитов мамской серии  
Северо-Байкальского нагорья

Катионы	Зоны					
	граната (П437-1)	ставролита		кианита		силлиманита (С161-5)
		(В204-2)	(В1012-2)	(В64-3)	(В2521)	
Si	3.14	3.16	3.13	3.02	3.00	2.98
Al <sub>IV</sub>	0.86	0.84	0.87	0.98	1.00	1.02
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al <sub>VI</sub>	1.67	1.76	1.79	1.65	1.77	1.83
Fe <sup>+3</sup>	0.15	0.05	0.07	0.17	0.05	0.05
Ti	0.02	0.04	0.03	0.07	0.06	0.04
Fe <sup>+2</sup>	0.07	0.05	0.02	—	0.04	0.03
Mg	0.09	0.11	0.08	0.14	0.12	0.08
Сумма	2.00	2.01	1.99	2.03	2.04	2.03
Ca	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
Na	0.40	0.14	0.06	0.14	0.10	0.10
K	0.58	0.74	0.74	0.82	0.71	0.70
H <sub>2</sub> O	—	0.07	0.17	0.03	0.18	0.16
Сумма	1.01	0.97	1.00	1.00	1.00	0.97
ОН	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
F	72.6	47.1	54.8	40.7	41.6	52.4

Примечание. В скобках указаны номера образцов.

кой к области развития пегматитов, таблички этого минерала достигают в поперечнике 0.1—0.3 мм. Как и в предыдущих зонах, серицит в метapelитах является ведущим породообразующим минералом, почти нацело слагающим основную ткань.

Мы располагаем двумя химическими анализами серицита из метapelитов зоны ставролита в мамской серии Северо-Байкальского нагорья (табл. 3 обр. В 204-2 и В 1012-2). Их катионный состав приведен в табл. 9. Пока лишь отметим, что северобайкальские серициты зоны ставролита отличаются от серицита зоны граната того же региона заметно большим содержанием Al<sub>VI</sub> и К и значительно меньшим — натрия и меньшей общей железистостью.

Серия из 16 анализов мусковитов из мойнских сланцев зоны ставролита приведена Б. Батлером (Butler, 1967), один анализ опубликован А. Хиетанен (Hietanen, 1969).

В зоне кианита Северо-Байкальского нагорья белая калиевая слюда представлена крупночешуйчатым мусковитом. Два анализа мусковита из метapelитов этой зоны приведены в табл. 3 (№№ 11 и 12), а результаты их пересчета на химическую формулу в табл. 9. Обр. В 64-3 отобран из гранат-слюдяного сланца, а обр. В 2521 — из гранат-кианит-двуслюдяного сланца. В серии северобайкальских серицитов—мусковитов мусковиты зоны кианита еще более богаты глиноземом и менее железисты по сравнению с серицитами зоны ставролита; в них также заметно уменьшенные содержания кремнезема.

Один анализ мусковита из зоны кианита опубликован А. Хиетанен (Hietanen, 1969) из метapelита района Сноу-пик, шт. Айдахо, США.

Из метapelитов зоны силлиманита Северо-Байкальского нагорья анализирован лишь один мусковит (табл. 9, обр. С 161-5), отличающийся в серии северобайкальских серицитов наибольшим содержанием глинозема и наименьшим — кремнезема.

В литературе известно еще три полных анализа мусковита из метapelитов зоны силлиманита — в работах по метаморфической зональности в округе Датчесс (Barth, 1936), в районе Сноу-пик, шт. Айдахо и в западной части шт. Мэн (Evans and Guidotti, 1966). Кроме того, в последней работе приведено 32 анализа мусковитов из метapelитов зоны силлиманита, выполненных методом микроопробования; к сожалению, все железо дается в форме  $Fe_2O_3$ .

Однако все отмеченные особенности в химизме мусковитов из метapelитов различных метаморфических зон отчетливее обнаруживаются при сравнении средних составов мусковитов из зон хлорита, био-

ТАБЛИЦА 10

Средние содержания некоторых катионов в мусковитах из метapelитов кианитового типа метаморфизма

Катионы	Зоны					Изменения в содержании
	хлорита биотита	граната	ставро- лита	ки- анита	силлима- нита	
Si	3.18	3.12	3.13	3.07	3.07	Уменьшение
Al <sub>IV</sub>	0.82	0.88	0.87	0.93	0.93	} Увеличение
Al <sub>VI</sub>	1.55	1.62	1.65	1.74	1.81	
Mg+Fe <sup>+2</sup>	0.35	0.22	0.22	0.13	0.10	Уменьшение
Ti	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	Небольшое увеличение
Ca	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	Небольшое уменьшение
Na	0.14	0.14	0.09	0.13	0.13	} Нет
K	0.73	0.82	0.85	0.76	0.78	
H <sub>2</sub> O	0.13	0.06	0.06	0.10	0.08	Небольшое уменьшение
a	81.1	87.3	87.0	90.6	92.8	Увеличение
F	58.1	66.7	58.1	40.4	56.2	Нет
Количество анализов	9	8	19	3	4	

тита, граната, ставролита, кианита и силлиманита из всех упоминавшихся метаморфических провинций кианитового типа (табл. 10). Как видно, с увеличением степени метаморфизма наблюдается систематическое возрастание содержания Al<sub>IV</sub> и Al<sub>VI</sub> (и в связи с этим глиноземистости *a*) и уменьшение содержания Si и (Mg+Fe<sup>+2</sup>). Кроме того, наблюдается неотчетливое увеличение содержания Ti и суммы щелочей (K+Na) и уменьшение содержания Ca и OH<sub>2</sub>. Интересно отметить, что изменение глиноземистости

$a = \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Y}$  (в атомн. %) в мусковите и биотите при региональном метаморфизме идет в противоположных направлениях.

Для более наглядного выявления особенностей химизма серицитов — мусковитов из метapelитов разных метаморфических зон кианитового типа метаморфизма анализы были пересчитаны на компоненты Si<sup>+4</sup>, R<sup>+2</sup> и R<sup>+3</sup> (табл. 11) и нанесены на диаграмму (рис. 21, а) Si<sup>+4</sup>—R<sup>+2</sup>—R<sup>+3</sup>, где R<sup>+2</sup>=Mg+Fe<sup>+2</sup>, а R<sup>+3</sup>=Al+Fe<sup>+3</sup> (в атомн. %). Средние значения Si<sup>+4</sup>, R<sup>+2</sup>, R<sup>+3</sup> и их доверительные интервалы приведены в табл. 12. Из диаграммы видно, что с увеличением степени метаморфизма в серицитах — муско-

витах из метapelитов уменьшается содержание фенгитовой составной части, они все более приближаются по составу к «чистому мусковиту» —  $H_4K_2(Al, Fe^{+3})_6Si_6O_{24}$ . На рис. 21, б показаны поля мусковитов квантитового типа для следующих зон: 1) мусковита и биотита, 2) граната, ставролита и кианита, 3) силлиманита. Выявленная тенденция особенно наглядно выг-

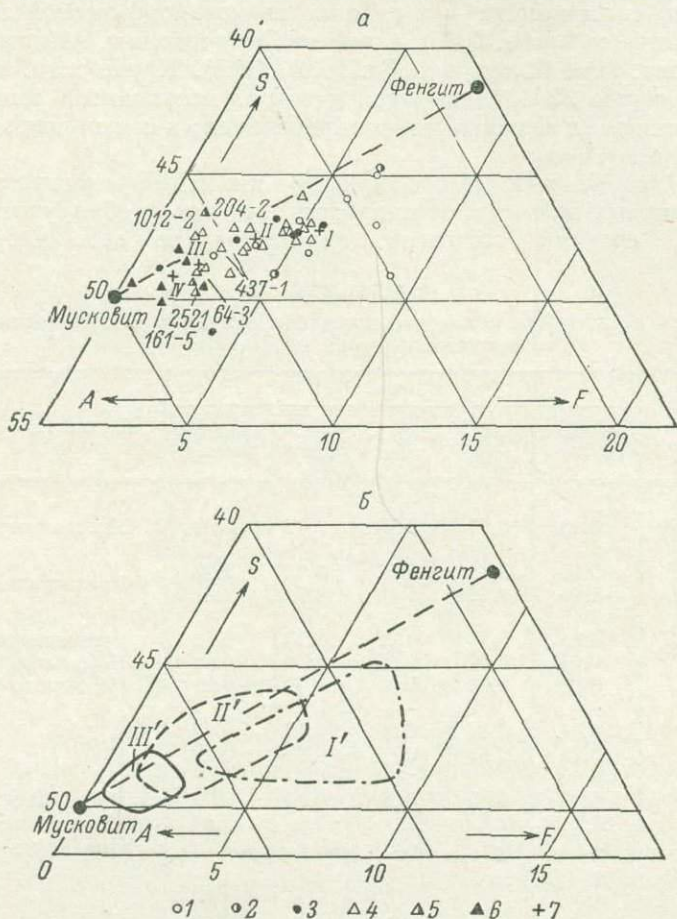


Рис. 21. Диаграмма  $ASF$  для серицитов—мусковитов из метapelитов квантитового типа регионального метаморфизма.

$A=Al+Fe^{+3}$ ,  $S=Si$ ,  $F=Fe^{+2}+Mn+Mg$ , в атомн. %.  
 $a$  — состав серицитов—мусковитов из разных метаморфических зон (табл. 11): 1 — хлорита, 2 — биотита, 3 — граната, 4 — ставролита, 5 — кианита, 6 — силлиманита, 7 — средний состав из зон: I — хлорита и биотита, II — граната и ставролита, III — кианита, IV — силлиманита; б — поля серицитов—мусковитов из разных зон метаморфизма: I' — хлорита и биотита, II' — граната, ставролита и кианита, III' — силлиманита.

лядит, если рассматривать серию анализов серицит—мусковит только из метapelитов Северо-Байкальского нагорья, для которых процент фенгита составляет в зоне граната 32, в зоне ставролита — 34 и 26, в зоне кианита — 18 и 17 и в зоне силлиманита — 9.5.

Эта тенденция была ранее подмечена Р. Ламбертом (Lambert, 1959) на анализах мусковитов из метаморфической серии мойн Шотландского нагорья и подтверждена Б. Батлером (Butler, 1967). Как указывает Р. Ламберт, анализы мусковитов из серии мойн, нанесенные на диаграмму  $AKF$ , «обнаруживают очень заметную и выдержанную тенденцию в уменьшении

Значения  $Si^{+4}$ ,  $R^{+3}$  и  $R^{+2}$ , приведенные к 100%, в серицитах и мусковитах из разных метаморфических зон метаморфических провинций кьянитового типа

Катионы	Зоны																			
	хлорита								биотита			граната								
	317C	327R	301T	316C	329C	327A	328A	среднее	353C	1	среднее	П437-1	LA10K	91229	2	3	4	5	6	среднее
$Si^{+4}$	54.0	51.0	54.9	53.0	51.7	52.2	53.1	52.9	51.0	55.2	53.0	52.3	51.2	50.2	53.2	53.1	52.6	52.0	52.6	52.1
$R^{+3}$	40.0	40.0	38.6	39.5	45.8	44.1	42.1	41.4	44.0	38.3	41.2	44.7	47.8	48.9	42.8	41.2	42.5	42.3	42.4	44.1
$R^{+2}$	6.0	9.0	6.5	7.5	2.5	3.7	4.8	5.7	5.0	6.5	5.8	3.0	1.0	0.9	4.0	5.7	4.9	5.7	5.0	3.8
F	51.8	48.3	70.6	58.2	61.1	51.3	65.9	58.1	58.9	67.5	63.2	72.6	65.9	71.4	72.6	56.9	71.5	58.9	64.0	66.7

ТАБЛИЦА 11 (продолжение)

Катионы	Зоны																														
	ставролита																кьянита				силлиманита										
	B204-2	B1012-2	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	2096	среднее	B64-3	B2521	2083	среднее	C161-5	B1	E63	A	B	2337	Среднее
$Si^{+4}$	52.8	52.6	53.1	52.5	52.9	52.0	54.2	52.7	53.0	52.6	52.8	51.3	52.2	51.0	52.8	52.3	52.1	51.2	52.7	52.5	50.7	50.2	53.6	51.5	49.8	50.6	50.4	51.6	50.7	52.1	50.9
$R^{+3}$	44.5	45.7	41.7	42.0	42.6	44.6	41.4	43.9	42.0	42.4	42.5	46.2	44.3	45.5	42.7	43.7	45.2	46.4	45.8	43.8	47.0	47.1	44.9	46.3	48.4	49.0	48.1	46.6	46.5	46.6	47.5
$R^{+2}$	2.7	1.7	5.2	5.5	4.5	3.4	4.4	3.4	5.0	5.0	4.7	2.5	3.5	3.5	4.5	4.0	2.7	2.4	1.5	3.7	2.3	2.7	1.5	2.2	1.8	0.4	1.5	1.8	2.8	1.3	1.6
F	47.1	54.8	55.8	58.8	53.4	47.0	64.0	58.7	51.6	71.9	73.8	50.0	50.7	48.0	54.0	65.8	57.1	47.8	36.8	58.1	40.7	41.6	38.9	40.4	52.4	—	53.0	62.5	63.3	50.0	56.2

Примечание. 317C, 327R, 301T, 316C, 329C, 327A, 328A, 353C, 91229 — из дальредских метапелитов Шотландского нагорья (MacNamara, 1965); LA10K — из центрального Вермонта (Albee, 1965); П437-1, B204-2, B1012-2, B64-3, B2521 — из мамской серии Северо-Байкальского нагорья (см. табл. 3); B1 — из округа Датчесс, шт. Нью-Йорк (Barth, 1936); E63 — из западной части шт. Мэн (Evans and Guidotti, 1966); 1—22 — из метапелитов серии мойн (Butler, 1967); 2096, 2083, 2337 — из докембрия района Сноу-шик, шт. Айдахо, США (Hietanen, 1969); A и B — из дальредских метапелитов Шотландского нагорья (Chinner, 1960).

Средние значения  $Si^{+4}$ ,  $R^{+3}$  и  $R^{+2}$  мусковитов кианитового типа метаморфизма и их доверительные интервалы (вероятность 99%)

Зоны	Количество анализов	$Si^{+4}$		$R^{+3}$		$R^{+2}$	
		$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал
Хлорита и биотита	9	52.9	51.1—54.7	41.4	38.4—44.4	5.7	3.5—7.9
Граната	8	52.1	50.8—53.4	44.1	40.6—47.6	3.8	1.4—6.2
Ставролита	19	52.5	52.0—53.0	43.8	42.7—44.9	3.7	2.9—4.5
Кианита и силлиманита	9	51.1	50.7—51.5	47.1	46.7—48.5	1.8	1.0—2.6

Примечание. Зона биотита объединена в одну группу с зоной хлорита, а зона кианита — с зоной силлиманита ввиду малого в них числа вариантов (соответственно 2 и 3). Как видно из таблицы, доверительные интервалы для средних значений величин  $R^{+3}$  и  $R^{+2}$  различаются для мусковитов группы зон хлорита—биотита, зоны граната (полностью включающей доверительный интервал зоны ставролита) и группы зон кианита+силлиманита. Доверительные интервалы для средних значений величины  $Si^{+4}$  различаются для мусковитов тех же метаморфических зон, но со значительно большими перекрытиями.

в мусковитах содержания фенгитовой составной части» (Lambert, 1959, стр. 560). Эта тенденция проявляется и на диаграмме  $ASF$ .

При составлении диаграммы  $Si^{+4}-R^{+2}-R^{+3}$  (рис. 21, а) не использовались химические анализы мусковитов Р. Ламберта, так как они принадлежат к ретроградно измененным породам, степень метаморфизма которых устанавливается приближенно.

К такому же выводу о поведении мусковитов при метаморфизме пришел Б. Вельде (Velde, 1967). Он утверждает, что фенгиты являются низкометаморфическими образованиями и с увеличением температуры и уменьшением давления фенгит переходит в ассоциацию  $Mu + Bi + K - Pшип + Kв + H_2O$ . Б. Вельде приводит кривую равновесия этой реакции.

Б. Вельде на основании 8 анализов фенгитовых мусковитов (серицитов) из глаукофановых сланцев о-ва Груа установил, что содержание в них  $Si^{+4}$  является независимым от ассоциирующихся минеральных фаз в породе и от относительного содержания других элементов в слюде. Вариации в содержании  $Si^{+4}$  в естественных фенгитовых слюдах, по Б. Вельде, могут быть объяснены только физическими условиями их образования — давлением и температурой.<sup>1</sup> Этот исследователь приходит к выводу, что с увеличением степени метаморфизма в фенгитовых мусковитах происходит уменьшение содержания  $Si^{+4}$ . Он приводит построенную на экспериментальных данных диаграмму зависимости содержания в мусковите  $Si^{+4}$  от давления и температуры.

По этой диаграмме температура образования мусковита при  $P \geq 6$  кбар в зоне ставролита равна  $625^\circ$ , а в зоне кианита —  $720^\circ$  (подробнее см. часть III, гл. 1).

Изменения в содержании  $Si^{+4}$  объясняются тем, что фенгиты по сравнению с мусковитом обнаруживают замещение 2 Al на (Mg, Fe) Si.

Второй важной особенностью химизма серицитов и мусковитов кианитового типа метаморфизма является уменьшение общей железистости с увеличением степени метаморфизма. Эту особенность мы отмечали и ранее на ограниченном материале Северо-Байкальского нагорья (Великославинский и Петров, 1964). Теперь она как будто бы подтверждается на более обширном материале. На рис. 22 приведен график частоты встречаемости общей железистости  $\Phi$  в серицитах—мусковитах разных фаций метамор-

<sup>1</sup> Анализы фенгитовых мусковитов Б. Вельде также не могли быть использованы для построения диаграммы на рис. 21, а, так как они выделены из пород, метаморфизованных в условиях жадеит-глаукофанового типа метаморфизма и отличающихся по химическому составу от обычных метапелитов.

физма кианитового типа, для составления которого использованы данные 76 химических анализов — 45 из табл. 11 и 31 неполный анализ из работы Б. Эванса (Evans and Guidotti, 1966). На графике отчетливо видно, что зеленосланцевые серициты — преимущественно высокожелезистые, с  $\Phi = 50-75$  (в среднем 62.6), а мусковиты амфиболитовой фации — умеренно железистые, с преобладающими значениями  $\Phi = 40-60$  (в среднем 51.4).

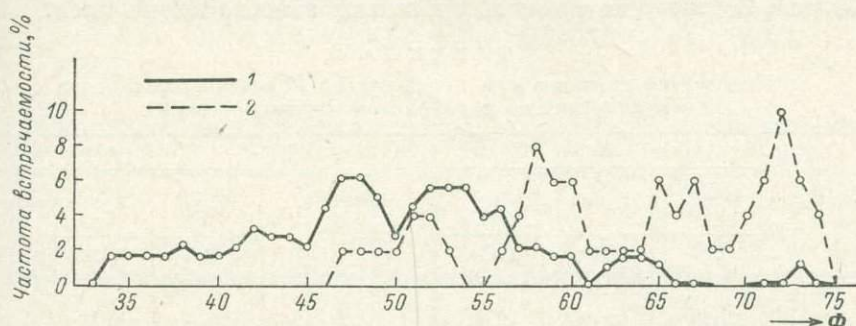


Рис. 22. Частота встречаемости величины общей железистости  $\Phi$  в серицитах—мусковитах разных фаций метаморфизма кианитового типа (по данным 76 химических анализов).

1 — амфиболитовая фация; 2 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации.

Такие же закономерные изменения общей железистости серицитов—мусковитов можно видеть и в табл. 13, где приведены средние значения  $\Phi$  для отдельных метаморфических серий; лишь в дальредской серии Шотландского нагорья не замечается направленного изменения общей железистости серицитов—мусковитов.

ТАБЛИЦА 13

Средние значения общей железистости в серицитах—мусковитах

Провинции	Фации		
	зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая
Мамская серия и ее аналоги в Северо-Байкальском нагорье . . . . .	—	72.6	45.3
Мойнская серия Шотландского нагорья. . . . .	67.5	64.8	60.2
Дальредская серия Шотландского нагорья . . . . .	59.3	71.4	62.9
Палеозойские метапелиты шт. Мэн . . . . .	—	—	47.2
Метапелиты Центрального Вермонта . . . . .	—	65.9	—

Мы не будем останавливаться на широко известном экспериментальном исследовании Х. Югстера и Х. Йодера (Abelson, 1955) об обогащении мусковита парагонитовой составной частью с увеличением температуры. Однако использование этого геотермометра возможно только в случае, когда мусковит сосуществует с парагонитом.

### Серициты—мусковиты из метапелитов андалузитового типа регионального метаморфизма

Автору неизвестны в литературе химические анализы мусковитов андалузитового типа регионального метаморфизма. Поэтому здесь (табл. 6) приведены три химических анализа мусковитов из ладожской серии (один — из зоны ставролита и два — из зоны силлиманита), пересчеты их на катионный состав даны в табл. 14. Так как в анализе мусковита из зоны



ставролита содержание  $\text{SiO}_2$  оказалось сильно завышенным и в пересчитанном анализе принято равным 46.4, то, естественно, мусковиты из зоны ставролита и силлиманита нельзя сравнивать между собой по величинам  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}_{\text{IV}}$  и  $\text{Al}_{\text{VI}}$ . По другим характеристикам мусковиты из зоны силлиманита оказались обогащенными  $\text{K}$  и обедненными  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$ . Обеднение  $\text{Ca}$  с увеличением степени метаморфизма обнаружилось и в мусковитах кианитового типа. Содержание остальных катионов заметно не меняется.

ТАБЛИЦА 14  
Количество катионов при пересчете на 12 атомов кислорода  
в мусковитах из метанелитов ладожской серии

Катионы	Зоны			Катионы	Зоны		
	ставро- лита	силлиманита			ставро- лита	силлиманита	
		B186	Г1204			Г1206А	B186
Si	3.01 (?)	2.98	3.04	Na	0.34	0.16	0.08
$\text{Al}_{\text{IV}}$	0.99 (?)	1.02	0.96	K	0.64	0.74	0.81
				$\text{H}_2\text{O}$	—	0.04	0.08
Сумма	4.00	4.00	4.00	Сумма	1.06	0.96	1.00
$\text{Al}_{\text{VI}}$	1.82 (?)	1.81	1.82	ОН	1.90	2.00	2.00
$\text{Fe}^{+3}$	0.02	0.03	—	$\alpha$	90.2 (?)	90.2	89.2
Ti	0.06	0.06	0.03	F	33.3	35.7	37.0
$\text{Fe}^{+2}$	0.03	0.03	0.12	$\text{Si}^{+4}$	50.3	49.9	50.5
Mg	0.11	0.11	0.07	$\text{R}^{+2}$	2.3	2.3	3.2
				$\text{R}^{+3}$	47.4	47.8	46.3
Сумма	2.04	2.04	2.04				
Ca	0.08	0.02	0.03				

При сравнении химизма мусковитов из зоны силлиманита андалузитового типа с мусковитами из той же зоны кианитового типа заметно большое сходство. Мусковиты андалузитового типа отличаются несколько пониженным содержанием  $\text{Si}$ , повышенным содержанием как  $\text{Al}$  в целом, так и  $\text{Al}_{\text{IV}}$ , а также и суммы  $\text{R}^{+2} = \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$ . Кроме того, мусковиты андалузитового типа отличаются значительно пониженной общей железистостью и более высоким содержанием  $\text{Ca}$ . По содержанию других компонентов мусковиты зоны силлиманита обоих типов метаморфизма не отличаются друг от друга.

На диаграмме *ASF* оба мусковита зоны силлиманита андалузитового типа попадают в поле мусковитов той же зоны кианитового типа метаморфизма, что как будто бы указывает на отсутствие различий в содержании фенгитового компонента в мусковитах зоны силлиманита обоих метаморфических типов.

## Глава 2

### ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ХЛОРИТОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ КИАНИТОВОГО ТИПА

Хлорит устойчив в зоне хлорита, биотита и граната. В зонах более высоких степеней метаморфизма хлорит — вторичный.

Химизм хлоритов Северо-Байкальского нагорья не изучался, но представлятельную серию из 11 химических анализов хлоритов из разных фа-

ций и субфаций кванитового типа регионального метаморфизма можно подобрать из анализов, опубликованных в работах М. Атертона (Atherton, 1968) и М. Мак Намары (MacNamara, 1965). Все анализированные хлориты отобраны из дальредских метапелитов Шотландского нагорья из зон хлорита, биотита и граната.

Небольшую серию химических анализов хлоритов из метапелитов Вермонта (2 анализа из зоны биотита и 3 — из зоны граната) можно подобрать из анализов, опубликованных в работах Э. Зена (Zen, 1960) и А. Элби (Albee, 1965).

ТАБЛИЦА 15

Средние содержания катионов в хлоритах из метапелитов кванитового типа регионального метаморфизма при пересчете на 28 атомов кислорода

Зоны	Si <sup>4+</sup>	Al <sub>IV</sub>	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	F <sub>обм.</sub>	Количество анализов
Хлорита	5.19	2.81	2.82	0.36	0.12	5.28	0.06	2.96	0.04	0.06	0.08	65.7	5
Биотита	5.26	2.74	2.95	0.30	0.02	5.27	0.04	3.10	0.07	0.05	0.06	62.0	4
Граната	5.32	2.68	2.86	0.31	0.03	4.18	0.03	4.24	0.03	0.03	0.05	51.7	7

Все хлориты оказались рипидолитами (Неу, 1954) с межслоевыми расстояниями равными 14 Å и химической формулой (Mg, Al, Fe<sup>2+</sup>)<sub>12</sub>(Si, Al)<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>16</sub>. Химические анализы хлоритов обеих серий были для удобства сравнения пересчитаны на химическую формулу одним способом (на основе 28 атомов кислорода). В табл. 15 даны только средние содержания катионов по трем метаморфическим зонам.

Хлориты из разных метаморфических зон дальредия Шотландского нагорья по химическому составу почти не отличаются друг от друга. Наблюдается лишь небольшое уменьшение общей железистости  $F$  с увеличением степени метаморфизма — от 61.5—69.9 (в среднем 65.7) в зоне хлорита до 48.0—63.2 (в среднем 56.5) в зоне граната. Эта тенденция сохраняется и при сравнении отношений  $F_{\text{хлорита}}/F_{\text{порода}}$  (табл. 16). Оказывается, что это отношение в зоне биотита несколько больше единицы (в среднем 1.10), а в зоне граната несколько меньше единицы (в среднем 0.96).

ТАБЛИЦА 16

Величины общей железистости  $F$  в хлоритах метапелитов разной степени метаморфизма из шотландского нагорья

	Зоны																
	хлорита						биотита			граната							
	301Т	319С	317С	327А	328А	среднее	III	II	среднее	1а	1в	2	1с	1	I	Iв	среднее
$F_{\text{хл}}$	69.4	69.9	61.5	66.3	61.5	65.7	65.4	58.0	61.7	59.9	60.0	60.3	63.2	54.6	48.0	50.9	56.5
$F_{\text{пор}}$	—	—	—	—	—	—	57.4	55.0	—	58.4	60.3	63.1	66.3	63.7	—	—	—
$F_{\text{хл}}/F_{\text{пор}}$	—	—	—	—	—	—	1.14	1.06	1.10	1.03	0.99	0.96	0.95	0.85	—	—	0.96

Примечание. Анализы хлоритов 301Т—328А приведены у Мак Намары (MacNamara, 1965), анализы остальных хлоритов и вмещающих их пород — у Атертона (Atherton, 1968).

Уменьшение железистости хлорита с повышением степени метаморфизма, возможно, связано с появлением в зоне граната такого концентратора железа, как альмандин. Однако, несмотря на то что в обр. I отсутствует

гранат, этот хлорит обладает наименьшей железистостью среди хлоритов зоны граната.

Некоторое уменьшение общей железистости со степенью метаморфизма обнаруживается и в хлоритах Вермонта: от 68.6—65.7 в зоне биотита до 62.7—38.0 в зоне граната.

Уменьшение железистости хлоритов со степенью регионального метаморфизма яснее проявляется внутри одной генетической серии (табл. 15). В табл. 15 можно заметить также небольшое увеличение со степенью метаморфизма содержания  $\text{Si}^{+4}$  — от 5.19 (с колебаниями от 5.04 до 5.48) в зоне хлорита до 5.26 (5.08—5.46) в зоне биотита и 5.32 (5.15—5.51) в зоне граната за счет уменьшения содержания алюминия в октаэдрической позиции.

Данные об изменении состава хлоритов андалузитового типа регионального метаморфизма с увеличением степени метаморфизма очень скудны Дж. Грин (Green, 1963) в работе по метаморфической зональности в Северном Нью-Гемпшире сообщает, что на основании только оптических исследований в хлоритах из метапелитов наблюдается уменьшение отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  от зоны биотита (58%) к зоне граната (58—52%).

Наблюдающееся увеличение содержания Mg в хлоритах с увеличением степени метаморфизма находится в согласии с экспериментальными исследованиями А. Тернока, показавшего, что замещение  $\text{Fe}^{+2}$  на Mg в хлоритах заметно уменьшает температуру образования хлорита (Green, 1963, стр. 998).

### Глава 3

## ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БИОТИТА ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

### Биотиты из метаморфических пород кианитового типа регионального метаморфизма

Проблема закономерных изменений химического состава биотитов при региональном метаморфизме неоднократно обсуждалась автором (Великославинский, 1960, 1965а, б, 1968). При этом подчеркивалось, что установление закономерных изменений в составе биотитов при прогрессивном метаморфизме стало возможным лишь при исследованиях областей развития метаморфической зональности, так как только в этих условиях можно было исключить влияние на состав биотита особенностей химического состава биотитсодержащих пород и особенностей метаморфизма, присущих каждой метаморфической провинции.

Изменения химического состава биотитов при прогрессивном региональном метаморфизме можно довольно хорошо проследить на представительных сериях анализов биотитов Северо-Байкальского нагорья (17 анализов, табл. 3, №№ 15—20, 22—28, 30—35) и Адирондака (18 анализов, Engel and Engel, 1960), которые вместе охватывают весь диапазон регионального метаморфизма — от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно. Для каждого из этих районов анализы достаточно многочисленны, чтобы можно было оперировать средними величинами, и в пределах каждого района сравнимы между собой, так как взяты из одинаковых пород: в Северо-Байкальском нагорье — из метапелитов, в Адирондаке — из метаграувакк. Кажется, в обоих районах отсутствуют явные наложенные явления повторного метаморфизма.

Химические анализы биотитов Северо-Байкальского нагорья приведены в табл. 3 (№№ 14—35), а результаты пересчета их на химическую формулу — в табл. 17. В табл. 18 приведены средние химические составы

ТАБЛИЦА 17

Количество катионов в пересчете на 12 атомов кислорода в биотитах разных зон метаморфизма из мамской серии и ее аналогов в Северо-Байкальском нагорье (пересчет по методу В. С. Соболева)

Номера образцов	Si	Al <sub>IV</sub>	Сумма	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Mg	Сумма	Ca	Na	K	H <sub>2</sub> O	Сумма	ОН	F	Сумма	Ф	Nm'	Плеохроизм	
																					Ng	Np
Зона биотита																						
Н 144	2.77	1.23	4.00	0.40	0.11	0.11	0.99	—	1.09	2.70	0.03	0.03	0.66	0.31	1.03	1.95	0.08	2.00	52.0	1.634	—	—
Н 149а	2.75	1.25	4.00	0.45	0.06	0.04	1.04	—	1.21	2.80	0.07	0.04	0.79	0.10	1.00	1.89	0.11	2.00	47.7	1.631	Буро-коричневый	Бледно-желтый
Зона граната																						
Н 224	2.68	1.32	4.00	0.29	0.25	0.12	1.21	0.01	0.88	2.76	0.02	0.02	0.73	0.21	1.01	1.95	0.05	2.00	62.6	—	—	
Зона ставролита																						
Н 159	2.72	1.28	4.00	0.34	0.32	0.04	0.65	—	1.43	2.89	0.03	0.06	0.72	0.16	0.97	1.93	0.07	2.00	40.4	1.628	—	—
С 191-3	2.60	1.40	4.00	0.33	0.10	0.10	1.17	0.01	1.18	2.89	0.01	0.02	0.72	0.26	1.01	2.00	—	2.00	52.0	1.644	Коричневый	Светло-желтый
С 201-1	2.65	1.35	4.00	0.31	0.15	0.10	1.07	—	1.23	2.86	0.05	0.04	0.80	0.07	0.97	2.00	—	2.00	49.7	—	—	—
В 1012-2	2.60	1.40	4.00	0.53	0.08	0.14	1.14	—	0.84	2.73	0.04	0.08	0.76	0.12	1.00	2.00	—	2.00	59.2	1.651	Буро-коричневый	Светло-желтый
П 103	2.75	1.25	4.00	0.36	0.17	0.09	0.77	—	1.35	2.74	0.09	0.16	0.65	0.08	0.99	2.00	—	2.00	41.3	—	Буро-зеленый	Бледно-зеленый
Зона кианита																						
П 44	2.71	1.29	4.00	0.39	0.10	0.14	0.93	0.01	1.21	2.78	0.01	0.08	0.82	0.08	0.99	2.00	—	2.00	46.2	1.640	—	—
В 64-3	2.66	1.34	4.00	0.25	0.35	0.16	0.84	—	1.09	2.69	—	0.06	0.84	0.12	1.02	2.00	—	2.00	52.3	1.647	Оранжево-коричневый	Бледно-желтый
В 254-1	2.70	1.30	4.00	0.29	0.23	0.11	0.85	0.02	1.29	2.79	0.05	0.08	0.80	0.06	0.99	2.00	—	2.00	46.2	1.644	Темно-зелено-бурый	Светло-желтый
С 272-1	2.62	1.38	4.00	0.29	0.13	0.14	0.96	—	1.32	2.84	0.05	0.06	0.74	0.16	1.01	2.00	—	2.00	45.1	—	Коричневый	Бледно-желтый
В 605-1	2.74	1.26	4.00	0.36	0.06	0.10	0.98	—	1.35	2.85	0.02	0.06	0.78	0.10	0.96	1.96	0.04	2.00	43.5	1.638	»	»
В-2018	2.70	1.30	4.00	0.35	0.09	0.11	0.89	—	1.35	2.79	0.08	0.06	0.79	0.04	0.97	1.96	0.04	2.00	42.2	1.635	»	»
В-2521	2.66	1.34	4.00	0.36	0.13	0.14	1.08	—	1.08	2.79	0.01	0.06	0.86	0.05	0.98	1.94	0.06	2.00	53.0	1.652	Темно-коричневый	»
В-2616-1	2.65	1.35	4.00	0.26	0.13	0.10	0.83	—	1.50	2.82	0.18	0.02	0.76	0.01	0.97	1.95	0.05	2.00	38.8	1.629	Темно-бурый	Желтый
Зона силлиманита																						
В 38-4	2.74	1.26	4.00	0.37	0.05	0.11	1.07	0.01	1.19	2.80	0.05	0.01	0.86	0.08	1.00	1.93	0.07	2.00	48.8	1.642	Светло-коричневый	Бледно-желтый
В 83-1	2.64	1.36	4.00	0.38	0.09	0.12	0.90	—	1.32	2.81	0.01	0.04	0.74	0.20	0.98	2.00	—	2.00	43.0	1.631	»	»
С 163-2	2.67	1.33	4.00	0.32	0.14	0.16	0.96	0.02	1.16	2.76	0.02	0.03	0.86	0.11	1.02	2.00	—	2.00	49.0	1.649	Темно-зелено-бурый	»
В 200-1	2.68	1.32	4.00	0.39	0.06	0.11	1.06	—	1.20	2.82	0.02	0.04	0.82	0.12	1.00	1.94	0.06	2.00	48.5	1.638	Оранжево-коричневый	Светло-желтый
В 529-3	2.66	1.34	4.00	0.29	0.15	0.13	0.95	—	1.29	2.81	0.02	0.04	0.88	0.03	0.97	1.95	0.05	2.00	46.2	1.642	Зелено-бурый	Бледно-желтый
С 622-2	2.66	1.34	4.00	0.34	0.06	0.13	0.98	—	1.33	2.84	0.03	0.10	0.82	0.04	0.99	2.00	—	2.00	44.0	—	Светло-коричневый	»

для биотитов из метapelитов трех метаморфических зон мамской серии Северо-Байкальского нагорья: ставролита, кианита и силлиманита. Здесь же помещен для сравнения единственный анализ биотита из зоны граната. Единственный анализ биотита из метapelита зеленосланцевой фации в этой таблице не приводится, так как проба оказалась недостаточно чисто отобранной.<sup>1</sup> В табл. 18 приведены также средние химические анализы биотитов Адирондака из зон силлиманита, второго силлиманита и гиперстена.

ТАБЛИЦА 18  
Средний состав биотитов из зон разного метаморфизма мамской серии Северо-Байкальского нагорья и Адирондака

Окислы	Зоны						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO <sub>2</sub>	35.42	34.97	36.08	36.26	35.80	36.41	36.93
TiO <sub>2</sub>	2.00	1.94	2.23	2.24	3.15	4.31	5.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.00	20.12	18.80	19.30	18.64	17.44	17.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.53	1.94	2.81	1.69	2.02	1.27	1.30
FeO	19.20	18.05	14.99	16.00	17.98	18.28	14.30
MnO	0.15	0.03	0.09	0.12	0.20	0.04	—
MgO	7.80	9.74	11.24	11.37	9.01	9.26	11.81
CaO	0.22	0.44	0.38	0.29	0.12	0.37	0.61
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.32	0.44	0.31	0.29	0.33	0.29
K <sub>2</sub> O	7.86	7.94	8.50	8.80	9.09	8.54	8.54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.30	4.92	4.28	4.00	3.40	3.42	3.25
F	0.20	—	0.20	0.26	0.31	0.34	0.45
Ф	62.6	53.3	50.8	46.7	55.5	54.2	42.3
f	56.6	50.8	42.8	44.2	53.0	52.6	40.5
Количество анализов	1	3	7	6	12	7	3

<sup>1</sup> Примечание. Метаморфические зоны мамской серии Северо-Байкальского нагорья: I — граната, II — ставролита, III — кианита, IV — силлиманита; метаморфические зоны адирондака: V — силлиманита, VI — второго силлиманита, VII — гиперстена.

Из табл. 18 и рис. 23 видно, что с увеличением степени метаморфизма в биотитах обоих регионов уменьшается содержание закисного железа, полуторных окислов, особенно если их брать вместе (окись железа и окись алюминия), и воды. Уменьшается и железистость биотитов. Наблюдается увеличение содержания двуокиси титана, окиси магнезия, фтора и кремнезема. Только в биотитах Северо-Байкальского нагорья увеличивается при усилении степени метаморфизма содержание окиси калия. Эти закономерные изменения в содержании отдельных окислов хорошо прослеживаются при сравнении состава биотитов одной генетической серии, т. е. когда сравниваемые биотиты взяты из разных метаморфических зон одной метаморфической провинции из пород, имевших до метаморфизма одинаковый литолого-петрографический состав, чем исключается побочное влияние на химический состав биотита состава пород, а также типа регионального метаморфизма и других особенностей, свойственных только данной метаморфической провинции. На рис. 24 даны колебания в содержании неко-

<sup>1</sup> Будет уместным заметить, что тонкочешуйчатые биотиты зеленосланцевой фации чрезвычайно трудны для сепарации, поэтому они вообще мало анализировались. Пробы для анализа часто были загрязнены, в связи с чем некоторые анализы оказались неудовлетворительными. Поля этих биотитов нечетко очерчиваются на диаграммах состава.

торых окислов в биотитах Северо-Байкальского нагорья по метаморфическим зонам.

После рассмотрения вариационных кривых по главным окислам, входящим в состав биотита, остановимся подробнее на закономерных изменениях в содержании отдельных компонентов биотита, которые можно было бы применить как показатель степени метаморфизма. Из всех закономерных

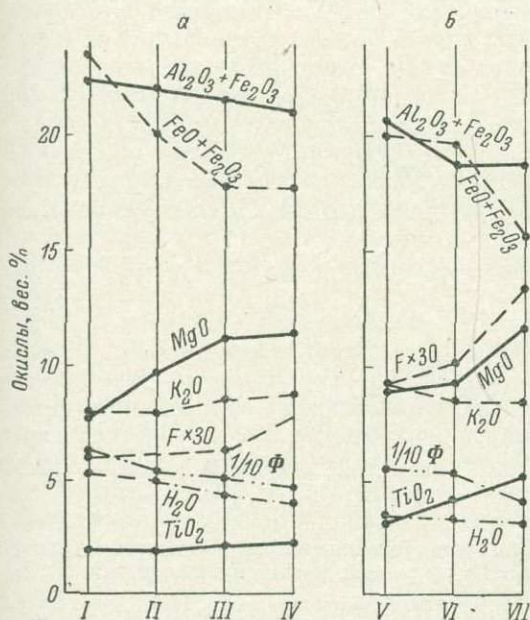


Рис. 23. Изменение в химическом составе биотитов при региональном метаморфизме.

а — мамская серия Северо-Байкальского нагорья: I — зона граната, II — зона ставролита, III — зона кyanита, IV — зона силлиманита; б — Адирондак: V — зона силлиманита, VI — зона второго силлиманита, VII — зона гиперстена.

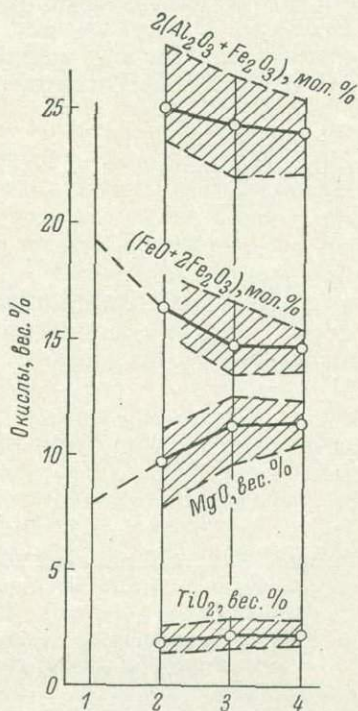


Рис. 24. Пределы содержания полторных окислов, общего железа, магния и двуокиси титана в биотитах мамской серии Северо-Байкальского нагорья.

1 — зона граната; 2 — зона ставролита; 3 — зона кyanита; 4 — зона силлиманита.

изменений в составе биотитов при увеличении степени регионального метаморфизма раньше всех привлекло к себе внимание уменьшение отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  (или модификаций этого отношения, например как  $(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{MgO}$  и др.) (Barth, 1936; Engel and Engel, 1960; Великославинский, 1960, 1966). Однако глубокая зависимость этого отношения от состава пород не позволяет применять его для сравнения степени метаморфизма биотитов из пород различного состава.

Это же закономерное изменение отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  в паре сосуществующих магниезально-железистых минералов (например, биотит—гранат) лежит в основе вычисления «метаморфического индекса» М. Дж. Фроста (Frost, 1962).

Сведения о поведении кремния в биотитах отличаются противоречивостью. У. Гарри (Haggy, 1950) обнаружил в биотитах и роговых обманках увеличение содержания тетраэдрического алюминия за счет кремния

с увеличением степени метаморфизма. К такому же выводу о поведении кремния в биотитах и мусковитах серии мойн пришел Б. Батлер (Butler, 1965).

К совершенно иному заключению при рассмотрении вопроса об изменении соотношений катионов в кремнекислородном тетраэдре пришла Л. П. Никитина (Никитина и др., 1964, стр. 236—243). Согласно ее исследованиям, с увеличением степени метаморфизма в кремнекислородном тетраэдре биотита происходит увеличение числа катионов кремния за счет катионов алюминия. Она указывает и пределы содержания кремния в тетраэдре биотитов для разных фаций метаморфизма: в эпидот-амфиболитовой — 2.50—2.63, в амфиболитовой — 2.63—2.73, в гранулитовой — 2.73—3.30.

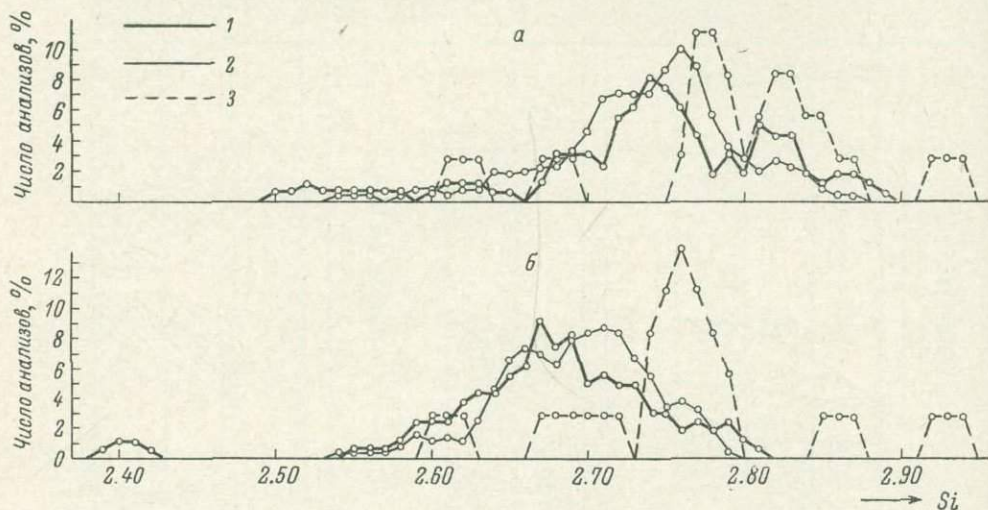


Рис. 25. Частота встречаемости биотитов по числу катионов кремния в кремнекислородном тетраэдре ( $\text{Si}=4$ ) среди биотитов разных метаморфических зон.

Анализы биотитов пересчитаны: а — по Л. П. Никитиной (Никитина и др., 1964), б — по методу В. С. Соболева (1949): 1 — биотиты гранулитовой фации; 2 — биотиты амфиболитовой фации; 3 — биотиты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Этот вывод Л. П. Никитиной не совпадает с результатами наших исследований. Нами были пересчитаны по способу, предложенному Л. П. Никитиной,<sup>2</sup> 153 анализа и по методу В. С. Соболева 162 химических анализа биотитов (табл. 24). Результаты пересчета нанесены на график (рис. 25). На графиках нашла выражение совсем другая тенденция, чем отмечающаяся Л. П. Никитиной. Во-первых, пределы колебаний значений оказались в действительности очень широкими для биотитов каждой из фаций метаморфизма, с огромными перекрытиями:<sup>3</sup> 2.60—2.94 (2.61—2.94) — для зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, 2.54—2.79 (2.54—2.87) — для амфиболитовой фации и 2.39—2.81 (2.50—2.89) — для гранулитовой фации. Во-вторых, наблюдается тенденция к уменьшению содержания кремния в тетраэдре от зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций к более высокотемпературным фациям, причем биотиты гранулитовой и амфиболитовой фаций при расчете по Л. П. Никитиной по содержанию кремния практически не отличаются. В-третьих, эта тенденция к уменьшению содержания кремния в тетраэдрической позиции хорошо устанавливается по положению максимумов на приведенных кривых частоты встре-

<sup>2</sup> Л. П. Никитина предлагает вычислять формулу биотита с некоторыми «нововведениями» в метод В. С. Соболева, а именно: принимать содержание воды, зафиксированное в анализе, кроме случаев избытка воды (+x), которое вычитается из анализа. Недостаток воды в анализе не восполняется, т. е. x и y со знаками минус не учитываются.

<sup>3</sup> В скобках приведены данные, полученные при расчете по Л. П. Никитиной.

чаемости биотитов по числу катионов кремния в кремнекислородном тетраэдре: 2.76 — для зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, 2.71 — для амфиболитовой фации и 2.67 — для гранулитовой фации (рис. 25, б); при расчете по Л. П. Никитиной пики оказываются сближенными с величинами Si, соответственно 2.78, 2.76 и 2.74 (рис. 25, а).

Отметим, что различие в содержании Si и тетраэдрической позиции в биотитах разной степени метаморфизма невелико, поэтому содержание кремния в кремнекислородном тетраэдре, по-видимому, не может быть успешно использовано как показатель степени метаморфизма. Нечувствительность кремния к температуре образования биотита отмечает для магматических биотитов С. Ноккольдз (Nockolds, 1947), а для метаморфических — А. Энгель (Engel and Engel, 1960).

Большое значение имеет повышение содержания двуоксида титана в биотитах со степенью метаморфизма, впервые отмеченное Г. Рамбергом (Ramberg, 1952). С тех пор эта тенденция находит все новые и новые подтверждения. Она отчетливо видна в табл. 18 и на рис. 23. Поведение двуоксида титана и железистости в биотитах при региональном метаморфизме было использовано Г. М. Друговой и В. А. Глебовицким (1965) для построения диаграммы  $TiO_2-f$  с полями биотитов эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Субфации на этой диаграмме выделить нельзя.

По нашему мнению, наибольший интерес для установления степени (а также и типа) регионального метаморфизма биотитсодержащей породы представляет закономерное изменение в биотите содержания алюминия и изоморфного с ним трехвалентного железа среди катионов шестерной координации. Прогрессивное понижение глиноземистости в биотитах с повышением степени метаморфизма обнаружено автором данной работы (Великославинский, 1960). Было отмечено, что с увеличением степени метаморфизма кроме уменьшения общей железистости в биотите из метапелитов происходит последовательное уменьшение отношения (атомн.%)

$\frac{Al + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Mn + Al + Fe^{+3}}$ . Позднее было установлено (Великославинский, 1965б), что для характеристики степени метаморфизма вмещающей биотит породы лучше брать отношение (атомн.%)

$$a = \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Mn + Ti + Al_{VI} + Fe^{+3}} \quad \text{или} \quad \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Y},$$

где  $Al_{VI}$  — алюминий в группе катионов шестерной координации. Иными словами, величина  $a$  соответствует процентному содержанию алюминия и окисного железа среди катионов шестерной координации (в группе  $Y$ ). В работе Д. А. Великославинского (1965) опубликована диаграмма  $a-t-r''$  или  $(Al_{VI} + Fe^{+3}) - Ti - (Mg + Fe^{+2} + Mn)$  с четырьмя полями биотитов: 1) зеленосланцевой фации, 2) ставролит-альмандиновой и кванит-альмандиновой субфаций, 3) силлиманит-альмандиновой субфации и 4) гранулитовой фации.

В процессе обработки анализов биотитов для нанесения их на диаграмму  $a-t-r''$  нам пришлось преодолеть ряд затруднений. Одно из них связано с выбором способа пересчета химического анализа на структурно-химическую формулу биотита, так как числовые коэффициенты в формуле биотита при катионах, присутствующих в нем в большом количестве (например, Si), довольно сильно варьируют при разных пересчетах. Второе затруднение при рассмотрении формул слюд связано с вопросом о положении в структуре слюд титана.

В итоге мы пришли к выводу, что метод пересчета слюд В. С. Соболева более правилен для рядовых анализов, а положение титана в группе кати-



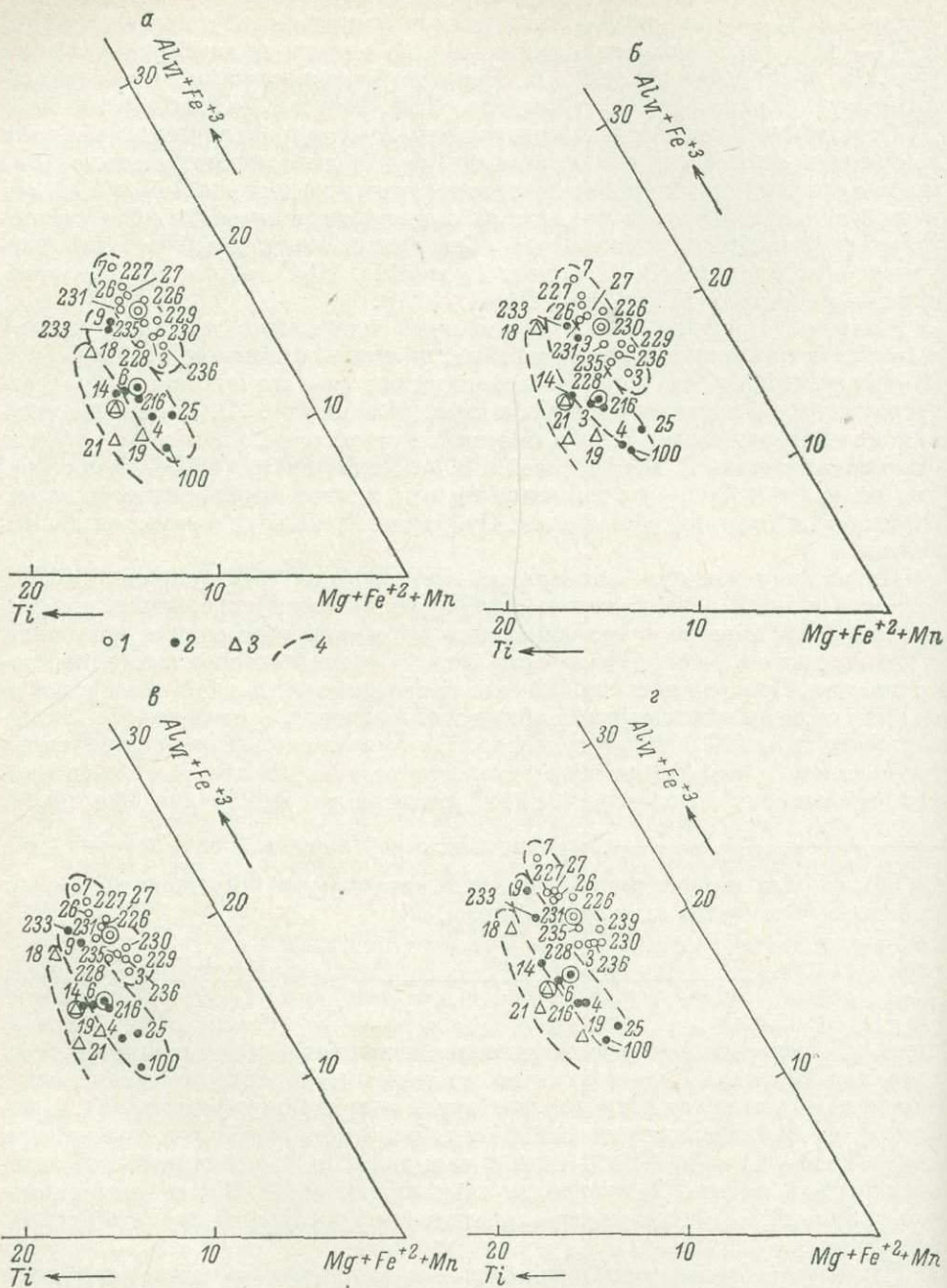


Рис. 26. Изменение состава в группе катионов шестерной координации биотитов при прогрессивном метаморфизме парагнейсов Адирондакских гор, США. По данным химических анализов, приведенных А. Энгелем (Engel and Engel, 1960).

1 — биотиты группы Эмервиль (зона силлиманита); 2 — биотиты групп Эдвардз, Рассел, Ю. Шьерре-порт (зона второго силлиманита); 3 — биотиты группы Колтон (зона гиперстена); 4 — границы полей; большие кружки — средние составы. Анализы биотитов пересчитаны: *a* — по методу В. С. Соболева, *б* — по методу Р. Стивенза, *в* — по Л. П. Никитиной, *г* — по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич.

онов шестерной координации в структуре биотита является более обоснованным (см. подробнее Великославинский, 1965, стр. 48—49).

Для выяснения зависимости результатов пересчета анализов биотита от способа пересчета нами была пересчитана серия хорошо подобранных и многочисленных анализов биотитов метаморфических зон Адирондакских гор по В. С. Соболеву (1949), Р. Стивензу (Stevens, 1946), И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964) и, кроме того, по Л. П. Никитиной (Никитина и др., 1964). Катионы шестерной координации приведены к 100%. Результаты такого пересчета были нанесены на треугольник с вершинами  $(Al_{VI} + Fe^{+3}) - Ti - (Mg + Fe^{+2} + Mn)$  (рис. 26, а—з). На всех диаграммах ясно обособились три поля точек.

Как видно (рис. 26, а—з), относительное (друг к другу) расположение полей не находится в большой зависимости от способа пересчета. Абсолютные же значения величин  $(Al_{VI} + Fe^{+3})$ , Ti и  $(Mg + Fe^{+2} + Mn)$  или соответственно  $a$ ,  $t$ , и  $r''$  испытывают существенные изменения: при пересчете по методу Р. Стивенза по сравнению с методом В. С. Соболева происходит увеличение абсолютных значений  $a$  и уменьшение  $t$  и  $r''$ . Это иллюстрируется цифрами для среднеарифметических значений  $a$ ,  $t$  и  $r''$  в биотитах Адирондака (табл. 19). В результате этого происходит общее смещение полей на диаграммах. Все поля на диаграмме при расчете формул биотита по методу Р. Стивенза (рис. 26, б) сдвинуты вверх и вправо по сравнению с полями на диаграмме, построенной при расчете формул биотитов по методу В. С. Соболева. Еще большее смещение в тех же направлениях имеет место при расчете формул биотита по Л. П. Никитиной (рис. 26, в), однако наибольшее смещение обнаруживается при нанесении величин  $a$ ,  $t$  и  $r''$  при пересчете биотитов по методу И. Б. Борнеман-Старынкевич (рис. 26, з). Однако при этом сохраняется общая конфигурация полей и их расположение относительно друг друга.

ТАБЛИЦА 19

Изменения абсолютных значений  $a$ ,  $t$  и  $r''$  (атомн.%) в биотитах Адирондака (среднеарифметические по зонам)

	Субфации					
	силлиманит-альмандин-мусковитая		силлиманит-альмандин-ортоклазовая		роговообманково-гиперстеновая	
	1	2	1	2	1	2
$a$	16.0	17.4	11.4	13.1	10.1	12.9
$t$	6.5	6.4	8.7	8.6	10.5	10.4
$r''$	77.5	76.2	79.8	78.3	79.4	76.7

Примечание. Методы пересчета: 1 — по В. С. Соболеву (1949); 2 — по Р. Стивензу (Stevens, 1946).

Наконец, важно было показать, что величина  $a = \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Y}$  в биотите не зависит от состава вмещающей биотит породы. На графике  $a$  в биотите— $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  в породе (рис. 27) видно, что нет никакой зависимости между  $a$  в биотите и суммой полуторных окислов во вмещающей породе.

Отсутствие связи между содержанием титана в биотите и в породе было показано многими исследователями (Никитина и др., 1964, и др.). Величина  $r''$ , включающая в себя сумму катионов Mg,  $Fe^{+2}$  и Mn, максимально независима от состава породы.

В последнее время проявились в литературе указания на наличие связи глиноземистости биотита со щелочностью вмещающей породы (Шкоджин-

ский, Погорелова, 1969). Как видно на рис. 28, *a* и *b*,  $a = \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Y}$  в биотите не коррелируется ни с общей щелочностью, выраженной по А. Н. Заварицкому, ни с щелочным модулем породы  $(K+Na)/Al$ .

Более подробного рассмотрения требует график на рис. 28, *в*, на котором как будто бы выявляется слабо выраженная обратная зависимость *a* в биотите от предложенного В. С. Шкоджинским коэффициента  $(K+Na+Ca)/Al$  в породе. Однако в нашем случае возможно, что график отражает

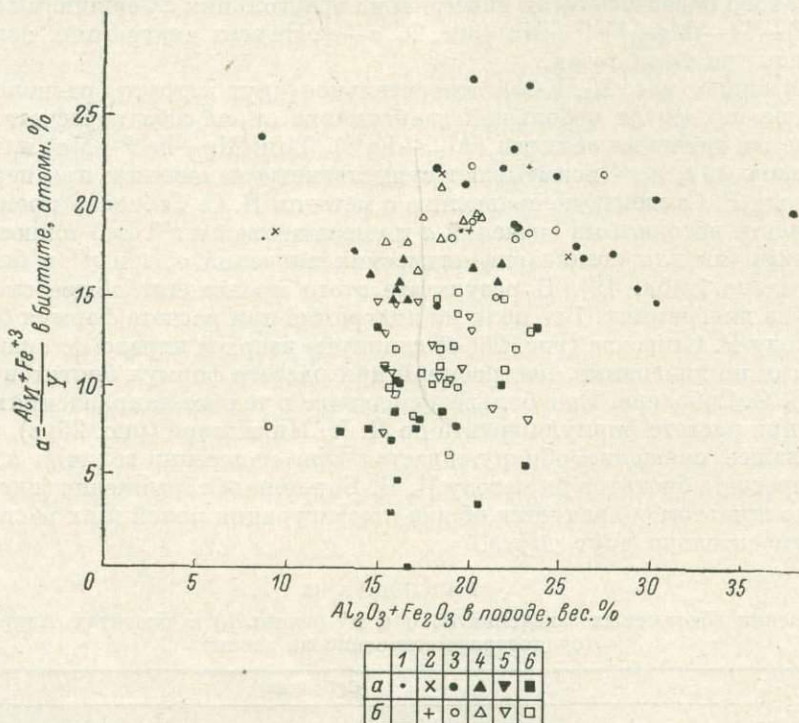


Рис. 27. Соотношение между  $a = \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Y}$  в биотите и суммой полуторных окислов во вмещающей породе. Использовано 107 химических анализов биотитов и вмещающих их пород (Hietanen, 1969; Hounslow and Moore 1967; Engel and Engel, 1960; Бондаренко, Дегелайский, 1968; Судовиков и др., 1965, 1970; Лебедев и др., 1964; Нагайцев, Лебедев, 1968, 1969; анализы автора, помещенные в этой работе).

*a* — зоны кванитового и *б* — андулизитового типов регионального метаморфизма: 1 — биотита, 2 — граната, 3 — ставролита и кванита, 4 — силлиманита, 5 — второго силлиманита, 6 — гиперстена.

увеличение в биотитовых породах со степенью метаморфизма содержания полевых шпатов за счет слюд, благодаря чему отношение  $(K+Na+Ca)/Al$  в породах силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации и гранулитовой фации, занимающих на графике крайне правое и нижнее положения, стремится к 1. В тех же случаях, когда породы низких и средних степеней метаморфизма богаты  $CaO$ , биотит в них остается высокоглиноземистым. Так, биотит из известкового песчаника Н144 с  $a = 18.9$  содержится в породе с  $(K+Na+Ca)/Al = 7.2$ , т. е. в 7 раз большим, чем в гранулитах с самой высокой величиной этого коэффициента. Если же принять во внимание ограничения В. С. Шкоджинского о применимости его положения только к полевошпатовым породам, то тогда следует рассматривать только правую часть графика с  $(K+Na+Ca)/Al \geq 0.4$ , т. е. без филлитов и филлитовидных

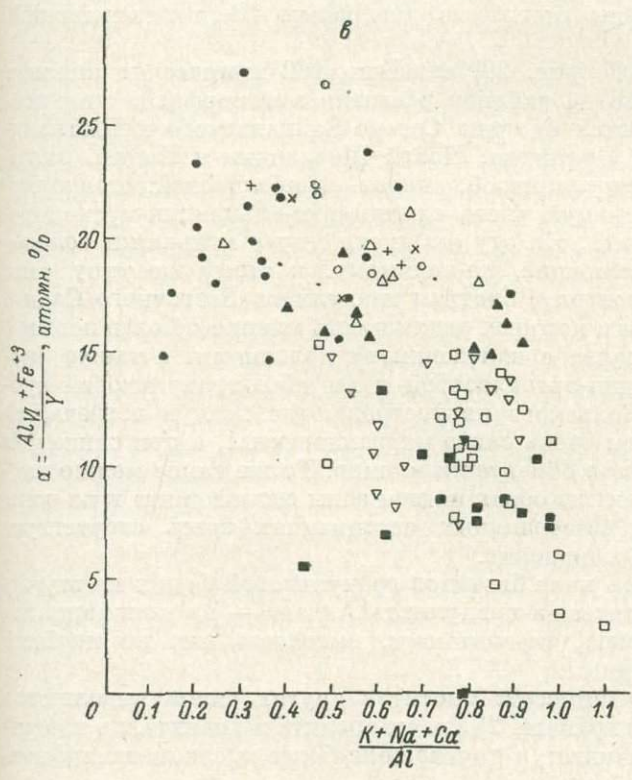
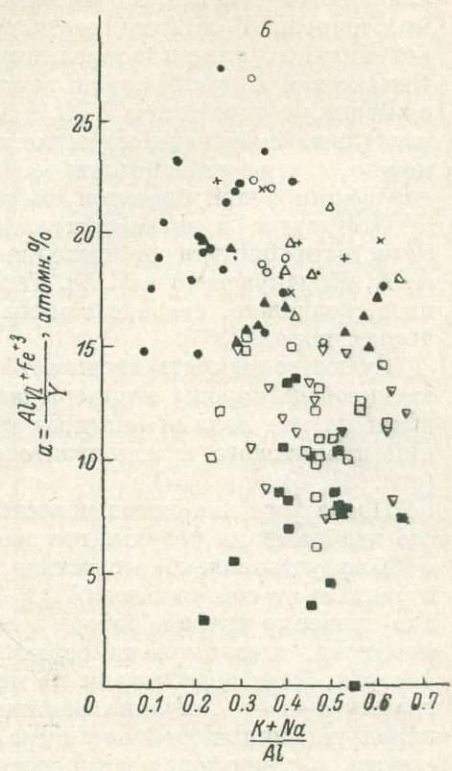
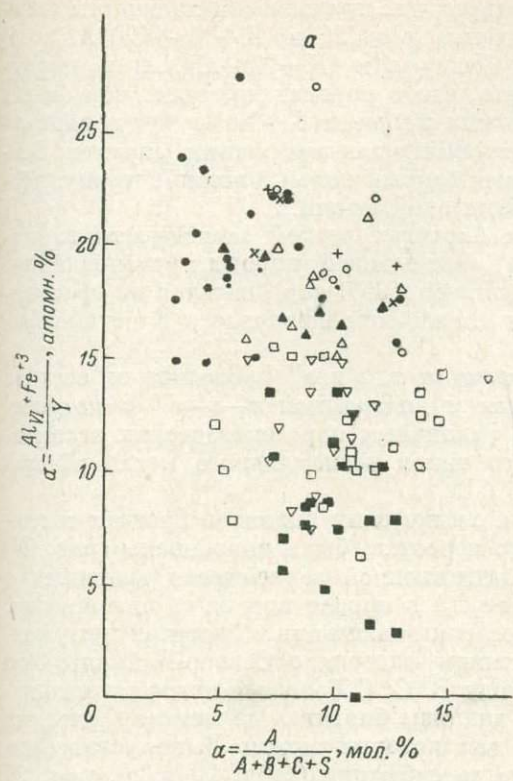


Рис. 28. Соотношение между  $\alpha = \frac{Al_{VI} + Fe^{+3}}{Y}$  в биотите и щелочностью вмещающей биотит породы.

$\alpha$  — щелочность породы выражена характеристикой  $\alpha$  по А. Н. Заварицкому;  $\beta$  — щелочность породы выражена через модуль щелочности  $(K+Na)/Al$ ;  $\gamma$  — щелочность породы выражена отношением  $(K+Na+Ca)/Al$ .  
Условные обозначения см. на рис. 27.

сланцев зон биотита, граната и ставролита, практически лишенных полевых шпатов. В этой же части графика (с  $a \leq 20$  и  $(K+Na+Ca)/Al \geq 0.4$ ) нет никаких следов корреляции между  $a$  и  $(K+Na+Ca)/Al$  в породе. Однако тем не менее можно ожидать, что в породах гранулитовой фации с высоким содержанием  $Al_2O_3$  и низким щелочей ( $K+Na$ ) могут появиться несколько более глиноземистые, чем обычно для этой фации, биотиты. Возможно, с этим связано сильное перекрытие полем биотитов гранулитовой фации полей биотитов амфиболитовой фации.

Отсутствие в метаморфических биотитах четкой зависимости глиноземистости биотита от щелочности вмещающей породы, установленное А. А. Маракушевым и П. А. Тарариным (1965) для биотитов из гранитоидов, возможно, связано с малым диапазоном щелочности в метаморфических породах.

Существенная независимость величин  $a$ ,  $t$  и  $r''$  в биотите от состава вмещающей породы подтверждается и диаграммой  $a-t-r''$  с нанесенными на нее полями биотитов из различных парагенетических ассоциаций кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма (рис. 33, б).

После того как метод пересчета химических анализов биотита и способ изображения результатов этого пересчета были опробованы (рис. 26) и было установлено отсутствие существенной зависимости величины  $a$  в биотите от содержания ( $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ ) в породе или от ее щелочности, для проверки выводов автора о поведении алюминия в биотитах при метаморфизме, сделанном на ограниченном материале Северо-Байкальского нагорья, были пересчитаны по методу В. С. Соболева и нанесены на диаграмму  $a-t-r''$  опубликованные анализы биотитов из метаморфических пород различных районов мира, для которых можно было установить степень метаморфизма с точностью до субфации (табл. 20 и 26, рис. 29 и 33а). Для кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма были составлены отдельные диаграммы (Великославинский, 1968).

На диаграмму  $a-t-r''$  (рис. 29) нанесены 162 химических анализа биотитов преимущественно из районов развития метаморфизма кианитового типа. Такими являются биотиты Северо-Байкальского и Шотландского нагорий, Северной Ирландии, Новой Шотландии и Индии, включающие все анализы зеленосланцевой, элидот-амфиболитовой, ставролит-альмадиновой и значительную часть силлиманит-альмандин-мусковитовой субфаций метаморфизма. На эту же диаграмму с меньшими основаниями нанесены принадлежащие, по-видимому, к этому же типу (или очень к нему близкому подтипу) биотиты гранулитов Восточного Саяна, ассоциации с кордиеритом в которых редки и есть мнения о более позднем развитии кордиерита в связи с наложенными явлениями, а также биотиты силлиманит-альмандин-ортоклазовой и амфибол-гранулитовой субфаций кольской серии Кольского полуострова, где хотя и встречается кордиерит, однако гранаты очень слабо марганцовистые, а при снижении температуры при диафорезе образуется кианит. То же самое можно сказать о биотитах Адирондака из обеих подзон зоны силлиманита и из зоны гранулитовой фации. В минеральных ассоциациях здесь отсутствует кианит и не отмечается кордиерит.

С целью четче выделить поле биотитов гранулитовой фации на эту же диаграмму нанесены биотиты из гранулитов Алдана — из монофациальной области, отличающейся, по-видимому, высокими или по крайней мере умеренными давлениями.

Таким образом, без «примесей» биотитов других типов выделяются три поля: 1) зон биотита и граната, 2) зон ставролита и кианита и в известной мере 3) зоны силлиманита; в другие поля более высокометаморфизо-

Значение величин  $a$ ,  $t$ ,  $r''$  в биотитах из пород кванитового типа метаморфизма при пересчете химических анализов по методу В. С. Соболева

	Зеленосланцевая фация						Эпидот-амфиболовая фация								Ставролит-альмандиновая субфация			
	Ф 1	X	S 14	H <sup>149</sup> <sub>a*</sub>	H 144	сред- нее	S 16	CN 13	П 224	At 2	At 3	Hi 23 A	Hi 23 B	среднее	At 5	At 6	At 7	At 10
$a$	29.0	19.8	18.0	18.2	18.9	20.8	17.3	17.8	19.6	20.9	21.0	19.8	21.9	19.8	19.1	18.1	18.5	20.1
$t$	0.8	3.6	4.3	1.4	4.1	2.8	3.5	3.2	4.4	2.9	4.0	3.7	2.9	3.5	3.2	2.8	3.2	3.0
$r''$	70.2	76.6	77.7	80.4	77.0	76.4	79.2	79.0	76.0	76.2	75.0	76.5	75.2	76.7	77.7	79.1	78.3	76.9

Т А Б Л И Ц А 20 (продолжение)

	Ставролит-альмандиновая субфация																	
	П 103	B 1012-2	C 201-1	C 191-3	H 159	S 15	S 17	S 18	SP 9	SP 12	SP 13	SP 14	SP 28	SP 33	SP 34	SP 35	SP 38	SP 42
$a$	19.3	22.3	16.1	14.9	23.8	17.4	15.6	21.9	16.9	15.7	16.6	16.8	17.6	17.6	15.5	18.0	17.2	16.7
$t$	3.3	5.1	3.5	3.5	1.4	3.8	2.8	3.6	3.5	3.2	3.2	3.6	3.2	3.6	3.9	3.2	3.2	3.6
$r''$	77.4	72.6	80.4	81.6	74.8	78.8	81.6	74.5	79.6	81.1	80.2	79.6	79.2	78.8	80.6	78.8	79.6	79.7

Т А Б Л И Ц А 20 (продолжение)

	Ставролит-альмандиновая субфация																	
	SP 51	SP 66	SP 84	SP 87	SP 92	SP 95	SP 99	SP 106	SP 107	CN 27	Ch 30	Hi 143	Hi 2096	Hs 2 A	Hs 7 A	Hs 7 B	Hs 7 C	Hs 8
$a$	18.6	17.9	18.9	17.7	17.7	18.0	18.4	15.8	15.5	15.5	16.1	27.3	23.3	19.2	19.9	19.0	18.0	17.6
$t$	3.2	3.2	3.2	3.1	3.5	3.5	3.2	3.9	3.5	3.2	3.5	3.4	2.6	3.2	2.9	2.5	2.9	2.8
$r''$	78.2	78.9	77.9	79.2	78.8	78.5	78.4	80.3	81.0	81.3	80.4	69.3	74.1	77.6	77.2	78.5	79.1	79.6

Т А Б Л И Ц А 20 (продолжение)

	Ставролит-альмандиновая субфация			Кванит-альмандиновая субфация													
	Hs 9 B	Hs 10	сред- нее	SP 109 A	SP 109 B	SP 110	B 2616-1*	B 2018	B 2521	B 64-3	B 254-1	П 44	B 605-1	C 272-1	МК	Ch 44	Hi 2083
$a$	20.6	18.4	18.2	18.6	16.9	18.6	13.9	16.1	17.6	22.3	18.6	17.6	14.7	14.8	19.7	15.7	21.4
$t$	3.1	3.6	3.3	4.3	3.5	4.7	3.6	3.9	5.0	6.0	3.9	5.0	3.5	4.9	3.2	3.9	4.1
$r''$	76.3	78.0	78.5	77.1	79.6	76.7	82.5	80.0	77.4	71.7	77.5	77.4	81.8	80.3	77.1	80.4	74.5

ТАБЛИЦА 20 (продолжение)

Кианит-альмандиновая субфация			Силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация													
	Кр 35	сред- нее	Ні 2127	Ні 2237	С 622-2	В 83-1	В 38-4	В 529-3	С 163-2	В 200-1	С 19	Ф 2	Е 26	Е 27	Е 236	Е 235
<i>a</i>	18.1	17.6	19.8	17.0	14.1	16.7	15.0	15.7	16.7	16.0	19.4	12.5	16.8	17.1	14.1	15.5
<i>t</i>	3.5	4.2	5.5	5.8	4.6	4.3	3.9	4.6	5.8	3.9	5.4	3.2	7.0	6.5	6.1	6.5
<i>r''</i>	78.4	78.2	74.7	77.2	81.3	79.0	81.1	79.7	77.5	80.1	75.2	84.3	76.2	76.4	79.8	78.0

ТАБЛИЦА 20 (продолжение)

Силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация													Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация			
	Е 3	Е 7	Е 230	Е 229	Е 231	Е 226	Е 227	Е 228	К 584	К 500	К 438	сред- нее	Е 233	Е 100	Е 216	Е 6
<i>a</i>	14.6	18.7	14.9	15.6	16.3	16.7	17.5	14.1	11.3	13.6	16.5	15.9	15.1	7.9	10.2	10.6
<i>t</i>	6.4	6.6	6.0	5.7	7.3	5.8	6.6	7.2	5.3	6.1	6.2	5.7	8.5	9.0	9.1	9.5
<i>r''</i>	79.0	74.7	79.1	78.7	76.4	77.5	75.9	78.7	83.4	80.3	77.3	78.4	76.4	83.1	80.7	79.9

ТАБЛИЦА 20 (продолжение)

Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация											Гранулитовая фация							
	Е 9	Е 14	Е 4	Е 25	К 226	К 624	К 176	К 179	К 290	К 457	сред- нее	А 228	А 29*	А 223	К 878	К 803	К 43	К 905
<i>a</i>	15.4	11.1	9.8	9.9	13.0	10.6	7.5	8.2	11.2	8.8	10.7	7.5	2.9	10.6	7.9	9.3	8.6	5.6
<i>t</i>	8.2	10.0	8.7	7.7	5.6	7.1	9.3	8.2	7.9	9.9	8.5	11.9	9.5	6.7	10.1	8.6	8.2	8.7
<i>r''</i>	76.4	78.9	81.5	82.4	81.4	82.3	83.2	83.6	81.0	81.3	80.8	80.6	87.6	82.7	82.0	82.1	83.2	85.7

		Гранулитовая фация																	
		К 36	К 902	К 140	Щ 171	Щ 210*	Д 8801	Д 126	Д 2449	Д 108	Д 8	Д 64	Д 339	Д 216	Д 127	Д 69	Д 341	На	Е 18
<i>a</i>		4.7	7.6	10.6	0.4	6.6	7.4	13.4	5.3	7.7	10.4	7.9	0.0	3.5	7.0	6.5	9.5	0.0	13.5
<i>t</i>		10.8	9.4	8.7	11.2	11.0	7.8	4.6	8.8	5.9	7.9	8.2	4.4	8.1	7.7	10.8	8.0	32.1	10.1
<i>r''</i>		84.5	83.0	80.7	88.4	82.4	84.8	82.0	85.9	86.4	81.7	83.9	95.6	88.4	85.3	82.7	82.5	67.9	76.4

ТАБЛИЦА 20 (продолжение)

		Гранулитовая фация														
		Е 21	Е 19	Б 325	Б 40	Б 126	Б 566 А*	Б 547	Б 87	М 584	Н 1	Н 2	Н 3*	Н 4*	Н 6	Н 8*
<i>a</i>		8.2	8.6	11.4	10.1	10.5	4.3	10.3	2.9	11.6	8.5	13.7	4.0	2.5	4.3	3.2
<i>t</i>		11.5	10.0	6.8	8.6	7.3	9.6	7.1	9.3	5.3	6.3	6.9	10.8	8.7	9.3	8.1
<i>r''</i>		80.3	81.4	81.8	81.3	82.2	86.1	82.6	87.8	83.1	85.2	79.4	85.2	88.8	86.4	88.7

ТАБЛИЦА 20 (продолжение)

		Гранулитовая фация															
		Н 14	Н 10	ЛА	ЛБ	Ма 95	Ма 84	А 114	А 47	Кр 52*	Кр 13	Кр 1127	Кр 337	Р 401	Лц 101	Лц 130*	Среднее
<i>a</i>		6.4	9.2	13.9	11.7	5.8	8.1	15.6	10.9	9.4	11.3	14.3	14.7	12.7	15.9	5.5	8.3
<i>t</i>		7.1	6.7	5.0	8.5	8.3	11.8	8.5	10.5	5.4	9.8	8.2	4.5	3.2	8.1	6.9	8.7
<i>r''</i>		86.5	84.1	81.1	79.8	85.9	80.1	75.9	78.6	85.2	78.9	77.5	80.8	84.1	76.0	87.6	83.0

Примечание. Из верхнего протерозоя Байкальского нагорья — с индексами В, Н.П и С; из архея Алдана — с индексами А (Кипул, 1966), Д (69 и 341 — Велинославинский, 1968, табл. 2, остальные — Судовиков и др., 1965), Л (Лавренко, 1967), Кр (Кориковский, 1967) и Ма (Маракушев, 1961, Маракушев и Полин, 1961); из архея Восточного Саяна — с индексом Н (Никитина и др., 1964, табл. 32), из кувайской серии Восточного Саяна — с индексом Х (Хильтова, Крылов, 1965); из кольской серии Кольского полуострова — с индексами Б (Бондаренко, 1964), К (Бондаренко и Дарслайский, 1968) и М (Маслеников и др., 1963); из доломбрии Украины — с индексом Щ (Щербаков, 1965); из Адирондака, США — с индексом Е (Engel and Engel, 1960); из Шотландского нагорья — с индексами S (Snelling, 1957), МК (Дир и др., 1962, табл. 13), Ф (Phillips, 1930), At (Atherton, 1968) и Ch (Chinner, 1965); из индийских чарнокитов — с индексом На (Naidu, 1954); из Новой Шотландии, Канада — с индексами SP и CN (Phinney, 1963); из архея Анабарского щита — с индексами R (Rabkin, 1968) и Лц (Лутц, 1964); из гренвилльских сланцев района Ферилей, Канада — с индексом Нs (Hounslow and Moore, 1967); из становой серии Восточной Сибири — с индексом Кр (Кориковский, 1967); из формации Уоллес, район Сноу-пик, шт. Айдахо, США — с индексом Нi (Hietanen, 1969). Звездочкой отмечены анализы биотитов из известково-силикатных пород.



ванных биотитов могли попасть анализы иного типа метаморфизма, но они не оказывают, как будет показано ниже, существенного влияния.

На диаграмме достаточно четко выделились 5 полей биотитов: 1) зон биотита<sup>4</sup> и граната, 2) зон ставролита и кианита, 3) зоны силлиманита, 4) зоны второго силлиманита и 5) гранулитовой фации. На рис. 30 нанесены средние значения  $a$ ,  $t$  и  $r''$  для биотитов из этих пяти полей (табл. 21).

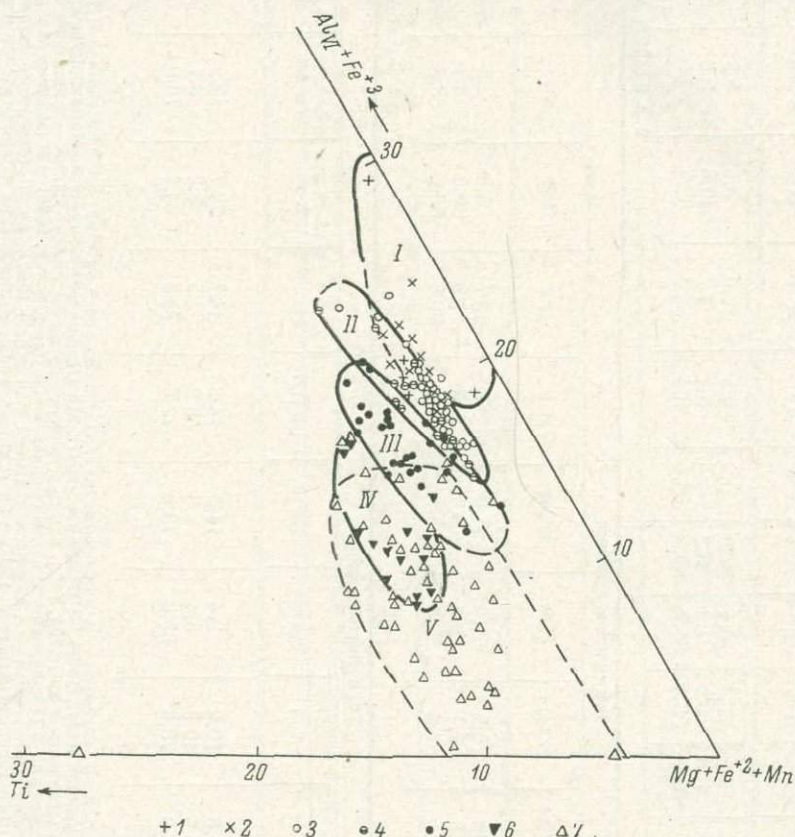


Рис. 29. Изменение соотношений среди катионов шестерной координации в биотитах при прогрессивном региональном метаморфизме кианитового типа. При построении диаграммы использовано 163 анализа биотитов.

Зоны: 1 — биотита; 2 — граната; 3 — ставролита; 4 — кианита; 5 — силлиманита; 6 — второго силлиманита; 7 — гранулитовая фация. Средний состав биотитов зон: I — биотита и граната; II — ставролита и кианита; III — силлиманита; IV — второго силлиманита; V — гранулитовая фация.

В целом выявилась общая тенденция, которая была показана на частном примере Адирондака (рис. 26): при повышении степени метаморфизма среди катионов шестерной координации биотита уменьшается содержание алюминия и трехвалентного железа и возрастает содержание титана и суммы двухвалентных катионов (магния, железа и марганца).

Некоторое перекрытие полей на рис. 29 может быть объяснено следующими факторами: на диаграмму нанесены химические составы биотитов: 1) из пород различного состава и 2) из большого числа регионов, все же отличающихся особенностями метаморфизма. При устранении этих фак-

<sup>4</sup> Согласно Мейзеру (Mather, 1970), биотиты на изограде биотита из ассоциаций, сосуществующих с ассоциациями со стильномеланом, могут обладать аномально низкой глиноземистостью.

ТАБЛИЦА 21

Средние значения  $a$ ,  $t$  и  $r''$  для биотитов кванитового типа регионального метаморфизма и их доверительные интервалы (для вероятности 99%)

Зоны	Количество анализов	$a$		$t$		$r''$	
		$\bar{X}$	дов. интервал	$\bar{X}$	дов. интервал	$\bar{X}$	дов. интервал
Биотита+граната	12	20.2	17.4—18.8	3.2	2.2—4.2	76.6	74.3—78.9
Ставролита+кианита . . . . .	57	18.1	17.2—19.0	3.4	3.2—3.6	78.5	77.6—79.4
Силлиманита . . . . .	25	15.9	14.8—17.0	5.7	5.1—6.3	78.4	77.0—79.8
Второго силлиманита . . . . .	14	10.7	8.7—12.7	8.5	7.5—9.5	80.8	79.0—82.6
Гиперстена . . . . .	55	8.3	6.9—9.7	8.7	7.3—10.1	83.0	81.5—84.5

Примечание. Биотиты из зон биотита и граната и из зон ставролита и кванита сгруппированы вместе, как на диаграмме  $a-t-r''$  (рис. 29). Как видно из таблицы, доверительные интервалы средних значений величины  $a$  отчетливо различаются для биотитов в группе зон ставролит+кианит (полностью включающей доверительный интервал для группы зон биотит+гранат), в зонах силлиманита, второго силлиманита и гиперстена. Доверительные интервалы средних значений величины  $t$  четко различаются в группе зон биотит+гранат (полностью включающей доверительный интервал группы зон ставролит+кианит), в зоне силлиманита и зоне гиперстена (полностью включающей доверительный интервал для зоны второго силлиманита). Доверительные интервалы средних значений величины  $r''$  различаются в группе зон биотита+граната, в зоне силлиманита (полностью включающей доверительный интервал для группы зон ставролита+кианита), второго силлиманита и гиперстена; наблюдается значительное перекрытие доверительного интервала для зоны силлиманита доверительными интервалами для соседних зон.

торов, как это имеет место в случае уже рассмотренных биотитов Адирондака (рис. 26), наложения полей не наблюдается. Кроме того, естественно, имеет большое значение чистота отбора биотита и качество химического анализа.

На рис. 30 показан также путь изменения состава в группе катионов шестерной координации биотитов при региональном метаморфизме.

Несколько слов о поле биотитов из гранулитов. Гранулиты не принадлежат к тому же кванитовому типу метаморфизма, как остальные породы, вмещающие анализированные биотиты. В метаморфической зональности кванитового типа метаморфизма зона гиперстена, по видимому, отсутствует (причины этого будут рассмотрены в III части). Перекрытие полей гранулитов других полей амфиболитовой фации, вероятно, свидетельствует о большем разнообразии давлений при гранулитовом метаморфизме, чем внутри кванитового типа. Когда гранулиты входят в состав метаморфической зональности (например, в серии биотитов Адирондакских гор, рис. 26,  $a-e$ ), не наблюдается такого широкого перекрытия полей биотитов гранулитовой фации полей биотитов амфиболитовой фации.

В заключение приведем данные о средних содержаниях некоторых катионов в биотитах умеренных давлений по отдельным метаморфическим зонам (табл. 22). Табл. 22 составлена на основании уже

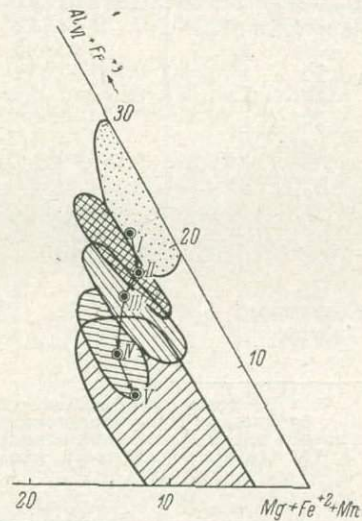


Рис. 30. Путь изменения состава в группе катионов шестерной координации биотитов при региональном метаморфизме умеренного давления. (Составлено на основе диаграммы на рис. 29).

Поля биотитов зон: 1 — биотита и граната; 2 — ставролита и кванита; 3 — силлиманита; 4 — второго силлиманита; 5 — гранулитовая фация. Остальные условные обозначения см. на рис. 29.

упоминавшихся 162 химических метаморфических провинций.

Данные этой таблицы подтверждают уже сделанный вывод о тенденции к уменьшению содержания со степенью метаморфизма  $Al_{VI}$  и  $Fe^{+3}$  и к увеличению содержания  $Ti$ . Кроме того, подтверждается выявленная в Северо-Байкальских биотитах тенденция к увеличению со степенью метаморфизма содержания  $K$ . Очень интересно уменьшение со степенью метаморфизма содержания  $Si$  и параллельное возрастание  $Al_{IV}$ , незначительное, но устойчивое увеличение содержания суммы дивалентных катионов октаэдрической координации ( $Mg + Fe^{+2} + Mn$ ), а также резкое возрастание в гранулитовой фации содержания фтора и снижение в той же фации общей железистости, рассчитанной только для биотитов из метапелитов.

ТАБЛИЦА 22

Среднее содержание некоторых катионов в биотитах кванитового типа регионального метаморфизма

Катионы	Зоны							Изменения в содержании
	биотита	граната	ставроли- та	кванита	силлима- нита	второго силлима- нита	гранули- товая фация*	
Si	2.81	2.72	2.70	2.69	2.69	2.69	2.67	Уменьшение
$Al_{IV}$	1.19	1.28	1.30	1.31	1.31	1.31	1.33	Увеличение
$Al_{VI}$	0.38	0.38	0.35	0.34	0.31	0.22	0.12	Уменьшение
$Fe^{+3}$	0.18	0.16	0.16	0.15	0.12	0.08	0.11 **	»
$Al_{VI} + Fe^{+3}$	0.56	0.54	0.51	0.49	0.43	0.30	0.23	»
$Mg + Fe^{+2} + Mn$	2.04	2.13	2.21	2.19	2.19	2.24	2.32	Увеличение
Ti	0.08	0.10	0.09	0.11	0.16	0.23	0.24	»
Ca	0.12	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	Не ясно
Na	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	Содержание постоян- но
K	0.64	0.76	0.78	0.81	0.84	0.84	0.83	Увеличение
$H_2O$	0.17	0.17	0.15	0.10	0.08	0.10	0.10	Уменьшение
F	0.34	0.36	0.34	0.22	0.30	0.34	0.47	Резкое увеличение в гранулитовой фации
Ф ***	51.7	60.2	49.7	48.2	53.2	48.8	43.4	Резкое уменьшение в гранулитовой фации
Количество анализов	5	7	42	15	25	14	54	

\* Вне связи с метаморфической зональностью кванитового типа.

\*\* Только  $Fe^{+3}$  в октаэдрической позиции, вследствие малой глиноземистости биотитов гранулитовой фации в отдельных случаях часть  $Fe^{+3}$  занимает тетраэдрическое положение.

\*\*\* Среднее только для биотитов из метапелитов.

### Биотиты из метаморфических пород андалузитового типа регионального метаморфизма и сравнительная характеристика биотитов кванитового и андалузитового типов метаморфизма

Богатый аналитический материал по биотитам Северного Приладожья (табл. 6 и 23) позволяет хорошо проследить изменение химического состава биотитов при прогрессивном региональном метаморфизме низких давлений.

Как видно из табл. 24 и рис. 31, главные особенности изменения химического состава биотитов ладожской серии и мамской серии (рис. 23, табл. 18) одинаковы: с увеличением степени регионального метаморфизма в биотитах происходит увеличение содержания  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$  (и фтора?), уменьшение содержания  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $H_2O$  и железистости  $F$  и  $f$  при почти

Количество катионов в пересчете на 12 атомов кислорода в биотитах разных зон метаморфизма из ладожской серии  
Северного Приладожья

Номера образцов	Si	Al <sub>IV</sub>	Сумма	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	H <sub>2</sub> O	OH	F	Ф	Nm	Парагенезис
Зона граната																		
ЛВ21	2.70	1.30	4.00	0.31	0.21	0.11	1.10	0.01	1.01	0.04	0.04	0.78	0.21	1.91	0.09	56.7	—	Би—Сер—Кв
ЛВ64-2	2.69	1.31	4.00	0.29	0.25	0.09	0.83	0.01	1.30	0.07	0.04	0.85	0.05	2.00	—	45.4	1.641	Би—Сер—Пл—Кв
ЛВ263	2.75	1.25	4.00	0.32	0.29	0.11	1.09	0.01	0.90	0.03	0.02	0.71	0.22	2.00	—	60.9	1.664	Гр—Би—Сер—Пл—Кв
Зона ставролита без пегматитов																		
ЛВ835	2.57	1.43	4.00	0.34	0.25	0.11	1.10	0.01	0.88	0.06	0.06	0.70	0.16	2.00	—	60.5	1.657	Гр—Би—Сер—Кв
Л44	2.76	1.24	4.00	0.51	0.20	0.09	0.97	—	0.87	0.04	0.08	0.72	0.18	2.00	—	57.4	1.645	Гр—Ст—Би—Пл <sub>30</sub> —Кв
Зона ставролита с пегматитами																		
ЛВ186	2.63	1.37	4.00	0.29	0.15	0.12	1.13	0.01	1.15	0.04	0.04	0.76	0.12	2.00	—	53.0	1.643	Гр—Ст—Би—Сер—Пл—Кв
ЛВ209-4	2.60	1.40	4.00	0.47	0.05	0.10	1.45	—	0.76	0.04	0.05	0.84	0.06	2.00	—	66.1	1.661	Гр—Би—Пл—Кв
ЛВ841	2.62	1.38	4.00	0.37	0.15	0.13	1.16	—	0.98	0.05	0.04	0.78	0.12	2.00	—	57.4	—	Гр—Ст—Би—Сер—Кв
ЛВ26-2	2.62	1.38	4.00	0.42	0.11	0.11	1.21	—	0.95	0.05	0.04	0.82	0.10	2.00	—	58.0	—	Гр—Ст—Би—Пл—Кв
Л169Б	2.58	1.42	4.00	0.35	0.08	0.11	1.17	—	1.14	0.08	0.02	0.80	0.10	2.00	—	52.3	1.641	Гр—Би—Пл <sub>36</sub> —Кв
Л249	2.87	1.13	4.00	0.50	0.09	0.09	0.99	—	0.97	0.04	0.13	0.66	0.22	2.00	—	52.8	1.640	Гр—Ст—Би—Пл—Кв
Зона силлиманита																		
Л197Б	2.62	1.38	4.00	0.33	0.19	0.11	1.01	—	1.16	0.11	0.04	0.68	0.15	1.93	0.07	50.7	1.641	Гр—Би—Сил—Пл <sub>26</sub> —Кв
Л60А	2.61	1.39	4.00	0.34	0.17	0.12	1.05	—	1.13	0.02	0.04	0.82	0.13	2.00	—	52.1	1.642	Гр—Би—Сил—Пл <sub>28</sub> —Кв
Л55	2.58	1.42	4.00	0.38	0.13	0.09	1.09	—	1.15	0.05	0.04	0.82	0.12	1.94	0.06	51.3	1.642	Гр—Би—Сил—Пл <sub>26</sub> —Кв
Л56	2.57	1.43	4.00	0.34	0.13	0.12	1.13	—	1.10	0.05	0.06	0.84	0.12	1.96	0.04	53.2	1.644	Гр—Би—Сил—Му—Ст—Пл—Кв
Л254	2.62	1.38	4.00	0.35	0.23	0.12	0.95	—	1.10	0.04	0.05	0.76	0.17	2.00	—	51.8	1.640	Гр—Пл <sub>28</sub> —Би—Кв
ЛГ1204	2.71	1.29	4.00	0.35	0.10	0.11	1.20	0.01	1.03	0.04	0.02	0.78	0.15	2.00	—	56.1	1.647	
Л139	2.70	1.30	4.00	0.40	0.14	0.11	1.05	—	1.06	0.05	0.08	0.77	0.10	2.00	—	53.1	1.642	Гр—Би—Сил—Ст—Пл <sub>15</sub> —Кв

Номера образцов	Si	Al <sub>IV</sub>	Сумма	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	H <sub>2</sub> O	ОН	F	Ф	Nm	Парагенезис
Зона мигматита (или второго силлиманита)																		
ЛВ927-1 *	2.75	1.25	4.00	0.14	0.11	0.09	0.80	0.02	1.68	0.04	0.02	0.86	0.07	1.88	0.12	35.5	1.626	Рог—Би—Пл—Му—Кв
Л13	2.59	1.41	4.00	0.18	0.22	0.11	1.12	0.01	1.22	0.05	0.02	0.88	0.05	2.00	—	52.4	1.647	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
Л63	2.66	1.34	4.00	0.24	0.08	0.20	1.39	0.01	0.91	0.03	0.02	0.94	—	2.00	—	62.0	1.664	Би—Пл <sub>31</sub> —Ми—Кв
Л134	2.60	1.40	4.00	0.29	0.13	0.18	1.19	—	1.03	0.03	0.02	0.90	0.02	2.00	—	56.2	1.654	Гр—Би—Сил—Кор—Би—Ми— Пл <sub>30</sub> —Кв
Л177	2.71	1.29	4.00	0.25	0.15	0.22	1.08	—	1.03	—	0.03	1.06	—	2.00	—	54.4	1.656	Гр—Би—Пл <sub>31</sub> —Ми—Кв
Л177В *	2.66	1.21	3.87	—	0.10	0.24	1.45	—	1.30	0.04	0.03	0.90	0.02	2.00	—	54.3	1.664	Гр—Рог—Би—Пл <sub>35</sub> —Кв
Л177Д	2.66	1.34	4.00	0.23	0.12	0.17	1.19	—	1.09	0.03	0.04	0.84	0.12	2.00	—	54.4	1.654	Гр—Би—Пл <sub>28</sub> —Кв
Л188А	2.75	1.25	4.00	0.30	0.12	0.23	1.12	—	0.91	0.01	0.02	0.86	0.14	2.00	—	57.0	1.654	Гр—Би—Сил—Кор—Пл <sub>32</sub> —Ми— Кв
Л188Б	2.64	1.36	4.00	0.33	0.08	0.18	1.04	—	1.13	0.04	0.02	0.89	0.08	2.00	—	49.8	1.655	Гр—Би—Пл <sub>38</sub> —Ми—Кв
Л213	2.62	1.38	4.00	0.15	0.20	0.18	1.01	—	1.28	0.03	0.02	0.88	0.10	2.00	—	48.4	—	Гр—Би—Сил—Кор—Пл <sub>37</sub> —Ми— Кв
Л225	2.64	1.36	4.00	0.23	0.11	0.23	1.04	—	1.18	0.02	0.02	0.94	0.02	2.00	—	49.4	1.655	Гр—Би—Сил—Кор—Пл <sub>33</sub> —Ми— Кв
Л271	2.58	1.42	4.00	0.22	0.16	0.19	1.33	—	0.93	0.06	0.02	0.91	—	2.00	—	61.6	1.664	Гр—Би—Му—Пл <sub>32</sub> —Кв
Л273	2.58	1.42	4.00	0.23	0.15	0.21	1.01	—	1.19	0.04	0.02	0.90	0.07	2.00	—	49.2	1.660	Гр—Би—Сил—Кор—Ми— Пл <sub>34</sub> —Кв
Л693	2.63	1.37	4.00	0.35	0.11	0.22	1.18	—	0.86	0.05	0.02	0.84	0.08	2.00	—	60.0	1.649	Гр—Би—Сил—Кор—Ми—Пл— Кв
ЛГ123	2.61	1.39	4.00	0.17	0.18	0.15	1.14	—	1.16	0.05	—	0.86	0.06	1.88	0.12	53.2	—	Гр—Би—Пл <sub>29</sub> —Кв
ЛГ1056Б	2.60	1.40	4.00	0.32	0.09	0.18	1.15	—	1.03	0.04	0.02	0.90	0.05	1.95	0.05	54.6	—	Гр—Би—Кор—Анд—Ми— Пл <sub>31</sub> —Кв
ЛГ2015 *	2.72	1.28	4.00	0.16	0.09	0.14	1.23	0.01	1.21	0.09	0.02	0.82	0.03	1.97	0.03	52.6	—	Рог—Би—Пл—Кв
ЛГ2018 *	2.72	1.28	4.00	0.05	0.15	0.15	1.22	0.01	1.24	0.07	0.02	0.80	0.14	1.96	0.04	52.6	—	Рог—Би—Пл—Кв
ЛГ2166	2.67	1.33	4.00	0.27	0.07	0.19	1.14	—	1.10	0.02	0.02	0.84	0.14	1.92	0.08	52.4	—	Гр—Би—Пл <sub>35</sub> —Кв
ЛГ2168	2.64	1.36	4.00	0.23	0.15	0.21	1.09	—	1.06	0.03	0.02	0.88	0.03	1.91	0.09	53.9	—	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Ми—Кв

## Зона гиперстена

ЛВ960А	2.67	1.33	4.00	0.17	0.11	0.19	1.02	—	1.29	0.04	0.02	0.84	0.08	1.90	0.10	46.8	1.651	Гр—Би—Пл—Ми—Кв
ЛВ962А	2.64	1.36	4.00	0.19	0.10	0.20	0.99	—	1.29	0.04	0.02	0.90	0.07	1.90	0.10	45.8	1.651	Гр—Би—Пл—Кв
Л1А	2.79	1.21	4.00	0.22	0.05	0.23	1.00	—	1.27	0.02	0.02	0.86	0.06	2.00	—	46.1	1.648	Гр—Ги—Би—Ми—Пл <sub>36</sub> —Кв

Номера образцов	Si	Al <sub>IV</sub>	Сумма	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>+3</sup>	Ti	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	H <sub>2</sub> O	OH	F	Ф	Nm	Парагенезис
ЛЗВ	2.59	1.41	4.00	0.22	0.13	0.19	1.19	—	1.08	0.08	0.02	0.92	—	1.91	0.09	54.9	1.658	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
ЛЗД	2.59	1.41	4.00	0.21	0.19	0.17	1.25	—	1.01	0.07	0.02	0.90	—	1.90	0.10	58.7	1.659	Би—Пл <sub>41</sub> —Кв
Л4	2.66	1.34	4.00	0.11	0.13	0.19	1.03	—	1.39	0.11	0.02	0.88	—	2.00	—	45.4	1.652	Гр—Би—Пл <sub>34</sub> —Кв
Л7А	2.64	1.36	4.00	0.25	0.04	0.17	1.28	—	1.13	0.05	0.02	0.94	—	2.00	—	53.7	1.657	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Кв
Л7В	2.61	1.39	4.00	0.34	0.07	0.18	1.01	—	1.20	0.05	0.03	0.90	—	2.00	—	47.4	1.653	Гр—Би—Пл <sub>39</sub> —Кв
Л12	2.62	1.38	4.00	0.07	0.15	0.25	1.02	—	1.34	0.05	0.02	0.96	—	2.00	—	46.7	1.647	Гр—Би—Пл—Кв
Л16	2.66	1.34	4.00	0.29	0.14	0.16	0.95	—	1.26	0.02	0.03	0.90	0.04	2.00	—	46.5	1.650	Гр—Би—Пл <sub>37</sub> —Ми—Кв
Л19А	2.67	1.33	4.00	0.12	0.16	0.21	1.07	—	1.22	0.04	0.02	0.89	0.05	2.00	—	50.2	1.651	Гр—Би—Пл <sub>29</sub> —Кв
Л19В	2.58	1.42	4.00	0.24	0.10	0.19	1.35	0.01	0.93	0.05	0.02	0.94	0.02	2.00	—	61.2	1.663	Гр—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
Л32А	2.62	1.38	4.00	0.11	0.19	0.22	0.99	—	1.24	0.11	0.02	0.90	—	1.88	0.12	48.7	1.652	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Ми—Кв
Л38	2.60	1.40	4.00	0.29	0.05	0.11	1.18	0.01	1.30	0.04	0.02	0.82	0.08	2.00	—	48.8	1.652	Би—Пл <sub>32</sub> —Кв
Л50А	2.66	1.34	4.00	0.16	0.18	0.24	1.01	—	1.18	0.03	0.02	0.90	0.02	2.00	—	50.1	1.648	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
Л50В	2.68	1.32	4.00	0.32	0.10	0.18	1.12	—	1.08	0.02	0.02	0.95	—	2.00	—	52.9	1.653	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
Л54А	2.63	1.37	4.00	0.13	0.24	0.19	1.06	—	1.17	0.03	0.02	0.90	0.08	2.00	—	52.5	1.658	Гр—Би—Пл <sub>35</sub> —Кв
Л54В	2.79	1.21	4.00	0.06	0.11	0.22	1.13	0.01	1.26	0.06	0.04	0.92	—	2.00	—	49.8	1.657	Би—Пл <sub>38</sub> —Кв
Л84	2.60	1.40	4.00	0.25	0.10	0.18	1.16	—	1.12	0.10	0.02	0.92	—	2.00	—	52.9	1.651	Гр—Би—Пл—Кв
Л92	2.61	1.39	4.00	0.17	0.14	0.20	0.99	—	1.31	0.09	0.02	0.90	—	2.00	—	46.3	1.651	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Ми—Кв
Л186	2.69	1.31	4.00	0.17	0.11	0.26	0.75	—	1.49	0.06	0.04	0.84	0.02	2.00	—	36.3	1.649	Гр—Би—Кор—Ми—Пл <sub>31</sub> —Кв
ЛГ33	2.68	1.32	4.00	0.07	0.13	0.19	1.16	—	1.25	0.03	—	0.90	0.10	1.90	0.10	51.0	—	Гр—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
ЛГ375	2.64	1.36	4.00	0.16	0.10	0.18	1.03	—	1.37	0.06	0.02	0.86	0.03	1.93	0.07	45.0	—	Гр—Ги—Би—Пл <sub>38</sub> —Кв
ЛГ606В	2.70	1.30	4.00	0.23	0.08	0.18	1.22	—	1.07	—	0.02	0.88	0.10	1.92	0.08	55.0	1.652	Гр—Би—Пл <sub>29</sub> —Кв
ЛГ620В	2.65	1.35	4.00	0.16	0.09	0.18	1.30	—	1.06	0.05	0.02	0.86	0.10	1.94	0.06	56.9	1.662	Гр—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
ЛГ718	2.62	1.38	4.00	0.21	0.05	0.19	1.06	—	1.32	0.04	0.02	0.82	0.15	1.93	0.07	45.6	1.653	Гр—Би—Сил—Кор—Пл <sub>33</sub> — Ми—Кв
Л706	2.75	1.25	4.00	0.06	0.11	0.31	0.76	—	1.52	0.04	0.04	0.88	—	2.00	—	36.2	1.645	Гр—Ги—Би—Ми—Пл <sub>39</sub> —Кв
Л718	2.69	1.31	4.00	0.07	0.14	0.26	0.87	—	1.42	0.04	0.04	0.88	0.06	2.00	—	41.7	1.645	Гр—Ги—Би—Пл <sub>36</sub> —Кв

Примечание. Образцы с индексом ЛВ — из колл. Д. А. Великославинского, с индексом ЛГ — из колл. В. А. Глебовичского (Судовиков и др., 1970), с индексом Л — из работы В. И. Лебедева и др. (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, Лебедев, 1968, 1969), звездочкой отмечены анализы биотитов из пород, богатых кальцием.

ТАБЛИЦА 24

Средний состав биотитов из зон разного метаморфизма ладожской серии Северного Приладожья

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	35.71	35.25	34.98	35.64
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.95	3.32	3.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.44	19.68	18.14	17.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.97	2.72	2.31	2.13
FeO	17.68	17.13	18.09	16.82
MnO	0.10	0.07	0.07	0.06
MgO	8.92	9.96	9.57	11.12
CaO	0.59	0.76	0.39	0.63
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.32	0.15	0.16
K <sub>2</sub> O	8.04	8.19	9.39	9.35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.45	4.38	3.41	3.22
F	0.37 (?)	0.23	0.36	0.38
Φ <sub>общ</sub>	56.4	50.6	54.2	48.6
Количество анализов	11	7	16	28

Примечание. 1 — зоны граната и ставролита, 2 — зона sillиманита, 3 — зона второго sillиманита, 4 — зона гиперстена.

не меняющемся содержании FeO. На рис. 32 показаны вариации в содержании TiO<sub>2</sub>, MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в биотитах ладожской серии в пределах мета-

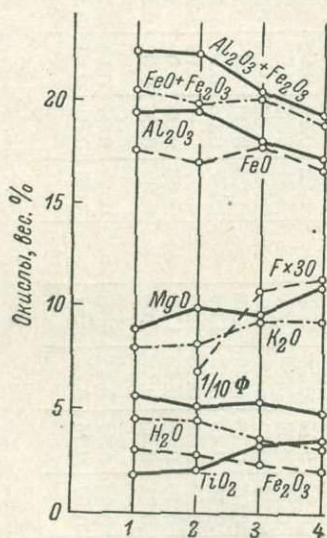


Рис. 31. Изменения в химическом составе биотитов ладожской серии при региональном метаморфизме.

Зоны: 1 — граната и ставролита; 2 — sillиманита; 3 — второго sillиманита; 4 — гиперстена.

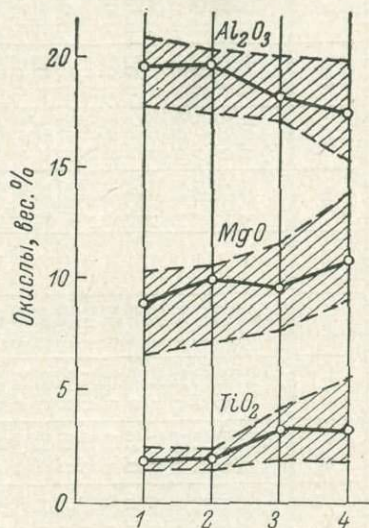


Рис. 32. Пределы содержания глинозема, магнезии и двуокиси титана в биотитах ладожской серии Северного Приладожья.

Условные обозначения см. на рис. 31.

морфических зон. Отличие состоит в отсутствии ясных изменений в содержании SiO<sub>2</sub> и явном уменьшении содержания Na<sub>2</sub>O со степенью метаморфизма.

Как видно, биотиты из одноименных зон ладожской и мамской серий близки между собой по химизму, но не тождественны. Так, ладожские

биотиты несколько богаче общим железом и беднее магнием, что нашло свое отражение в величине  $\Phi$  и  $f$ .

Эти сходства и отличия выявляются и при сравнении по метаморфическим зонам среднего катионного состава биотитов ладожской серии с катионным составом биотитов умеренных давлений (соответственно табл. 25 и табл. 22). В отличие от биотитов умеренных давлений в биотитах ладожской серии нет ясной тенденции в изменении содержания тетра-

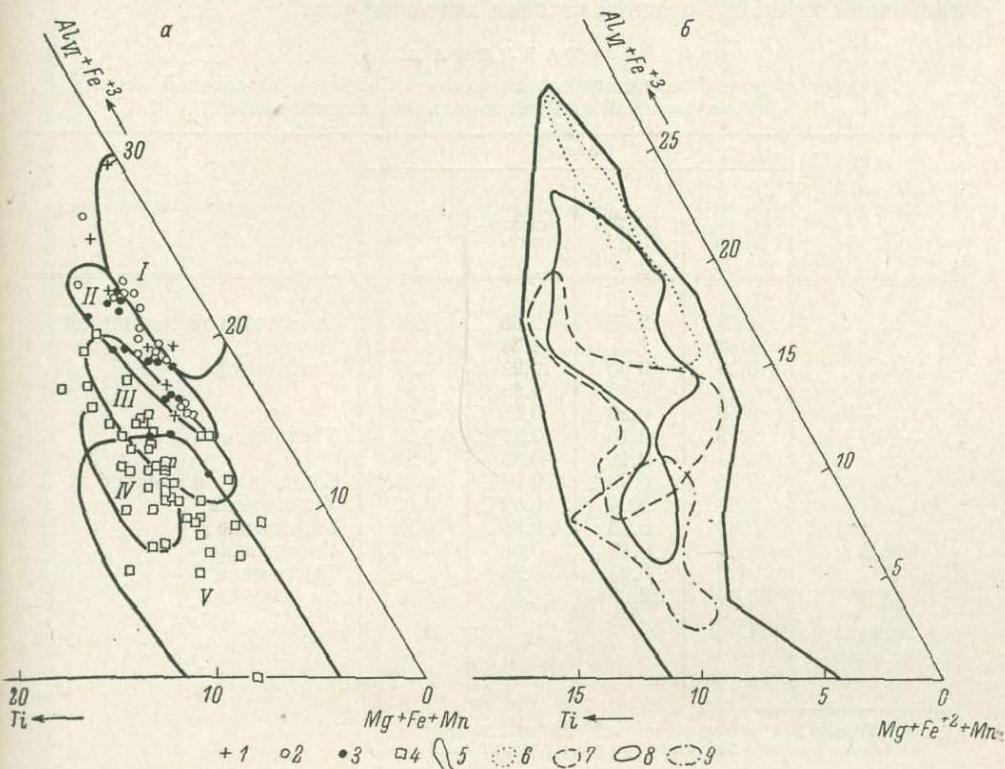


Рис. 33. Диаграмма  $a-t-r''$  для биотитов.

$a$  — расположение точек составов биотитов из разных метаморфических зон при метаморфизме низких давлений (при построении диаграммы использовано 96 химических анализов биотитов);  $b$  — парагенетические типы биотитов из метapelитов кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма. 1 — зона граната; 2 — зона ставролита; 3 — зона силлиманита; 4 — зона второго силлиманита и гиперстена; 5 — область распространения биотитов из ассоциаций гранат-биотитовых (и биотитовых) гнейсов и сланцев; 6 — биотиты ставролитовых сланцев и гнейсов ( $\pm$ Гр., Би); 7 — биотиты кордиеритовых сланцев и гнейсов ( $\pm$ Гр., Би, Сил); 8 — биотиты сланцев и гнейсов, содержащих полиморфные модификации  $Al_2SiO_5$ ; 9 — биотиты из ассоциаций с гиперстеном. Остальные условные обозначения см. на рис. 29.

эдрических катионов ( $Si$  и  $Al_{IV}$ ) и наблюдается отчетливое уменьшение содержания  $Na$  со степенью метаморфизма. Кроме того, в биотитах ладожской серии наблюдается четкое уменьшение общей железистости  $\Phi$  вследствие того, что все биотиты принадлежат одной осадочной серии. Нужно отметить, что в биотитах умеренных давлений содержание  $Al_{IV}$  ниже, чем в биотитах низких давлений из сопоставимых метаморфических зон. Однако различия в химизме биотитов этих двух типов регионального метаморфизма проявляются резко при рассмотрении и сравнении катионного состава в группе  $Y$ .

На диаграмму  $a-t-r''$  (рис. 33) нанесены 96 анализов биотитов из семи областей развития метаморфизма андалузитового типа. Рассчитанные величины  $a$ ,  $t$  и  $r''$  приведены в табл. 26 и 27. При четко выраженной тенденции к увеличению содержания  $Ti$  и суммы  $(Mg + Fe^{+2} + Mn)$  и умень-



шению содержания  $Al_{VI}$  и  $Fe^{+3}$  среди катионов шестерной координации с увеличением степени регионального метаморфизма поля биотитов низких давлений по сравнению с полями биотитов умеренных давлений смещены в направлении вершины ( $Al_{VI} + Fe^{+3}$ ), т. е. биотиты регионального метаморфизма низких давлений или андалузитового типа обнаруживают большую глиноземистость и беднее титаном по сравнению с биотитами из сравнимых зон кианитового типа, что особенно заметно для полей низкой и средней степени метаморфизма.

ТАБЛИЦА 25  
Среднее содержание некоторых катионов в биотитах ладожской серии (андалузитовый тип регионального метаморфизма)

Катионы	Зоны				Изменения в содержании
	граната + ставролита	силлиманита	второго силлиманита	Гиперстена	
Si	2.68	2.63	2.66	2.65	Отчетливой тенденции нет
$Al_{IV}$	1.32	1.37	1.34	1.35	То же
$Al_{VI}$	0.39	0.35	0.22	0.17	Уменьшение
$Fe^{+3}$	0.17	0.15	0.13	0.11 *	»
$Al_{VI} + Fe^{+3}$	0.56	0.50	0.35	0.28	»
$Mg + Fe^{+2} + Mn$	2.09	2.19	2.27	2.32	Увеличение
Ti	0.11	0.11	0.18	0.20	»
Ca	0.05	0.06	0.04	0.05	Содержание постоянно
Na	0.06	0.04	0.02	0.02	Уменьшение
K	0.87	0.78	0.89	0.89	Увеличение
$H_2O$	0.09	0.10	0.06	0.05	Уменьшение
F		0.23	0.36	0.38	Увеличение
Ф **	56.4	52.6	54.4	48.6	»
Количество анализов	11	7	20	28	

\* Только  $Fe^{+3}$  в октаэдрической позиции.

\*\* Среднее только для биотитов из метапелитов.

Так, все биотиты зоны ставролита (или андалузит-ставролит-альмадиновой субфации) Северного Приладожья, Иртышской зоны смятия,<sup>5</sup> Северного Нью-Гемпшира, а также биотит М2 плато Абукума, отнесенный нами к этой же зоне,<sup>6</sup> попадают в поле зон биотита и граната и в пограничную полосу между этим полем и полем зон ставролита и кианита; биотиты зоны силлиманита обоих регионов, а также 4 биотита зоны силлиманита с плато Абукума и биотит из Нью-Гемпшира из зоны силлиманита полностью попадают в общее поле зон кианита и ставролита кианитового типа, перекрывая частично поле силлиманита; наконец, многочисленные анализы биотитов зон второго силлиманита и гиперстена кучно ложатся в пределах полей зон силлиманита и второго силлиманита и верхней части поля гранулитовой фации на диаграмме биотитов киани-

<sup>5</sup> В метаморфическом поясе Иртышской зоны смятия одновременно встречаются андалузит, ставролит и кианит, при этом андалузит оказывается более молодым минералом (Васильева, 1966).

<sup>6</sup> Биотит М1 в работе А. Мияширо (Miyashiro, 1953) отнесен к зоне I, соответствующей зоне эпидот-амфиболитовой фации, что согласуется с температурой кристаллизации по гранат-биотитовому термометру Л. Л. Перчука (см. часть III). Биотиты М4, М5, М6 и МТ находятся, несомненно, в зоне силлиманита (по А. Мияширо зона III, поздние названная зоной С). Биотиты М2 и М3 занимают промежуточное положение, при этом биотиты М2 мы относим к зоне ставролита, а биотиты М3 — к зоне силлиманита (по А. Мияширо он взят уже из зоны II).

Значение величин  $a$ ,  $t$  и  $r''$  в биотитах из пород андалузитового типа регионального метаморфизма

7 Д. А. Релинговский

	Зоны биотита и граната								Зона ставролита									
	V 1	ЛВ 21	ЛВ 64-2	ЛВ 263	М 1	К 68-1	К 67-1	К 232-5	сред- нее	Л 44	ЛВ 835	ЛГ 69Б	ЛВ 186	ЛВ 209	Л 249	ЛВ 841	ЛВ 23-2	П 576
	$a$	38.2	18.9	19.5	22.4	29.8	16.7	15.1	25.5	23.3	26.9	22.0	15.1	15.5	18.4	22.4	18.7	18.9
$t$	2.7	4.0	3.2	4.0	0.7	4.2	4.5	3.4	3.3	3.4	4.1	3.9	4.2	3.6	3.4	4.7	3.9	3.1
$r''$	59.1	77.1	77.3	73.6	69.6	79.1	80.4	71.1	73.4	69.7	73.9	81.0	80.3	78.0	74.2	76.6	77.2	75.5

ТАБЛИЦА 26 (продолжение)

	Зона ставролита								Силлиманит-альмандин-мусковитовая зона												
	И 30	И 202	И 58	М 2	Г 2	Г 101в	V 2	сред- нее	Л 55	Л 56	Л 60А	Л 139	Л 197Б	Л 254	И 108	И 21	И 78	Г 142	М 6	М 4	МТ
	$a$	22.9	19.4	22.3	18.4	15.4	15.8	22.9	19.8	18.0	16.4	18.2	19.6	18.3	21.1	22.0	20.4	16.0	17.3	20.9	21.9
$t$	3.3	2.5	2.9	4.0	3.8	3.8	5.5	3.8	3.2	4.3	4.3	4.0	3.9	4.4	3.6	3.7	4.6	3.5	5.9	3.7	5.3
$r''$	73.8	78.1	74.8	77.6	80.8	80.4	71.6	76.4	78.8	79.3	77.5	76.4	77.8	74.5	74.2	75.9	79.4	79.2	73.2	74.4	75.8

ТАБЛИЦА 26 (продолжение)

	Силлиманит-альмандин-мусковитовая зона						Силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовая													
	М 5р	М 3	ЛГ 1204	К 75-2	К 596	К 63-1	сред- нее	Л 63	Л 134	Л 177	Л 177в	Л 177д	Л 1886	Л 225	Л 271	Л 273	Л 13	ЛВ 927-1	ЛГ 123	ЛГ 10566
	$a$	14.0	13.9	16.1	17.9	19.1	11.7	18.0	11.3	14.9	14.7	—	12.5	14.9	11.9	13.4	13.3	14.0	8.8	12.5
$t$	6.5	5.4	3.9	4.9	5.4	4.6	4.5	7.1	6.4	8.1	8.1	6.1	6.5	8.3	6.7	7.6	3.9	3.2	5.4	6.5
$r''$	79.5	80.7	80.0	77.2	75.5	83.7	77.5	81.6	78.7	77.2	91.9	81.4	78.6	79.8	79.9	79.1	82.1	88.0	82.1	78.7

Т А Б Л И Ц А 26 (продолжение)

	Силлиманит-альмандин-кальцевополевошпатовая зона											Роговообманково-гранулитовая зона							
	ЛГ 2015	ЛГ 2018	ЛГ 2166	ЛГ 2188	Л 188А	Л 213	Л 693	V 3	V 4	K 60-4	K 72-2	сред- нее	ЛЗВ	ЛЗд	Л 4	Л 7а	Л 7в	Л 12	Л 16
<i>a</i>	8.8	7.1	12.3	13.9	15.7	12.4	16.9	18.9	17.2	20.0	14.1	13.1	12.2	14.2	8.4	10.1	15.0	7.8	15.4
<i>t</i>	4.9	5.3	6.9	7.7	8.6	6.4	8.1	7.3	6.1	5.8	3.2	6.4	6.8	6.1	6.7	5.9	6.4	8.8	5.7
<i>r''</i>	86.3	87.6	80.8	78.4	75.7	81.2	75.0	73.8	76.7	74.2	82.7	80.5	81.0	79.7	84.9	84.0	78.6	83.4	78.9

Т А Б Л И Ц А 26 (продолжение)

	Роговообманково-гранулитовая зона																	
	Л 19а	Л 19в	Л 32	Л 38	Л 50а	Л 50в	Л 54а	Л 54в	Л 84	Л 92	ЛВ 900	ЛВ 962	ЛГ 33	ЛГ 620	ЛГ 718	ЛГ 375	ЛГ 606	Л1А
<i>a</i>	10.1	12.1	10.9	11.3	12.3	15.0	13.3	6.1	12.5	11.0	10.1	10.4	7.1	9.0	9.2	9.2	11.2	9.7
<i>t</i>	7.6	6.7	8.0	3.8	8.7	6.4	6.8	7.9	6.4	7.1	6.8	7.2	6.8	6.5	6.7	6.3	6.5	8.3
<i>r''</i>	82.3	81.2	81.1	84.9	79.0	78.6	79.9	86.0	81.1	81.9	83.1	82.4	86.1	84.5	84.1	84.5	82.3	82.0

Т А Б Л И Ц А 26 (продолжение)

	Роговообманково-гранулитовая зона				
	Л 186	Л 706	Л 718	МН 49	сред- нее
<i>a</i>	10.1	6.2	7.6	16.8	10.9
<i>t</i>	9.4	11.2	9.4	9.2	7.2
<i>r''</i>	80.5	82.6	83.0	74.0	81.9

Примечание. Из ладожской серии Северного Приладожья — с индексами Л (Лебедев и др., 1964), ЛГ (Судовиков и др., 1969) и ЛВ (из колл. Д. А. Великославинского, табл. 9); из палеозоя Иртышской зоны смитя — с индексом И (В. М. Васильева, 1966, анализы приведены в работе Великославинского, 1968, табл. 2); из Нью-Гемпшира, США — с индексом Г (Green, 1963); с плато Абукума, Япония — с индексом М (Miyashiro 1953, 1958); из удоканской серии Восточной Сибири — с индексом К (Кориковский, 1967); из Ханкайского массива — с индексом Ми (Мишкин 1969); из палеозоя Нового Южного Уэльса, Австралия — с индексом V (Vallance 1966).

ТАБЛИЦА 27

Средние значения  $a$ ,  $t$  и  $r''$  для биотитов андалузитового типа регионального метаморфизма и их доверительные интервалы (для вероятности 99%)

Зоны	Количество анализов	$a$		$t$		$r''$	
		$\bar{X}$	дов. интервал	$\bar{X}$	дов. интервал	$\bar{X}$	дов. интервал
Биотита+граната+ставролита	24	21.0	18.0—24.0	3.6	3.1—4.1	75.4	72.6—78.2
Ставролита . . . .	16	19.8	17.3—22.3	3.8	3.3—4.3	76.4	73.9—78.9
Силлиманита . . . .	19	18.0	16.1—19.9	4.5	3.9—5.1	77.5	75.7—79.3
Второго силлиманита . . . . .	24	13.1	10.8—15.4	6.4	5.5—7.3	80.5	77.9—83.1
Гиперстена . . . .	29	10.9	9.5—12.3	7.2	6.5—7.9	81.9	80.5—88.3

Примечание. Ввиду небольшого количества анализов биотиты зон биотита (2 анализа) и граната (6 анализов) объединяются вместе с биотитами зоны ставролита, кроме того последние показаны и отдельно. Доверительные интервалы средних значений  $a$ ,  $t$  и  $r''$  различаются для всех зон, однако наблюдаются значительные перекрытия доверительных интервалов группы зон биотита+граната+ставролита, зоны ставролита и зоны силлиманита, с одной стороны, и зоны второго силлиманита и зоны гиперстена — с другой.

тогового типа метаморфизма. Один анализ биотита зоны силлиманита с плато Абукума попадает в поле зоны силлиманита, а другой — несколько выше.

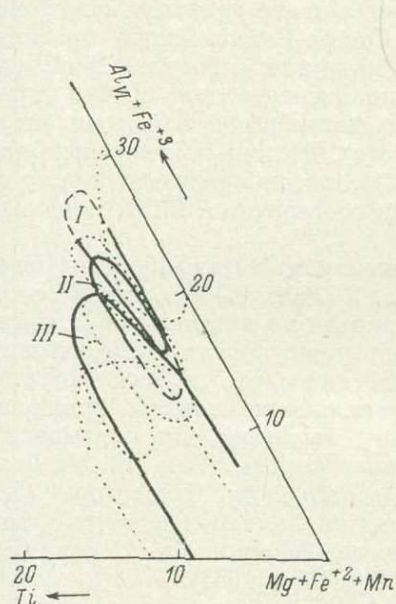


Рис. 34. Поля биотитов разной степени регионального метаморфизма низкого давления (сплошные линии) на фоне полей биотитов умеренного давления (точечные линии).

Поля биотитов низких давлений: I — зоны ставролита; II — зоны силлиманита; III — зоны второго силлиманита и гиперстена.

Такое смещение полей и средних составов биотитов андалузитового типа метаморфизма (рис. 34 и 35) указывает как будто бы на их «меньшую степень» метаморфизма (уменьшение  $TiO_2$  и повышение  $Al_2O_3$ ).

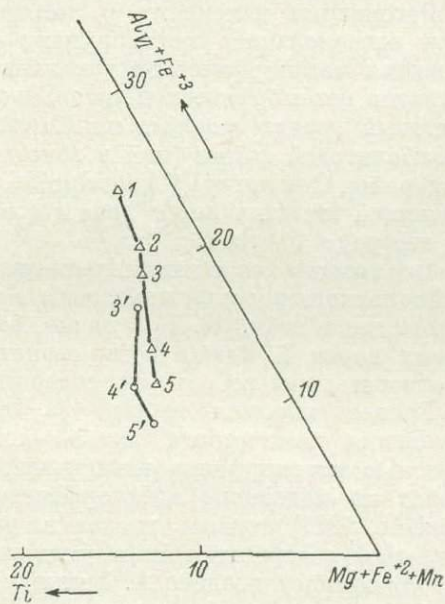


Рис. 35. Путь изменения состава в группе катионов шестерной координации биотитов при региональном метаморфизме низких давлений (треугольники). Рядом для сравнения приведен путь изменения состава биотитов, возникших при метаморфизме умеренных давлений (кружки), только для сопоставимых зон.

1 — зона биотита и граната; 2 — зона ставролита; 3 и 3' — зона силлиманита; 4 и 4' — зона второго силлиманита; 5 и 5' — зона гиперстена (гранулитовая фация).

По-видимому, смещение полей биотитов андалузитового типа в сторону повышения содержания  $Al_{VI}+Fe^{+3}$  и уменьшения  $Ti$  по сравнению с биотитами кианитового метаморфизма находится в прямой связи с меньшими давлениями в случае андалузитового типа метаморфизма. Если это так, то биотиты могут служить показателем не только степени метаморфизма биотитсодержащей породы, но и типа ее метаморфизма, а к признакам андалузитового типа метаморфизма и промежуточной группы низкого давления, перечисленным А. Мияширо (Miyashiro, 1961), прибавится еще один — пониженное содержание  $Ti$  и повышенное содержание  $(Al+Fe^{+3})$  среди катионов шестерной координации по сравнению с биотитами кианитового типа.

#### Глава 4

### ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНАТА ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

#### Гранаты из метапелитов кианитового типа регионального метаморфизма

Рассмотрим изменения в химическом составе гранатов кианитового типа регионального метаморфизма из Северо-Байкальского провинции развития метаморфической зональности и других регионов. В областях развития метаморфической зональности кианитового типа обычно спиральспитовый гранат впервые появляется в метаморфической зоне эпидот-амфиболитовой фации (или в зоне граната). Редким исключением является район Ставангера (Goldschmidt, 1921), где, по-видимому, в силу особенностей химизма пород гранат (сильно обогащенный  $MnO$ ) появляется до изограды биотита.

Все химические анализы гранатов из метапелитов и амфиболитов Северо-Байкальского нагорья приведены в табл. 3 (№№ 36—66), компонентный состав дан в табл. 28. Как видно, все гранаты из метапелитов и амфиболитовых пород (а также и из пегматитов) принадлежат к спиральспитам с относительно небольшим содержанием андрадита и гроссуляра.

Гранат является первым из магнезиально-железистых минералов, изменения химического состава которого исследователи связывали со степенью метаморфизма вмещающей гранат породы. Так, В. М. Гольдшмидт на материале метаморфической зональности Ставангера (Goldschmidt, 1921) первым указал на увеличение со степенью метаморфизма в гранате содержания  $Fe$  и уменьшение содержания  $Mn$ . К такому же выводу пришел позднее А. Мияширо (Miyashiro, 1953).

Увеличение магнезиальности граната со степенью метаморфизма было впервые отмечено Г. Рамбергом (Ramberg, 1949, 1952a, 1952b) и до последнего времени считается наиболее верным показателем степени метаморфизма. Систематическое увеличение содержания магния в гранате из метапелитов с возрастанием степени метаморфизма было показано автором (Великославинский, 1960) на примере метаморфической зональности Северо-Байкальского нагорья.

Б. Стёрт (Sturt, 1962), а позднее А. Атертон (Atherton, 1968) и К. Нанди (Nandy, 1967) показали, что с увеличением степени метаморфизма в гранате падает содержание  $CaO$  и  $MnO$  и возрастает  $FeO$  и  $MgO$ . Б. Стёртом и К. Нанди были предложены однотипные диаграммы  $(MgO+FeO) - (CaO+MnO)$  с полями гранатов зон граната, ставролита, кианита и силлиманита. А. Мияширо (Miyashiro, 1953) показал, что гранаты метапелитов, возникших при андалузитовом типе регионального метаморфизма,

## Компонентный состав пиральситовых гранатов из разных метаморфических зон мамской серии и ее аналогов в Северо-Байкальском нагорье

Номера образцов	Пироп	Спессартин	Альмандин	Анрадит	Гроссуляр	Ф	N	Парагенезис
Зона граната								
П 438-1	5.5	5.3	86.9	—	2.3	94.4	> 1.815	Ки—Хлд—Ст—Гр—Сер—Кв
П 436	5.9	8.1	84.7	—	1.3	94.0	> 1.815	Ки—Ст—Гр—Сер—Кв
П 253	6.1	8.2	64.4	—	19.9	92.4	1.800	Гр—Би—Сер—Кв
Зона ставролита								
В 207-7	8.6	2.1	67.6	6.1	15.6	89.6	—	Гр—Би—Сер—Кв
С 201-1	10.1	4.4	65.8	4.4	15.3	87.8	—	Ст—Гр—Би—Сер—Кв
П 272	10.7	3.3	69.4	3.0	13.6	87.4	1.800	Гр—Би—Сер—Пл—Кв
П 266	10.8	3.4	85.5	0.3	—	89.3	—	Ки—Ст—Гр—Сер—Кв
П 444-1	12.2	2.0	82.6	2.4	0.8	87.6	—	Ст—Гр—Сер—Пл—Кв
В 1012-2	12.3	4.0	77.3	—	6.4	86.9	—	Гр—Би—Сер—Кв
П 316	12.4	2.3	84.6	0.7	—	87.6	—	Ки—Ст—Гр—Сер—Кв
П 290-4	13.4	8.0	63.1	3.8	11.7	84.6	1.800	Ст—Гр—Рог—Би—Эп—Кв
П 103	15.2	3.0	68.2	4.5	9.1	83.0	—	Гр—Рог—Би—Эп—Сер—Кв
С 197-3	16.1	8.2	59.6	4.8	11.3	81.4	—	Ст—Рог—Гр—Пл—Кв
П 208	19.4	6.9	61.6	0.3	11.8	78.4	—	Ки—Гр—Рог—Би—Эп—Пл—Кв
П 210	19.9	2.4	62.7	2.8	12.2	77.1	—	Гр—Рог—Эп—Пл—Кв
Зона кианита								
В 158-9	12.4	2.9	77.4	5.7	1.6	87.2	—	Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв
В 2617	13.9	2.3	57.4	—	26.4	81.2	1.789	Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв
С 912-2	14.6	4.1	72.3	1.0	8.0	84.2	—	Ки—Гр—Кв. . .
В 64-3	18.2	4.2	76.6	1.1	—	81.8	—	Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв
П 44	18.3	8.8	66.4	1.5	4.9	80.7	—	Гр—Би—Му—Пл—Кв
С 272-1	18.9	3.5	74.1	—	3.5	80.4	—	Ки—Ст—Гр—Би—Пл—Кв
В 605-1	20.9	2.1	69.7	—	7.3	77.4	1.796	Ки—Гр—Би—Пл—Кв
В 2018	24.1	2.6	68.2	—	5.1	74.6	1.793	Ки—Гр—Би—Пл—Кв
В 2616-1	16.7	2.9	58.5	—	21.9	78.6	1.800	Гр—Рог—Би—Пл—Кв
В 638-7	18.4	6.0	63.0	11.5	1.1	80.7	1.795	Гр—Рог—Пл—Кв
П 20	25.8	2.4	66.9	2.8	2.1	73.3	—	
Зона силлиманита								
С 108-2	11.8	4.5	66.7	1.4	15.6	86.0	—	Сил—Гр—Би—Му—Кв
В 42-3	14.1	1.7	79.7	4.5	—	85.7	—	Сил—Гр—Би—Кв
В 200-1	16.1	4.0	70.6	2.6	6.7	82.6	1.800	Сил—Ки—Гр—Би—Му—Пл—Кв
В 529-3	17.7	4.6	69.2	0.5	8.0	80.8	1.797	Сил—Гр—Би—Пл—Кв

богаче марганцем по сравнению с гранатами метапелитов из провинций кианитового типа метаморфизма.

Ниже будут показаны закономерные изменения в составе гранатов из Северо-Байкальского нагорья при прогрессивном региональном метаморфизме на более обширном материале и проведены сравнения с данными по Северному Приладожью, где развита метаморфическая зональность андалузитового типа. На рис. 36 нанесены анализы гранатов метапелитов (23 анализа) и ортоамфиболитов (8 анализов) из мамской серии и ее аналогов в Северо-Байкальском нагорье и анализы гранатов из одновозрастных со складчатостью мамской серии пегматитов (27 анализов). Генезис пегматитов тесно связан с региональным метаморфизмом мамской серии, а сами пегматиты изофациальны с вмещающими породами (Великославинский, Соколов, 1960; Соколов и др., 1965; Соколов, 1970).

Химические анализы гранатов из пегматитов можно найти в статье Д. А. Великославинского и др. (1963, табл. 32, стр. 177). При составлении рис. 36 использованы как анализы гранатов из слюдоносных пегматитов из зоны кианита и одновозрастных с ними керамических пегматитов из зоны силлиманита, располагающихся в породах мамской серии, так и анализы гранатов из редкометальных пегматитов в чуйской (или абчадской) серии, слагающей основание мамской серии. Преимущественно нижнепротерозойские редкометальные пегматиты в период мамского (каледонского) метаморфизма испытали вместе с вмещающими породами низкотемпературные изменения (альбитизацию), с которыми связана редкометальная минерализация, в условиях, пограничных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям (Соколов, и др., 1965).

На рис. 36 более плотной горизонтальной штриховой выделены гранаты слюдоносных и керамических пегматитов из первичных гранитной и аплитовой структурных разновидностей пегматита, слагающих зоны или отдельные участки в пегматитовых телах и не претерпевших наложения более низкотемпературных процессов, с которыми обычно связывается образование вторичных структурных разновидностей пегматита (сегрегационные, блоковая и др.), а также гранаты редкометальных пегматитов из вторичных структурных разновидностей, несомненно, претерпевших низкотемпературные преобразования и, видимо, полностью отражающих условия образования редкометальной минерализации. Таким образом, гранаты из первичных структурных разновидностей слюдоносных и керамических пегматитов должны отражать  $P-T$ -условия главного этапа метаморфизма в каждой из метаморфических зон, т. е. они должны были бы быть изофациальны с метаморфическими зонами, в которых они находятся. Гранаты из вторичных структурных разновидностей редкометальных пегматитов, по-видимому, изофациальны с наложенным низкотемпературным метаморфизмом, под влиянием которого шло становление редкометальных пегматитов и их первичной материал мог быть и нижнепротерозойским.

Гранаты из вторичных структурных разновидностей слюдоносных и керамических пегматитов могут быть и неизофациальными с метаморфическими зонами, в которых они находятся, а так же, как и гранаты в первичных структурных разновидностях редкометальных пегматитов, отражать  $P-T$ -условия, существовавшие в абчадской серии в нижнем протерозое (если допустить, что первичный материал редкометальных пегматитов является нижнепротерозойским).

Однако гранаты из первичных и вторичных структурных разновидностей попадают практически в одно поле (ветвь). Это, вероятно, указывает на то, что формирование граната в первичных и вторичных структурных разновидностях и образование их самих происходило в главную фазу каледонского регионального метаморфизма.

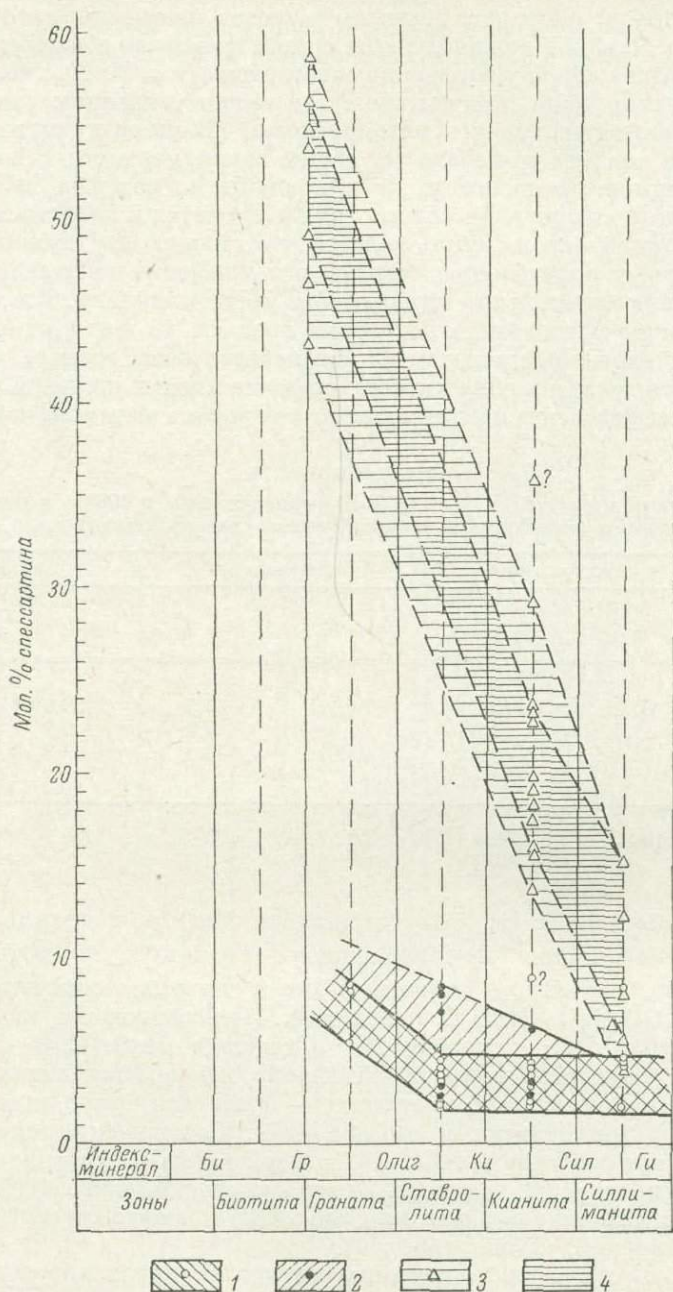


Рис. 36. Содержание спессартина в гранатах из метапелитов, ортоамфиболитов и пегматитов Северо-Байкальской области развития метаморфической зональности.

1 — из метапелитов; 2 — из ортоамфиболитов; 3 — из пегматитов; 4 — только из первичных структурных разновидностей слюдоносных и керамических пегматитов и из вторичных структурных разновидностей редкометалльных пегматитов.



Как видно, на рис. 36, гранаты из метapelитов и амфиболитов, занимающие положение около оси абсцисс, наиболее бедны спессартином, а гранаты пегматитов, наоборот, резко выделяются повышенным содержанием спессартина. Однако в каждой из этих ветвей гранатов наблюдается закономерное и выдержанное уменьшение спессартина (или MnO) с возрастанием степени метаморфизма, причем обе ветви имеют тенденцию слиться в области высокотемпературного метаморфизма. (В ветви гранатов из метapelитов два анализа выпадают из общей закономерности и во внимание не принимаются. По-видимому, в них завышено содержание MnO).

Вариации в содержании спессартина в гранатах в зависимости от состава вмещающей породы столь велики, что сильно затрудняют, а иногда и препятствуют определению степени метаморфизма вмещающей породы по содержанию спессартина в гранате без учета ее состава. Так, например, по содержанию спессартина некоторые гранаты из пегматитов зоны силлиманита аналогичны гранатам из метapelитов зоны граната. Эти вариации наиболее велики в области метаморфизма низких степеней и, по-видимому, становятся менее значительными в условиях метаморфизма высоких степеней.

ТАБЛИЦА 29

Соотношения между FeO, MnO и MgO (приведенных к 100%) в пегматитах, метapelитах и амфиболитах мамской серии Северо-Байкальского нагорья

Окислы	Пегматиты		Метapelиты		Амфиболиты	
	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %	вес. %	мол. %
FeO	66.2	52.2	64.1	50.3	58.8	44.7
MnO	1.4	2.3	0.9	0.7	0.9	0.7
MgO	32.4	45.4	35.0	49.0	40.3	54.6
Сумма	100	100	100	100	100	100

Значительно более высокое содержание MnO в изофациальных гранатах из пегматитов по сравнению с гранатами из метapelитов и амфиболитов, вероятно, связано с более высоким содержанием MnO в сумме FeO+MgO+MnO в пегматитах. Действительно, как показали расчеты (табл. 29), в пегматитах отношение MnO/(MgO+FeO+MnO) в весовых процентах в полтора раза выше, чем в метapelитах и амфиболитах, а в молекулярных процентах — более чем втрое превышает это отношение в метapelитах и амфиболитах. Соотношения окислов FeO/MnO/MgO, приведенные в табл. 29, вычислены из их усредненных содержаний в пегматитах (60 анализов, Великославинский и др., 1963, табл. 35), метapelитах (22 анализа, там же, табл. 12) и амфиболитах (3 анализа, Великославинский, 1966, табл. 1).

На рис. 37 показано содержание пиропы в пиральспитовых гранатах Северо-Байкальского нагорья из пород разного состава и разной степени метаморфизма. На рисунке отчетливо видно, что в пределах каждой ветви гранатов, соответствующей породам одного состава, наблюдается строго выраженная тенденция возрастания содержания пиропы (или MgO) с увеличением степени метаморфизма. Однако содержание пиропы (или MgO) в изофациальных гранатах из пород разного состава неодинаковое. Так, изофациальные гранаты из амфиболитов наиболее богаты пиропом, гранаты из метapelитов беднее им, а гранаты из пегматитов наиболее отстают по содержанию пиропы. Таким образом, содержание MgO (или

пиропа) в гранатах находится в тесной зависимости не только от степени метаморфизма, но и от состава вмещающей породы. В силу этого, если не учитывать состав вмещающей породы, пиральспитовые гранаты из пегматитов, метапелитов и амфиболитов в интервале от ставролит-аль-

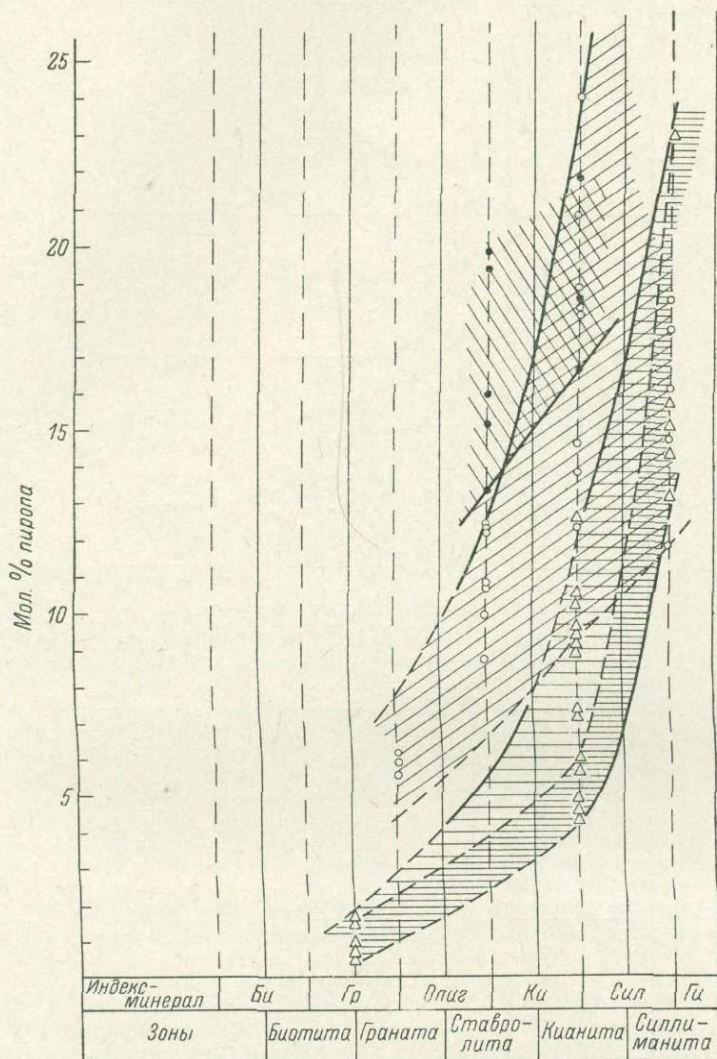


Рис. 37. Содержание пиропа в гранатах из метапелитов, орто-амфиболитов и пегматитов Северо-Байкальской области развития метаморфической зональности.

Условные обозначения см. на рис. 36.

мандиновой до силлиманит-альмандиновой субфаций по содержанию пиропа практически неотличимы (рис. 37), хотя содержание MgO в гранате считается важнейшим критерием в определении степени метаморфизма гранатсодержащей породы. Возрастание содержания пиропа (или MgO) в гранатах от пегматитов через метапелиты к амфиболитам, по-видимому, находится в связи с возрастанием содержания MgO в сумме окислов MgO+FeO+MnO, наблюдающемся во вмещающих породах (табл. 29). Наибольшие вариации в содержании MgO в изофациальных пиральспи-

ТАБЛИЦА 30

Вариации в содержании алмандина, FeO и в величинах железистости  $\Phi$  и  $f$  в пиральситовых гранатах из Северо-Байкальской области развития метаморфической зональности

	Зоны							
	граната		ставролита		изанита		силлиманита	
	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Метапелиты								
Альмандин	64.4—86.9	79.0	65.8—85.5	76.1	57.4—77.4	70.3	64.4—79.7	70.1
FeO	28.8—38.88	34.92	26.64—38.16	33.23	26.28—32.76	30.15	26.16—33.60	29.98
$\Phi$	92.4—94.4	93.6	86.9—89.6	88.0	74.6—87.2	80.9	80.8—86.0	83.2
$f$	91.3—94.1	93.1	86.4—88.9	87.3	74.0—86.3	79.6	77.8—85.7	81.8
Амфиболиты								
Альмандин	—	—	59.6—68.2	63.0	58.5—63.0	59.4	—	—
FeO	—	—	26.82—29.76	28.18	25.92—29.58	27.14	—	—
$\Phi$	—	—	77.1—84.6	80.9	73.3—80.7	77.3	—	—
$f$	—	—	76.0—82.5	79.0	72.1—77.8	75.9	—	—
Пегматиты								
Альмандин	33.9—51.2	42.8	—	—	51.6—76.2	66.3	66.7—70.3	68.6
FeO	14.76—22.08	18.36	—	—	22.32—32.76	28.71	25.20—32.72	28.26
$\Phi$	—	99.0	—	—	—	92.2	—	83.9
$f$	—	97.9	—	—	—	89.9	—	80.7

товых гранатах из разных по составу пород наблюдаются для низких степеней метаморфизма.

Поведение в пиральспитовых гранатах Северо-Байкальского нагорья железа показано в табл. 39. В гранатах метапелитов и амфиболитов с уве-

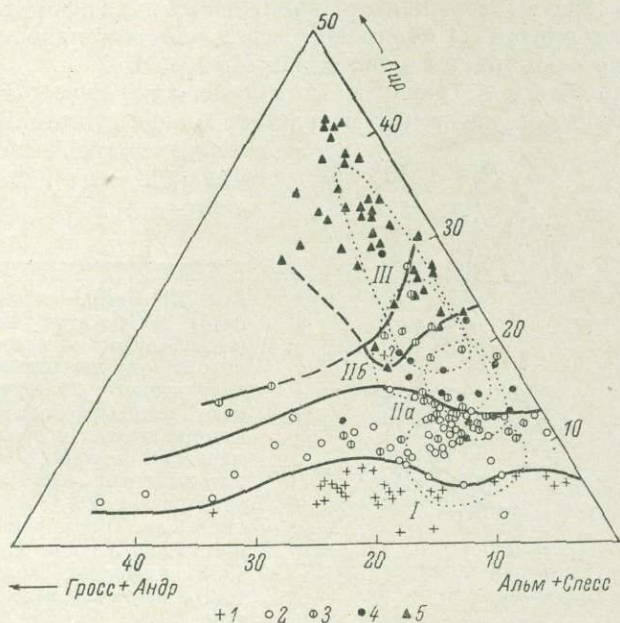


Рис. 38. Компонентный состав гранатов из метапелитов кванитового типа регионального метаморфизма. При составлении диаграммы использовано 167 химических анализов гранатов из метапелитов Северо-Байкальского нагорья (Д. А. Великославинский, см. наст. работу), Шотландского нагорья (Atherton, 1968; Chinner, 1960, 1965, 1967; Butler, 1967; Clifford, 1958; Sturt, 1962), становой серии южного обрамления Алданского щита (Судовиков и др., 1965), Центрального Вермонта, США (Albee, 1965; Miyashiro, 1958в), Новой Шотландии, Канада (Phinney, 1963), восточной части Патамского нагорья (Кузнецова, 1962), серии гренвилл, Канада (Hounslow and Moore, 1967), докембрия района Сноу-шик, штат Айдахо, США (Hietanen, 1969), округа Датчесс, шт. Нью-Йорк, США (Barth, 1936). На диаграмму также нанесены анализы гранатов из метапелитов гранулитовой фации, имеющей регионально-площадное распространение на древних щитах — архее Алданского (Судовиков и др., 1965; Кориковский, 1967; Кицул, 1966; Маракушев, 1961, 1965; Лавренко, 1953; Лавренко и Лазько, 1954; Апостолова, 1953) и Анабарского щитов (Rabkin, 1968; Лутц, 1964).

Гранаты из метаморфических зон: 1 — граната; 2 — ставролита; 3 — кианита; 4 — силлиманита (силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации); 5 — гранулитовой фации. Поля гранатов: I — зоны граната; IIa — зон ставролита и кианита; IIb — зон кианита и силлиманита; III — зоны гиперстена (в метапелитах из гранулитовой фации в древних щитах). Точечными линиями выделены поля гранатов метапелитов андалузитового типа метаморфизма (см. рис. 42).

личением степени метаморфизма наблюдается уменьшение содержания как FeO (или альмандина), так и общей железистости  $\Phi$  и  $f$ . В гранатах зоны силлиманита содержание FeO (или альмандинового компонента) почти не меняется по сравнению с зоной кианита, а железистость даже немного возрастает, что, вероятно, не отражает истинной тенденции

Средний компонентный состав гранатов из метapelитов кванитового типа метаморфизма  
(доверительные интервалы рассчитаны для вероятности в 99%)

Зоны	Количество анализов	Пироп		Спессартин		Альмандин		Гроссуляр + андрадит	
		$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал
Граната . . . . .	30	5.5	4.1—6.9	10.9	9.8—12.0	67.7	63.3—72.1	15.9	12.4—19.4
Ставролита . . . . .	44	9.9	8.7—11.1	7.0	4.9—9.1	70.5	66.0—75.0	12.6	9.1—16.1
Кианита . . . . .	30	14.1	11.6—16.6	3.6	2.2—5.0	73.6	70.3—76.9	8.8	5.8—11.8
Силлиманита . . . . .	12	16.3	11.9—20.7	4.0	1.4—6.6	73.3	68.2—78.4	6.4	2.6—10.2
Гранулитовой фации . . .	43	31.1	28.2—34.0	1.8	1.3—2.3	62.1	59.4—64.8	5.0	3.8—6.2

Примечание. Доверительные интервалы средних значений содержания пироба четко различаются в гранатах зон граната, ставролита, силлиманита (доверительный интервал силлиманита полностью включает доверительный интервал кианита) и гиперстена. Доверительные интервалы средних значений содержания спессартина довольно четко различаются для гранатов зоны силлиманита (доверительный интервал которой полностью включает доверительный интервал для зон кианита и гиперстена). Доверительные интервалы средних значений содержания альмандина, хотя и с большими перекрытиями, но все же различаются, если сравнивать их последовательно попарно для зон граната, ставролита, силлиманита (включающей полностью доверительный интервал для зоны кианита) и гиперстена. Доверительные интервалы средних значений содержания кальцевых компонентов различаются для зон граната, ставролита, кианита и силлиманита (с полным включением доверительного интервала зоны гиперстена), хотя наблюдаются значительные перекрытия доверительных интервалов соседних зон.

хейских докембрийских щитах и, судя по наличию в них эклогитов и по некоторым другим признакам, образованных при умеренных и высоких давлениях, эквивалентных и, вероятно, превышающих давления при кианитовом региональном метаморфизме. Средний компонентный состав гранатов из метapelитов кианитового типа по зонам дан в табл. 31. Гранаты кианитового типа регионального метаморфизма обнаруживают меньшую тенденцию обособляться в отдельные поля по содержанию в них пирропа (рис. 39). Как и следовало ожидать, изофациальные гранаты из пород кианитового типа, богатых СаО, не попадают в соответствующие поля, выделенные по гранатам из метapelитов кианитового типа, что подтверждает высказанное ранее положение о том, что на диаграммах для гранатов состав—степень метаморфизма можно сравнивать гранаты только из пород одинакового состава и одного типа регионального метаморфизма.

При сравнении нашей диаграммы (рис. 38) с другими диаграммами, составленными без учета типа метаморфизма и состава пород (Другова, 1965; Добрецов и др., 1970), можно убедиться, что в целом на ней тенденция к группировке точек изофациальных гранатов выражена яснее, а выделяющиеся поля менее перекрывают друг друга.

### **Гранаты из метapelитов андалузитового типа регионального метаморфизма и сравнительная характеристика гранатов кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма**

Эволюция состава гранатов из метapelитов при андалузитовом типе регионального метаморфизма впервые детально была рассмотрена А. Мияширо (Miyashiro, 1953, 1958a, 1958b, 1961). Богатейший геологический и химико-аналитический материал по гранатам и сосуществующим с ними магнезиально-железистым минералам, накопленный по Северному Приладожью по всем метаморфическим зонам, в которых может встречаться гранат, позволяет с большей отчетливостью проследить уже отмеченные и выявить новые особенности их химизма в связи с прогрессивным региональным метаморфизмом.

В табл. 6 приведены 7 новых химических анализов гранатов из Северного Приладожья, преимущественно из низкотемпературных метаморфических зон. Кроме того, в работе использовано 59 химических анализов гранатов из метapelитов ладожской серии, главным образом из зон высокого метаморфизма (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, Лебедев, 1968, 1969, Судовиков и др., 1970). Компонентный состав, парагенезисы и показатели преломления анализированных гранатов приведены в табл. 32.

Как видно из рис. 40 и табл. 32, химический состав гранатов из метapelитов ладожской серии закономерно изменяется с изменением степени метаморфизма. С увеличением степени метаморфизма происходит неуклонное увеличение содержания пирропа (или MgO) и уменьшение содержания спессартина (или MnO). Кривая содержания альмандина (или FeO) на рис. 40 обнаруживает отчетливый максимум в высокотемпературной части зоны ставролита: от изограды граната до высокотемпературной подзоны зоны ставролита содержание альмандина (или FeO) увеличивается за счет уменьшения содержания спессартина (или MnO), далее же к зоне гиперстена содержание альмандина (или FeO) падает в связи с увеличением содержания в гранате пирропа (или MgO). В целом, кажется, что FeO ведет себя инертно, содержание его в гранате целиком контролируется изменениями в содержании MnO и MgO.

В гранатах Северного Приладожья с увеличением степени метаморфизма не наблюдается столь четкого уменьшения содержания СаО

(или суммы андрадита и гроссуляра), как это отмечается многими исследователями других метаморфических провинций (например, Atherton, 1965).

На рис. 41 (и в табл. 33) наглядно показано изменение общей железистости Ф с увеличением степени метаморфизма; величина общей железистости Ф отражает меняющееся со

степенью метаморфизма соотношение в гранате между Mg, Fe<sup>+2</sup>, Fe<sup>+3</sup> и Mn.

Следует также отметить, что принципиально направление эволюции граната из метapelитов андалузитово-

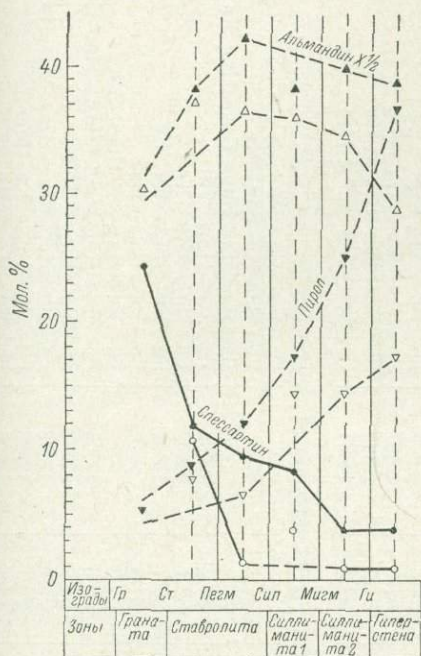


Рис. 40. Изменения содержания спессартина, пироба и альмандина в гранатах Северного Приладожья (андалузитовый тип метаморфизма) при прогрессивном региональном метаморфизме.

Темные знаки — верхний предел, светлые — нижний предел содержаний.

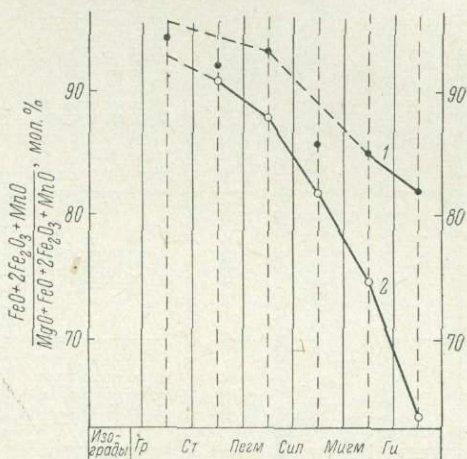


Рис. 41. Максимальное (1) и минимальное (2) значения общей железистости Ф в гранатах из разных метаморфических зон Северного Приладожья.

вого типа метаморфизма в Северном Приладожье то же самое, что и в гранатах из метapelитов кианитового типа метаморфизма.

Для общего обзора эволюции состава гранатов андалузитового типа при региональном метаморфизме на диаграмму (рис. 42, а) пироп—(альмандин+спессартин)—(андрадит+гроссуляр) нанесены все известные автору химические анализы гранатов из метapelитов этого типа метаморфизма. Всего нанесено 93 химических анализа из 8 метаморфических провинций зонального строения. Все составы гранатов из гранулитовой фации взяты только из зон гиперстена андалузитового типа регионального метаморфизма. Точки составов гранатов сгруппировались в 4 отчетливо выделяющихся поля, хотя и частично перекрывающихся друг друга.

Средний компонентный состав гранатов из метapelитов андалузитового типа по зонам приведен в табл. 34.

Как видно, ведущим фактором в расположении точек состава граната на рис. 42, а является функция: степень метаморфизма—содержание пироба. Если закономерные изменения в содержании спессартина и альмандина со степенью метаморфизма видны на других графиках (на примере гранатов Северного Приладожья), то на рис. 42, а можно отметить

Компонентный состав гранатов из метapelитов ладожской серии Северного Приладожья

Номера образцов	Альмандин	Пируп	Спессартин	Гроссуляр	Андрадит	Ф	f	N	Парагенезис
Зона граната									
ЛВ 263	60.7	5.4	24.2	4.6	5.1	94.2	91.7	1.804—1.815	Гр—Би—Сер—Пл—Кв
Зона андалузит-ставролит-альмандиновой субфации без пегматитов									
ЛВ 835	76.4	7.7	10.6	1.3	4.0	92.0	90.8	—	Гр—Би—Сер—Кв
Л 44	74.0	8.7	11.8	5.5	—	90.8	89.6	1.812	Гр—Ст—Би—Сер—Пл <sub>30</sub> —Кв
Зона андалузит-ставролит-альмандиновой субфации с пегматитами									
ЛВ 209-4	84.2	6.4	1.2	3.6	4.6	93.2	93.0	—	Гр—Би—Пл—Кв
Л 251А	78.0	7.0	8.9	—	6.1	93.1	91.8	1.812	Гр—Би—Пл <sub>20</sub> —Кв
ЛВ 26-2	76.0	9.1	9.3	1.5	4.1	90.5	89.3	—	Гр—Би—Сер—Пл—Кв
Л169В	77.4	9.4	6.6	—	6.6	90.5	89.2	1.810	Гр—Би—Пл <sub>30</sub> —Кв
ЛВ 841	74.1	11.8	9.4	—	4.7	88.1	86.2	—	Гр—Ст—Би—Сер—Кв
Л 169Б	72.5	11.9	6.7	—	8.9	87.8	85.5	1.810	Гр—Би—Пл <sub>36</sub> —Кв
Зона силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации									
Л 139	74.3	14.2	8.3	—	3.2	85.7	83.9	1.808	Гр—Сил—Ст—Пл <sub>15</sub> —Кв
Л 197Б	73.0	15.1	6.5	1.6	3.8	84.4	82.8	1.807	Гр—Би—Пл <sub>26</sub> —Кв
Л 56	76.2	16.9	3.7	—	3.2	83.0	81.3	1.807	Гр—Сил—Би—Пл <sub>18</sub> —Кв
Л 60А	73.4	16.9	3.9	—	5.8	82.8	81.2	1.808	Гр—Сил—Би—Пл <sub>28</sub> —Кв
Л 55	71.7	17.3	4.2	2.8	4.0	81.8	80.6	1.807	Гр—Сил—Би—Пл <sub>26</sub> —Кв
Зона силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации									
ЛГ 12Д	77.6	14.4	3.6	4.4	—	85.0	84.4	—	Гр—Би—Пл—Ми—Кв
ЛГ 2158	79.4	14.8	2.4	2.9	0.5	84.8	84.3	—	Гр—Би—Пл—Ми—Кв
Л 693	77.4	15.4	1.8	—	5.4	84.8	83.4	—	Гр—Би—Пл—Кор—Сил—Ми—Кв
Л 226	75.3	15.0	1.1	6.5	2.0	83.8	83.4	1.802	Гр—Би—Пл <sub>45</sub> —Кв
Л 176Б	77.3	16.9	1.9	—	3.9	83.1	82.1	1.807	Гр—Пл <sub>22</sub> —Ми—Кв
Л 271	69.6	15.6	2.7	7.9	4.3	82.8	81.7	1.800	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Кв
ЛГ 12 <sup>3</sup>	75.6	17.3	3.7	3.4	—	82.1	81.3	—	Гр—Би—Пл <sub>29</sub> —Кв
ЛГ 2168	76.6	17.8	3.3	2.3	—	81.7	81.2	—	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —К—Шшп—Кв
Л 188А	76.2	18.3	0.8	0.3	4.4	81.4	80.6	1.806	Гр—Би—Кор—Сил—Пл <sub>38</sub> —Ми—Кв
Л 187В	71.0	17.6	1.4	5.7	4.3	81.1	80.2	1.803	Гр—Би—Пл <sub>45</sub> —Кв
Л 134	75.7	19.0	1.3	0.6	3.4	80.7	79.9	1.806	Гр—Би—Кор—Сил—Пл—Ми—Кв
Л 188Г	70.2	18.6	2.2	3.9	5.1	80.4	79.1	1.796	Гр—Би—Пл <sub>59</sub> —Кв—Мгт
Л 177Д	71.8	20.2	1.5	—	6.5	79.2	77.1	1.805	Гр—Би—Пл <sub>28</sub> —Кв
ЛГ 1056Б	71.8	21.8	1.5	—	4.9	77.9	76.7	—	Гр—Би—Кор—Анд—Пл <sub>31</sub> —Ми—Кв
Л 225	72.5	22.0	0.8	1.2	3.5	77.5	76.7	1.800	Гр—Би—Сил—Кор—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
Л 188Б	71.5	22.2	1.1	—	5.2	77.4	75.8	1.801	Гр—Би—Пл <sub>38</sub> —Ми—Кв
Л 273	70.9	22.3	1.8	—	5.0	77.3	75.4	1.796	Гр—Би—Сил—Кор—Пл <sub>34</sub> —Ми—Кв
ЛГ 2166	71.9	23.1	2.2	2.8	—	76.2	75.7	—	Гр—Би—Пл <sub>35</sub> —Кв
Л 177	68.8	22.7	1.4	4.7	2.4	76.1	75.2	1.801	Гр—Би—Пл <sub>31</sub> —Ми—Кв
Л 213	69.1	25.2	1.0	—	4.7	74.4	73.1	—	Гр—Би—Пл <sub>37</sub> —Кор—Сил—Ми—Кв
Зона гранулитовой фации									
ЛГ 620Б	77.0	17.3	1.0	3.3	1.4	82.0	81.6	—	Гор—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
Л 54А	71.3	17.9	2.4	2.4	6.0	81.3	79.9	1.803	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Кв
Л 6А	72.6	18.4	3.1	5.9	—	80.5	79.8	1.802	Гр—Би—Пл <sub>27</sub> —Кв
ЛГ 606В	74.6	19.0	3.7	2.7	—	80.4	79.6	—	Гр—Би—Пл <sub>29</sub> —Кв
Л 84	71.0	20.1	3.8	—	5.1	79.5	77.9	1.802	Гр—Би—Пл <sub>22</sub> —Кв
Л 3В	70.7	20.0	3.6	4.3	1.4	79.0	77.9	1.802	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
ЛВ 962А	71.6	21.2	1.8	2.5	2.9	78.1	77.2	1.795—1.803	Гр—Би—Пл—Ми—Кв
Л 19А	72.8	21.6	2.2	0.5	2.9	78.1	77.1	1.801	Гр—Би—Пл <sub>29</sub> —Кв
Л 50А	70.7	22.0	3.0	—	4.3	77.7	75.4	1.799	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
Л 7В	70.4	21.8	2.4	2.9	2.5	77.4	76.3	1.804	Гр—Би—Кор—Пл <sub>39</sub> —Кв
Л 50В	69.5	22.9	3.5	—	4.1	76.9	74.2	1.802	Гр—Би—Пл <sub>33</sub> —Ми—Кв
Л 89	73.5	22.5	0.8	3.1	—	76.7	76.6	1.802	Гр—Би—Пл <sub>27</sub> —Кв
ЛВ 960А	70.2	23.0	1.8	2.0	3.0	76.3	75.4	1.793—1.800	Гр—Би—Пл—Кв
ЛГ 718	72.0	23.5	1.8	—	2.7	76.3	75.4	—	Гр—Би—Кор—Сил—Ми—Пл <sub>33</sub> —Кв
Л 32А	69.8	23.7	2.1	3.3	1.1	75.2	74.6	1.796	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Ми—Кв
Л 90	66.4	24.3	3.2	0.8	5.3	75.1	73.3	1.796	Гр—Би—Пл <sub>38</sub> —Ми—Кв
Л 92	68.9	24.0	2.1	5.0	—	74.8	74.2	1.796	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Ми—Кв
Л 19В	69.4	24.7	1.6	2.3	2.0	74.6	73.7	1.803	Гр—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
Л 7А	69.3	24.9	1.9	1.0	2.9	74.6	73.6	1.796	Гр—Би—Пл <sub>32</sub> —Ми—Кв—Мгт
Л 9	69.2	25.5	1.5	0.8	3.0	74.0	73.0	1.795	Гр—Би—Пл <sub>30</sub> —Кв—Мгт
Л 125	68.6	26.3	1.4	—	3.7	73.4	71.8	1.796	Гр—Би—Пл—Кв
Л 718	66.5	26.4	1.7	4.4	1.0	73.4	71.3	1.795	Гр—Ги—Би—Пл <sub>36</sub> —Кв
Л1А	63.7	27.0	2.1	—	7.2	72.4	68.6	1.795	Гр—Ги—Пл <sub>27</sub> —Ми—Кв
Л 4	64.4	26.5	2.7	1.6	4.8	72.2	70.3	1.794	Гр—Би—Пл <sub>34</sub> —Кв
ЛГ375	67.0	26.7	0.8	4.1	1.4	72.1	71.6	—	Гр—Ги—Би—Пл <sub>38</sub> —Кв
Л 12	67.4	27.6	1.6	1.9	1.5	71.7	70.9	1.794	Гр—Би—Пл—Ми—Кв
Л 123	65.8	28.8	1.1	—	4.3	71.0	69.5	1.794	Гр—Сил—Кор—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
Л 124	66.3	29.8	1.1	2.8	—	69.3	69.0	1.792	Гр—Кор—Би—Пл <sub>30</sub> —Ми—Кв
Л 221	60.9	31.3	1.6	—	6.2	68.5	65.7	1.788	Гр—Кор—Би—Пл <sub>32</sub> —Кв
Л 706	63.8	30.8	1.7	3.2	0.5	68.2	66.1	1.792	Гр—Ги—Би—Пл <sub>35</sub> —Ми—Кв
Л16	64.7	30.9	0.8	3.6	—	68.0	67.6	—	Гр—Би—Пл <sub>37</sub> —Ми—Кв
Л 186	57.1	36.7	1.3	—	4.9	63.7	60.9	1.783	Гр—Би—Пл <sub>31</sub> —Кор—Ми—Кв

8 Д. А. Великoslavинский

113 Примечание. С индексом ЛВ — из колл. Д. А. Великoslavинского, с индексом ЛГ — из колл. В. А. Глебовицкого (Судовиков и др., 1970), с индексом Л — из работ В. И. Лебедева и др. (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, Лебедев, 1968, 1969).



ТАБЛИЦА 33

## Колебания компонентного состава и железистости гранатов из метapelитов разных метаморфических зон Северного Приладожья

Гранаты	Зоны										
	граната	ставролита без пегматитов		ставролита с пегматитами		первого силлиманита		второго силлиманита		роговообманково-гранулитовая	
		среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний
Спессартин . . . . .	24.2	11.2	11.8—10.6	7.1	9.4—1.2	5.3	8.3—3.7	1.9	3.7—0.8	2.0	3.8—0.8
Пироп . . . . .	5.4	8.2	8.7—7.7	9.3	11.9—6.4	16.1	17.3—14.2	19.0	25.2—14.4	24.6	36.7—17.3
Альмандин . . . . .	60.7	75.2	76.4—74.0	77.0	84.2—72.5	73.7	76.2—71.7	73.5	79.4—68.8	68.8	77.0—57.1
Гроссуляр . . . . .	4.6	3.4	5.5—1.3	0.9	3.6—0.0	0.9	2.8—0.0	2.3	7.9—0.0	2.0	5.9—0.0
Андрадит . . . . .	5.1	2.0	4.0—0.0	5.8	8.9—4.1	4.0	5.8—3.2	3.3	5.4—0.0	2.7	7.2—0.0
Гроссуляр+андрадит . . . . .	9.7	5.4	5.5—5.3	6.4	8.9—4.7	4.9	6.8—3.2	5.6	12.2—2.3	4.7	8.4—2.7
Ф . . . . .	94.2	91.4	92.0—90.8	90.5	93.2—87.8	83.5	85.7—81.8	79.4	85.0—74.4	74.8	82.0—63.7
f . . . . .	91.7	—	90.8—89.6	—	93.0—85.5	—	83.9—80.6	—	84.4—73.1	—	81.6—60.9
Количество анализов . . . . .	1	2		6		5		20		32	

ТАБЛИЦА 34

## Средний компонентный состав гранатов из метapelитов андалузитового типа метаморфизма (доверительные интервалы рассчитаны с вероятностью в 99%)

Зоны	Количество анализов	Пироп		Спессартин		Альмандин		Гроссуляр + андрадит	
		$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал
Ставролита . . . . .	17	9.0	6.6—11.4	7.0	4.2—9.8	77.0	73.5—80.5	7.0	4.9—9.1
Силлиманита . . . . .	16	15.5	13.1—17.9	5.2	2.7—7.7	74.8	72.6—77.0	4.5	3.3—5.7
Второго силлиманита . . . . .	21	19.2	17.1—21.3	1.9	1.4—2.4	73.3	71.2—75.4	5.6	4.1—7.1
Гиперстена . . . . .	34	24.6	22.5—26.7	2.0	1.6—2.4	68.7	66.7—70.7	4.7	4.1—5.3

Примечание. Доверительные интервалы средних значений содержания пироба четко различаются в гранатах всех метаморфических зон. Доверительные интервалы средних значений содержания спессартина различаются в гранатах зон ставролита, силлиманита и второго силлиманита (включающего полностью доверительный интервал для зоны гиперстена) с перекрытием для первых двух зон. Доверительные интервалы средних значений содержания альмандина различаются для гранатов всех метаморфических зон со значительным взаимным перекрытием для первых трех зон. Закономерных изменений в содержании кальциевых компонентов не наблюдается ни в средних величинах, ни в их доверительных интервалах.

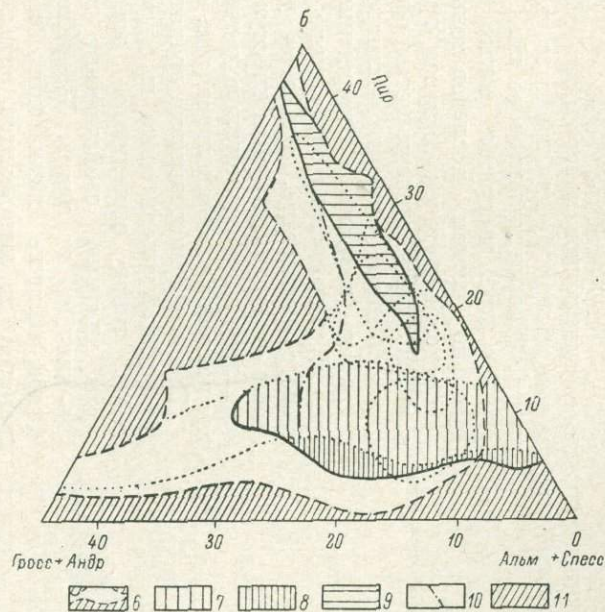
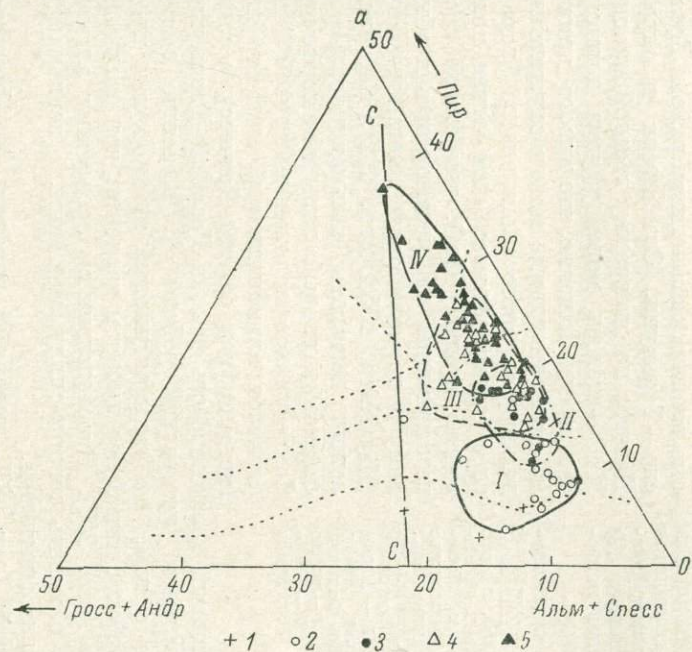


Рис. 42. Компонентный состав гранатов из метапелитов.

*a* — поля гранатов андалузитового типа регионального метаморфизма; использовано 93 химических анализа гранатов из метапелитов ладожской серии Северного Приладожья (Лебедев и др., 1964; Нагайцев, Лебедев, 1968, 1969; Судовинов и др., 1970; Д. А. Великославитский, см. наст. работу), тундровой серии (Бондаренко и Дагелайский, 1967), удоканской серии Восточной Сибири (Кориковский, 1967), докембрия Таймыра (Смирнов, Шулятин, 1969), Нью-Гемшпира (Green, 1963), Восточных Пиренеев, (Гитар, 1970), плато Абукума (Miyashiro, 1953), Иманского массива; Приморья (Мишкин, 1969). *б* — парагенетические типы гранатов в метапелитах кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма; использовано 250 химических анализов (источники указаны в подписях к рис. 38 и 42, *a*). 1 — зона граната; 2 — зона ставролита; 3 — зона силлиманита; 4 — зона второго силлиманита; 5 — зона гиперстена; 6 — контур составов гранатов, находящихся в ассоциации с биотитом (+ мусковит, хлорит); 7 — составы гранатов в ассоциации со ставролитом (+ биотит, мусковит); 8 — составы гранатов в ассоциации с хлоритоидом (+ биотит, мусковит, хлорит); 9 — составы гранатов в ассоциации с координеритом (+ биотит); 10 — граница, разделяющая ассоциации без полиморфных разновидностей  $Al_2SiO_5$  (слева) от области (справа), где встречаются как ассоциации с  $Al_2SiO_5$ , так и без них; 11 — участки, для которых пока отсутствует аналитический материал. Поля гранатов: I — зоны ставролита; II — зоны силлиманита; III — зоны второго силлиманита; IV — зоны гиперстена; линия *C—C* соединяет составы предельно известковистых гранатов; точечные линии на рис. 42, *a* огибают поля гранатов из метапелитов кианитового типа (см. рис. 38) и на рис. 42, *б* — кианитового и андалузитового типов. Область развития гранатов из гранулитовой фации (рис. 42, *б*) показана предварительно.

некоторое уменьшение содержания известковистого компонента в гранате при увеличении степени метаморфизма.

Ввиду малого количества анализов гранатов из богатых СаО пород, метаморфизованных при андалузитовом типе регионального метаморфизма, все они нанесены на рассмотренную уже диаграмму для гранатов из богатых СаО пород кианитового типа (рис. 39).

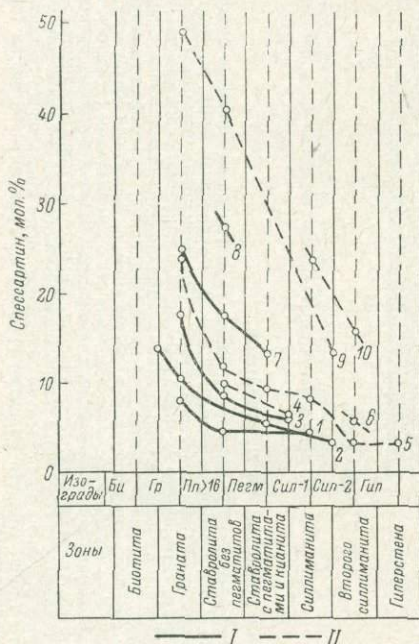


Рис. 43. Максимальные содержания спессартина в гранатах метапелитов из областей развития метаморфической зональности кианитового (I) и андалузитового (II) типов регионального метаморфизма.

1 — Северо-Байкальское нагорье (Велико-славинский, см. наст. работу); 2 — дальредий Шотландского нагорья (Atherton, 1968; Start, 1962; Stewart, 1950, и др.); 3 — район Сноу-шик, шт. Айдахо (Nielsen, 1969); 4 — Таймыр (Смирнов, Шулятин, 1969); 5 — Северное Приладожье (Лебедев и др., 1964; Судовиков и др., 1970; Великославинский, см. наст. работу); 6 — удоканская серия Восточной Сибири (Кориковский, 1967); 7 — Новая Шотландия, Канада (Phinney, 1963); 8 — греenvilleские сланцы, район Фернлей (Hounslow and Moore, 1967); 9 — плато Абукума (Miyashiro, 1953); 10 — Нью-Гемпшир и Зап. Мэн (Green, 1963; Evans and Guidotti, 1966).

высокое — неальмандинный (метаморфизм района Госайсио-Такануки). В конце своей чрезвычайно интересной работы А. Мияширо высказывает предположение о том, что «альмандинный метаморфизм представляет собой метаморфизм при более высоком давлении, чем неальмандинный метаморфизм» (стр. 207). Впоследствии он предложил альмандинный метаморфизм называть кианит-силлиманитовым, а неальмандинный — андалузит-силлиманитовым.

Мы составили график (рис. 43), подобный графику А. Мияширо, но на более детальной шкале метаморфизма с учетом его субфаций. Нами использованы химические анализы пиральспитовых гранатов из десяти

тх СаО пород кианитового типа (рис. 39). На этой диаграмме также видна довольно четкая последовательность распределения точек составов граната с возрастанием степени метаморфизма: с увеличением степени метаморфизма в гранате возрастает содержание шропа и уменьшается содержание кальциевого компонента, при этом уменьшение содержания суммыgrossуляра и андрадита видно значительно четче, чем для гранатов из метапелитов (рис. 42, а).

При сравнении химизма гранатов из метапелитов кианитового и андалузитового типов выявляются основные черты химизма, свойственные гранатам каждого из типов. Наиболее заметное отличие химического состава гранатов из метапелитов андалузитового типа метаморфизма, как отмечает А. Мияширо (Miyashiro, 1953, 1961), заключается в первую очередь в высоком содержании MnO (или спессартина).

А. Мияширо нанес пиральспитовые гранаты метапелитов района Госайсио-Такануки, Ставангера и округа Датчесс на диаграмму весовой процент MnO—степень метаморфизма и высказал предположение, что высота кривой на этой диаграмме может служить индикатором минералогического характера метаморфизма: «чем выше положение кривой MnO, тем ближе соответствующий ей метаморфизм к обычному термальному метаморфизму» (Miyashiro, 1953, стр. 192). Он предложил выделять «альмандинный» и «неальмандинный» типы метаморфизма. Самое низкое положение кривой MnO отличает альмандинный метаморфизм (метаморфизм округа Датчесс), а самое

провинций с хорошо развитой метаморфической зональностью, степень метаморфизма которых приведена с точностью до субфаций. В отличие от графика А. Мияширо на нашем графике вместо весовых процентов MnO по ординате отложены молекулярные проценты спессартина. Чтобы избежать влияния фактора состава вмещающих пород, нами использованы только гранаты из метапелитов.

В табл. 35 дополнительно приведены сведения об окислительном потенциале и о содержании MnO в метапелитах шести метаморфических провинций. Как видно, кривые максимального содержания спессартина в гранатах для метаморфических провинций андалузитового типа расположились в верхней части графика, а кривые для метаморфических провинций кианитового типа (Северо-Байкальское нагорье, Шотландское нагорье, район Сноу-пик, шт. Айдахо) — в нижней. Однако кривые, характеризующие содержание спессартина в гранатах Новой Шотландии и в гренвильских сланцах района Фернлей, заняли место среди кривых, характеризующих провинции андалузитового типа. По-видимому, кроме фактора давления есть еще какие-то факторы, влияющие на вхождение спессартина в гранат. Одним из таких факторов может быть содержание MnO в породе, другим — величина окислительного потенциала в гранат-содержащей породе. Высокий окислительный потенциал может привести к сильному уменьшению отношения  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$  в породе и тем самым повысить удельный вес марганца в сумме двухвалентных катионов, входящих в состав граната.

ТАБЛИЦА 35

Содержание MnO и величина окислительного потенциала в метапелитах некоторых зонально-метаморфических провинций

Метаморфические провинции	MnO в породе		Окислительный потенциал в породе	
	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний
Шотландское нагорье (Atherton, 1968), кианитовый тип . . . . .	0.11	0.04—0.23	23.0	12.0—48.0
Северо-Байкальское нагорье, кианитовый тип:				
наши данные . . . . .	0.07	0.00—0.21	36.4	5.4—87.5
по данным Г. М. Другова (1969) . .	—	—	23.7	—
Район Сноу-пик, шт. Айдахо (Hietanen, 1969), кианитовый тип . . . . .	0.09	0.07—0.12	6.0	1.6—15.0
Район Фернлей, Канада (Hounslow and Moore, 1967), кианитовый тип . . . . .	0.14	0.01—0.27	59.5	23—100
Северное Приладожье (Предовский и др., 1967), андалузитовый тип . . . . .	0.08	0.03—0.24	15.8	1.7—29.5
Плато Абукума, андалузитовый тип (Miyashiro, 1958) . . . . .	0.22	0.03—0.41	29.7	11.9—63.0
(Miyashiro, 1967) . . . . .	0.11	—	22.0	—

Как видно из рис. 44, а, корреляция содержания спессартина в гранате с содержанием MnO в породе — слабая, корреляция содержания спессартина в гранате с окислительным потенциалом породы — более отчетливая (рис. 44, б). При построении этих графиков были использованы гранаты только одной кианит-ставролитовой субфации, чтобы устранить влияние степени метаморфизма. На рис. 44, б видно, что неожиданно высокое содержание спессартина в гранатах гренвильских сланцев, метаморфизованных при кианитовом типе метаморфизма, коррелируется с повышенным окислительным потенциалом, а высокое содержание спессартина в ладожских сланцах, метаморфизованных при андалузитовом

метаморфизме, не может быть объяснено ни высоким содержанием  $MnO$  в породе, ни высоким окислительным потенциалом, а только низким давлением при метаморфизме. Относительно высокое содержание спессартина в гранатах из района Сноу-пик, штат Айдахо, можно поставить в связь с появлением к северу от этого района метаморфической зональности андалузитового типа (Hietanen, 1969). К сожалению, нет данных о содержании  $MnO$  и об окислительном потенциале в породах Новой Шотландии. Таким образом, на графиках, типа изображенного на рис. 43, необходимо сравнивать кривые максимального содержания спессартина

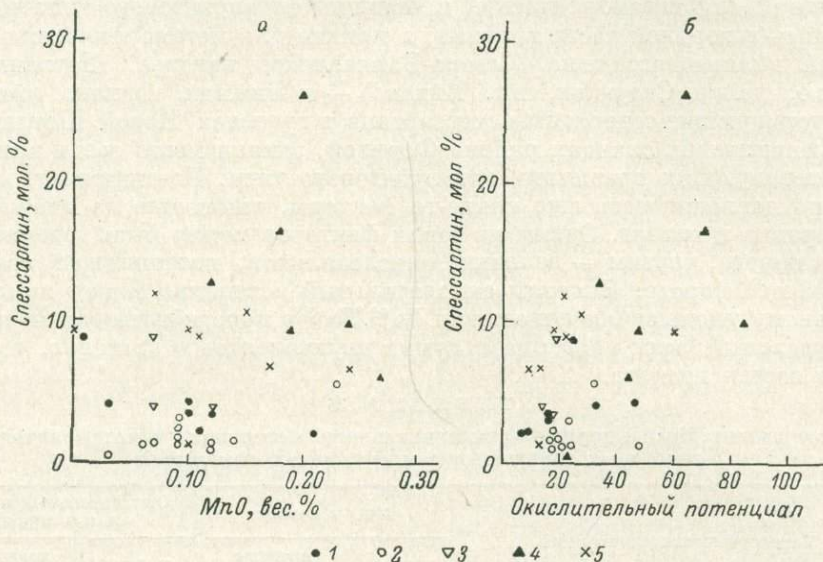


Рис. 44. Корреляция содержания спессартина в гранате с содержанием  $MnO$  в породе (а) и спессартина в гранате и с окислительным потенциалом породы (б).

1 — гранаты Северо-Байкальского нагорья; 2 — гранаты дальредия Шотландского нагорья (Atherton, 1968); 3 — гранаты района Сноу-пик, шт. Айдахо (Hietanen, 1969); 4 — гранаты гренвилльских сланцев р-на Фернлей (Hounslow and Moore, 1967); 5 — гранаты ладожской серии Северного Приладожья.

для провинций с близкими окислительными потенциалами. Для низких и умеренных значений окислительного потенциала, граница между андалузитовым и кианитовым типами регионального метаморфизма проходит между кривыми 3—3 и 4—4 (рис. 43).

Второй особенностью гранатов из метapelитов андалузитового типа регионального метаморфизма является бедность кальциевыми компонентами — андрадитом и гроссуляром. Впервые эта особенность была показана В. А. Глебовицким на примере гранатов из ладожской серии (Судовиков и др., 1970). Повышенное содержание  $CaO$  (или кальциевых компонентов — андрадита и гроссуляра) в гранатах, образовавшихся при кианитовом типе регионального метаморфизма, уже было нами продемонстрировано на рис. 38 и 42, а. Эта особенность находится в связи с меньшей устойчивостью кальциевого плаггиоклаза по сравнению с известковистым гранатом при повышенном давлении, согласно уравнению  $3An = Gross + 2Al_2O_3 \cdot SiO_2 + Kв$ ,  $\Delta V$  равно  $-67.7$  (с образованием кианита) или  $-56.3$  (с образованием силлиманита). Меньшим влиянием  $CaO$  на состав граната, образованного при андалузитовом типе регионального метаморфизма, когда большая часть  $CaO$  уходит на построение плаггиоклаза, можно объяснить более простую и правильную картину изменения состава гранатов с увеличением степени метаморфизма низких дав-

лений, для которого на диаграмме Пир—(Альм+Спесс)—(Гросс+Андр) выделяются отдельные поля для каждой метаморфической зоны (рис. 42, а).

Третьей особенностью гранатов андалузитового типа является относительная бедность MgO (или пиропом) при сравнении гранатов из одноименных метаморфических зон. Эта особенность также хорошо иллюстрируется рис. 38 и 42, а. Как видно, содержание пироба в зоне силлиманита при кианитовом типе метаморфизма достигает почти 30%, тогда как в соответствующей зоне андалузитового типа такое содержание пироба наблю-

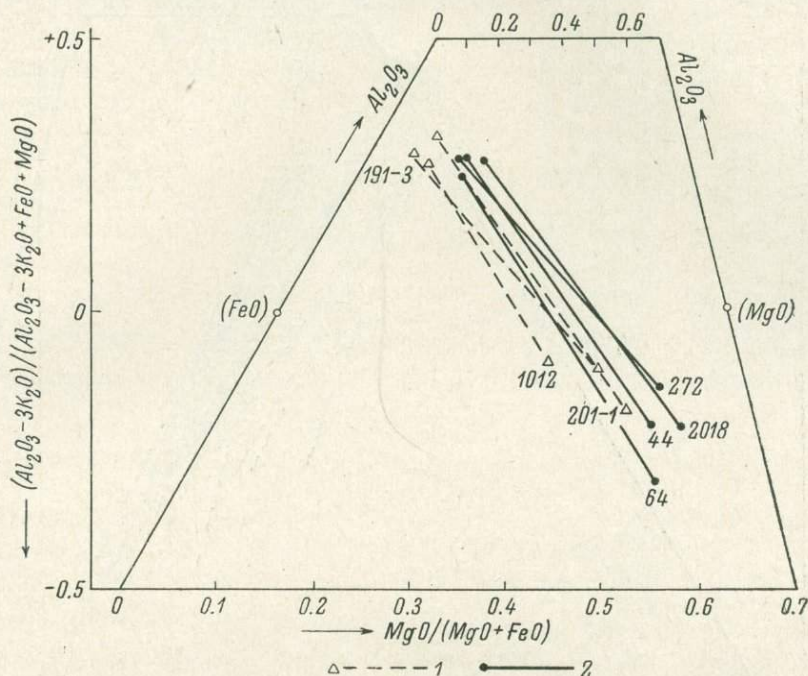


Рис. 45. Соединительные линии гранат—биотит на диаграмме  $AMF$  по Дж. Томпсону для метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья. Видно увеличение магнезиальности и гранатов и биотитов с увеличением степени метаморфизма.

[1 — зона ставролита; 2 — зона кианита.

дается только в зоне гиперстена. Так как содержание пироба в гранате в первую очередь отражает температуру его образования, то, кажется, что более низкое содержание пироба в гранатах андалузитового типа по сравнению с гранатами кианитового типа из сравнимых по минеральному составу метаморфических зон отражает относительно меньшие температуры андалузитового типа метаморфизма. Подробнее вопрос о температурах и давлениях в этих двух типах регионального метаморфизма будет рассмотрен в III части работы. Однако следует подчеркнуть, что рассмотрение эволюции граната при прогрессивном региональном метаморфизме позволяет сделать качественную оценку температур и давлений в разных типах регионального метаморфизма.

Кроме того, необходимо отметить, что с увеличением магнезиальности граната одновременно происходит и увеличение магнезиальности сосуществующего биотита. Это очень хорошо видно на диаграммах  $AMF$ , предложенных Дж. Томпсоном, построенных для пар гранат—биотит Северо-Байкальского нагорья (рис. 45) и Северного Приладожья (рис. 46). Это явление наглядно отражает и табл. 46, в которой приведены величины  $X_{Mg}^{Гр}$  и  $X_{Mg}^{Би}$  более чем для 40 анализированных метапелитов ладожской

серии. Однако с увеличением степени метаморфизма магнезиальность гранатов увеличивается быстрее, чем магнезиальность биотитов. Так, для Северного Приладожья магнезиальность биотита возрастает от 39 в зоне ставролита до 55% в зоне гиперстена, т. е. на 16%, а магнезиальность граната соответственно от 6 до 32%, т. е. на 26%. Увеличение длины соединительных линий гранат—биотит с увеличением степени метаморфизма отражает уменьшение со степенью метаморфизма глиноземистости

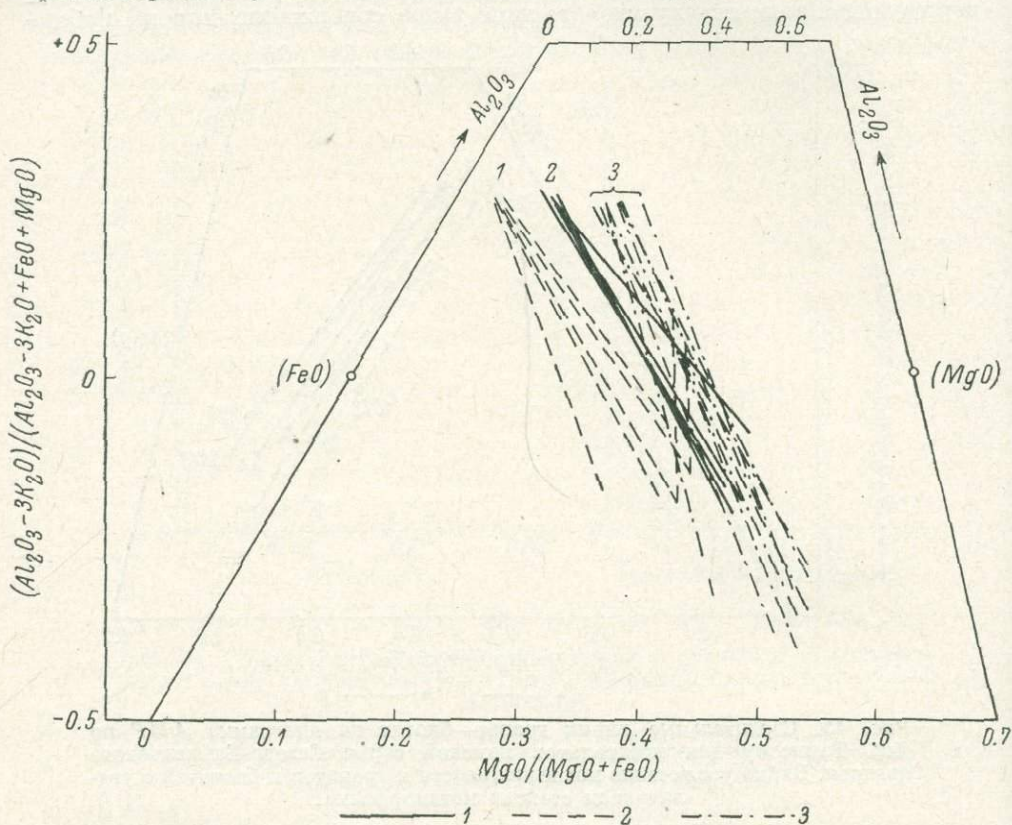
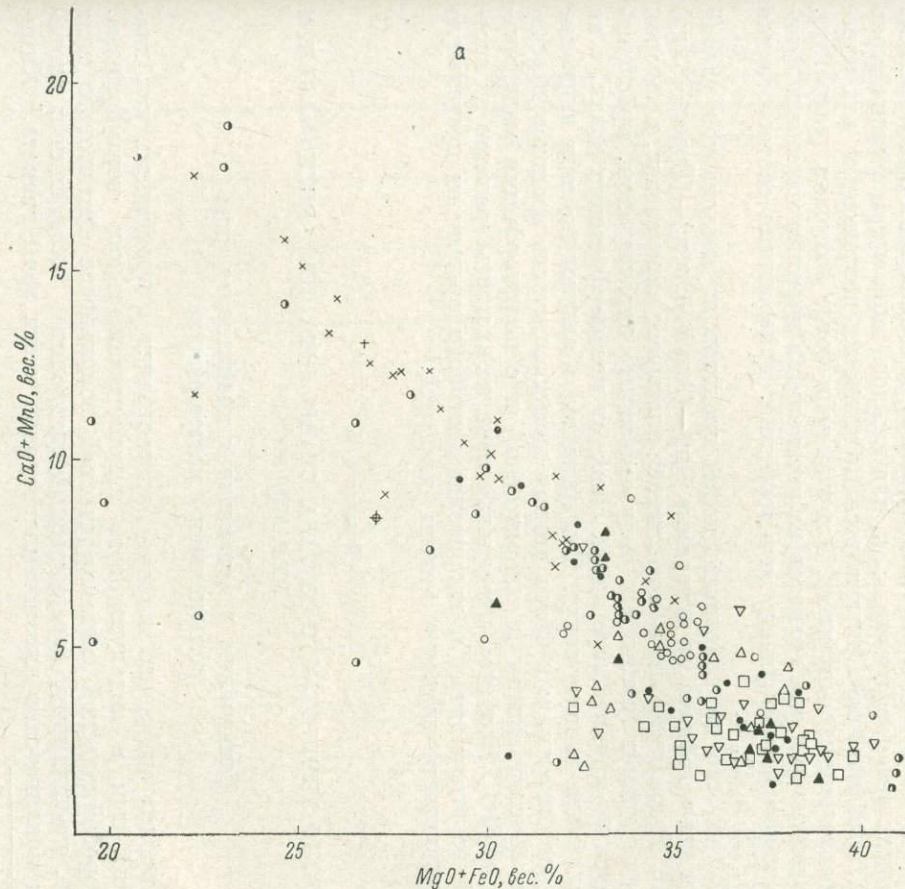


Рис. 46. Соединительные линии гранат—биотит на диаграмме *AMF* для метapelитов ладожской серии Северного Приладожья. Видно увеличение магнезиальности и биотитов и гранатов с увеличением степени метаморфизма.

1 — зона ставролита; 2 — зона силлиманита (силлиманит—альмандин—мусковитовой субфации); 3 — зона гиперстена.

биотита и увеличение в нем содержания  $K_2O$ . Таким образом, в природных сериях при увеличении степени метаморфизма магнезиальность биотита и граната возрастают, однако при этом рост магнезиальности граната опережает рост магнезиальности биотита. Общее содержание магния в породе при этом может не меняться, так как такой процесс сопровождается увеличением содержания граната (основного носителя железа) за счет биотита (основного носителя магния). В результате такого замещения образуется более магнезиальный гранат, а уменьшившийся в количестве биотит становится также несколько более магнезиальным (и менее глиноземистым). Повышение содержания магния в биотите и гранате, по-видимому, повышает их устойчивость при более высоких температурах.

Отличный пример увеличения содержания граната за счет биотита с увеличением степени метаморфизма привел А. Энгель (Engel and Engel, 1958, рис. 4 и 5), такой же процесс отмечает М. Атертон (Atherton, 1965)



	1	2	3	4	5	6
АнД	+	○	△	▽	□	
Ки	×	○	●	▲	▼	

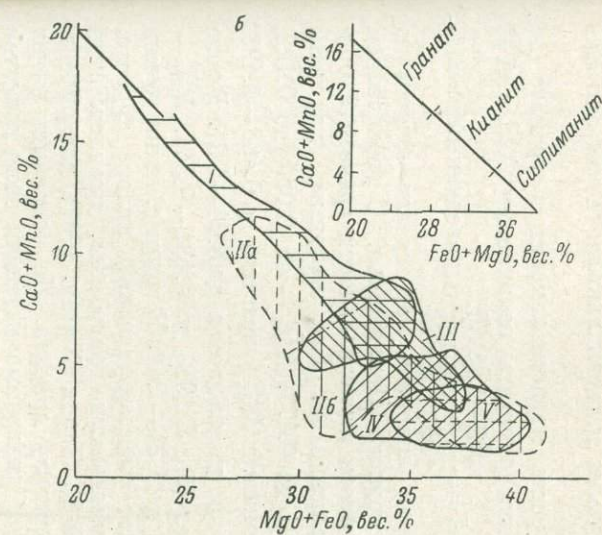


Рис. 47. Гранаты из метапелитов кянитового (Ки) и андалузитового (АнД) типов регионального метаморфизма на диаграмме, предложенной Б. Стертом (Sturt, 1962). На диаграмму нанесено более 200 анализов (без гранатов гранулитовой фации докембрийских щитов).

а — составы гранатов; б — поля гранатов. Гранаты из метаморфических зон: 1 — граната, 2 — ставролита, 3 — кянита, 4 — силлиманита, 5 — второго силлиманита, 6 — гиперстена; поля гранатов кянитового типа: I — зоны граната, IIa — зон ставролита и кянита, IIb — зон ставролита, кянита и силлиманита; поля гранатов андалузитового типа: III — зоны ставролита, IV — зоны силлиманита, V — зоны гиперстена. Справа на рис. 47, б дана диаграмма, составленная по методу Б. Стерта и предложенная К. Нанди (Nandy, 1967).



и др. При этом А. Энгель показывает, что с увеличением степени метаморфизма гранат и биотит становятся более магнезиальными (Engel and Engel, 1960, рис. 6, 8 и 11).

Положение об опережающем росте магнезиальности в гранате по сравнению с биотитом можно иллюстрировать величинами  $X_{Mg}^{Gr}$  и  $X_{Mg}^{Bi}$  и коэффициентами распределения  $K = \frac{X_{Mg}^{Bi} - X_{Mg}^{Bi} X_{Mg}^{Gr}}{X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bi} X_{Mg}^{Gr}}$ , приведенными в таб-

лице 46, для представительной серии анализов пар гранат—биотит из метapelитов ладожской серии Северного Приладожья. С увеличением степени метаморфизма при общем росте магнезиальности граната и биотита происходит неуклонное уменьшение  $K$ . Так, например, для зоны ставролита  $X_{Mg}^{Bi}$  варьирует от 0.391 до 0.477,  $X_{Mg}^{Gr}$  — от 0.058 до 0.122, а  $K$  — от 8.49 до 5.09. В зоне силлиманита  $X_{Mg}^{Bi}$  возрастает до 0.468—0.493,  $X_{Mg}^{Gr}$  — до 0.143—0.182, а  $K$  при этом уменьшается до 5.04—4.21. В зоне гранулитовой фации  $X_{Mg}^{Bi}$  возрастает (без Л 19В) до 0.431—0.544,  $X_{Mg}^{Gr}$  — до 0.180—0.320, а  $K$  уменьшается до 4.24—2.48. В связи с таким уменьшением  $K$  прогрессивно возрастает метаморфический индекс Фроста.

Наконец остановимся на применимости диаграммы, предложенной Б. Стертом (Sturt, 1962) и развитой К. Нанди (Nandy, 1967), для определения степени метаморфизма по составу граната. На основании точек составов гранатов (рис. 47, а) на этой диаграмме выделены поля гранатов (рис. 47, б). Как видно, перекрытие полей, объединяющих сразу гранаты нескольких метаморфических зон, для каждого типа метаморфизма столь велики, что диаграмма оказывается практически непригодной для определения степени метаморфизма. Для этой цели более подходят диаграммы, построенные нами для гранатов из метapelитов кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма, приведенные соответственно на рис. 38 и 42, а.

Отметим, что на положение полей гранатов из метapelитов разной степени метаморфизма на диаграмме Пир—(Альм+Спесс)—(Гросс+Андр) (рис. 42, б) сравнительно малое влияние оказывает парагенезис, в котором находится гранат (имеются в виду «сквозные» парагенезисы, прослеживающиеся по крайней мере в двух смежных метаморфических зонах, а не определяющие данную зону). Тем не менее обращают на себя внимание такие особенности, как более низкая известковистость гранатов в ассоциации со ставролитом (и хлоритоидом) и с полиморфными модификациями  $Al_2SiO_5$ . При этом предельная известковистость гранатов из ассоциаций со ставролитом и хлоритоидом намного превышает предельную известковистость гранатов низких давлений.

## Глава 5

### ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СТАВРОЛИТА ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

#### Ставролиты в метapelитах кианитового типа регионального метаморфизма

Ставролит одинаково широко распространен в провинциях как кианитового, так и андалузитового типов регионального метаморфизма. В северобайкальской метаморфической зональности кианитового типа первый, по-видимому, неравновесный ставролит в ассоциации с хлоритоидом появляется в высокотемпературной части зоны граната.<sup>1</sup> Хими-

<sup>1</sup> Ставролит-хлоритоидная ступень по С. П. Кориковскому (1969).

## Количество катионов в пересчете на 48 атомов кислорода в ставролитах

Катионы	Северо-Байкальское нагорье							Северное Приладожье. зона ставролита		
	зона граната (П438-1)*	зона ставролита				зона кианита (С272-1)	зона силлиманита (С622-2)	(В26-2)**	(Л 44)	(Л 249)
		(Л-Ж) **	(С 192-8) **	(С 198-2) **	(С 285-8) **					
Si	8.36	7.58	7.96	8.08	8.03	7.85	7.63	8.08	7.39	6.76
Ti	0.19	0.14	0.17	0.14	0.13	0.20	0.21	0.09	0.22	0.14
Al	16.95	16.52	16.90	17.40	17.19	16.83	16.26	17.03	16.57	16.94
Fe <sup>+3</sup>	0.27	0.19	0.20	0.23	0.10	0.53	0.19	0.33	—	0.84
Сумма	17.41	16.85	17.27	17.77	17.42	17.56	16.66	17.45	16.79	17.92
Fe <sup>+2</sup>	2.98	2.83	2.67	3.01	2.83	3.03	2.67	2.98	2.97	2.75
Mn	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.06	0.05
Mg	0.25	0.64	0.82	0.52	0.78	1.00	0.89	0.61	0.70	0.65
Ca	0.39	0.03	0.20	0.07	0.28	0.10	0.11	0.27	0.20	0.08
Сумма	3.62	3.50	3.69	3.60	3.89	4.13	3.67	3.89	3.93	3.53
ОН	2.90	4.00	4.84	3.14	3.70	3.48	4.00	3.48	4.00	4.00
Ф	92.8	82.4	77.7	86.2	79.0	78.0	76.2	84.5	81.3	84.9
f	92.2	81.4	76.3	85.4	78.3	75.0	75.0	82.8	81.0	81.0

Примечание. В скобках — номера образцов.

\* Зона, переходная между зонами граната и ставролита.

\*\* В анализы введена поправка на избыточный SiO<sub>2</sub> в результате загрязнения кварцем.

ческий анализ такого ставролита приведен в табл. 3 (П 438-1), а его катионный состав — в табл. 36. Однако наиболее широкое распространение ставролит приобретает в зоне ставролита (или ставролита—кианита без пегматитов), где он находится обычно в равновесных ассоциациях. В табл. 6 приведены 4 химических анализа ставролита из зоны ставро-

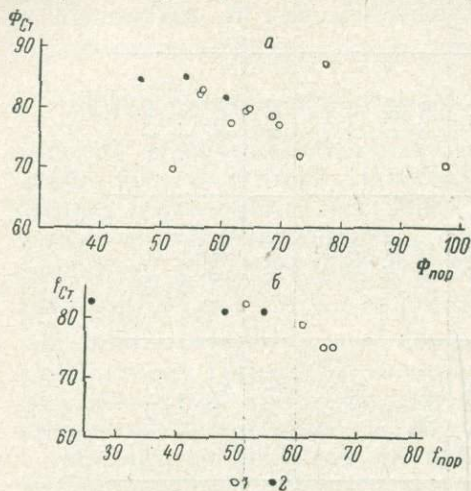


Рис. 48. Соотношение между общей железистостью ставролита и ставролитсодержащей породы.

*a* — общая железистость  $\Phi$ , нанесено 14 анализов ставролитов (из работ Nietanen, 1969; Leak, 1958; Hounslow and Moore, 1967; Лебедев и др., 1964, и обр. С272 из табл. 6 и обр 26-2 из табл. 9 данной работы); *b* — железистость  $f$ , нанесено 7 анализов ставролитов из тех же источников (исключая работу Hounslow and Moore, 1967, где все железо дано в форме FeO). 1 — ставролиты кианитового типа; 2 — ставролиты андалузитового типа регионального метаморфизма.

лита Северо-Байкальского нагорья. При переходе к более высокотемпературным зонам — кианита и силлиманита — содержание ставролита в метapelитах резко падает, он сохраняется как реликтовый минерал только

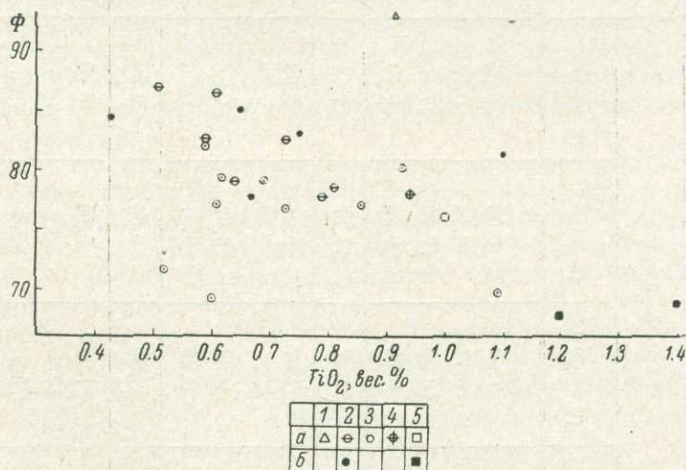


Рис. 49. Величина  $\Phi$  и содержание  $TiO_2$  в ставролитах из разных метаморфических типов (и из разных метаморфических зон кианитового типа метаморфизма). Нанесено 25 химических анализов ставролитов из источников, указанных в подписи к рис. 48, а также из работ Г. Чиннера (Chinner, 1965), Грина (Green, 1963) и С. П. Кориковского (1967, 1970).

Зоны кианитового (*a*) и андалузитового (*b*) типов метаморфизма: 1 — высокотемпературная часть зоны граната; 2 — ставролита; 3 — ставролита—кианита (нерасчлененные); 4 — кианита; 5 — силлиманита.

в высокоглиноземистых породах. Нами проанализировано по одному ставролиту из метаморфических зон кианита и силлиманита (табл. 3, С 272-1 и С 622-2).

При сравнении химических составов ставролитов Северо-Байкальского нагорья (табл. 3 и 36) обнаруживается уменьшение общей железистости  $\Phi$  в ставролитах с увеличением степени метаморфизма, что отме-

чалось автором ранее (Великославинский и др., 1963, стр. 109). Ставролит из высокотемпературной части зоны граната, кроме того, необычно богат кальцием. По содержанию других элементов ставролиты из различных метаморфических зон не различаются. Уменьшение общей железистости ставролита с увеличением степени метаморфизма наблюдается в районе Сноу-пик, шт. Айдахо (Hietanen, 1969), где ставролит из зоны ставролита имеет общую железистость  $\Phi=82.4\%$ , а в зоне ставролита—кианита  $\Phi=79.4\%$ , а также в Новой Шотландии, Канада (Phinney, 1963), где ставролит на изограде ставролита имеет минимальную общую железистость  $\Phi=87\%$ , тогда как по всей остальной части зоны ставролита—кианита  $\Phi=69.3-82.1\%$ . Уменьшение содержания СаО с возрастанием степени метаморфизма наблюдается еще в районе Сноу-пик, шт. Айдахо (от 0.27 до 0.02 вес. %).

Как видно на рис. 48, общая железистость в ставролите не зависит от общей железистости ставролитсодержащей породы, поэтому изменение ее можно связать с особенностями метаморфизма. На рис. 49 видно некоторое увеличение содержания титана в ставролите со степенью метаморфизма. На этом же рисунке видно, что ставролит из высокотемпературной части зоны граната Северо-Байкальского нагорья является самым железистым из серии ставролитов зон ставролита и ставролита—кианита, а ставролит из зоны силлиманита той же провинции — один из наиболее магниезальных (еще более магниезальными оказались только 3 ставролита Новой Шотландии).

#### Ставролиты из метапелитов андалузитового типа регионального метаморфизма

Как и при кианитовом типе регионального метаморфизма, ставролит, появившись в зоне ставролита, продолжает встречаться как реликтовый минерал в зоне силлиманита, хотя количество его в зоне силлиманита резко уменьшается с приближением к изограде мигматита. В зоне мигматита ставролит нами не встречался. Опубликованные С. П. Кориковским (1970) два очень сходных между собою химических анализа ставролита из зоны силлиманита (или, по С. П. Кориковскому, из зоны ставролит-силлиманитовой ступени) удоканской серии (ассоциация Би—Гр—Кор—Ст—Сил—Пл—Кв в случае обр. E1112-9 явно неравновесная, так как ставролит в этом образце окружен каймой замещающего его кордиерита) обладают минимальной железистостью ( $\Phi=68.4-68.9\%$ ) не только среди ставролитов андалузитового типа, но и среди анализируемых ставролитов кианитового типа. По-видимому уменьшение общей железистости с повышением степени метаморфизма — общее явление для ставролитов обоих типов регионального метаморфизма. Не совсем ясно, но как будто бы с повышением степени метаморфизма в ставролитах андалузитового типа также возрастает содержание титана.

Судя по имеющемуся материалу, ставролиты зоны ставролита андалузитового типа как будто бы отличаются несколько повышенной железистостью по сравнению со ставролитами той же зоны кианитового типа, что видно на рис. 48 и 49, где они располагаются преимущественно в верхней части. Для ставролитов андалузитового типа средняя величина общей железистости  $\Phi=82.2\%$  (из 5 анализов), тогда как для кианитового типа средняя величина  $\Phi=78.7\%$  (18 анализов только из зон ставролита и ставролита—кианита).

Более высокое содержание магния в ставролитах зоны силлиманита андалузитового типа по сравнению со ставролитами той же зоны кианитового типа не кажется пока доказательным, так как неясно к зоне первого или второго силлиманита относятся анализируемые ставролиты из удоканской серии.

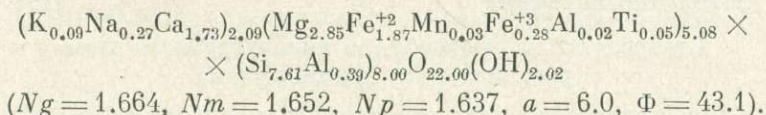
## ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

## Амфиболы в метаморфических породах кианитового типа регионального метаморфизма

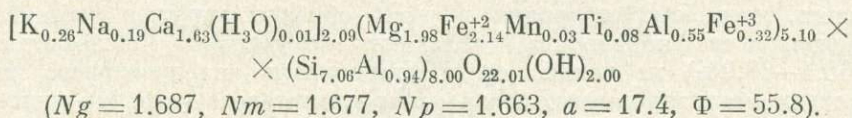
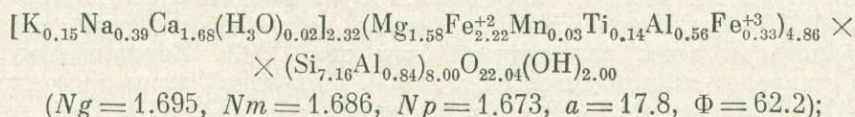
Как уже отмечалось в первой части этой работы, первое появление роговых обманок, содержащих существенные количества глинозема, происходит при кианитовом типе метаморфизма в зоне граната. В зонах хлорита и биотита амфиболы представлены актинолитом.

Эволюция химического состава амфиболов кианитового типа регионального метаморфизма будет показана на серии из 14 химических роговых обманок из мамской серии Северо-Байкальского нагорья (табл. 3, №№ 78—91, а катионный состав — в табл. 37) и 3 анализов амфиболов низкой степени метаморфизма из Шотландского нагорья.

Хорошая серия анализов низкотемпературных амфиболов кианитового типа метаморфизма опубликована Дж. Уайзманом (Wiseman, 1934). Амфиболы сепарированы из метаморфизованных эпидиоритов юго-западной части Шотландского нагорья (один из зоны биотита и два из зоны граната). Амфибол из эпидиорита зоны биотита (обр. 26) содержит 2.35 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и представляет собой актинолит с формулой



Амфиболы из эпидиоритов зоны граната отличаются сине-зеленой окраской по  $Ng$ , большими показателями преломления и содержат 7.98—8.47%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Их формулы (обр. 68-4 и 65-4):



Как видно, в амфиболах зоны граната содержание алюминия столь велико, что алюминий замещает не только кремний, но и входит в состав катионов шестерной координации. В связи с этим содержание  $\text{Al}_{VI}$  и  $\text{Fe}^{+3}$  среди катионов шестерной координации поднимается с 6.0% в зоне биотита до 17.4—17.8% в зоне граната.

Второй особенностью амфиболов зоны граната является более низкое содержание  $\text{SiO}_2$  и Si в тетраэдрической координации. Если принять по У. Диру и др. (1965), что роговые обманки в отличие от серии тремолит—актинолит содержат более 0.50 алюминия в четверной координации (в формульных единицах при пересчете на 24 атома кислорода), то амфибол из зоны граната является уже роговой обманкой.

Третьей особенностью амфиболов из зоны граната является повышенное содержание в них титана по сравнению с амфиболом из зоны биотита.

Наш амфибол из зоны граната (табл. 3, обр. П541) по всем этим трем признакам подобен шотландским амфиболам из зоны граната: в нем содержится довольно много (около 10.5 вес.%) глинозема,  $a = 17.4$

Количество катионов в пересчете на 24 атома кислорода в роговых обманках зон граната ставролита, кианита и силлиманита Северо-Байкальского нагорья

Катионы	Зоны													
	граната	ставролита								кианита			силлиманита	
	П541	С197	П208	П210	С289	П290-1	П408	С501	П103	В82-2	В-638-7	В2617	С208-1	С214-1
Si	6.57	6.01	6.03	6.32	6.08	6.03	6.11	6.57	5.99	6.29	6.29	6.23	6.31	6.24
Al <sub>IV</sub>	1.43	1.99	1.97	1.68	1.92	1.97	1.89	1.43	2.01	1.71	1.71	1.77	1.69	1.76
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sub>VI</sub>	0.38	1.01	0.90	0.99	0.29	1.20	1.01	1.02	0.98	0.52	0.90	0.90	0.42	0.17
Fe <sup>+3</sup>	0.42	0.63	0.63	0.17	0.73	0.45	0.52	0.35	0.58	0.33	0.39	0.30	0.62	0.78
Ti	0.08	0.07	0.06	0.08	0.18	0.09	0.09	0.06	0.07	0.11	0.10	0.10	0.11	0.12
Fe <sup>+2</sup>	1.40	1.49	1.41	1.46	2.86	1.56	1.84	1.13	1.50	2.41	1.95	1.44	1.42	1.54
Mn	0.03	—	—	—	0.10	—	0.04	—	—	0.04	—	0.02	0.03	0.06
Mg	2.62	1.80	2.00	2.32	0.88	1.70	1.56	2.44	1.88	1.64	1.66	2.19	2.42	2.33
Сумма	4.93	5.00	5.00	5.02	5.04	5.00	5.06	5.00	5.01	5.05	5.00	4.95	5.02	5.00
Ca	1.85	1.94	1.60	1.72	2.07	1.73	1.72	1.57	1.70	1.90	1.62	1.84	1.93	1.95
Na	0.50	0.34	0.68	0.60	0.44	0.56	0.58	0.38	0.62	0.42	0.48	0.34	0.42	0.50
K	0.06	0.08	0.09	0.06	0.36	0.08	0.08	0.04	0.10	0.28	0.04	0.16	0.10	0.20
Mn	—	0.03	0.01	—	—	0.02	—	0.03	—	—	0.01	—	—	—
Mg	—	0.22	0.10	—	—	0.17	—	0.45	—	—	0.20	—	—	—
Сумма	2.41	2.61	2.48	2.38	2.87	2.56	2.38	2.47	2.42	2.60	2.35	2.34	2.45	2.65
ОН	2.36	1.42	2.17	2.22	1.54	1.68	1.96	1.44	2.18	2.06	2.04	2.32	2.04	1.96
Ф	41.4	51.6	49.5	41.3	80.7	51.6	59.7	34.3	50.9	62.8	55.7	44.7	45.9	50.2
a	16.0	32.8	23.2	20.4	33.0	30.6	27.4	31.2	17.0	24.0	24.0	24.0	20.8	19.0
Ng'	1.677	—	—	1.681	—	—	1.690	—	—	—	—	—	—	—
Плеохроизм по Ng	Сине-зеленый	—	—	Сине-зеленый	—	—	—	—	Сине-зеленый	—	Зеленый	—	—	—
Np'	1.660	—	—	1.659	—	—	1.671	—	—	—	—	—	—	—
Плеохроизм по Np	Желтый	Серый	Бледно-зеленый	Желтый	Серый	—	Светло-желтый	—	Бледно-зеленый	—	—	—	—	—

атомн.%; благодаря низкому содержанию кремнезема содержание Si в тетраэдре равно 6.57, т. е. даже ниже, чем в шотландских амфиболах зоны граната; содержание Ti равно 0.08, как в одном из шотландских амфиболов зоны граната.

Амфиболы зон ставролита, кианита и силлиманита Северо-Байкальского нагорья очень сходны между собой и отличаются от амфиболов зоны граната бóльшим содержанием  $Al_2O_3$  (или полуторных окислов, вместе взятых), благодаря чему величина  $a$  возрастает от 17.0 до 33.0 атомн.%, меньшим количеством  $SiO_2$  (40.0—42.94 вес.%), если не учитывать, видимо, загрязненный кварцем амфибол из обр. С 501-2 и Si (5.99—6.32 ф. ед.), бóльшим содержанием Ti, возрастающего от зоны граната (0.08 ф. ед.) через зоны ставролита (0.06—0.09 ф. ед., без обр. С289) и кианита (0.010—0.11 ф. ед.) к зоне силлиманита (0.11—0.12 ф. ед.). Пределы вариаций состава амфиболов из разных зон метаморфизма кианитового типа показаны в табл. 38.

Таблица 38

Вариации в составе амфиболов разных метаморфических зон кианитового типа метаморфизма

Окислы и катионы	Зоны					
	биотита	граната	ставролита	кианита	силлиманита	гиперстена *
$SiO_2$	51.61	47.93—45.06		45.36—40.02		—
Si	7.61	7.16—6.57		6.32—5.99		6.34
$Al_2O_3$	2.35	7.98—10.46		10.90—18.17		—
$Al_{IV}+Al_{VI}$	0.41	1.49—1.81		1.93—3.17		—
$Al_{IV}$	0.41	0.84—1.43		1.68—2.01		1.66
$Al_{VI}$	—	0.38—0.56		0.17—1.20		0.49
$a$	6.0	16.0—17.8		17.0—33.0		18.4
Ti	0.05	0.08—0.14	0.06—0.09	0.10—0.11	0.11—0.12	0.23
Na+K	0.36	0.45—0.56		0.42—0.80		0.72

\* Средний состав по Е. А. Костюку и В. С. Соболеву (1965).

Таким образом, при кианитовом типе регионального метаморфизма с увеличением степени метаморфизма в амфиболах происходит увеличение содержания  $Al_2O_3(+Fe_2O_3)$ , что приводит к увеличению величины  $a$ , и уменьшение содержания  $SiO_2$ , вызывающее увеличение  $Al_{IV}$  и уменьшение Si (в ф. ед.). Кроме того, происходит систематическое увеличение содержания Ti. Эти выводы не новы. Систематическое увеличение содержания алюминия, замещающего кремнезем в тетраэдрической позиции роговой обманки, с возрастанием степени метаморфизма отмечали многие исследователи (Наггу, 1950; Никитина, Хильтова, 1965, и др.). Увеличение со степенью метаморфизма содержания титана в роговых обманках было отчетливо показано А. Энгелем (Engel and Engel, 1962), подтверждено Б. Ликом (1967) и др. А. Энгель показал, что в роговых обманках со степенью метаморфизма увеличивается содержание  $Na_2O$  и  $K_2O$ .

Из работ, посвященных изменению химизма амфиболов с метаморфизмом, наиболее интересна статья Е. А. Костюка и В. С. Соболева (1965), в которой они приводят графики  $Al-Ф$  и  $Al-[Al-(Na+K)]$  с полями роговых обманок зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций ( $Al$ ,  $Na$ , и  $K$  — в ф. ед.). Мы нанесли на эти диаграммы амфиболы Северо-Байкальского нагорья и 3 приведенных здесь амфибола из Шотландского нагорья (рис. 50). Как видно из расположения точек на диаграмме  $Al-Ф$ , амфиболы четко сгруппировались по содержанию  $Al$  в три «этажа»: зеленосланцевой фации — внизу, эпидот-амфи-

болитовой — посредине и амфиболитовой фации (без различия суб-фаций) — вверху. По данным авторов, предложивших такую диаграмму, роговые обманки гранулитовой фации по содержанию находятся на одном уровне с полями амфиболитовой фации IV и V. Величина железистости, контролируемая в основном составом вмещающей породы, по нашему мнению, не отражает степень метаморфизма.

На диаграмме  $(Na+K) - [Al - (Na+K)]$  расположение точек амфиболов из Северо-Байкальского и Шотландского нагорий определенно отражает тенденцию в увеличении со степенью метаморфизма содержания  $(Na+K)$  и Al. Интересно, что наши амфиболы зон ставролита, кианита и силлиманита (рис. 50, а и 50, б) захватили все три поля амфиболитовой фации (без кварца — IV, с кварцем — V и высоких давлений — VII), что, возможно, указывает на известную искусственность их выделения. По данным Е. А. Костюка и В. С. Соболева поле роговых обманок гранулитовой фации на диаграмме  $(Na+K) - [Al - (Na+K)]$  целиком включено в поле амфиболитовой фации V.

К сожалению, графики с полями амфиболов зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, предлагаемые В. В. Закруткиным (1968), оказались малоприменимыми для определения фациальной принадлежности наших роговых обманок.

### Амфиболы в метаморфических породах андалузитового типа регионального метаморфизма, сравнительный анализ эволюции химического состава амфиболов кианитового и андалузитового типов метаморфизма

В отличие от амфиболов кианитового типа регионального метаморфизма амфиболы андалузитового типа метаморфизма не обнаруживают закономерных изменений состава с изменением степени метаморфизма. Это видно из табл. 39 и рис. 51, а, б, на которых точки составов амфиболов Северного Приладожья и Японии обособились по регионам, но не по степени метаморфизма.<sup>1</sup> Обособление точек в 2 группы по регионам, вероятно, связано с региональными особенностями химизма вмещающих

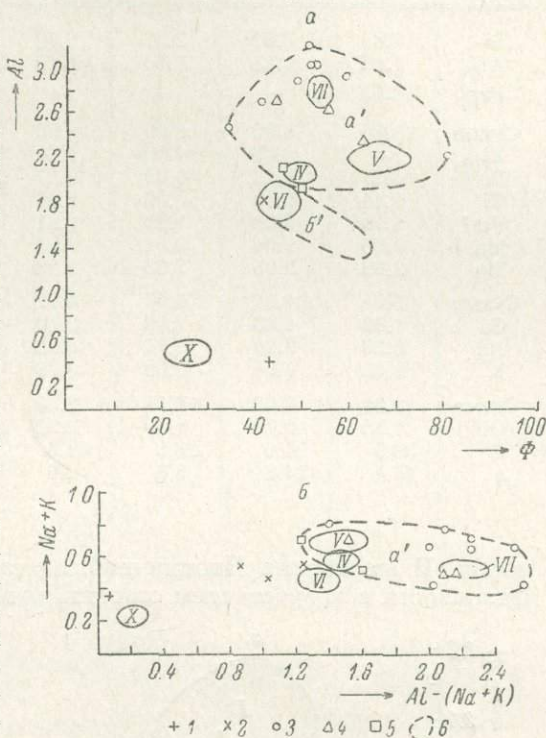


Рис. 50. Диаграммы Al— $\Phi$  (а) и  $(Na+K) - [Al - (Na+K)]$  (б) для амфиболов ряда роговая обманка—актинолит, построенные Е. А. Костюком и В. С. Соболевым (1965), на которые нанесены амфиболы кианитового типа регионального метаморфизма: 14 амфиболов Северо-Байкальского нагорья и 3 амфибола Шотландского нагорья.

Зоны: 1 — биотита, 2 — граната, 3 — ставролита, 4 — кианита, 5 — силлиманита; границы полей: а — амфиболитовой фации, б — эпидот-амфиболитовой фации. IV — породы амфиболитовой фации (без гранито-гнейсов); V — породы амфиболитовой фации с кварцем; VI — породы эпидот-амфиболитовой фации; VII — амфиболиты Сен-Готтардского массива с дистеном; X — породы зеленосланцевой фации. (IV—X по Костюку и Соболеву, 1965, рис. 1).

<sup>1</sup> Катионный состав амфиболов Японии см. в работе Ф. Шидо (Shido, 1958, табл. 7)



Количество катионов в пересчете на 24 атома кислорода в роговых обманках разных зон метаморфизма в ладожской серии Северного Приладожья

Катионы	Зоны							
	ставролита		силлиманита-1		силлиманита-2		гиперстена	
	1-5	178-1	927-1	1232д	2018	2015	1060 <sup>o</sup>	620 <sup>r</sup>
Si	6.85	6.82	7.31	6.72	6.75	6.82	7.12	6.76
Al <sub>IV</sub>	1.10	1.18	0.69	1.28	1.25	1.18	0.88	1.24
Fe <sup>+3</sup> <sub>IV</sub>	0.05	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sub>VI</sub>	—	0.35	0.19	0.21	0.06	0.18	0.28	0.22
Fe <sup>+3</sup>	0.76	0.29	0.09	0.27	0.27	0.22	0.09	0.27
Ti	0.14	0.10	0.06	0.06	0.18	0.14	0.05	0.05
Fe <sup>+2</sup>	1.10	2.08	1.20	1.87	1.86	1.97	0.85	1.44
Mn	0.06	0.04	0.01	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02
Mg	2.98	2.05	3.62	2.28	2.46	2.22	3.84	3.15
Сумма	5.04	4.91	5.07	4.72	4.87	4.78	5.13	5.15
Ca	1.93	1.83	1.92	2.19	1.94	2.15	1.93	1.87
Na	0.28	0.16	0.14	0.28	0.22	0.24	0.22	0.32
K	0.10	0.04	0.08	0.08	0.12	0.10	0.08	0.14
Сумма	2.31	2.03	2.14	2.55	2.28	2.49	2.23	2.33
ОН	1.85	2.72	1.90	2.52	2.66	2.34	2.08	2.20
Ф	39.9	54.0	26.5	48.6	46.7	41.8	19.9	35.4
a	15.4	14.8	3.6	9.6	6.6	8.0	7.4	9.8

пород. В амфиболах Японии наблюдается слабо выраженное увеличение щелочности с возрастанием степени метаморфизма.

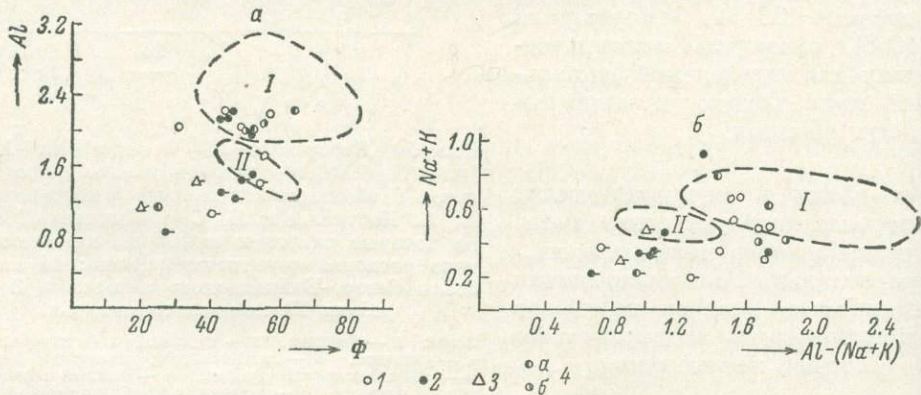


Рис. 51. Диаграммы Al—Φ (а) и (Na+K)—[Al—(Na+K)] (б) для амфиболов андалузитового типа метаморфизма.

1 — зона В (граната и ставролита), 2 — зона С (силлиманита), 3 — зона Д (гиперстена), по А. Мияширо (Miyashiro, 1958, 1961; Shido, 1958); 4 — амфиболитовая фация нерасчлененная (а — тундровая серия, Бондаренко, 1968); б — свекофениды Финляндии (Судовиков и др., 1970). Со штрихами справа — амфиболы Северного Приладожья, без штрихов — амфиболы из районов Накосо и Госайсио-Такануки, Япония (Shido, 1958, табл. 7). I — поле амфиболов амфиболитовой фации квантитового типа метаморфизма, II — поле амфиболов эпидот-амфиболитовой фации того же типа.

В целом амфиболы обоих регионов метаморфизма низких давлений отличаются от амфиболов квантитового типа метаморфизма пониженным содержанием алюминия при одинаковой щелочности. Северолодожские амфиболы отличаются особенно пониженной глиноземистостью и щелоч-

ностью даже по сравнению с амфиболами из Японии. Все эти особенности амфиболов наиболее отчетливо проявляются на диаграмме  $(Na+K)-Al$  (рис. 52, а). В пределах серии амфиболов из района Накозо и Госайсио-Такануки можно различить очень незначительное увеличение содержания  $Ti$  и суммы щелочей с увеличением метаморфизма (что отмечает Ф. Шидо). В серии северолодожских амфиболов отмечено лишь небольшое увеличение

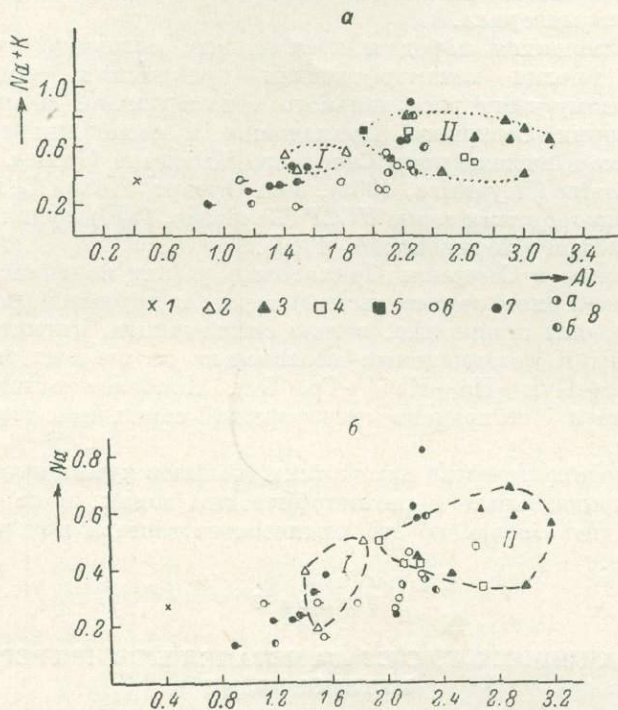


Рис. 52. Диаграмма  $(Na+K)-Al$  (а) и  $Na-Al$  (б) для амфиболов квантитового и андалузитового типов метаморфизма.

Амфиболы квантитового типа: 1 — зона биотита, 2 — зона граната, 3 — зона ставролита, 4 — зона кианита, 5 — зона силлиманита; амфиболы андалузитового типа: 6 — зона В (граната и ставролита), 7 — зоны С и Д (силлиманита и гиперстена) по А. Мияширо, 8 — амфиболитовая фация нерасчлененная ( $\alpha$  — гундровая серия, б — свекофениды Финляндии); со штрихами справа — амфиболы Северного Приладожья, без штрихов — амфиболы из районов Накозо и Госайсио-Такануки, Япония (Shido, 1958, табл. 7). I — поле амфиболов эпидот-амфиболитовой фации квантитового типа; II — поле амфиболов амфиболитовой фации того же типа метаморфизма.

щелочности со степенью метаморфизма (если не учитывать обр. 1-5 и 1232д). А. Мияширо отмечает, что содержание натрия в роговой обманке может служить индикатором типа метаморфизма: наиболее высокое — в жадеит-глаукофановом типе, ниже — в квантитовом и самое низкое — в андалузитовом (Miyashiro, 1961, стр. 284). Наши исследования показывают, что различие в содержании  $Na$  в амфиболах из Северо-Байкальского нагорья (квантитовый тип) и из районов Накозо и Госайсио-Такануки (андалузитовый тип) очень незначительное, максимальное содержание  $Na$  в анализе 4 (зона С, табл. 7, Shido, 1958) серии японских амфиболов является самым высоким среди амфиболов этих двух серий. В целом же амфиболы обоих типов регионального метаморфизма по содержанию  $Na$  не отличаются (рис. 52, б).

## Куммингтонит

Куммингтонит, амфибол, не содержащий в своем составе кальция или содержащий его в незначительном количестве, по-видимому, является индекс-минералом, указывающим на кристаллизацию в условиях низких давлений. Так как у А. Мияширо (Miyashiro, 1964) нет специального упоминания о куммингтоните, то здесь мы кратко рассмотрим условия встречаемости этого минерала.

Кроме излившихся пород и контактовых роговиков куммингтонит встречается во многих метаморфических провинциях, принадлежащих к андалузитовому типу регионального метаморфизма. К ним относятся ладожская серия Северного Приладожья и свекофениды Финляндии, а также метаморфические зоны Северного Мичигана (James, 1955), плато Абукума, Япония (Miyashiro, 1964), о-ва Стюарт, Новая Зеландия (Watters, 1959), криворожская серия УССР (Белевцев, 1970) и удоканская серия Восточной Сибири (Кориковский, 1967).

Куммингтонит в Северном Приладожье развит почти исключительно в питкьянтской (или сортавальской) серии в пределах высокотемпературной части зоны ставролита, в зоне силлиманита, мигматита и гиперстена. Обычными ассоциациями независимо от степени метаморфизма являются  $\text{Pog} + \text{Кум} + \text{Пл} + \text{Кв}$  ( $\pm \text{Гр}$ , Би). Наиболее раннее появление куммингтонита в зоне граната криворожской серии описывает Р. Я. Белевцев (1970).

Ввиду малого количества химических анализов куммингтонита вообще, а особенно привязанных к метаморфическим зонам, пока нет никакой возможности дать эволюцию его химического состава при региональном метаморфизме.

### Глава 7

#### ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАПЕЛИТОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Изменение химического состава метаморфических пород при региональном метаморфизме будет рассмотрено на примере мамской серии Северо-Байкальского нагорья, где метаморфизм проявился в кианитовом типе, и на примере ладожской серии Северного Приладожья, метаморфизованной в условиях андалузитового типа метаморфизма.

Для исследования закономерностей изменения химического состава метаморфических пород при региональном метаморфизме были выбраны метапелиты как породы, наиболее чувствительные к изменению степени метаморфизма и встречающиеся во всех метаморфических зонах Северо-Байкальского нагорья и Северного Приладожья.

#### Северо-Байкальское нагорье (кианитовый тип регионального метаморфизма)

В табл. 3 под №№ 92—123 помещены 32 химических анализа метапелитов, из которых 7 (№№ 92—97) представляют метаморфические зоны зеленосланцевой фации (в основном зоны хлорита), 7 (№№ 99—105) — ставролита, 10 (№№ 106—115) — кианита и 8 (№№ 116—123) — силлиманита.

Метапелиты из эпидот-амфиболитовой зоны не рассматриваются, так как эта метаморфическая зона, как это было показано выше, выделяется неповсеместно. В табл. 40 приведены количественно-минералогические составы анализируемых пород, рассчитанные по химическим анализам с учетом химического состава порообразующих минералов.

## Количественно-минералогические составы анализированных метapelитов, рассчитанные по химическим анализам

№№ п/п	Номера образцов	Пиррофилит	Кианит	Силлиманит	Бiotит + хлорит	Мусковит	Гранат	Ставролит	Плагиоклаз	Кварц	Магнетит, апатит, рутил, кальцит
1	В 1051	22.7	—	—	2.8	35.8	—	—	Аб—4.9	33.3	0.5
2	В 476-3	—	—	—	—	97.6	—	—	—	+	2.4
3	В 931-2	—	—	—	2.0	64.2	—	—	—	32.7	1.1
4	В 1048-1	15.2	—	—	9.3	41.1	—	—	Аб—6.9	26.8	0.7
5	Н 483	—	—	—	4.9	40.8	—	—	Аб—6.0	42.5	4.1
6	В 198-3	9.9	—	—	21.8	47.6	—	—	Аб—9.5	11.2	+
7	В 1029-5	—	—	—	17.9	37.4	—	—	Аб—7.3	29.3	8.1
8	Л 232	—	+	—	—	25.3	6.3	40.0	Олиг—3.5	24.6	0.3
9	П 444-1	—	—	—	—	20.1	13.4	27.1	Олиг—4.8	31.9	2.7
10	В 1012-2	—	—	—	17.8	40.8	4.9	—	—	35.7	0.8
11	В 1012-1	—	—	—	17.8	58.7	2.9	—	—	18.5	2.1
12	П 266	—	2.3	—	—	14.0	17.7	55.8	—	3.4	6.8
13	В 283-1	—	—	—	26.1	42.6	13.4	—	Олиг—10.1	+	10.2
14	В 537-8	—	—	—	+	—	+	+	—	+	+
15	Се 101	—	14.2	—	11.9	4.2	13.1	—	Олиг—15.0	41.1	0.5
16	Се 37а	—	8.0	—	6.7	+	24.9	—	Олиг—35.8	24.6	+
17	Се 8	—	—	—	2.3	54.5	—	—	Олиг—22.9	11.1	9.2
18	За 1471	—	—	—	8.9	44.4	2.9	—	—	41.4	2.4
19	Се 126д	—	18.2	—	23.1	—	16.1	—	Олиг—22.1	19.9	0.6
20	За 11	—	13.7	—	22.5	4.2	6.1	—	Андез—11.9	41.0	0.6
21	Се 2809	—	—	—	8.3	32.3	7.0	—	Андез—12.2	37.0	3.2
22	В 64-3	—	2.1	—	27.9	2.7	4.4	—	Лабр—24.6	38.3	—
23	В 605-1	—	11.6	—	25.4	—	12.4	—	Андез—9.6	39.8	1.2
24	С 605	—	0.6	—	19.5	27.3	12.8	—	Андез—1.9	35.3	2.6
25	В 200-1	—	8.3	1.9	37.7	6.4	2.9	—	Лабр—16.0	26.9	+
26	В 557-2	—	—	21.3	32.5	—	—	—	Ап—3.8	38.0	4.4
27	В 37-4	—	0.2	1.4	37.7	9.0	1.0	—	Бит—15.8	33.8	1.1
28	В 529-3	—	—	3.6	30.9	—	6.9	—	Лабр—17.8	40.6	0.2
29	С 163-2	—	—	1.6	27.0	19.0	—	—	Лабр—7.1	40.5	4.8
30	В 36-3	—	—	—	37.2	—	2.2	—	Ап—20.4	39.7	0.5
31	В 38-4	—	—	—	35.7	—	8.2	—	Ап—25.0	29.9	1.2
32	В 83-1	—	5.1	—	42.6	—	7.3	—	Лабр—21.8	21.9	1.3

ТАБЛИЦА 41

Значения величин *A*, *FM* и *K* в метapelитах мамской серии Северо-Байкальского нагорья

Компо- ненты	Зоны зеленосланцевой фации								Зона ставролита								Зона кианита	
	1	2	3	4	5	6	7	среднее	8	9	10	11	12	13	14	среднее	15	16
	В 1051	В 476-3	В 931-2	В 1048-1	Н 483	В 198-3	В 1029-5		Л 232	П 444-1	В 1012-1	В 1012-2	П 266	В 283-1	В 537-8		Се101	Се37а
<i>A</i>	75.6	66.8	66.7	63.7	54.4	51.9	45.9	60.8	64.9	55.9	54.7	54.5	53.5	48.8	44.3	53.8	54.6	52.2
<i>FM</i>	12.0	13.8	14.4	24.7	32.1	38.9	43.7	25.6	30.0	39.8	30.1	29.8	43.9	40.2	50.0	37.7	40.9	47.5
<i>K</i>	12.4	19.4	18.9	11.6	13.5	9.2	10.4	13.6	5.1	4.3	15.2	15.7	2.6	11.0	5.7	8.5	4.5	0.3

ТАБЛИЦА 41 (продолжение)

Компо- ненты	Зона кианита								Зона силлиманита									
	17	18	19	20	21	22	23	24	сред- нее	25	26	27	28	29	30	31	32	сред- нее
	Се 8	За 1471	Се 126д	За 11	Се 2809	В 64-3	В 605-1	С 605-1		В 200-1	В 557-2	В 37-4	В 529-3	С 163-2	В 36-3	В 38-4	В 83-1	
<i>A</i>	51.6	51.2	49.9	49.2	49.0	42.5	42.3	40.0	48.3	44.4	43.6	39.0	38.8	37.8	37.7	36.5	36.9	39.3
<i>FM</i>	36.2	33.6	45.6	44.2	40.0	48.9	52.3	49.2	43.8	53.4	49.8	50.6	53.3	49.4	54.2	55.2	54.4	52.6
<i>K</i>	12.2	15.2	4.5	6.6	11.0	8.6	5.4	10.8	7.9	2.2	6.6	10.4	7.9	12.8	8.1	8.3	8.7	8.1

Примечание. *A*=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, *FM*=FeO+2Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MnO+MgO, атомн.%, *K*=K<sub>2</sub>O, мол.%. 8, 9, 12 — из ставролитового горизонта; 18 — из кварцито-гнейсовой свиты; 1, 3—5, 14—16, 19, 20, 22—32 — из нижней свиты глиноземистых сланцев; 2, 7 — из свиты известково-силикатных пород; 6, 10, 11, 13, 17, 21 — из верхней свиты глиноземистых сланцев.

Для сравнения данных химических анализов, последние были пересчитаны на компоненты *A*, *K*, *M* и *F*. Значения величин компонентов *A*, *K* и *FM* даны в табл. 41. Средние значения *A*, *K* и *FM* и их доверительные интервалы приведены в табл. 41. Результаты пересчета нанесены на треугольную диаграмму *A—K—FM*, на которой компоненты *M* и *F*

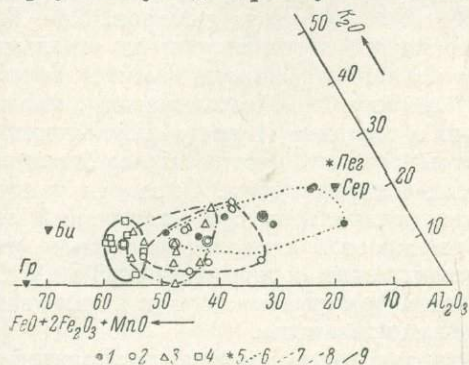


Рис. 53. Химические составы метабазитов мамской серии из разных зон метаморфизма, нанесенные на диаграмму *A—K—FM*.

1 — филлиты зон хлорита и биотита; 2 — филлитовидные сланцы зоны ставролита; 3 — кристаллические сланцы зоны кианита; 4 — кристаллические сланцы зоны силлиманита; 5 — состав синорогенных с мамской серией пегматитов; 6 — границы поля метабазитов зеленосланцевой метаморфической зоны; 7 — границы поля метабазитов зоны ставролита; 8 — границы поля метабазитов зоны кианита; 9 — границы поля метабазитов зоны силлиманита. Составы: Би — биотита, Гр — граната, Сер — серпигита; знаки 1—4, обведенные большими кружками, соответствуют средним составам метабазитов каждой из четырех метаморфических зон.

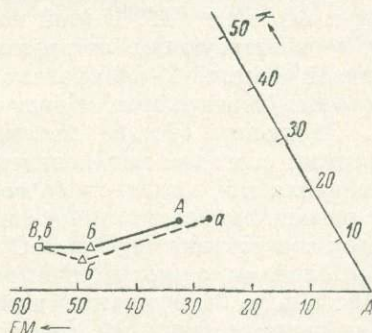


Рис. 54. Сравнение средних химических составов метабазитов из разных метаморфических зон, взятых из разных свит мамской серии (сплошная линия *A—B—B*, как на рис. 53), со средними составами метабазитов, взятых только из нижней свиты глиноземистых сланцев (штриховая линия *a—b—b*).

Среднее значение для метабазитов: *A*, *a* — зон зеленосланцевой фации (по 4 ан.), *B*, *b* — зоны кианита (по 7 ан.), *B*, *b* — зоны силлиманита (по 8 ан.).

взяты вместе (рис. 53). На рисунке изображена только часть треугольника *A—K—FM*, около вершины *A*, где расположились все точки, представляющие химические анализы метабазитов из разных зон метаморфизма. На эту же диаграмму нанесен аналогично рассчитанный средний состав синорогенных с мамской серией ультраметабазитов, химиче-

ТАБЛИЦА 42

Средние значения величин *A*, *FM* и *K* в метабазитах Северо-Байкальского нагорья и их доверительные интервалы (вероятность 95%)

Зоны	Количество анализов	<i>A</i>		<i>FM</i>		<i>K</i>	
		$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал
Зеленосланцевой фации . . . . .	7	60.8	51.2—70.4	25.6	13.7—37.5	13.6	9.9—17.3
Ставролита . . . . .	7	53.8	47.9—59.7	37.7	30.3—45.1	8.5	3.5—13.5
Кианита . . . . .	10	48.3	44.8—51.8	43.8	39.5—48.1	7.9	4.6—11.2
Силлиманита . . . . .	8	39.3	37.0—41.8	52.6	50.7—54.5	8.1	5.7—10.5

Примечание. Доверительные интервалы для средних значений величин *A* и *FM* в метабазитах различаются в метаморфических зонах зеленосланцевой фации, ставролита, кианита и силлиманита, с некоторым перекрытием доверительных интервалов трех последних зон. Доверительные интервалы средних значений величины *K* различаются только для зоны зеленосланцевой фации и зоны ставролита, доверительный интервал которой полностью включает доверительные интервалы для зон кианита и силлиманита.

ские анализы которых приведены в работе Д. А. Великославинского и др. (1963, стр. 200, табл. 35), а также средний состав серицита, биотита и граната из метапелитов.

Нетрудно заметить, что точки метапелитов на этой диаграмме образуют непрерывную полосу от составов, близких серициту, у стороны  $AK$ , близ вершины  $A$ , почти до составов биотита и граната у стороны  $A-FM$ , ближе к вершине  $FM$ . В этой полосе можно выделить четыре отдельных поля, соответствующих метапелитам из метаморфических зон: 1) зеленосланцевой фации, 2) ставролита, 3) кианита и 4) силлиманита, каждое из которых перекрывает обращенную к вершине  $A$  часть последующего поля. Эволюция состава метапелитов особенно четко прослеживается по средним составам метапелитов этих четырех групп. Основная тенденция в эволюции химического состава метапелитов при увеличении степени регионального метаморфизма выражается в последовательном увеличении содержания  $MgO$  и  $FeO$  и уменьшении содержания  $K_2O$  и  $Al_2O_3$ . Иными словами, с увеличением степени метаморфизма породы испытывают прогрессивную базификацию или «дегранитизацию».

Как видно из табл. 41, не все анализированные метапелиты занимают одинаковое стратиграфическое положение. Так, из 32 метапелитов 20 (1, 3—5, 14—16, 19, 20, 22—32) взяты из нижней свиты глиноземистых сланцев, 6 (6, 10, 11, 13, 17, 21) — из верхней свиты глиноземистых сланцев, 3 (8, 9, 12) — из ставролитового горизонта, 2 (2 и 7) — из свиты известково-силикатных пород и 1 (18) — из кварцито-гнейсовой свиты. Чтобы исключить влияние на полученную закономерность стратиграфического положения метапелита, на отдельную диаграмму  $A-K-FM$  (рис. 54) нанесены метапелиты только из нижней свиты глиноземистых пород. Метапелиты ставролит-альмандиновой субфации на диаграмме отсутствуют, так как из нижней свиты глиноземистых сланцев этой субфации взят только один метапелит. Как видно из рис. 54, линия составов метапелитов из нижней свиты глиноземистых сланцев очень близка линии составов метапелитов разного стратиграфического положения. Следовательно, стратиграфическое положение метапелитов не оказывает существенного влияния на расположение точек. Кроме того, положение каждого из анализированных метапелитов внутри полей различных фаций и субфаций метаморфизма нетрудно проследить непосредственно на рис. 53.

Если такое изменение химического состава метаморфических пород не является первоначальной особенностью пород (что мало вероятно), то его можно объяснить тем, что в метаморфических зонах амфиболитовой фации начиная с кианит-альмандиновой метаморфической зоны в отдельных участках и целых поясах происходило селективное выплавление гранитного материала (пегматиты и частично гнейсо-граниты). Возникавший таким путем гранитный материал содержал значительно меньше  $MgO$ ,  $FeO$  (и  $CaO$ ?). Эти компоненты концентрировались во вмещающих пегматиты и гнейсо-граниты кристаллических сланцах зон кианита и силлиманита, в пределах которых развиваются процессы ультраметаморфизма. Небольшое количество вытеснявшихся  $MgO$  и  $FeO$  достигало сланцев рядом расположенной узкой зоны ставролита. Наиболее удаленные от области развития процессов ультраметаморфизма филлиты фации зеленых сланцев оказались совершенно недосыгаемыми для привноса  $MgO$  и  $FeO$ . В то же самое время мобилизованный гранитный материал, состоящий преимущественно из полевого шпата и кварца, оказался резко обогащенным алюминием и щелочами, систематическое уменьшение содержания которых наблюдается в метапелитах области развития ультраметаморфизма. По-видимому, вследствие очень большого колебания в содержании кремнезема химические анализы метапелитов не обнаруживают уменьшения концентрации  $SiO_2$  с увеличением степени метаморфизма.

Продукты ультраметаморфизма, возникшие в результате селективного выплавления, содержат значительно меньше  $MgO$ ,  $FeO$  и (и  $CaO$ ?) чем первоначальные осадочные породы, и более разнятся по составу от конечных членов регионального метаморфизма, обогащенных остаточными магнезиально-железистыми компонентами, чем от первоначальных филлитов (рис. 53). Точка среднего состава ультраметаморфических мамских пегматитов на рис. 53 по содержанию магнезиально-железистых компонентов ближе к составам филлитов, нежели к составам кристаллических сланцев зоны силлиманита, являющихся конечными членами в ряду регионально-метаморфизованных пелитов. Тот факт, что в первоначальные осадочные породы, прилежащие к области ультраметаморфизма, вносятся  $MgO$  и  $FeO$ , а не щелочи, дополнительно указывает на ультраметаморфическое происхождение мигматитобразующих пегматитов мамского комплекса. В целом же изменение химического состава метапелитов при региональном метаморфизме имеет изохимический характер с внутренним перераспределением вещества без существенного привноса извне и выноса за пределы толщи подвергшихся метаморфизму осадков.

Такое объяснение обогащения магнием и железом метапелитов высокотемпературных метаморфических зон, в которых развиваются процессы ультраметаморфизма, было высказано автором еще в 1958 г. Однако эта работа была опубликована с очень большим опозданием (Великославинский и др., 1962, стр. 280—282). Несколько ранее к такому же выводу пришел А. Энгель (Engel and Engel, 1958) на материалах изучения метаморфической зональности Адирондакских гор. А. Энгель отмечает, что «изменения в структуре и минералогии наименее измененного гнейса<sup>1</sup> сопровождаются систематическими изменениями в валовом химическом составе. С увеличением температуры метаморфизма (от силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации до амфибол-гранулитовой фации) наименее измененный гнейс обогащается  $Fe^{+2}$ , общим железом,  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Ga$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  и  $V$ . Концентрация  $K$ ,  $Si$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $H_2O$  и  $Ba$  уменьшается. . . Причиной этих изменений принимается метаморфическая «дегранитизация», или «базификация», в процессе которой  $Si$ ,  $K$  и  $H_2O$  мобилизуются и частично удаляются, а частично кристаллизуются в породе как венитовый мигматит (Engel and Engel, 1958, стр. 1411).

Обогащение  $Mg$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Ca$ ,  $Ti$  и  $Mn$  парагнейса гранулитовой фации по сравнению с его составом в условиях амфиболитовой фации отмечает Г. Рамберг (Ramberg, 1951). Возможность образования кайм, обогащенных темноцветными компонентами, вокруг лейкократовых залежей как остаточного материала при селективной мобилизации светлых компонентов (кварц—полевошпат) показал К. Менерт (Mehnert, 1959). Принципиально сходный механизм увеличения концентрации магнезиально-

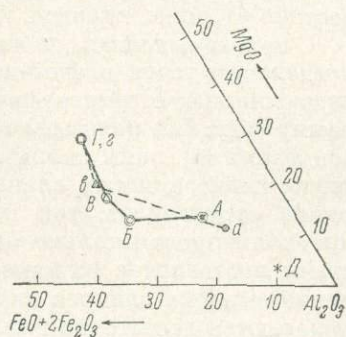


Рис. 55. Средние составы (в %) метапелитов из разных метаморфических зон мамской серии на диаграмме А—F—M.

А. а — филлиты метаморфической зоны зеленосланцевой фации метаморфизма; В — филлитовидные сланцы зоны ставролита; В, в — кристаллические сланцы зоны кьянита; Г, г — кристаллические сланцы зоны силлиманита; Д — состав синорогенных с мамской серией пегматитов. Средние составы метапелитов: А, В, В и Г из разных свит мамской серии; а, в и г — только из нижней свиты глинозсмыстых сланцев.

<sup>1</sup> «Наименее измененный гнейс» представляет собой метаморфизованную, но не гранитизированную грауваккоподобную породу или кислый метатупф (Engel and Engel, 1958, стр. 1403 и 1411).



железистых компонентов в метаморфических породах с возрастанием степени метаморфизма выдвигает и Н. Г. Судовиков. По его мнению, «... более основной состав пород гранулитовой фации может быть истолкован как результат перехода части кислых пород в этой фации в магматическое состояние» (Судовиков, 1964, стр. 446).

Остается выяснить, как в этом процессе «базификации» ведут себя магний и железо раздельно. Из табл. 41, в которой даны средние значения компонентов *A*, *F*, *M* для четырех метаморфических зон Северо-Байкальского нагорья и из рис. 55, на который нанесены эти значения (точки *A*, *B*, *B* и *Г*), видно, что начиная с зоны кианита в метапелитах происходит более интенсивное накопление  $MgO$ , чем  $FeO$ , причем эта тенденция возрастает от зоны кианита к зоне силлиманита.

С целью выяснить, не является ли обнаруженная закономерность в распределении точек следствием случайного подбора анализов метапелитов из различных стратиграфических единиц мамской серии, на ту же диаграмму (рис. 55) нанесены средние составы метапелитов зон зеленосланцевой фации (*a*), зоны кианита (*e*) и зоны силлиманита (*z*) только из нижней свиты глиноземистых сланцев. Метапелиты из зоны ставролита на диаграмме отсутствуют, так как из нижней свиты глиноземистых сланцев проанализирован только один такой метапелит. Как видно, средние составы метапелитов из мамской серии в целом и только из нижней свиты глиноземистых сланцев для каждой из трех метаморфических групп располагаются достаточно близко друг к другу, что исключает существенное влияние стратиграфического положения анализируемых метапелитов на рассматриваемую закономерность в распределении точек.

Прогрессивное увеличение в метапелитах содержания  $MgO$  в сумме  $MgO + FeO + Fe_2O_3 + MnO$  с возрастанием степени регионального метаморфизма, по-видимому, стоит в прямой связи с уже обсуждавшейся ранее такой же тенденцией изменения химического состава, выявленной для слагающих метапелиты магнезиально-железистых минералов перенного состава.

#### Северное Приладожье (андалузитовый тип регионального метаморфизма)

Очень близкий характер изменений в химизме метапелитов при региональном метаморфизме обнаруживается в Северном Приладожье. Ввиду небольшого числа химических анализов метапелитов (12 анализов автора, табл. 6 и 17 анализов из работы Лебедева и др., 1964) мы сгруппировали их в две группы: первая группа объединяет метапелиты зон зеленосланцевой фации и зоны ставролита, вторая — представлена метапелитами зоны силлиманита (табл. 43 и 44). Метапелиты более высокотемпературных фаций на диаграмму не нанесены, так как среди опубликованных анализов трудно выделить анализы немигматизированных пород, которые можно рассматривать как «реститы». Собственными анализами реститов из зон ультраметаморфизма Северного Приладожья (или зон второго силлиманита и гиперстена) мы пока не располагаем.

График на рис. 56 наглядно показывает на большее содержание магния и железа в метапелитах зоны силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации по сравнению с метапелитами зеленосланцевой фации и ставролит-андалузит-альмандиновой субфации.

Здесь, как и в случае Северо-Байкальского нагорья, обогащение метапелитов зон более высокого метаморфизма магнием, железом (и кальцием?) одновременно с уменьшением содержания в них калия и алюминия следует также объяснять накоплением магния, железа (и кальция?) в реститах области ультраметаморфизма и некоторым выносом этих компонентов в зоны, прилежащие к области ультраметаморфизма. Это обогащение

ТАБЛИЦА 43

Значения величин *A*, *FM* и *K* в метapelитах ладожской серии Северного Приладожья

Компоненты	Первая группа																средний состав
	зона биотита		зона ставролита														
	Л 39	В 21	Л 44	Л 169Б	Л 169В	Л 269	В 64-2	В 263	В 26-2	В 841	В 173	В 244	В 238-1	В 137-1	В 209-4	В 23	
<i>A</i>	47.7	45.1	50.2	39.8	39.1	38.8	50.5	47.7	46.1	52.9	39.6	50.5	48.4	36.2	35.7	37.3	44.1
<i>FM</i>	42.5	45.7	41.4	52.5	52.9	52.9	38.9	43.0	46.4	37.9	52.0	42.9	41.1	56.5	57.2	50.8	47.1
<i>K</i>	9.8	9.2	8.4	8.0	8.0	8.3	10.6	9.3	7.5	9.2	8.4	6.6	10.5	7.3	7.1	11.9	8.8

ТАБЛИЦА 43 (продолжение)

Компоненты	Вторая группа													средний состав
	зона sillиманита													
	Л 139	Л 1976	Л 249	Л 251	Л 251a	Л 251в <sub>1</sub>	Л 251в <sub>2</sub>	Л 251с	Л 254	Л 55	Л 56	Л 60a	В 198-1	
<i>A</i>	33.2	40.1	36.3	36.1	36.5	35.6	40.1	44.0	42.8	36.5	36.2	37.7	45.2	38.5
<i>FM</i>	58.7	53.1	57.1	58.5	57.4	57.4	54.7	50.9	46.5	52.3	55.9	54.3	53.7	54.7
<i>K</i>	8.1	6.8	6.6	5.4	6.1	7.0	5.2	5.1	10.7	11.2	7.9	8.0	1.1	6.9

Примечание. Образцы с индексами В — из колл. Д. А. Великославинского, с индексами Л — из работы В. И. Лебедева и др., 1964.

Средние значения величин  $A$ ,  $FM$  и  $K$  в метapelитах Северного Приладожья и их доверительные пределы (вероятность 99%)

Зоны	Количество анализов	$A$		$FM$		$K$	
		$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал	$\bar{x}$	дов. интервал
Биотита+ставролита . . . . .	16	44.1	39.6—48.6	47.1	42.4—51.8	8.8	7.7—9.9
Силлиманита . . . . .	13	38.5	35.4—41.6	54.7	51.8—57.6	6.9	4.7—9.1

Примечание. Зоны биотита и ставролита сгруппированы вместе, как на рис. 92. Доверительные интервалы средних значений величин  $A$  и  $FM$  четко различаются для группы зон биотита+ставролита и зоны силлиманита. Доверительные интервалы для средней величины  $K$  также различаются для группы зон биотита+ставролита и зоны силлиманита, но с заметным перекрытием доверительных интервалов.

наиболее заметно в зоне силлиманита, непосредственно примыкающей к области ультраметаморфизма.

Средние величины  $A$ ,  $FM$  и  $K$  остаются близкими к приведенным в табл. 43, если вычислить их с привлечением химических анализов,

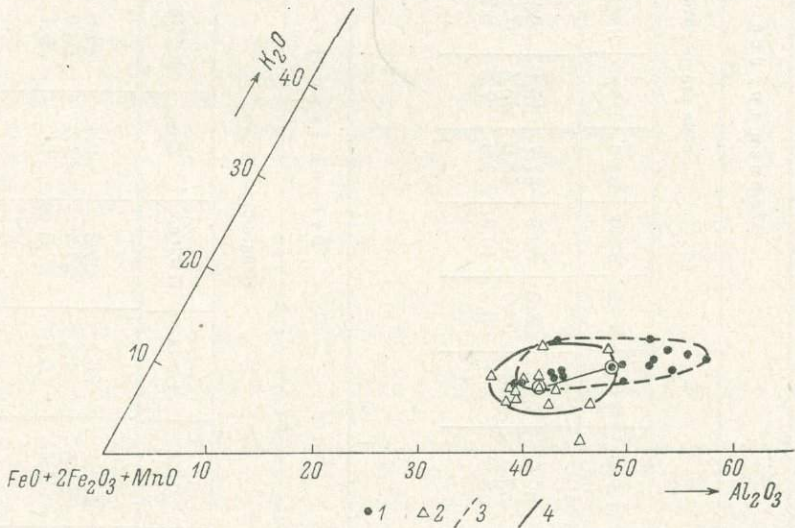


Рис. 56. Химические составы метapelитов ладожской серии Северного Приладожья из разных зон метаморфизма, нанесенные на диаграмму  $A-K-FM$ .

1 — филлитовидные сланцы зон биотита и ставролита; 2 — кристаллические сланцы зоны силлиманита; 3 — границы поля метapelитов зон биотита и ставролита; 4 — границы поля метapelитов зоны силлиманита.

приведенных в работе Предовского и др. (1967, табл. 166, 17 и 18, без анализов В. И. Лебедева). В таком случае для зон биотита и ставролита (55 анализов)  $A=44.7$ ,  $FM=46.4$ ,  $K=8.9$ , а для зоны силлиманита (45 анализов)  $A=41.3$ ,  $FM=50.2$ ,  $K=8.4$ . (Привязка анализов к зонам метаморфизма сделана с помощью В. П. Петрова).

Повышение «ферромагнезиальности» в метаморфических породах зоны силлиманита по сравнению с зоной ставролита в осторожной форме отмечает В. П. Петров (1970 г.).

В одной из своих работ А. Энгель (Engel and Engel, 1964) показал, что и в амфиболитах Адирондака с увеличением степени метаморфизма воз-

растает общее содержание  $MgO$ ,  $FeO$  и  $CaO$ , как видно из приведенных им материалов, уменьшается общая железистость амфиболита (от 54.2 в силлиманит-альмандин-мусковитовой метаморфической зоне до 50.2 атомн. % в амфибол-гранулитовой зоне). Такой процесс связан с изменением минералогического состава амфиболита (увеличение содержания клино- и ортопироксена, плагиоклаза и уменьшение содержания роговой обманки и кварца), а также и с повышением магнезиальности отдельных минералов. Так, в роговой обманке амфиболита общая железистость также падает от 53.2 в зоне силлиманита до 51.0 атомн. % в зоне гиперстена.

В работе по химизму основных сланцев из дальредской серии Шотландии П. ван де Камп (Kamp, 1970) указывает на уменьшение в них со степенью метаморфизма содержания воды и величины окислительного потенциала. Из вариационных кривых содержания малых элементов, приведенных в работе П. ван де Кампа, видно, что одновременно происходит значительное уменьшение содержания  $K_2O$ , которое указанный автор, однако, склонен связывать с возможным изменением первичного литологического состава.

Систематическое обогащение магнием, железом и кальцием, сопровождающееся уменьшением общей железистости по мере увеличения степени метаморфизма, вероятно, является более общим явлением при региональном метаморфизме, не ограничивающимся только метапелитами и амфиболитами.

Если общая «базификация» метаморфических пород при прогрессивном региональном метаморфизме происходит в связи с процессами ультраметаморфизма, приводящими к появлению кислых расплавов, то понижение общей железистости (или повышение магнезиальности) пород и минералов, по-видимому, связано с особенностями строения ионов марганца, железа и магния, определяющими поведение этих ионов в кристаллических решетках алюмосиликатов (Miyashiro, 1953, стр. 202—208). Кроме того, соли магния, по-видимому, более устойчивы при высоких температурах, так как магний является более электроположительным металлом, чем железо (Ramberg, 1952). Поэтому с повышением температуры метаморфизма в силикатах и алюмосиликатах может появиться тенденция к замещению железа магнием и вынос железа в более низкотемпературные метаморфические зоны.

В заключение следует подчеркнуть, что здесь затрагиваются лишь самые общие закономерности в изменении химического состава только одного типа метаморфических пород в ограниченных условиях регионального метаморфизма, когда он сопровождается явлениями ультраметаморфизма (селективным плавлением). Для успешного решения этой чрезвычайно важной в теоретическом и практическом отношении проблемы требуются специальные углубленные исследования.

После того как исследования автора по изменению химического состава метапелитов при региональном метаморфизме были уже закончены, появилось несколько работ на эту же тему (Алешин, 1968а, 1968б; Петров и Макрыгина, 1970; Другов и Леонтьев, 1968). С. М. Алешин на основании статистических подсчетов 527 опубликованных в литературе химических анализов метапелитов разных фаций метаморфизма пришел к выводу, что при региональном метаморфизме происходит уменьшение содержания алюминия, калия, окисного железа и увеличение кремния, закисного железа, суммарного железа и натрия, а также слабое увеличение содержания магния. Выявленные закономерности, как отмечает С. М. Алешин (1968а), свидетельствуют о процессе дегранитизации пелитовых пород в ходе регионального метаморфизма за счет образования жильных фаций гранитного состава. Средние содержания породообразующих окислов в метапелитах гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-

амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма приведены в другой статье С. М. Алешина (1968б). Как видно, вывод С. М. Алешина полностью совпадает с выводом автора об изменении химического состава метapelитов при региональном метаморфизме.

Базификация «железистых метapelитов» обнаруживается и на серии анализов из Патомского нагорья, опубликованной Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной (1970). Так, величина  $A$  уменьшается от 52.7% в зеленосланцевой фации до 47.4% в зоне кианита, а величины  $FM$  увеличивается от 39.0% в зеленосланцевой фации до 43.1% в зоне кианита (расчеты автора). Базификация метapelитов в Патомском нагорье выражена слабее, по-видимому, вследствие малых масштабов проявления ультраметаморфизма в этом регионе (см. рис. 3, на котором хорошо видно сужение и выклинивание высокотемпературных зон в восточной части площади, в Патомском нагорье).

Мы не будем рассматривать результатов исследований изменения химического состава метapelитов в «системе метаморфической зональности Мамского района», проведенных Г. М. Друговым и Г. П. Леонтьевым (1968), так как в гл. 1 части I уже отмечались серьезные дефекты в выделении самих метаморфических зон этими авторами (Карпов, Другов, 1966). Недостаточно обоснованы и выводы В. А. Хильтовой и А. А. Савельева (1969) об отсутствии изменения в химическом составе метapelитов из различных метаморфических зон в «бодайбинской серии» Северо-Байкальского нагорья (имеется в виду юго-восточная часть района, примыкающая к выходам муйской серии, рис. 4), так как на выбранном ими участке на метаморфическую зональность наложен контактовый метаморфизм, связанный с посторогенными интрузиями герцинских гранитоидов, и, кроме того, наблюдается широкое развитие поздних зеленосланцевых изменений.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ  
КИАНИТОВОГО И АНДАЛУЗИТОВОГО ТИПОВ  
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В этой части подводятся итоги полевых и лабораторных исследований метаморфической зональности в Северо-Байкальском нагорье и в Северном Приладожье. Дается сопоставление метаморфических зон (субфаций) в обоих регионах на основании вычисленных абсолютных температур и метаморфических индексов. Обсуждаются давления при метаморфизме, рассматриваются вопросы генезиса метаморфической зональности и сделана попытка наметить металлогеническую специализацию метаморфических зон (субфаций) кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма.

## Глава I

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ КИАНИТОВОГО И АНДАЛУЗИТОВОГО ТИПОВ

До последнего времени оценка температур, при которых протекал метаморфизм, проводилась эпизодически лишь в отдельных регионах и с помощью разных методов. Следует отметить метод определения палеотемператур по изотопическим отношениям кислорода в сосуществующих магнетите и кварце, примененный Г. Гарликом и С. Эпштейном (Garlick and Epstein, 1967) для ряда областей развития кианитового типа метаморфизма в США, кальцит-доломитовый геотермометр Голдсмита (Памир, Зотов, 1968; Северное Байкальское нагорье и др.), пирит-пирротинный геотермометр (Петров, Каменцев, 1966) и методику гомогенизации газово-жидких включений в минералах, широко применяющуюся в минералогических исследованиях гидротермальных месторождений. Результаты применения ряда методов и сами методы вызывали сомнения. Это относится, например, к магнетит-ильменитовому геотермометру, к определению палеотемператур по содержанию скандия в биотитах. Для оценки температур метаморфизма пытались использовать данные экспериментальных работ, но они не всегда согласовывались с полевыми наблюдениями.

Лучше обстояло дело с определением относительных температур при региональном метаморфизме на основании коэффициентов распределения магния и железа в сосуществующих магнезиально-железистых силикатах. В этом отношении оказался очень удобным метаморфический индекс М. Дж. Фроста (Frost, 1962). На основании вычисляющегося из химических анализов метаморфического индекса легко можно сравнивать температуры метаморфизма в метаморфических породах, содержащих одновременно гранат и биотит или гранат и амфибол. Однако перспективы определения абсолютных температур метаморфизма резко расширились после ряда публикаций Л. Л. Перчука, в которых он предложил ряд гео-

термометров, основанных на тех же законах распределения магния и железа в парах сосуществующих железо-магнезиальных минералов, таких как гранат, биотит, амфибол, пироксены и др. (Перчук, 1967а, 1967б, 1967в). Наличие большого химико-аналитического материала по разным регионам развития метаморфической зональности позволяет с помощью геотермометров Л. Л. Перчука сделать массовые расчеты одним и тем же способом, что важно для последующего сравнения температур большинства фаций и субфаций регионального метаморфизма кианитового и андалузитового типов во многих метаморфических провинциях. Очень большое значение имеет еще и то обстоятельство, что наиболее массовое определение температур проводится с помощью гранат-биотитового геотермометра.

Согласно же Л. Л. Перчуку (1967в, стр. 16), влияние давления на распределение магния и железа между биотитом и гранатом очень незначительное. Именно поэтому геотермометры Л. Л. Перчука, в первую очередь гранат-биотитовый, положены в основу приводимой в этой главе оценки температур фаций и субфаций кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма. Наряду с этим приводятся и сравниваются данные, полученные для тех или иных регионов по другим методам палеогеотермии.

Приведенные ниже величины палеотемператур ( $^{\circ}\text{C}$ ) и метаморфических индексов, если нет специальных указаний, везде рассчитаны автором этой работы.

#### Оценка температур фаций и субфаций кианитового типа регионального метаморфизма (или умеренных давлений)

Для характеристики температур метаморфизма в метаморфических зонах до появления граната нет надежных данных.

Для суждения о температуре метаморфизма в зоне биотита кианитового типа метаморфизма наиболее надежный материал представляют данные Г. Гарлика и С. Эпстайна (Garlick and Epstein, 1967), определяющие интервал температур в зоне биотита в  $380\text{--}480^{\circ}\text{C}$ .

Зона граната (или эпидот-амфиболитовой фации). Температура метаморфизма в зоне граната (или в эпидот-амфиболитовой фации) хорошо определяется в дальредии Шотландского нагорья. По гранат-биотитовому геотермометру (Перчук, 1967а, в) ее можно оценить в  $575\text{--}580^{\circ}$  (максимальные значения из трех анализированных пар гранат—биотит, Atherton, 1968). Максимальные значения метаморфических индексов Фроста  $M=4.43\text{--}4.45$ . На изограде граната температура по биотит-гранатовому термометру оказывается неожиданно значительно более низкой —  $425\text{--}450^{\circ}$  (метаморфические индексы Фроста  $M=4.06\text{--}4.21$ ).

Породы из зоны граната (или эпидот-амфиболитовой фации) Центрального Вермонта с ассоциацией гранат—альбит—хлоритоид (Albee, 1965) по трем парам анализов гранат—биотит дают очень низкие температуры —  $370\text{--}390^{\circ}$  (наибольший метаморфический индекс Фроста  $M=3.90$ .) Однако Г. Гарлик и С. Эпстайн по изотопным отношениям кислорода в сосуществующих парах кварц—магнетит и кварц—ильменит в породах из этих же обнажений оценили температуру метаморфизма примерно в  $565^{\circ}$  (Garlick and Epstein, 1967, рис. 20), вполне согласующуюся с температурой в породах из зоны граната в Шотландском нагорье.

В Северо-Байкальском нагорье оценку температуры метаморфизма в зоне граната можно провести только по паре гранат—ставролит из ассоциации с хлоритоидом из пограничной полосы между зонами граната и ставролита (обр. П438-1, табл. 45). Температура по новой диаграмме

## Температура метаморфизма по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермометрам Л. Л. Перчука и метаморфические индексы Фроста в породах Северо-Байкальского нагорья

Ю. Д. А. Великоголосинский

Метаморфическая зона, субфация, фация	Номера образцов	$X_{Mg}^{Am}$	$X_{Mg}^{Би}$	$X_{Mg}^{Гр}$	$X_{Mg}^{Ст}$	$t, ^\circ C$	$K$	$M$	Интервалы температуры, $^\circ C$	Интервалы метаморфических индексов
Зона ставролита (или зона ставролит-альмандиновой субфации)	П 208	0.505	—	0.216	—	630	3.69	4.75	} 630—475	4.63—4.08
	П103	0.468	—	0.170	—	620	4.44	4.63		
	B1012-2	—	0.408	0.131	—	620	4.54	4.61		
	П290-1	0.488	—	0.154	—	600	5.22	4.52		
	П 438-1	—	—	0.056	0.072	580	—	—		
	П103	—	0.587	0.170	—	545	7.21	4.31		
	C201-1	—	0.504	0.122	—	525	7.69	4.27		
	C191-3	—	0.481	0.092	—	475	10.26	4.08		
Зона кианита (или зона кианит-альмандиновой субфации)	B638-7	0.442	—	0.193	—	650	3.27	5.07	} 650—500	5.07—4.20
	B2018	—	0.578	0.253	—	645	3.95	4.71		
	B64-3	—	0.477	0.182	—	630	3.96	4.70		
	B 605	—	0.565	0.226	—	625	4.53	4.62		
	П 44	—	0.537	0.193	—	615	4.57	4.61		
	C272-1	—	0.550	0.196	—	610	4.90	4.56		
	C272-1	—	—	0.196	0.220	590	—	—		
	B2616-1	—	0.612	0.214	—	580	5.56	4.48		
B82-2	0.375	—	0.076	—	500	8.59	4.20			
Зона силлиманита (или зона силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации)	B529-3	—	0.538	0.193	—	615	4.88	4.57	} 615—575	4.57—4.50
	B200-1	—	0.525	0.175	—	605	5.24	4.52		
	B 83-1	—	0.570	0.190	—	575	5.38	4.50		

$$X_{Mg}^{Am} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}, \quad X_{Mg}^{Би} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}, \quad X_{Mg}^{Гр} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn} \quad (\text{Перчук, 1967в});$$

$$K = \frac{X_{Mg}^{Би} - X_{Mg}^{Би} X_{Mg}^{Гр}}{X_{Mg}^{Гр} - X_{Mg}^{Би} X_{Mg}^{Гр}} \quad \text{или} \quad K = \frac{X_{Mg}^{Am} - X_{Mg}^{Am} X_{Mg}^{Гр}}{X_{Mg}^{Гр} - X_{Mg}^{Am} X_{Mg}^{Гр}}, \quad X_{Mg}^{Гр} = \frac{Mg}{Mg + Fe + 0.175Mn + 0.36Ca},$$

$$M = 5.6 - 1.5 \lg K \quad (\text{Frost, 1962}).$$



Л. Л. Перчука (1969) определяется в  $570^{\circ}$  (на старой диаграмме точка попадает за пределы градуированной области диаграммы, что указывает на температуру более  $550^{\circ}$ ).

Как показывают приведенные данные, верхний предел температуры метаморфизма в зоне граната (или в эпидот-амфиболитовой фации) во всех трех рассматриваемых метаморфических провинциях кианитового типа оказался близким к  $580^{\circ}$ . На сводной диаграмме для метаморфической зональности Новой Англии температура на изограде граната Г. Гарликом и С. Эпстайном оценивается в  $480^{\circ}$ , что как будто бы подтверждает предположение о заниженных значениях температур, полученных по гранат-биотитовому термометру на изограде граната в Шотландском нагорье. Таким образом, интервал температур в зоне граната кианитового типа метаморфизма определяется в  $480-580^{\circ}$ .

Зона ставролита (или ставролит-альмандиновой субфации). Температуры метаморфизма в зоне ставролита (или в зоне ставролит-альмандиновой субфации) хорошо определяются в Северо-Байкальском нагорье по четырем анализированным парам гранат-биотит и двум гранат-амфибол (табл. 45). Максимальные температуры по соответствующим диаграммам Л. Л. Перчука (1967а, б, в) ложатся в пределах  $475-630^{\circ}$ . Если принять наивысшее значение температуры в зоне граната за  $580^{\circ}$ , то зона ставролита в Северо-Байкальском нагорье будет характеризоваться температурами  $580-630^{\circ}$  (метаморфический индекс Фроста  $M=4.45-4.75$ ).

В дальредии Шотландского нагорья по немногочисленным анализам М. Атертона (Atherton, 1968) в зоне ставролита по гранат-биотитовому термометру получены явно заниженные температуры —  $415-490^{\circ}$ , т. е. более низкие, чем в зоне граната этого же региона.

Таким образом, температура метаморфизма в зоне ставролита кианитового типа метаморфизма для таких регионов, как Северо-Байкальское и Шотландское нагорья, превышает  $580^{\circ}$  и достигает  $600-630^{\circ}$ .

В Новой Шотландии, по У. Финни (Phinney, 1963), гранаты отличаются очень высоким содержанием спессартина (до 17% в зоне ставролита), приближающимся к таковому в гранатах из метапелитов андалузитового типа метаморфизма, и температурой по гранат-биотитовому термометру (12 пар анализов), достигающей лишь  $560-580^{\circ}$  (метаморфический индекс Фроста  $M=4.43-4.46$ ), что, по-видимому, связано с проявлением здесь регионального метаморфизма при относительно более низких давлениях, чем в Шотландии и в Северо-Байкальском нагорье.

Предполагаемая температура метаморфизма в зоне ставролита хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями Б. Вельде (Velde, 1967). По диаграмме устойчивости фенгитовой слюды с различным содержанием Si в четверной координации для  $Si=3.15$  (среднее содержание Si в мусковитах зоны ставролита Северо-Байкальского нагорья, табл. 9) при  $P > 6$  кбаров температура больше или равна  $625^{\circ}$ .

Зона кианита (или кианит-альмандиновой субфации). Зона кианита (или зона кианит-альмандиновой субфации) в Северо-Байкальском нагорье довольно хорошо охарактеризована анализами гранатов, роговых обманок и биотитов. По двум парам амфибол-гранат и шести парам биотит-гранат получены соответственно значения температур  $500-650^{\circ}$  (гранат-амфиболовый геотермометр) и  $580-645^{\circ}$  (гранат-биотитовый геотермометр) (табл. 45). Если принять наибольшее значение температуры в зоне ставролита за  $630^{\circ}$ , то интервал температур в зоне кианита окажется равным  $630-650^{\circ}$  (метаморфический индекс Фроста  $M=4.70-4.83$ ). Эти значения температур в зоне кианита согласуются с опытными данными по гомогенизации трехфазных включений в кристалле кианита из пегматита Северо-Байкальского нагорья (Собо-

лев и Базарова, 1963). В этих опытах твердые фазы не обнаруживали никаких следов растворения в двух случаях до  $500-550^{\circ}$ , а в одном — до  $600^{\circ}$ , что указывает на кристаллизацию при температуре выше  $600^{\circ}$ . По более поздним данным верхний предел кристаллизации кианита лежит в интервале  $650-700^{\circ}$  (Долгов и др., 1967).

В южном обрамлении Алданского щита (Судовиков и др., 1965) в становой серии в зоне кианита по биотит-гранатовому геотермометру устанавливаются температуры  $645-680^{\circ}$  (метаморфические индексы Фроста  $M=4.71-4.91$ ).

В районе Тикшозера (Северная Карелия) С. И. Турченко (1970) были определены температуры метаморфизма в кианит-ставролитовой субфации метаморфизма с начальными явлениями ультраметаморфизма. По биотитовому геотермометру (две пары анализов) температуры определяются в  $600$  и  $620^{\circ}$ . В области же непосредственного развития ультраметаморфических явлений по мусковит-парагонитовому термометру (Abelson, 1955; Lambert, 1959, рис. 2; Котов и др., 1969) температура оценивается в  $650^{\circ}$ . Температуры в  $600-620^{\circ}$  определены, по-видимому, в породах по степени метаморфизма, приближающейся к кианит-альмандиновой субфации, а температуры, установленные по мусковиту из зоны ультраметаморфизма, несомненно, полностью отвечают зоне кианита, как мы ее характеризовали ранее (часть I, гл. 1).

В Новой Шотландии по анализам У. Финни в зоне кианита по паре биотит-гранат (Sp 109A) получена температура  $620^{\circ}$  (метаморфический индекс Фроста  $M=4.60$ ), опять-таки несколько меньшая, чем температуры в зоне кианита Северо-Байкальского нагорья.

В Шотландском нагорье температуры минералообразования на изограде кианита по четырем анализированным парам биотит-гранат (Chinner, 1965) получены явно заниженные ( $500-570^{\circ}$  C), т. е. более низкие, чем в зоне граната этого же региона.

Таким образом, в зоне кианита Северо-Байкальского нагорья температура метаморфизма может быть оценена в  $630-650^{\circ}$ . В становой серии южного обрамления Алданского щита температура метаморфизма как будто бы поднималась до  $680^{\circ}$ . В регионах кианитового типа с высокомарганцовистыми гранатами (Новая Шотландия) температура метаморфизма в зоне кианита падает до  $580-620^{\circ}$ .

По уже упоминавшейся диаграмме Б. Вельде для  $Si=3.0$  (в ф. ед.), соответствующего содержанию Si в мусковитах зоны кианита (табл. 9), при  $P \geq 6$  кбаров температура больше или равна  $720^{\circ}$ , т. е. температура метаморфизма в зоне кианита по диаграмме Б. Вельде оценивается значительно выше, чем по геотермометрам Л. Л. Перчука.

Зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации). Для суждения о температуре метаморфизма в зоне силлиманита (или в силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) кианитового типа метаморфизма очень мало данных. В Северо-Байкальском нагорье и в Шотландии (Chinner, 1960) температуры в этой субфации по гранат-биотитовому геотермометру оказались ниже, чем в зоне ставролита этих же регионов ( $575-615^{\circ}$  в Северо-Байкальском нагорье, табл. 45,  $510-580^{\circ}$  в Шотландском нагорье).

В становой серии южного обрамления Алданского щита температура метаморфизма в зоне силлиманита по гранат-биотитовому геотермометру также не превышает температуру в зоне кианита ( $615-625^{\circ}$ ). Интересные данные имеются по юго-западному Памиру (Зотов, 1968), где по гранат-биотитовому геотермометру температуры устанавливаются в  $600-670^{\circ}$ , а по кальцит-доломитовому — в  $590-650^{\circ}$ .

В Адирондаке (Engel and Engel, 1960) в зоне силлиманит-мусковитовой субфации температура по гранат-биотитовому термометру Л. Л. Перчука

равна 620 и 640°. Судя по высокомарганцовистым гранатам, хотя и при отсутствии кордиерита, метаморфизм в этой провинции приближается к андалузитовому, и эти температуры в 620—640° несколько ниже температуры, предполагаемой в кианитовом типе метаморфизма, но выше, чем в андалузитовом типе метаморфизма для этой же субфации.

Учитывая, что верхний предел температуры в зоне кианита Северо-Байкальского нагорья равен 650° (табл. 43), следует полагать, что в зоне силлиманита температура превышает 650° и, возможно, достигает 670°. Однако все же температуры метаморфизма в зоне силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации мало отличаются от температур в зоне кианита. Возможно даже, что появление силлиманита в ряде случаев связано с некоторым падением давления.

Зона второго силлиманита (или силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации). В кианит-силлиманитовом типе регионального метаморфизма силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовая субфация описана в Центральном Коннектикуте (Lundgren, 1962; Garlick and Epstein, 1966). Г. Гарлик и С. Эпстайн оценивают температуру образования ассоциации силлиманит—ортоклаз в Коннектикуте на основании отношений изотопов кислорода в сосуществующих магнетите и кварце в 720°, принимая нижнюю границу силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации за 700°.

В Адирондакских горах температура в силлиманит-альмандин-ортоклазовой зоне по гранат-биотитовому геотермометру (по 4 парам анализов гранат—биотит) определяется в 650—690°; одна пара анализов (обр. Vgn 100) дает неожиданно высокую температуру в 760°.

Нам кажется, что за нижний предел температуры в зоне второго силлиманита кианитового типа регионального метаморфизма можно принять температуру в 670°.

Зона гиперстена (или гранулитовой фации). Достоверных сведений о наличии гранулитовой фации в серии метаморфических зон кианитового типа регионального метаморфизма нет. В Адирондаке, где, по-видимому, метаморфизм имеет промежуточный характер между кианитовым и андалузитовым, по двум анализированным парам гранат—биотит температура определяется в 700—710°.

Ниже приводится сопоставление наиболее вероятных температур метаморфизма и метаморфических индексов Фроста для фаций и субфаций кианитового типа регионального метаморфизма:

	t, °C	M
зона граната (или эпидот-амфиболитовой фации) . . . . .	480—580	<4.45
зона ставролита (или ставролит-альмандиновой субфации) . . . . .	580—630	4.45—4.70
зона кианита (или кианит-альмандиновой субфации) . . . . .	630—650	>4.70
зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) . . . . .	650—670	
зона второго силлиманита (или силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации) . . . . .	620—720	

Определение температур по содержанию скандия в биотите. Для пород Северо-Байкальского нагорья была сделана попытка оценить температуры метаморфизма по содержанию скандия в биотитах по кривой, составленной И. Ингерсоном по материалам К. Офтедаля (Ингерсон, 1958). Эти данные здесь не приводятся, од-

нако отметим, что температура метаморфизма в зоне биотита по содержанию скандия в биотите превышает температуру, определенную в зоне граната по геотермометрам Л. Л. Перчука в Северо-Байкальском нагорье и по изотопным отношениям кислорода в Вермонте. Температуры в зонах ставролита и кванта по содержанию скандия в биотите довольно близки к температурам, определенным в этих субфациях другими методами, а температуры метаморфизма в зоне силлиманита не отличаются от температур в зоне кванта. В целом оценка температур метаморфизма по содержанию скандия в биотите кажется ненадежной и теоретически недостаточно обоснованной.

### Оценка температур фаций и субфаций андалузитового типа регионального метаморфизма (или низких давлений)

При восстановлении палеотемператур при региональном метаморфизме андалузитового типа используется также преимущественно гранат-биотитовый геотермометр Л. Л. Перчука. В основу такой реконструкции положен богатейший химико-аналитический материал по метаморфической зональности Северного Приладожья по высокотемпературным зонам, приведенный в работах В. И. Лебедева и др. (1964) и Н. Г. Судовикова и др. (1969), а по низкотемпературным зонам — преимущественно материал, собранный автором настоящей работы.

Результаты расчетов температур регионального метаморфизма в Северном Приладожье приведены в табл. 46. Как видно, и здесь рассчитанные температуры строго согласуются с метаморфическими индексами Фроста. При рассмотрении температур метаморфизма по фациям и субфациям будут приведены материалы и по другим провинциям развития метаморфической зональности андалузитового типа.

Мы не располагаем какими-либо данными по температурам метаморфизма в зонах хлорита и биотита в условиях андалузитового типа метаморфизма.

**Зона граната (или эпидот-амфиболитовой фации).** Из метapelитов повсеместно выделяющейся в Северном Приладожье зоны граната анализирована лишь одна пара гранат—биотит, поэтому, естественно, для суждения о температуре метаморфизма в этой зоне данных недостаточно. По паре гранат—биотит (обр. ЛВ 263, табл. 46) температура метаморфизма равна  $435^\circ$ ,  $M=4.21$ ). Верхний предел температуры в этой зоне ниже  $505^\circ$ , так как такая температура определяется уже в низкотемпературной части зоны ставролита (табл. 46).

**Зона ставролита (или андалузит-ставролит-альмандиновой субфации).** В Северном Приладожье можно выделить две подзоны в зоне ставролита (или в андалузит-ставролит-альмандиновой субфации): 1) без пегматитов и 2) с пегматитовыми обособлениями. Подзона без пегматитов, прилегающая к зоне граната, характеризуется температурами в  $505-520^\circ$  ( $M=4.33-4.36$ ). Подзона с пегматитовыми обособлениями, примыкающая к зоне силлиманита, характеризуется температурами  $515-600^\circ$ . Если принять температуру в  $520^\circ$  за максимальную в подзоне с пегматитовыми обособлениями, то интервал температур в подзоне с пегматитами будет равен  $520-600^\circ$  ( $M=4.36-4.54$ ).

Температуру в интервале  $500-590^\circ$  для зоны ставролита в криворожской серии по гранат-биотитовому геотермометру приводит Р. Я. Белевцев (1970).

А. Мияширо (Miyashiro, 1953) приводит химические анализы пары гранат—биотит из зоны В плато Абукума, которая может быть определена

Температуры метаморфизма по геотермометрам Л. Л. Перчука и метаморфические индексы Фроста в породах Северного Приладожья

Метаморфическая зона, фация, субфация	Номера образцов	X <sub>Bi</sub> X <sub>Mg</sub>	X <sub>St</sub> X <sub>Mg</sub>	X <sub>Gr</sub> X <sub>Mg</sub>	t, °C	K	M	Интервалы температур, °C	Интервалы метаморфических индексов	
Зона граната (или зона эпидот-амфиболитовой фации)	ЛВ 263	0.391	—	0.058	435	8.49	4.21	435	4.21	
Зона ставролита (или зона андалузит-старолит-альмандиновой субфации)	без пегматитов	ЛВ835-2	0.395	—	0.080	505	7.05	4.33	} 520—505	} 4.36—4.33
		Л 44	—	0.165	0.092	505	—	—		
		Л 44	0.426	0.165	—	515	—	—		
		Л 44	0.426	—	0.092	520	6.74	4.36		
	с пегматитами	ЛВ 26-2	0.420	0.158	—	515	—	—	} 600—515	} 4.54—4.38
		ЛВ26-2	—	0.158	0.094	525	—	—		
		ЛВ26-2	0.420	—	0.094	535	6.53	4.38		
		Л 169 Б	0.477	—	0.122	540	6.42	4.39		
		ЛВ 841	0.425	—	0.119	600	5.09	4.54		
		Л 197 Б	0.493	—	0.156	600	5.04	4.55		
Зона силлиманита (или зона силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации)	Л 139	0.469	—	0.143	600	4.93	4.56	} 625—600	} 4.66—4.55	
	Л 60А	0.478	—	0.172	625	4.39	4.64			
	Л 56	0.468	—	0.170	625	4.21	4.66			
	Л 55	0.487	—	0.182	625	4.22	4.66			
	Л 177 В	0.457	—	0.164	630	4.66	4.60			
Зона второго силлиманита (или зона силлиманит-альмандин-калнево-полевошпатовой субфации)	ЛГ 123	0.468	—	0.179	630	3.95	4.70	} 695—630	} 4.95—4.60	
	ЛГ 2168	0.461	—	0.182	640	3.75	4.74			
	Л 693	0.400	—	0.151	640	3.74	4.74			
	Л 225	0.507	—	0.225	655	3.58	4.77			
	Л 273	0.509	—	0.227	660	3.54	4.78			
	Л 188Б	0.502	—	0.226	660	3.48	4.79			
	Л 188А	0.424	—	0.185	665	3.23	4.84			
	Л 271	0.385	—	0.172	665	3.11	4.86			

Метаморфическая зона, фация, субфация	Номера образцов	$X_{Mg}^{Bi}$	$X_{Mg}^{St}$	$X_{Mg}^{Gr}$	$t, ^\circ C$	$K$	$M$	Интервалы температур, $^\circ C$	Интервалы метаморфических индексов
Зона второго силлиманита (или зона силлиманит-альманди-калиево-полевошпатовой субфации)	Л 177Д	0.456	—	0.208	675	3.24	4.83	695—630	4.95—4.60
	Л 134	0.438	—	0.193	675	3.28	4.83		
	Л 213	0.517	—	0.254	675	3.14	4.85		
	ЛГ 1056Б	0.454	—	0.221	680	2.96	4.89		
	ЛГ 2166	0.476	—	0.238	685	2.90	4.91		
	Л 177	0.456	—	0.240	695	2.72	4.95		
	Зона гиперстена (или зона роговообмангово-гранулитовой субфации)	ЛВ962А	0.542	—	0.219	635	4.24		
Л 54А		0.475	—	0.187	640	4.00	4.70		
ЛГ 718		0.544	—	0.237	645	3.84	4.72		
Л 7В		0.526	—	0.226	650	3.80	4.73		
ЛВ960А		0.532	—	0.237	655	3.68	4.75		
Л 718		0.584	—	0.275	660	3.71	4.75		
Л 19А		0.498	—	0.219	660	3.50	4.78		
ЛГ620Б		0.431	—	0.180	660	3.53	4.78		
Л 84		0.471	—	0.205	660	3.40	4.80		
Л 50А		0.499	—	0.223	660	3.37	4.81		
Л 706		0.638	—	0.318	665	3.78	4.74		
ЛГ 606		0.450	—	0.196	665	3.44	4.79		
Л 92		0.536	—	0.252	665	3.43	4.80		
Л 3 В		0.451	—	0.210	675	3.07	4.87		
Л 50 В		0.471	—	0.231	675	2.91	4.90		
Л 32А		0.513	—	0.248	680	3.19	4.84		
ЛГ 375		0.550	—	0.279	680	3.21	4.84		
Л 4		0.546	—	0.278	680	3.14	4.85		
Л 1 А		0.540	—	0.274	680	3.11	4.86		
Л 12		0.533	—	0.283	690	3.02	4.88		
Л 186	0.638	—	0.359	700	3.15	4.85			
Л 7 А	0.463	—	0.254	700	2.54	4.99			
Л 16	0.535	—	0.320	725	2.48	5.01			
Л 19В	0.388	—	0.254	760	1.88	5.19			

Примечание. См. примечание к табл. 45.

как аналог андалузит-ставролит-альмандиновой зоны в Северном Приладожье. На основании этих анализов температура определяется в  $425^{\circ}$  ( $M=4.28$ ) по паре гранат—биотит и в  $530^{\circ}$  по паре клинопироксен—роговая обманка (Miyashiro, 1958a).

Температуры, очень близкие к полученным нами в высокотемпературной подзоне андалузит-ставролит-альмандиновой субфации, получаются по расчету анализов двух пар гранат—биотит из зоны ставролита Нью-Гемпшира (Green, 1963a). Они оказываются равными  $530$  и  $550^{\circ}$  ( $M=4.38-4.45$ ).

Таким образом, в низкотемпературной подзоне андалузит-ставролит-альмандиновой субфации андалузитового типа регионального метаморфизма температуры оцениваются в  $505$  (?)— $520^{\circ}$  ( $M=4.33-4.36$ ), а в высокотемпературной подзоне этой субфации с появлением в ней пегматоидных обособлений температуры поднимались от  $520$  до  $600^{\circ}$  ( $M=4.36-4.54$ ).

Зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации). В парах гранат—биотит из зоны силлиманита (или зоны силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) Северного Приладожья (табл. 46) по гранат-биотитовому геотермометру Л. Л. Перчука определяется интервал температуры в  $600-625^{\circ}$  ( $M=4.55-4.66$ ).

Р. Я. Белевцев (1970) приводит температуры в зоне силлиманита криворожской серии (по гранат-биотитовому геотермометру), равные  $580-620^{\circ}$ , т. е. очень близкие к рассчитанным нами для зоны силлиманита ладожской серии.

Дж. Грин (Green, 1963a) приводит анализы одной пары гранат—биотит из зоны силлиманита Нью-Гемпшира. Однако рассчитанная температура ( $t=475^{\circ}$ ,  $M=4.25$ ) оказывается более низкой, чем в зоне ставролита того же региона.

Зона второго силлиманита (или силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации). Интервал температур метаморфизма в зоне второго силлиманита в Северном Приладожье определяется в  $630-695^{\circ}$  ( $M=4.60-4.95$ ). Очень близкая температура определяется для четырех пар анализов гранат—биотит из зоны силлиманита удоканской серии Восточной Сибири (Кориковский, 1967):  $620-650^{\circ}$  ( $M=4.57-4.74$ ). Судя по ассоциациям двух пар, они как будто бы принадлежат к несомненной зоне второго силлиманита (Б 60/4 и Б-72/2 с температурой  $625$  и  $620^{\circ}$  и  $M$  равным  $4.61$  и  $4.57$  соответственно), ассоциации двух других пар — «сквозные» для всей зоны силлиманита.

Температуру метаморфизма этой зоны можно еще рассчитать по гранат-биотитовому геотермометру для анализируемой пары гранат—биотит из Нью-Гемпшира (Heald, 1950). Результаты расчета дают температуру  $640^{\circ}$  ( $M=4.75$ ).

По-видимому, к зоне второго силлиманита принадлежит и анализируемая пара гранат—биотит из зоны С плато Абукума (Miyashiro, 1958a) под № 6. О такой возможности говорилось при рассмотрении эволюции биотита в андалузитовом типе регионального метаморфизма, так как точка анализируемого биотита попадает в поле силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации. Гранат, ассоциирующийся с этим биотитом, является наименее марганцовистым. Рассчитанная температура равна  $650^{\circ}$  ( $M=4.77$ ). Температура в этой же зоне по паре клинопироксен—роговая обманка, анализы которых приведены в работе Ф. Шидо (Shido, 1958), оценивается в  $630^{\circ}$ .

Таким образом, температурный интервал в зоне второго силлиманита может быть оценен в  $630-695^{\circ}$  ( $M=4.60-4.95$ ).

Зона гиперстена (или роговообманково-гранулитовой субфации). Очень представительная серия анализов гранатов и биотитов ладожской серии Северного Приладожья позволяет оценить температуру метаморфизма в этой субфации в 695—760° ( $M=4.95-5.19$ ) по гранат-биотитовому геотермометру. По паре роговая обманка—гиперстен (ЛГ 1060) температура метаморфизма достигает 800°.

Ниже приведены температуры метаморфизма и метаморфические индексы для фаций и субфаций андалузитового типа:

	$t, ^\circ\text{C}$	$M$
зона граната (или эпидот-амфиболитовой фации) . . . . .	435—505	4.21—4.35
зона ставролита (или андалузит-ставролит-альмандиновой субфации), подзона без пегматитов . . . . .	505—520	4.33—4.36
зона ставролита, подзона с пегматитами . . . . .	520—600	4.36—4.54
зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) . . . . .	600—630	4.55—4.70
зона второго силлиманита (или силлиманит-альмандин-кальцево-полевошпатовой субфации) . . . . .	630—695	4.70—4.95
зона гиперстена (или роговообманково-гранулитовой субфации) . . . . .	695—760 (800)	4.55—5.19

#### Сравнение температур в кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма

Несмотря на известную условность рассчитанных и приведенных выше температур метаморфизма, в первую очередь вследствие недостаточно большого объема материала, особенно по низкотемпературным субфациям (зон граната и ставролита), представляется все же интересным провести сравнение температур метаморфизма в кианитовом и андалузитовом типах метаморфизма. Такое сравнение можно было бы провести и на основании метаморфических индексов Фроста, которые в условных единицах отражают относительную температуру метаморфизма, а для такого сравнения достаточно знания относительных температур. В табл. 47 приведено такое сопоставление метаморфических зон субфаций и фаций кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма по температурам метаморфизма. Как видно, наблюдается очевидный сдвиг в сторону более высоких температур в зонах (или субфациях) кианитового типа регионального метаморфизма по сравнению с одноименными зонами (или близкими по минеральному составу и поэтому часто одноименными субфациями) андалузитового типа метаморфизма. К выводу о большей высокотемпературности «изофациальных» биотитов и гранатов кианитового типа регионального метаморфизма по сравнению с биотитами и гранатами андалузитового типа автор пришел на основании изучения химического состава биотитов с целью использования их в качестве показателя степени и типа регионального метаморфизма (Великославинский, 1968, стр. 224).

Сравним температуры появления ставролита и силлиманита в каждом из двух рассматриваемых типов метаморфизма. Ставролит в андалузитовом типе метаморфизма (в случае Северного Приладожья) возникает, по видимому, при температурах в интервале 505—520°. В кианитовом типе температура появления ставролита определяется примерно в 580°. Наиболее четко определяется появление силлиманита. В андалузитовом типе метаморфизма силлиманит появляется при температуре около 600°, а в кианитовом — только при температуре более 650°.



Таблица 47

## Сопоставление температур в метаморфических зонах при кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма

Региональный метаморфизм кианитового типа	Региональный метаморфизм андалузитового типа
Зона второго силлиманита $t = 670 - 720^\circ$	Зона гиперстена $t = 695 - 760^\circ$ , $M = 4.95 - 5.19$
Зона силлиманита $t = 650 - 670^\circ \text{C}$	Зона второго силлиманита $t = 630 - 695^\circ$ , $M = 4.70 - 4.95$
Зона кианита $t = 630 - 650^\circ$ , $M > 4.70$	
Зона ставролита $t = 580 - 630^\circ$ , $M = 4.45 - 4.70$	Зона силлиманита $t = 600 - 630^\circ$ , $M = 4.54 - 4.70$
	Зона ставролита (с пегматитами) $t = 520 - 600^\circ$ , $M = 4.36 - 4.54$
Зона граната $t = 480 - 580^\circ$ , $M < 4.45$	Зона ставролита (без пегматитов) $t = 505 - 520^\circ$ , $M = 4.33 - 4.36$
	Зона граната $t = 435 - 505^\circ$ , $M = 4.21 - 4.33$

Интересно отметить, что в достоверных примерах метаморфической зональности кианитового типа не описаны зоны силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации и тем более гранулитовой фации. В то же время эти зоны часто отмечаются и подробно описаны в андалузитовом типе метаморфизма (Северное Приладожье, провинции метаморфической зональности Новой Англии в США, плато Абукума в Японии). Возможно, это связано с тем, что температура, необходимая для возникновения минеральных ассоциаций этих субфаций в условиях давлений кианитового типа или не достигается или достигается очень редко.

Нами сделана попытка сопоставить полученные интервалы температур для субфаций кианитового и андалузитового типов метаморфизма с некоторыми экспериментальными данными. В настоящее время довольно хорошо установлены экспериментально температура и давление перехода хлоритоида в ставролит, совершающегося на границе зоны граната и ставролита. Широкоизвестные исследования Г. Хошека показали, что переход  $\text{Хлд} + \text{Al-силикат} = \text{Ст} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$  осуществляется примерно при температуре около  $545 \pm 20^\circ$  и давлении 4—8 кбаров. Дж. Гэнгули и Р. Ньютон (Ganguly, Newton, 1968) экспериментально изучали условия окислительной реакции  $54\text{Хлд} + 5\text{O}_2 = 12\text{Ст} + 10\text{Мгт} + 6\text{Кв} + 48\text{H}_2\text{O}$  при давлениях в 10—25 кбаров с использованием гематит-магнетитового буфера. Они установили несколько точек на кривой равновесия этой реакции. Так, при 5 кбарах общего давления температура равновесия равна  $544^\circ$ , а при 10 кбарах —  $575^\circ$ . Для кианитового типа регионального метаморфизма условия температур и давлений в породах зоны граната, содержащих ассоциацию Ки—Хлд—Аб—Сер—Кв, изучались в шт. Вер-

монт А. Элби. На основании сравнения состава сосуществующих мусковита и парагонита и отношений  $O^{18}/O^{16}$  в сосуществующих кварце и магнетите (с использованием экспериментальных данных) он пришел к выводу об образовании их при  $t=550^\circ$  и  $P \geq 11$  кбаров.

Нами в кианитовом типе регионального метаморфизма с помощью геотермометров Л. Л. Перчука температура на границе зон граната и ставролита оценивается в  $580^\circ$ . Эта температура перехода хлоритоида в ставролит отличается лишь на  $35^\circ$  от температуры, полученной в опытах Г. Хошека. На кривой Дж. Гэнгюли и Р. Ньютона равновесие хлоритоид—ставролит при высоких давлениях (6 кбаров и более осуществляется при температурах  $550-600^\circ$ ; установленная нами температура в  $580^\circ$  хорошо попадает в этот интервал.

В андалузитовом типе регионального метаморфизма температура на границе зон граната и ставролита (соответствующая температуре перехода хлоритоида в ставролит) оценивается в  $505^\circ$ . По кривой равновесия хлоритоид—ставролит Дж. Гэнгюли и Р. Ньютона низким давлениям (порядка 1—3 кбаров) соответствуют температуры равновесия  $500-520^\circ$ , опять-таки очень близкие к определенной нами температуре на границе зон граната и ставролита в андалузитовом типе регионального метаморфизма.

Сравнение температур появления силлиманита в метаморфической зональности кианитового и андалузитового типов метаморфизма, определенных по геотермометрам Л. Л. Перчука, с экспериментальными данными удобнее будет провести при оценке условий давлений в обоих типах метаморфизма.

#### Оценка давлений при кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма

Устанавливаемые с помощью геотермометров Л. Л. Перчука температуры перехода хлоритоида в ставролит, кианита и андалузита в силлиманит и мусковита в калиевый полевой шпат  $+Al_2SiO_5+H_2O$  при использовании соответствующих экспериментально определенных кривых равновесия позволяют оценить и давление в обоих типах регионального метаморфизма.

Давление при кианитовом типе регионального метаморфизма. Рассматривая рассчитанные температуры регионального метаморфизма в метаморфических зонах метаморфических провинций кианитового типа, нельзя не обратить внимания на близость температур в одноименных метаморфических зонах Северо-Байкальского нагорья, Шотландского нагорья и Центрального Вермонта, что, по-видимому, связано с близким режимом давления при региональном метаморфизме в этих трех провинциях.

Последние исследования по равновесию кианит—силлиманит приводятся в работах С. Ричардсона, П. Белла и М. Гилберта (Richardson et al., 1968, 1969). Кривые равновесия силлиманит—кианит—андалузит этих авторов сильно отличаются от кривых предыдущих исследователей положением своей средне- и низкотемпературной части в области значительно меньших давлений, в связи с этим они лучше согласуются с природными наблюдениями. Большую надежность своих кривых эти авторы обосновывают прямым определением давлений во время опыта и учетом только тех результатов, когда было отчетливо видно образование одного полиморфа за счет другого. Положение тройной точки силлиманит—кианит—андалузит, по С. Ричардсону с соавторами, определяется температурой в  $622^\circ$  и давлением в 5.5 кбаров.

Воспользовавшись кривой равновесия силлиманит—кианит указанных авторов, давление в кианитовом типе регионального метаморфизма, основываясь на температуре инверсии кианит—силлиманит в  $650\text{--}670^\circ$ , можно оценить примерно в 6 кбаров. При таком давлении при температурах меньших  $650\text{--}670^\circ$  будет кристаллизоваться кианит, а при больших — силлиманит.

Для сравнения отметим, что равновесие кианит—силлиманит при температуре  $650\text{--}670^\circ$  на кривой Р. Ньютона (Newton, 1966), наиболее близкой к кривой С. Ричардсона, П. Белла и М. Гилберта, равно 7 кбарам, на кривой Д. Уэйла (Weill, 1966) — 7.5 кбарам, а на кривой Н. И. Хитарова (1963) и недавно вычисленной с помощью функции  $Z_0^T - Z_0^0$  кривой А. А. Маракушева (1969) — соответственно 12.5 и 10.5 кбарам. Таким образом, по кривой С. Ричардсона и его сотрудников определяется минимальное значение давления при метаморфизме кианитового типа.

Температура появления ставролита в кианитовом типе регионального метаморфизма для Шотландии и Северо-Байкальского нагорья определяется в  $580^\circ$ , такой температуре на кривой равновесия хлоритоид = ставролит + магнетит + кварц +  $\text{H}_2\text{O}$ , предложенной Дж. Гэнгюли и Р. Ньютоном (Ganguly and Newton, 1968), соответствует давление в 10 кбаров. Крутой наклон кривой снижает точность определения давления.

Температуре появления ассоциации силлиманит + калиевый полевой шпат (вместо мусковита с кварцем), которая для Северо-Байкальского нагорья оценивается в  $670^\circ$ , на соответствующей кривой Б. Эванса (Evans, 1965) соответствует давление примерно в 4 кбара.

На кривых содержания в мусковитах  $\text{Si}^{+4}$  Б. Вельде (Velde, 1967) давление для Северо-Байкальского нагорья в зоне ставролита оценивается в 4.5 кбара ( $\text{Si}^{+4} = 3.15$ ,  $t = 480^\circ$ ), а для зоны кианита и силлиманита оно неправдоподобно мало — порядка 1 кбара.

Наиболее надежной является величина давления в 6 кбаров, определенная по кривой С. Ричардсона, так как кривая равновесия хлоритоид = ставролит + магнетит + кварц Дж. Гэнгюли и Р. Ньютона имеет очень крутой наклон, а для появления ассоциации калиевый полевой шпат + силлиманит само определение температуры в кианитовом типе регионального метаморфизма ненадежно, что мешает с уверенностью воспользоваться кривой Б. Эванса.

На основании изучения газовой-жидких включений в минералах из метаморфических пород и пегматитов в Северо-Байкальском нагорье (зона кианита) устанавливается близкое давление в 5—7 кбаров (Макагон, 1969).

Гидростатическое давление в 6 кбаров соответствует глубине примерно в 20 км, в 3 раза превышающей мощность верхнего протерозоя и додевонских отложений на нем в Северо-Байкальском нагорье. Совершенно очевидно, что на глубине в 6—7 км для развития давления в 6 кбаров как в случае Северо-Байкальского нагорья, так и для большинства других регионов развития кианитового типа регионального метаморфизма не обойтись без избыточного тектонического давления (стресса).

Согласно П. Беарту (Beart, 1966), давление вышележащих пород может быть усилено направленным давлением не более чем на 2000—3000 баров. С. Кларк (Clark, 1964) оценивал максимально возможную величину дополнительного тектонического давления в 2000 баров.

Само давление нагрузки может быть больше рассчитанного по мощности разреза вышележащих пород, так как при расчете не учитывается объективная возможность увеличения высоты вышележащих пород за счет складчатости. Возможно повышение давления нагрузки за счет увеличения давления флюидной фазы при высоких температурах. Давление флю-

идной фазы может превышать давление нагрузки на величину сопротивления пород сжатию.

Давление при андалузитовом типе регионального метаморфизма. Давление при данном типе регионального метаморфизма можно было бы оценить по кривой равновесия андалузит—силлиманит С. Ричардсона и др. (Richardson et al., 1969), основываясь на температуре инверсии андалузит—силлиманит, определяющейся в Северном Приладожье в  $600^{\circ}$ . Однако на диаграмме С. Ричардсона ордината с температурой  $600^{\circ}$  не пересекает кривую андалузит—силлиманит, так как тройная точка на ней располагается в области значительно более высоких температур ( $622^{\circ}$ ) по сравнению с определениями других авторов. Так, по Н. И. Хитарову и др. (1963), давление в тройной точке равно 9 атм. и температура  $390^{\circ}$ , по П. Беллу (Bell, 1963) — соответственно 8.5 кбарам и  $300 \pm 50^{\circ}$ , по Р. Шуйлингу (Shuiling, 1958) — 7 кбарам и  $540^{\circ}$ , по Э. Альтхаузу (Althaus, 1967) — 6.5 кбарам и  $600^{\circ}$ , по А. А. Маракушеву (1969) — 6 кбарам и  $400^{\circ}$ , по Дж. Хоуму и О. Клеппа (Holm and Kleppa, 1966) — 5.9 кбарам и  $432^{\circ}$ , по Р. Ньютоу (Newton, 1966) — 4.2 кбарам и, наконец, по Д. Уэйлу (Weill, 1966) — 2.4 кбарам и  $410^{\circ}$ .

При температуре в  $600^{\circ}$  (минимальная температура в зоне силлиманита Северного Приладожья) по кривым равновесия силлиманит—андалузит устанавливается давление по Д. Уэйлу — 1 кбар, по Р. Ньютоу — 2.5 кбара, по А. А. Маракушеву, П. Беллу, Дж. Хоуму и О. Клеппу — 4 кбара, т. е. температуре в  $600^{\circ}$  соответствуют давлению от 1 до 4 кбаров.

По кривой Дж. Гэньюли и Р. Ньютона хлоритоид=ставролит+магнетит+кварц+ $H_2O$  давление в зоне ставролита Северного Приладожья устанавливается по температуре  $505-520^{\circ}$  в 2—3 кбара.

Если воспользоваться кривой равновесия реакции мусковит+кварц=калиевый полевой шпат+силлиманит+ $H_2O$ , рассчитанной Б. Эвансом (Evans 1965), то температуре в  $630^{\circ}$ , определяющейся для этой реакции в Северном Приладожье, будет соответствовать давление в 3 кбара. Такое значение давления довольно близко к выше приведенным давлениям, определяющимся по кривым равновесия силлиманит—андалузит (2—4 кбара).

Таким образом, на основании экспериментальных данных давление в кианитовом типе регионального метаморфизма близко к 6 кбарам (Северо-Байкальское и Шотландское нагорья) и может снижаться до значений, приближающихся к давлению в тройной точке. Давление в кианитовом типе метаморфизма, по-видимому, всегда превышает гидростатическое давление, определяющееся мощностью вышележащих пород при метаморфизме, и равно гидростатическому давлению+дополнительное (тектоническое?) давление.

Давление при андалузитовом типе регионального метаморфизма в случае ладожской серии Северного Приладожья может быть оценено в среднем в 3 кбара, что соответствует глубине погружения в 10 км. Давления при андалузитовом типе регионального метаморфизма приближаются к реальным значениям гидростатического давления при метаморфизме, обусловленного нагрузкой вышележащих пород, особенно если учесть увеличение вертикального разреза толщи при складкообразовании.

Ввиду явной неопределенности положения тройной точки на диаграммах давление—температура у разных авторов, кажется, что уточнению ее положения могут помочь определения температур метаморфизма в метаморфических зонах андалузитового и кианитового типов метаморфизма.

На основании материалов, полученных в Северо-Байкальском нагорье и Северном Приладожье, кажется, что тройная точка должна находиться в области температур ниже  $600^{\circ}$  и давлений ниже 6 кбаров.

На рис. 57 дано предполагаемое положение тройной точки андалузит—кианит—силлиманит на основании экспериментальных данных и вышеприведенных материалов по Северо-Байкальскому нагорью и Северному Приладожью. На этот рисунок нанесены также уже упоминавшиеся экспери-

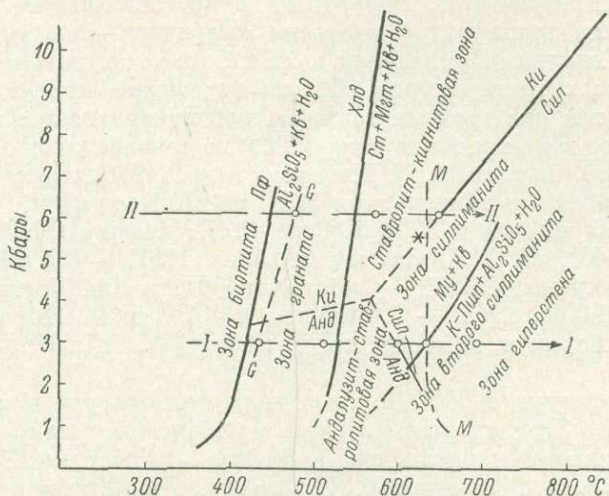


Рис. 57. Поля метаморфических зон кyanитового и андалузитового типов регионального метаморфизма.

Кривые равновесия: Кн—Сил — по С. Ричардсону, П. Беллу и М. Гилберту (Richardson et al., 1968); Пф= $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$  — по Д. Керрику (Kerrick, 1968); Му+Кв=К+Шп+ $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$  — по Б. Эвансу (Evans, 1965); Хлд=Ст+Мгт+Кв+ $\text{H}_2\text{O}$  — по Дж. Гангюли и Р. Ньютоу (Ganguly and Newton, 1968). Кривые G—G и М—М отмечают соответственно первое появление пиральситового граната и мигматитовых обособлений в метаморфических породах Северо-Байкальского нагорья и Северного Приладожья. Положение тройной точки скорректировано в соответствии с данными по Северо-Байкальскому нагорью и Северному Приладожью. Звездочкой показана тройная точка, установленная экспериментальными работами С. Ричардсона, П. Белла, М. Гилберта (Richardson et al., 1969). Стрелка I показывает условия давления и температуры при региональном метаморфизме в Северном Приладожье (андалузитовый тип метаморфизма), стрелка II — условия давления и температуры при региональном метаморфизме в Северо-Байкальском нагорье (кyanитовый тип метаморфизма). Точки на стрелках I и II — температуры на границах метаморфических зон, приведенные в тексте и в табл. 47, представляющей собой два изобарических сечения (I—I и II—II) диаграммы.

ментально установленные кривые равновесия реакций хлоритоид=ставролит+магнетит+кварц+ $\text{H}_2\text{O}$ , мусковит+кварц=калиевый полевои шпат+ $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ , а также предположенная в последнее время Д. Керриком (Kerrick, 1968) кривая равновесия реакции пиропиллит= $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{кварц} + \text{H}_2\text{O}$ . Здесь же нанесены температуры, соответствующие первому появлению граната, ставролита, силлиманита и ассоциации силлиманит+калиевый полевои шпат для двух изобарических сечений: с давлением около 6 кбаров (Северо-Байкальское нагорье, Шотландия, Центральный Вермонт, кyanитовый тип регионального метаморфизма) и с давлением около 3 кбаров (Северное Приладожье, андалузитовый тип регионального метаморфизма).

На рис. 57 видно хорошее соответствие рассчитанных температур и давлений с ожидаемыми температурами и давлениями на основании экспериментальных данных. На рисунке в координатах температура—давление выделены поля, соответствующие зоне биотита (левее кривой первого появления граната G—G), зоне граната (между кривыми G—G и хлори-

тоид=ставролит+магнетит+кварц), общее поле зоны ставролита и первого силлиманита (между кривыми хлоритоид=ставролит+магнетит+кварц и мусковит+кварц=калиевый полевошпат+ $Al_2SiO_5$ ), подразделяющееся кривыми перехода полиморфов андалузит—кианит—силлиманит на три поля, соответствующие зонам ставролит-кианитовой, андалузит-ставролит-альмандиновой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфаций, и, наконец, поле, соответствующее зоне второго силлиманита, правее кривой мусковит+кварц=калиевый полевошпат+ $Al_2SiO_5+H_2O$ .

Таким образом, на рис. 57 удалось показать поля почти всех метаморфических зон кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма с кривыми важнейших реакций, протекающих на границах метаморфических зон.

Вывод о том, что в одноименных метаморфических зонах температуры метаморфизма (установленные по индексам Фроста и геотермометрам Л. Л. Перчука) в условиях андалузитового типа ниже, чем в условиях кианитового типа, подтверждается характером эволюции химического состава гранитов и биотитов и экспериментальными исследованиями равновесия реакций, протекающих на границах метаморфических зон. Кроме того, такой вывод вполне согласуется с общим положением о том, что все кривые равновесия реакций дегидратации и декарбонатизации (такowymi являются почти все метаморфические реакции) имеют положительный наклон, т. е. чем выше температура реакции, тем выше и давление и наоборот.

Все это убеждает нас в том, что при региональном метаморфизме  $P_{обш} \approx P_{фл}$ , причем для кианитового типа метаморфизма  $P_{H_2O} \geq 0.8 P_{обш}$ , по крайней мере вплоть до температуры в  $670^\circ$ , т. е. до зоны второго силлиманита, когда мусковит устойчив с гранитным расплавом (ср. Добрецов и др., 1970, стр. 156).

### Температура мигматизации

Эвтектическое плавление в Северо-Байкальском нагорье с образованием обильных мигматитов и пегматитов имеет место в зоне кианита, т. е. при температуре около  $630^\circ$ . В Северном Приладожье эвтектическое плавление осуществляется в зоне второго силлиманита (в зоне силлиманит-альмандин-калиево-полевошпатовой субфации) за изоградой мигматита, близко совпадающей с изоградой ассоциации К-Шп+Сил, т. е. то же примерно при температуре в  $630^\circ$ . Как будто бы температура начала эвтектического плавления не зависит или почти не зависит от типа регионального метаморфизма, или, иначе говоря, от давления.

Условия образования гранитных расплавов путем анатексиса исследовались Г. Винклером и Г. фон Платеном. Г. Винклер (Winkler, 1965, стр. 199) указывает «что плавление начинается независимо от количества содержащейся воды при удивительно низких температурах в  $650-700^\circ C$ , температурах легко достижимых при метаморфизме высоких степеней». Минимальная температура эвтектического плавления согласно Г. фон Платену (1967) равна  $640^\circ$  при давлении воды в 2 кбара. Экспериментальные исследования Г. Винклера и Г. фон Платена подтверждают температуры мигматизации в  $630^\circ$  и более, установленные в Северо-Байкальском нагорье и в Северном Приладожье.

Как видно по положению кривой появления первых мигматитов  $M-M$  на рис. 57, для кианитового типа регионального метаморфизма (или метаморфизма умеренных давлений) должны быть характерны и действительно обычны двуслюдяные (мусковитсодержащие) граниты, гнейсо-граниты и пегматиты, в то время как для андалузитового типа (или метаморфизма низких давлений), в условиях которого мигматизация имеет место уже

в поле равновесной ассоциации К-Пшп+Сил, где мусковит неустойчив, более характерны биотитовые граниты и пегматиты.

В связи с этим становится понятным преимущественное развитие мусковитоносных пегматитов в областях развития зоны кианита при кианитовом типе регионального метаморфизма и почти полное отсутствие их в провинциях андалузитового типа регионального метаморфизма и в более высокотемпературных зонах кианитового типа метаморфизма.

## Глава 2

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Во многих случаях метаморфическая зональность регионального метаморфизма имеет симметричное строение. Особенно ярко такое строение обнаруживается при региональном метаморфизме андалузитового типа. Так, в Северном Мичигане метаморфические зоны образуют купола, имеющие в плане кольцевое концентрическое строение с увеличением степени метаморфизма от периферии к центру (James, 1955). Выходы метаморфических зон в форме замкнутых овалов при региональном метаморфизме андалузитового типа наблюдаются в районе Кума, Новый Южный Уэльс, Австралия (Pidgeon, Compton, 1965), в южной части Среднего хребта Камчатки (Лебедев, Бондаренко, 1962), в восточных Пиренеях (Fontailles et Guitard, 1968) и во многих других местах. Размеры таких замкнутых структур обычно невелики. Мичиганские купола имеют в поперечнике 50—75 км, одна из симметричных куполовидных структур в восточных Пиренеях (массив Каранса-Канигу), детально описанная Ж. Гитаром, имеет размеры овала, очерченного изоградой биотита  $20 \times 50$  км (Guitard, 1965).

Малые размеры и округлые или овальные формы метаморфических куполов в плане напоминают контактовые ореолы роговиков вокруг гипабиссальных интрузий, однако метаморфические породы обладают сланцеватыми и гнейсовыми текстурами, указывающими на большие давления при их образовании, о чем могут свидетельствовать и содержащиеся в них минералы. В отличие от ореолов роговиков в центральных частях таких метаморфических куполов выходят не гипабиссальные граниты, а мигматитовые поля и синорогенные гранитоиды ультраметаморфического происхождения.

Э. Венк (Wenk, 1962) подобные метаморфические купола обнаружил в Центральном Альпах, образование их он объяснял воздыманием располагающихся на глубине тепловых центров, при этом формирование тепловых куполов рассматривалось им как часть процесса горообразования.

Вероятно, и Северо-Ладожская область развития метаморфической зональности имела симметричное строение, однако в настоящее время ее юго-западное крыло оборвано Выборгским массивом рапакиви. Симметричное строение сейчас обнаруживается только в расположении полей гранулитовой фации в центральной части зоны второго силлиманита (или силлиманит-калвево-полевошпатовой зоны). Если это так, то поперечник такой метаморфической структуры превышает 150 км.

Метаморфические зоны кианитового типа регионального метаморфизма лишь в редких случаях оконтуриваются вытянутые купола, обычно же они образуют вытянутые зоны симметричного строения и очень большого протяжения, так что далеко не всегда удается видеть такие структуры целиком. Обычно мы имеем дело с фрагментами таких структур, остальные части структур либо оборваны тектоническими разломами, либо перекрыты более молодыми образованиями.

Одним из немногих примеров небольшого купола, сложенного зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой метаморфическими зонами, по-видимому, кианитового типа, является массив Усу на о-ве Тимор. Размер купола, очерченный линией смены альбита оликоглазом, равен  $5 \times 10$  км (de Waard, 1959). Однако многие примеры метаморфической зональности кианитового типа метаморфизма указывают на развитие ее в пределах огромных геологических структур, в которых она занимает вполне определенное положение, как это было показано для северобайкальской метаморфической зональности (см. часть I, гл. 1). В этом отношении интересен пример метаморфической зональности кианитового типа, описанный Дж. Вэйлом в системе (серии) Умкондо в Мозамбикском поясе Южной Африки (Vail, 1966). Метаморфическая зональность с зонами хлорита, граната, ставролита, кианита и силлиманита развита в породах серии Умкондо (нижний протерозой), конформна краю Родезийского кратона, причем степень метаморфизма повышается от края кратона к центральной части Мозамбикского пояса. Метаморфическая зональность в Мозамбикском поясе прослеживается вдоль края Родезийского кратона на расстояние более 400 км. На основании приведенных данных (Vail, 1966; Johnson, Vail, 1965) создается впечатление, что зоны наиболее высокой степени метаморфизма приурочены к центральной части Мозамбикского пояса, по направлению к кратону степень метаморфизма убывает.

Хороший пример симметричной метаморфической зональности кианитового типа представляет собой каледонская метаморфическая зональность Шотландского нагорья (Kennedy, 1948). От п-ва Кинтайр (на крайнем юго-западе) на протяжении 150 км на северо-восток (до северной оконечности оз. Лох-Ломонд) метаморфическая зональность прослеживается в виде узкой полосы симметричного строения, включающей зоны хлорита и биотита в периферических частях и зону граната в осевой. Ширина этой структуры по изограде биотита составляет 25—30 км. Далее на северо-восток обе ветви зоны биотита в симметричной структуре резко расходятся и метаморфическая зональность расширяется. Расстояние между ними в симметричной структуре, имеющей форму оборванного побережья Северного моря овала, вытянутого вдоль простирающихся структур, в наибольшем поперечнике достигает 250 км. В образовавшемся раздуже появляются зоны ставролита, кианита и силлиманита. Продолжение метаморфической структуры на северо-восток закрыто на суше девонскими отложениями, а еще далее на северо-восток — водами Северного моря. Длинная ось овала, совпадающая с простираемостью структур, превышает 300 км. Общая протяженность метаморфической зональности в Шотландском нагорье свыше 500 км.

Таким образом, симметричное строение площадей развития метаморфической зональности обоих типов регионального метаморфизма с повышением степени метаморфизма от периферии к центральной или приосевой части, кажется, общим признаком.

Для метаморфической зональности андалузитового типа более обычны формы метаморфических куполов (или тепловых куполов по Э. Венку); для метаморфической зональности кианитового типа характерно протяженное поясовое строение, которое, вероятно, следует связывать с проникновением теплового потока по протяженной зоне глубинных разломов в фундаменте подвергшегося метаморфизму комплекса, функционировавших как теплоподводящие каналы во время складчатых движений (Великославинский и др., 1963, стр. 95—97). Совпадение во времени метаморфизма и складчатости объясняет возникновение гнейсовых текстур и линейности, сопряженных с общей тектонической структурой региона.

Переносчиками тепла служили, по-видимому, растворы, а при более высоких температурах — расплавы, возникавшие *in situ* при процессах



анхизвтектического выплавления кварц-полевошпатового материала. Поэтому в осевых частях метаморфической зональности располагаются гранитоидные породы или зоны мигматитов. Так, в случае северобайкальской метаморфической зональности приосевая зона сложена пегматит-гранитами (рис. 3), составляющими до 90% от вмещающих пород.

Среди проблем, связанных с возникновением метаморфической зональности, наиболее сложной является проблема геологических причин проявления того или иного типа регионального метаморфизма, обязанного своим проявлением величине давления при метаморфизме, которая обычно несопоставима с величиной давления нагрузки вышележащих толщ.

Во-первых, величина нагрузки в подвергающейся метаморфизму толще является величиной переменной, меняющейся от максимальной в основании толщи почти до нуля в верхних горизонтах. Однако мы нигде не наблюдаем постепенной смены кианитового типа метаморфизма андалузитовым с переходом от нижних слоев к верхним. Так, в Северо-Байкальском нагорье и в нижней и в верхней частях разреза верхнего протерозоя и даже в предполагаемом кембрии везде развит кианитовый тип метаморфизма.

Во-вторых, для достижения давлений, необходимых для протекания кианитового типа метаморфизма, необходимы невероятные нагрузки. Для достижения инверсии андалузита в кианит даже и по кривой С. Ричардсона с сотрудниками (Richardson et al., 1968), смещенной в область значительно меньших давлений, необходимы давления свыше 5 кбаров, а судя по той же кривой, метаморфизм в Северо-Байкальском нагорье протекал при давлении 6.5 кбаров. Такие давления соответствуют нагрузке вышележащих толщ мощностью в 17—22 км. Мощность же верхнего протерозоя и нижнего палеозоя в Северо-Байкальском нагорье не превышает 6000—7000 м, значит максимальное давление в самых низах толщи едва достигало 2.5 кбаров. Даже если принять во внимание такой фактор, как увеличение мощности за счет складчатости, то и тогда давление нагрузки может приблизиться к 5 кбарам только в самых низах метаморфизованной толщи, а ведь в ряде случаев вся толща метаморфизована до самых верхов в кианитовом типе метаморфизма. Поэтому нельзя обойтись без допущения существования дополнительного давления, связанного со складчатыми движениями (тектоническое избыточное давление) или другими факторами (см. часть III, гл. 1).

Можно думать, что в пределах одной области развития метаморфической зональности, например в Северо-Байкальской, суммарное давление было одинаково на всей ее площади, что обусловило проявление одного типа регионального метаморфизма. При этом, по-видимому, если величина гидростатического давления возрастает с глубиной, то величина избыточного тектонического давления (стресс) с глубиной падает; таким образом, будучи величинами комплементарными, они позволяют величине суммарного давления быть почти везде постоянной.

По-видимому, тип регионального метаморфизма определяется величиной суммарного давления. В мощных толщах с интенсивной складчатостью общее давление могло достичь уровня кианитового типа метаморфизма. Андалузитовый тип регионального метаморфизма мог развиваться при малой величине какой-либо из составляющих суммарного давления, т. е. либо при малой мощности толщи, подвергшейся метаморфизму и складчатости, либо при малой напряженности складчатости или, наконец, при сокращении общей мощности толщи в результате одновременной со складчатостью эрозии при крупных вертикальных инверсионных движениях.

Существует также представление об определенной эволюции типов регионального метаморфизма в пределах развития геосинклинального цикла (Добрецов, 1970; Глебовицкий, 1969). Так, принимается, что в стадию геосинклинального погружения при максимальном давлении нагрузки

развивается региональный метаморфизм высоких давлений, в инверсионную стадию при вертикальных поднятиях сменяющийся региональным метаморфизмом умеренных, а затем — низких давлений.

При сопоставлении метаморфических провинций разного типа регионального метаморфизма можно заметить наличие некоторой зависимости между типом регионального метаморфизма и тектоническим строением области развития метаморфической зональности. Области распространения метаморфической зональности кианитового типа регионального метаморфизма (табл. 48, 49) нередко представляют собой крупные синклинали. К ним относятся Мамский и Бодайбинский синклинали Северо-Байкальского и Патомского нагорий, Беломорский и Кейвский синклинали Балтийского щита, синклинали имеют метаморфиты серии Умкондо в Мозамбикском поясе южной Африки, к крупной синклинали складке с дальредскими сланцами в ядре приурочена метаморфическая зональность в Грампинских горах Шотландского нагорья. Зона наибольшей степени метаморфизма в метаморфических областях такого типа обычно приурочена к приосевой части синклинали. Степень метаморфизма падает к выходам фундамента на крыльях синклинали, т. е. наиболее высокометаморфизованными оказываются верхние части серии (Мамский синклинали, Беломорский синклинали, серия Умкондо в Мозамбикском поясе и др.).

Следует отметить, что в метаморфических провинциях кианитового типа регионального метаморфизма, имеющих синклинали строение, иногда первая фаза метаморфизма, обычно предшествующая складчатости, проявлена в условиях низкого давления (с андалузитом). Так, И. В. Бельковым (1962) в Кейвском синклинали описывается ранний неориентированный андалузит, позднее замещающийся кианитом; ранний андалузит описывается и в системе Умкондо (Vail, 1966).

В метаморфических провинциях с антиклинорным строением обычно проявлен либо региональный метаморфизм андалузитового типа, либо региональный метаморфизм кианитового типа, на позднем этапе переходящий в андалузитовый. К андалузитовым провинциям с антиклинорным строением принадлежат области развития метаморфической зональности в Восточных и Западных Пиренеях (Павловский, 1965), Лора дель Рио в Южной Испании (Fabrigés, 1968), Северо-Кавказская (Шенгелия, неопубликованные материалы) и др. (табл. 48, Б2). В областях развития метаморфической зональности андалузитового типа, имеющих антиклинорное строение, наблюдается приуроченность зон наивысшего метаморфизма к ядрам антиклинориев, которые в свою очередь совпадают с наивысшими гипсометрическими отметками (например, Северо-Кавказская и Восточно-Пиренейские провинции).

К кианитовым провинциям антиклинорного строения с поздним проявлением андалузитового типа регионального метаморфизма можно отнести области развития метаморфической зональности в Музкольском антиклинории Восточного Памира (Дюфур и др., 1970), в Иртышской зоне смятия (Хорева, 1963; Васильева, 1966), в районе гнейсовых куполов Тор-Один и др. в Британской Колумбии, Канада (Reesor, 1970) и в других регионах (табл. 48, Б1). В этом случае, как и в примерах андалузитовой метаморфической зональности с антиклинорным строением, зоны наивысшего метаморфизма совпадают с ядрами антиклинориев, которые нередко также приурочены к наивысшим гипсометрическим отметкам регионов (например, гнейсовые купола Британской Колумбии и Восточного Памира).

Как можно объяснить эту наблюдающуюся взаимосвязь между структурой области метаморфической зональности и типом метаморфизма, проявленным в ней? Кажется, что в метаморфических провинциях синклинали строения, иначе говоря, в областях с незавершенной склад-

## Корреляция типов регионального метаморфизма с тектонической структурой метаморфических провинций

Метаморфическая провинция	Метаморфические зоны	Возраст пород и метаморфизма	Структура метаморфической провинции	Примечание
А. Синклинорные структуры с региональным метаморфизмом кианитового типа (иногда на раннем этапе проявлен андалузитовый тип)				
Байкало-Патомская (Северо-Байкальское и Патомское нагорья)	От зоны хлорита до зоны первого силлиманита	Верхний докембрий—венд, каледонский метаморфизм (300—400 млн лет)	Мамский и Бодайбинский синклинории, степень метаморфизма возрастает от крыльев к ядру синклинориев	
Шотландское нагорье (Грампианские горы)	То же	Верхний докембрий—кембрий, каледонский метаморфизм (420—475 млн лет)	Синклинорная структура с дальредием в ядре	В северо-восточной части провинции в области погружения оси структуры проявлен андалузитовый тип метаморфизма
Система Умкондо в Мозамбикском поясе, Южная Африка (Vail, 1966)	» »	Неметаморфизованные породы серии Умкондо древнее 1400 млн лет, метаморфизм 450—600 млн лет — «дамаранский эпизод» (каледонский?)	Синклинорная, степень метаморфизма повышается от Родезийского кратона в глубь Мозамбикского пояса	Наблюдается замещение раннего андалузита мусковитом и кианитом
Кейвская	Зона кианита	Нижний протерозой, максимальный абс. возраст 1880 млн лет (Полканов, Герлинг, 1961; Шуркин; 1968)	Кейвский синклинорий (Харитонов 1958)	Ранний доскладчатый андалузит замещается кианитом (Бельков, 1962 и др.)
Беломорская	От зоны граната до зоны силлиманита (неопубликованные материалы Н. В. Гордова)	Верхний архей, 2140—1990 млн лет (Полканов, Герлинг, 1961, Шуркин и др., 1962)	Синклинорная (Кратц, 1958)	
О-ва Сент-Поль и Кейп-Бретон, Новая Шотландия (Phinney, 1963)	Зоны граната, ставролита и кианита	Каледонский (?) метаморфизм, 360 млн лет	Синклинорная (?), повышение степени метаморфизма к оси синклинали	

Метаморфическая провинция	Метаморфические зоны	Возраст пород и метаморфизма	Структура метаморфической провинции	Примечание
Кукасозерский-Тикшозерский синклиниорий (С. И. Турченко, 1970 г.) Тундровая серия	Кианит-ставролитовая	Нижний протерозой	Синклиновая	В северо-западной части развит андалузитовый тип метаморфизма с более поздним развитием кианита
Свиты Полмос и Порос	То же	Верхний архей или протерозой	Синклиальная (район Талья, Шуорт, Кораблекк, Суслова, 1969)	
	Зона ставролита	Архей, 2770—1600 млн лет (Маслеников, 1969)	Синклиальная (Маслеников и др., 1963)	
Район г. Линкольн, шт. Вермонт, США (Albee, 1965)	Зона граната	Нижний палеозой, акадский (среднедевонский) метаморфизм	Синклиновая	
Ганновер (на стыке штатов Вермонт и Нью-Гемпшир) (Lyons, 1955)	От зоны хлорита до зоны кианита	Ордовик—нижний девон, акадский (?) метаморфизм	Синклинарная, метаморфизм повышается по направлению к купольным структурам	
Б1. Антиклиновые структуры с региональным метаморфизмом кианитового типа и с поздними проявлениями метаморфизма андалузитового типа				
Иртышская зона смятия	От зоны хлорита до зоны силлиманита	В породах докембрия и девона, герцинский метаморфизм (Хорева, 1963)	Иртышский шовный горст-антиклиниорий с гнейсо-гранитами в ядре	Андалузит замещает кианит (Васильева, 1966)
Гнейсовый купол Тор-Один и др. в комплексе Шусуоп, Британская Колумбия, Канада (Reesor, 1970)	От зоны граната до зоны второго силлиманита	Гнейсовый комплекс—поздний докембрий, обрамление — нижний палеозой—мезозой	Цепочка мигматитовых куполов вдоль оси антиклинория, приуроченных к максимальным гипсометрическим отметкам, повышение степени метаморфизма к ядрам антиклинорной структуры	По окраине куполов (в зоне поднятий) появляются андалузит и кордиерит

Метаморфическая провинция	Метаморфические зоны	Возраст пород и метаморфизма	Структура метаморфической провинции	Примечание
Восточно-Памирская (Дюфур и др., 1970)	От зоны хлорита до зоны силлиманита	В разрезе от карбона до юры, альпийский метаморфизм (15—37 млн лет)	Музкол-Рангульский антиклинорий, степень метаморфизма повышается к ядрам брахиантиклиналей на оси антиклинория	Поздние андалузит и кордиерит, андалузит развивается по кианиту
Сысертско-Ильменогорский гнейсовый купол, Урал (Кейльман, 1970)	От зоны хлорита до зоны кианита	Гнейсовое ядро—верхний протерозой, обрамление — нижний силур—верхний девон	Купол со степенью метаморфизма, повышающейся к его ядру	В сланцевом обрамлении на северо-востоке появляются кордиерит, андалузит и куммингтонит
Район к северу от батолита Айдахо, США (Hietanen, 1969)	От зоны биотита до зоны силлиманита	Докембрий, время метаморфизма неясно (предположительно альпийский)	Антиклинорий с повышением степени метаморфизма к ядру, в ядре антиклинория в высокотемпературной области наблюдается спад давления и появление андалузита	Замещение кианита андалузитом
Таймырская	От зоны хлорита до зоны силлиманита	Нижний и средний протерозой, метаморфизм — среднепротерозойский (Шулятин и Захаров, 1971) или герцинский (А. М. Даминова)	Срединный массив, антиклинорий (Равич, 1962)	Наличие андалузита и ограниченное распространение кианита характеризуют метаморфизм как отклоняющийся от барровианского в сторону низких давлений (Шулятин и Захаров, 1971, стр. 15)
B2. Антиклинорные структуры с региональным метаморфизмом андалузитового типа				
Восточно-Пиренейская (Гитар, 1970; Павловский, 1965)	От зоны хлорита до зоны гиперстена	Гнейсовые ядра — докембрий, палеозой, герцинский метаморфизм	Антиклинорная, метаморфическая зональность развита вокруг гнейсовых куполов в осевой части широкой антиклинорной структуры, повышение степени метаморфизма к гнейсовым ядрам, занимающим наивысшие гипсометрические отметки	

Метаморфическая провинция	Метаморфические зоны	Возраст пород и метаморфизма	Структура метаморфической провинции	Примечание
Центрально-Пиренейская (Zwart 1962; Павловский, 1965)	От зоны хлорита до зоны второго силлиманита	Палеозой, герцинский метаморфизм	Гнейсовый купол Босост, повышение степени метаморфизма к центру купола	
Лора дель Рио, Южная Испания (Fabries, 1963)	От зоны граната до зоны силлиманита	То же	Антиклинорная структура, в ядре — мигматитовый купол	
Ильдугемо-Кубадринская зона смятия, Горный Алтай (Лепезин, 1968)	От зоны биотита до зоны второго силлиманита	Докембрий или нижний палеозой	Антиклинорий с гнейсо-гранитовым ядром, повышение метаморфизма к ядру	Есть и кианит (Родыгин, 1968)
Северо-Кавказская (Д. М. Шенгелия, неопубликованы материалы)	От зоны хлорита до зоны гиперстена	Герцинский метаморфизм	Антиклинорная структура, в ядре гранулиты, приуроченные к наивысшим гипсометрическим отметкам	
Камчатская (Срединный хребет) (Лебедев, Бондаренко, 1962)	От зоны хлорита до зоны силлиманита	Докембрий и палеозой или мезозой, альпийский метаморфизм	Антиклинорная, степень метаморфизма повышается к мигматитовому ядру структуры	В мигматитах наряду с силлиманитом встречен кианит (Lebedev et al., 1967)
Хамар-Дабанская (Шафеев, 1970)	От зоны биотита до зоны гиперстена	Докембрий	Зоны высокого метаморфизма приурочены к антиклинорной структуре, низкого — к синклиналивой	
Эррол, Северный Нью-Гемпшир, США (Green, 1963a, 1963b)	От зоны биотита до зоны силлиманита	Кембрий—девон, акадский метаморфизм	Антиклинорий Баундари Маунтин, зоны повышенного метаморфизма тяготеют к ядру антиклинория	

Корреляция типов регионального метаморфизма с тектоническими структурами (сводная таблица)

	Синклинозная структура		Антиклинозная структура	
Тип метаморфизма	Клианитовый, иногда с ранним развитием андалузитового	Клианитовый, с поздним развитием андалузитового	Андалузитовый	
Размер метаморфической структуры	Очень крупный, иногда захватывающий целиком подвижной пояс	Метаморфические зоны обычно развиты вокруг гнейсовых куполов		
Характер зональности	Повышение степени метаморфизма к ядру синклиноэрия	Повышение степени метаморфизма к ядру антиклиноэрия, зона наивысшего метаморфизма совпадает с ядром антиклиноэрия и с наивысшими гипсометрическими отметками		
Андалузитовый тип	Связан с низким гидростатическим давлением и отсутствием (или малым размахом) складчатых движений	Связан с общей инверсией — крупными вертикальными движениями, приводящими к снижению гидростатического давления		
Клианитовый тип	Связан с тектоническим сверхдавлением и отсутствием крупных вертикальных движений	Связан с ранними этапами геосинклинального развития до проявления крупных вертикальных движений		
Примеры	Мамский и Патомский синклиноэрии, Беломорский синклиноэрий, Кейвский синклиноэрий, система Умкондо в Мозамбикском поясе и др.	Гнейсовый купол Тор-Один в Британской Колумбии (Канада), Музкольской антиклиноэрий, Сыссертско-Ильдемянский гнейсовый купол и др.		Центрально- и Восточно-Пиренейские гнейсовые купола, Лора дель Рио в Испании, Северный Кавказ, Ильдугемо-Кубадринский горст-англиноэрий и др.

чатостью (Хаин, 1964), не испытавших больших вертикальных движений и общей инверсии с образованием складчатого геоантиклинального сооружения, гидростатическое давление сохраняется максимальным и даже возрастает за счет увеличения вертикального разреза при складчатости. При этом общее давление увеличивается за счет дополнительного тектонического давления, так как кианитовый метаморфизм развивается во время складчатости (например, Северо-Байкальское нагорье) или в поздние этапы ее, когда тектонические напряжения еще не прекратились (например, Шотландское нагорье, Rast, 1958).

Раннее проявление андалузитового метаморфизма в таких провинциях кианитового типа с синклинорным строением можно объяснить тем, что до появления складчатых напряжений и дополнительного тектонического давления одного гидростатического давления было недостаточно для развития кианитового типа регионального метаморфизма.

Метаморфические провинции антиклинорного типа представляют собой области завершенной складчатости, претерпевшие полную инверсию с образованием складчатого антиклинория в результате крупных воздыманий. Большие вертикальные перемещения (при продолжающихся складчатости и метаморфизме) ведут к разгрузке в связи с денудацией части перекрывающего покрова, вследствие чего метаморфизм проявляется в условиях пониженных давлений. Такое понижение давления может охватить или всю провинцию (провинции андалузитового типа с антиклинальным строением) или по крайней мере ее центральную купольную часть (антиклинальные провинции кианитового типа с поздними проявлениями андалузитового метаморфизма).

Существуют исключения и, вероятно, многочисленные. Так, например, развитая на огромной площади северолодожская метаморфическая зональность при синклинорном строении очень сходна с северобайкальской, однако она обладает андалузитовым типом метаморфизма, что может быть связано с малой мощностью ладожской серии (см. ч. I, гл. 1) и, следовательно, низким гидростатическим давлением.

В целом интересна мысль Н. С. Шатского (по Хаину, 1964, стр. 191) о том, что вся тектоническая история Земли начиная с позднего докембрия может рассматриваться как один крупный цикл: байкальский и каледонский циклы играют в ней роль подготовительной стадии, герцинский (в Тихоокеанской зоне — мезозойский) — главной, а альпийский — заключительной стадии. Согласно этому генерализованному положению, байкальский и каледонский циклы являются по преимуществу незавершенными, герцинский — полным (завершенным), а альпийский — остаточным. Сопоставления возраста метаморфизма и типа метаморфизма показывают, что байкальские и каледонские метаморфические провинции преимущественно кианитовые, а герцинские (в Тихоокеанском поясе мезозойские) — в основном андалузитовые (или кианитовые с поздним андалузитовым метаморфизмом).

О преобладающем развитии кианитового типа в палеозое писал А. Мияширо (Miyachiro, 1962), X. Цварт же (Zwart, 1967a, 1967b) привел убедительные доказательства преимущественного развития кианитового типа в каледонидах, а андалузитового — в герцинидах Европы.



## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ТИПОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ОТДЕЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЗОН (ИЛИ СУБФАЦИЙ) В КИАНИТОВОМ И АНДАЛУЗИТОВОМ ТИПАХ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Впервые проблема о связи образования важнейших полезных ископаемых Северо-Байкальского и Патомского нагорий — мусковита и золота — с региональным метаморфизмом была поставлена в 1963 г. автором совместно с А. Н. Казаковым и Ю. М. Соколовым (Великославинский и др., 1963, стр. 216—217). Вопрос о наличии такой связи в образовании мусковитовых, редкометалльных и керамических пегматитов разрабатывался в течение ряда лет на примере Северо-Байкальского нагорья и Прибайкалья Ю. М. Соколовым, М. М. Мануйловой и автором (Великославинский, Соколов, 1960; Соколов и др., 1965; Соколов, 1970). Связь золотого оруденения с метаморфической зональностью в Патомском нагорье была рассмотрена В. А. Буряком (1966, 1967, 1969) и находится в прямой связи с результатами исследований метаморфической зональности Северо-Байкальского и частично Патомского нагорий.

В последнее время в отечественной литературе появился ряд работ по металлогении, в которых образование и некоторых других формаций полезных ископаемых непосредственно связывается с процессами регионального метаморфизма. Среди этих работ необходимо отметить работу Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965). Эти авторы сделали попытку подразделить в рамках фаций регионального метаморфизма известные в литературе метаморфизованные и метаморфические месторождения.

Впоследствии Д. А. Великославинский, Ю. М. Соколов и В. А. Глебовицкий предприняли попытку установить металлогеническую специализацию не только отдельных фаций и субфаций регионального метаморфизма (или метаморфических зон в метаморфической зональности), но и различных типов регионального метаморфизма (Великославинский и др., 1968). Ими же предварительно была разработана и классификация метаморфических полезных ископаемых.

Можно предполагать, что образование рудных концентраций при региональном метаморфизме андалузитового и кианитового типов, которые обычно сопровождаются процессами ультраметаморфизма, может происходить в результате уже рассматривавшихся процессов прогрессивной базификации или дегранитизации (часть II, гл. 7), которые происходят вследствие: 1) обособления больших масс селективно выплавленного гранитоидного и пегматоидного материала, бедного магнием и железом и богатого алюминием, кремнием и щелочами; 2) прогрессивного увеличения со степенью метаморфизма суммарного содержания железа и марганца и уменьшения глиноземистости слюд, а также систематического возрастания содержания магния в породообразующих магнезиально-железистых минералах, сопровождающегося вытеснением из них железа. Следствием этих же процессов может явиться частичный вынос рудогенных элементов из зоны ультраметаморфизма в прилегающие зоны низкотемпературной амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Такой характер изменения пород отмечался А. Энгелем для района Адирондакских гор (Engel and Engel, 1958, 1960), а позднее автором на примере мамской серии Северо-Байкальского нагорья, метаморфизованной в условиях кианитового типа регионального метаморфизма, и ладожской серии Северного Приладожья, метаморфизованной в условиях андалузитового типа регионального метаморфизма (часть II, гл. 7).

Вынос железа и других рудогенных элементов из метаморфических зон, где проявился ультраметаморфизм, в зоны более слабого метаморфизма

(вместе с вытеснением железа магнем из алюмосиликатов) способствует возникновению там в благоприятных условиях рудных месторождений. Вследствие разной степени подвижности рудогенных элементов может возникнуть металлогеническая зональность, конформная с метаморфической. Сами зоны ультраметаморфизма являются местом возникновения ультраметаморфических пегматитов то слюдоносных, то керамических, то редкометалльных.

В предварительной классификации метаморфогенных полезных ископаемых, предложенной совместно Ю. М. Соколовым, В. А. Глебовицким и автором настоящей работы (Великославинский и др., 1968), эти месторождения с промышленными концентрациями, возникшими в процессе регионального метаморфизма, предлагается относить к группе ортометаморфических месторождений.

В группе ортометаморфических формаций полезных ископаемых могут быть выделены генетические типы палингенно-метасоматических (пегматитовые), метасоматических и комплекс гидротермально-метасоматических месторождений.

Среди палингенно-метасоматических метаморфогенных месторождений наиболее хорошо изученными и промышленно важными являются пегматиты. Как показывают исследования последних лет, пегматиты метаморфических поясов возникают в связи с ультраметаморфизмом. Для комплексов, метаморфизм которых отвечает андалузитовому типу, весьма характерными являются формации редкометалльных альбитизированных пегматитов, распространенных главным образом в зонах андалузит-ставролит-альмандиновой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации. Месторождения редкометалльных пегматитов, обнаруживающих непосредственную связь с названными выше зонами регионального метаморфизма, известны во многих докембрийских регионах, например в Северном Прибайкалье (Мануйлова и др., 1964) и в Южной Финляндии (Naarala, 1966). В процессе формирования месторождений редкометалльных пегматитов большая роль принадлежит натровому метасоматозу, обуславливающему альбитизацию.

Для комплексов, метаморфизм которых отвечает кианитовому типу, характерна формация слюдоносных пегматитов, строго локализующихся в зоне кианит-альмандиновой субфации (см. стр. 33). Мусковитовые месторождения формации слюдоносных пегматитов развиты в слюдоносной провинции Северо-Байкальского нагорья (Соколов и др., 1965), а также на Восточном Саяне (Коноплев, 1937), Енисейском кряже (Кузнецов, 1952), в Северо-Западном Беломорье (Шуркин и др., 1962) и на Урале (Кейльман, 1970 г.).

Месторождения формации керамических пегматитов распространены в областях проявления метаморфизма как андалузитового, так и кианитового типов. Они характерны для гранулитовой фации и силлиманит-альмандин-мусковитовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаций (Северо-Байкальское нагорье, Великославинский и др., 1963, стр. 132—135). Для комплексов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, характерна своеобразная формация редкоземельных пегматитов (Родионов, 1960), которые известны на Алданском щите и на Енисейском кряже.

Интересные материалы по пегматитам Хамар-Дабана опубликованы А. А. Шафеевым (1969а, 1969б). Связывая пегматитообразование с региональным ультраметаморфизмом, он в метаморфической зональности андалузитового типа в зоне ставролита отмечает маломощные альбитизированные пегматитовые жилы редкометалльного типа, в зоне силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации, которую он ошибочно называет «кианит-мусковит-кварцевой зоной», — слабо мусковитовые не представляющие промыш-

ленного интереса пегматиты, а в зоне силлиманит-альмандин-ортотлазовой субфации (по Шафееву, силлиманит-альмандиновая зона) — керамические пегматиты (Шафеев, 1969а, табл. 3). В зоне роговообманковых гранулитов развиты крупнозернистые пегматиты нередко с редкоземельной минерализацией (Шафеев, 1969б, стр. 44).

Щелочной, существенно натровый метасоматоз, приводящий в конечном итоге к формированию альбититов и сопровождающийся важной в промышленном отношении редкометальной минерализацией, проявляется при региональном метаморфизме в широком температурном интервале, охватывающем биотит-хлоритовую субфацию зеленосланцевой фации и распространяющемся на низкотемпературную область амфиболитовой фации. Процессы щелочного, существенно натрового метасоматоза сопровождают малоглубинный метаморфизм.

На возможность образования формаций алюмокремнистых метасоматитов как остаточных продуктов, из которых выносятся вещество, участвующее в гранитизации, указывает Г. Рид (Read, 1954), объясняющий таким образом генезис крупных месторождений кианита в Индии и силлиманит-корундовых залежей в Южной Африке. Близкая трактовка происхождения подобных образований дается С. П. Кориковским, который находит сходство алюмокремнистого метасоматоза зон ультраметаморфизма с постмагматическими процессами кислотного выщелачивания. Алюмокремнистый метасоматоз проявляется в связи со всеми рассматриваемыми типами регионального метаморфизма. Между месторождениями, формировавшимися в условиях разной глубинности, существуют лишь минералогические различия.

Из месторождений, связанных с проявлением регионального железомagneзито-альтино-кальциевого метасоматоза, наиболее важными и хорошо изученными являются флогопитовые месторождения Алдана и Слюдянки и железорудные месторождения типа Таежного, которые как будто бы хорошо согласуются с гипотезой Н. Г. Судовикова о связи флогопитоносных диопсидовых пород Алдана с основным фронтом ультраметаморфизма. Месторождения данного типа пространственно ассоциируются с геологически обособленными гранулитовыми комплексами, в силу чего принадлежность их к какому-либо выделенному типу регионального метаморфизма точно определить не удается.

Генетический тип низкотемпературных гидротермальных ортометаморфических рудных формаций объединяет месторождения полезных ископаемых, которые возникли из растворов, генерированных в процессе прогрессивного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Вывод о рудообразующей роли метаморфогенных растворов вытекает непосредственно из рассмотрения петрологии метаморфических процессов (Судовиков 1964).

В качестве примера гидротермальных ортометаморфических рудных формаций можно привести золото-сульфидные месторождения и рудопроявления, локализующиеся в зонах биотит-хлоритовой субфации. Эти месторождения встречаются как в комплексах, метаморфизм которых отвечает андалузитовому типу, например золоторудные формации Верхнего озера Северной Америки (Taylor, Schiller, 1966), так и в комплексах кианитового типа в Северо-Байкальском нагорье (Коржинский, 1937; Великославинский и др., 1963; Буряк, 1967, и др.).

По мнению автора, наиболее представительным регионом приуроченности золото-сульфидного оруденения к зеленосланцевым метаморфическим зонам является Ленский золотоносный район. В. А. Буряк на основании детальных работ в центральной части Бодайбинского синклиория (Патомское нагорье) сообщает: «Степень золотоносности и минеральный состав кварцевых жил и золото-сульфидной минерализации (в том числе

рудных и нерудных минералов) находятся в тесной зависимости от состава и интенсивности метаморфических преобразований вмещающих пород: наиболее высокие концентрации золота отмечаются в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма, где сульфиды (в осадочных толщах и жильных телах) представлены резко преобладающим пиритом (в зоне мусковит-хлоритовой субфации) или пиритом и пирротинном (в зоне биотит-хлоритовой субфации). В породах эпидот-амфиболитовой и особенно более высокотемпературных фаций метаморфизма содержание золота в сульфидных зонах и кварцевых жилах весьма незначительно и не представляет практического интереса» (Буряк, 1966, стр. 154).

К подобному же выводу пришел Б. В. Петров (1964 г.) на основании изучения регионального метаморфизма в области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий. По его данным, золото в шлихах локализуется между изоградами биотита и граната.

Как указывают Ф. Тейлор и Э. Шиллер (Taylor, Schiller, 1966), в районе Мегума, относящемся к андалузитовому метаморфизму, золотоносные кварцевые жилы ограничены зоной зеленосланцевой фации, зона амфиболитовой фации для них неблагоприятна.

Нет надобности здесь подробно останавливаться на группе прометаморфических месторождений, промышленные концентрации которых сформировались еще до регионального метаморфизма и последний изменил лишь форму месторождений, структуры и текстуры руд и рудные парагенезисы. По своему происхождению месторождения этой группы подразделяются на три типа: метаэндогенных, метаседиментогенных и полиметаморфических. Примеры всех трех типов прометаморфогенных месторождений приведены в работе Д. А. Великославинского и др. (1968, стр. 207—209).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Так как настоящая работа является сравнительной характеристикой кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма, то кажется целесообразным закончить ее в форме заключительной сравнительной таблицы, содержащей основные выводы

Таблица 50

		Кианитовый тип регионального метаморфизма	Андалузитовый тип регионального метаморфизма
Диагностические минералы		Кианит	Андалузит и кордиерит (в зонах граната, ставролита, силлиманита), куммингтонит
Метаморфические зоны		Хлорита, биотита, граната, ставролита (ставролит-кианитовая зона без пегматитов), кианита (ставролит-кианитовая зона с пегматитами), силлиманита, редко второго силлиманита, твердо установленной зоны гиперстена (гранулитовой фации) не описано	Хлорита, биотита, граната, ставролита (при очень низких давлениях отсутствует), силлиманита, второго силлиманита, гиперстена
Мигматизация		Начинается в зоне кианита	Начинается в зоне второго силлиманита
Особенности состава и эволюция состава важнейших породобразующих минералов	Мусковит	Со степенью метаморфизма систематически уменьшается содержание Si и R <sup>+2</sup> (Mg, Fe <sup>+2</sup> , Mn), увеличивается содержание Al (как Al <sub>IV</sub> , так и Al <sub>VI</sub> ) в связи с общим уменьшением фенгитовости, наблюдается некоторое увеличение общей железистости	
	Хлорит	Со степенью метаморфизма происходит небольшое уменьшение общей железистости	Та же тенденция, установленная только на данных оптических исследований
	Биотит	Со степенью метаморфизма систематически уменьшается содержание Al <sub>VI</sub> , Fe <sup>+3</sup> , H <sub>2</sub> O, менее заметно — Si; увеличивается содержание Ti, R <sup>+2</sup> (Mg, Fe <sup>+2</sup> , Mn), K, менее заметно — Al <sub>IV</sub> . В пределах пород одного состава из одной метаморфической провинции устанавливается с увеличением степени метаморфизма уменьшение общей железистости. Изменение содержания Al <sub>VI</sub> , R <sup>+2</sup> и Ti среди катионов шестерной координации в биотите может быть использовано для установления степени метаморфизма, а также и типа метаморфизма	Те же тенденции, за исключением четкого изменения в содержании Si, Al <sub>IV</sub> и K. Биотиты андалузитового типа регионального метаморфизма отличаются от биотитов кианитового типа, взятых из одноименных метаморфических зон, пониженным содержанием Ti и повышенным содержанием Al <sub>VI</sub> +Fe <sup>+3</sup> среди катионов шестерной координации, что может быть использовано для установления типа метаморфизма

	Киаинитовый тип регионального метаморфизма	Андалузитовый тип регионального метаморфизма
Гранат	В гранатах из метапелитов со степенью регионального метаморфизма возрастает содержание Mg и падает содержание Mn и Ca; в гранатах из основных сланцев возрастание со степенью метаморфизма содержания Mg сильно смазано, уменьшение содержания Mn можно видеть только в пределах одной провинции, а изменение в содержании Ca как будто бы совсем не выражено. Диаграмма зависимости состава граната от степени метаморфизма для метапелитов (широп—гроссуляр+андрадит—альмандин+спессартин) нечеткая, на ней можно выделить лишь поля трех фаций метаморфизма, для основных сланцев возможности еще более ограниченные	Гранаты андалузитового типа в целом бедны кальцием по сравнению с гранатами киаинитового типа, в которых содержание кальция варьирует в очень широких пределах. Кроме того, гранаты андалузитового типа обогащены Mn, однако высокое содержание Mn возможно и в гранатах киаинитового типа при высоком окислительном потенциале вмещающих пород. Содержание Ca и Mn в гранатах может быть использовано для установления типа метаморфизма. В гранатах из метапелитов со степенью метаморфизма наблюдаются те же тенденции в изменении состава, что и в гранатах из метапелитов киаинитового типа, но они отчетливее выражены; в гранатах из основных сланцев со степенью метаморфизма четко возрастает содержание Mg, падает содержание Ca, менее заметно — Mn. Диаграмма зависимости состава граната от степени метаморфизма (широп—гроссуляр+андрадит—альмандин+спессартин) для гранатов из метапелитов очень четкая, на ней выделяются поля всех субфаций, такая же диаграмма для гранатов из основных сланцев кажется более многообещающей, чем в киаинитовом типе, но для построения ее пока мало данных
Ставролит	В ставролите киаинитового типа с увеличением степени метаморфизма обнаруживается лишь незначительное увеличение содержания Mg и Ti	Те же тенденции. Ставролиты андалузитового типа кажется являются несколько менее магнезиальными
Амфибол (существенно известный)	С увеличением степени метаморфизма происходит увеличение содержания Al ( $Al_{IV} + Al_{VI}$ ) и уменьшение содержания Si, а также незначительное возрастание содержания Ti и суммы (Na+K). По всем этим признакам можно различить лишь амфиболы зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Амфиболы в пределах субфаций амфиболитовой фации неразличимы	Амфиболы андалузитового типа метаморфизма отличаются пониженным содержанием глинозема, что отличает их от амфиболов киаинитового типа и может быть использовано для установления типа метаморфизма. По химическим характеристикам амфиболы андалузитового типа в пределах зон граната, ставролита, силлиманита и гиперстена не отличаются друг от друга

	Крианитовый тип регионального метаморфизма	Андалузитовый тип регионального метаморфизма
Температуры метаморфизма	Выше, чем в сопоставимых метаморфических зонах андалузитового типа	Ниже, чем в сопоставимых зонах крианитового типа
Давление	Выше, чем в тройной точке Анд—Ки—Сил	Ниже, чем в тройной точке Анд—Ки—Сил
Сохранность осадочных кластических структур	Хорошая сохранность реликтовых кластических структур в зонах хлорита, биотита, граната, ставролита; в зоне крианита реликтовые кластические структуры встречаются редко	Хорошая сохранность кластических структур в зонах биотита, граната, ставролита, силлиманита; в зоне второго силлиманита реликтовые кластические структуры встречаются редко
Сохранность осадочных текстур (ритмической слоистости)	Ритмическая слоистость различается в зонах хлорита, биотита и граната, в зоне ставролита она различается с трудом	Ритмическая слоистость различается во всех метаморфических зонах от зоны биотита до зоны силлиманита включительно
Масштабы развития метаморфической зональности	Очень большие, зональность развивается в пределах структур I порядка протяженностью в 300—500 км и более	Обычно небольшие, но есть исключения, когда метаморфическая зональность охватывает структуры I порядка
Тектонические структуры	Метаморфическая зональность крианитового типа часто развита: 1) в синклиниальных структурах, когда наблюдается понижение степени метаморфизма от оси синклинория к его периферии и иногда обнаруживается раннее (доскладчатое) проявление андалузитового метаморфизма; 2) в антиклиниальных структурах со степенью метаморфизма, падающей от ядра структуры к периферии и поздними проявлениями андалузитового метаморфизма	Андалузитовая метаморфическая зональность часто развита вокруг куполов, иногда гнейсовых или мигматитовых, в осевой части антиклиниальных структур; степень метаморфизма падает в сторону от куполов
Типы геосинклиналей	Подтип 1 (синклиниальный) развит преимущественно в областях с неполным геосинклинальным развитием (области с незавершенной складчатостью), подтип 2 (антиклиниальный) — в областях с полным геосинклинальным развитием (области завершенной складчатости по отношению ко времени метаморфизма)	Андалузитовый региональный метаморфизм развит преимущественно в областях с полным геосинклинальным развитием (по отношению ко времени метаморфизма)

## Л И Т Е Р А Т У Р А

А л е ш и н С. М. 1968а. Статистические закономерности изменения химического состава пелитовых пород в процессе регионального метаморфизма. Матер. конф. молодых научн. сотр., Иркутск.

А л е ш и н С. М. 1968б. Многофакторный принцип классификации метаморфических пород. Матер. конф. молодых научн. сотр., Иркутск.

А п о с т о л о в а М. Я. 1953. Исследование гранатов кристаллических сланцев алданского комплекса. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 7.

Б е л е в ц е в Р. Я. 1970. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна. Геол. журн., т. 30, № 4.

Б е л ь к о в И. В. 1962. Кианит из кианитовых сланцев Кейв. Матер. по минералогии Кольского полуострова, сб. 2. Апатиты.

Б о н д а р е н к о Л. П. 1964. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова. Тр. XXII сессии Междунар. геол. конгр., Докл. сов. геологов, Проблема 13.

Б о н д а р е н к о Л. П., В. Б. Д а г е л а й с к и й. 1968. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», М.—Л.

Б у р я к В. А. 1966. Золоторудные формации Ленского золотоносного района. В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока, изд. «Наука», М.

Б у р я к В. А. 1967. О генезисе сульфидной минерализации Ленского золотоносного района. Геология и геофизика, № 1.

Б у р я к В. А. 1969. О миграции золота в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования, Тезисы докладов на Междувед. научном совещ., изд. «Наукова Думка», Киев.

Б у р я к В. А. 1970. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.

В а с и л ь е в а В. И. 1966. Петрология Иртышско-Маракульского метаморфического пояса. Автореф. канд. дисс.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. 1960. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон мамскободайбинской толщи. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. 1965а. Влияние состава вмещающих пород и специфических особенностей метаморфизма на состав пиральспитовых гранатов. В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. 1965б. Изменения отношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. 1966. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. 1968. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. Межд. геол. конгр., XXIII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 4, изд. «Наука», Л.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А., А. Н. К а з а к о в и Э. К. Г е р л и н г. 1961. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А., А. Н. К а з а к о в, С. Б. Л о б а ч - Ж у ч е н к о и М. М. М а н у й л о в а. 1957. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А., А. Н. К а з а к о в, С. Б. Л о б а ч -



- Жученко, М. М. Мануйлова, Б. В. Петров, Ю. М. Соколов. 1962. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. II, Изд. АН СССР, М.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков, Ю. М. Соколов. 1963. Мамский комплекс. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, М.—Л.
- Великославинский Д. А., Б. В. Петров. 1964а. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья. Междунар. геол. конгр., XXII сессия, Докл. сов. геол., Проблема 10, изд. «Недра», М.
- Великославинский Д. А., Б. В. Петров. 1964б. Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий. В кн.: Геология и геохронология докембрия, изд. «Наука», М.—Л.
- Великославинский Д. А., Ю. М. Соколов. 1960. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 89, вып. 2.
- Великославинский Д. А., Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий. 1968. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 4, изд. «Наука», Л.
- Винклер Г. 1969. Генезис метаморфических пород. Изд. «Мир», М.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. 1972. Изд. «Наука», Л. (в печати).
- Герлинг Э. К. 1961. Современное состояние аргонного метода определения возраста и его применение в геологии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Гитар Ж. 1970. К вопросу о герцинском региональном метаморфизме палеозоя и докембрия Восточных Пиренеев. В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.
- Глебовицкий В. А. 1969. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. Сов. геология, № 2.
- Глебовицкий В. А., Н. И. Московченко. 1969. Сравнительный анализ эволюции поясов с квантит-силлиманитовым и андалузит-силлиманитовым типами метаморфизма. Тезисы доклада, Матер. IV Всесоюз. петрограф. совещ., Баку.
- Глебовицкий В. А. и С. К. Турченко. 1970. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.
- Головенок В. К. 1960. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. ДАН СССР, т. 133, № 6.
- Головенок В. К. 1964а. Стратиграфия, литология и условия образования среднепротерозойских отложений Патомского нагорья. Автореф. канд. дисс., Л.
- Головенок В. К. 1964б. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах позднего докембрия. Матер. по геологии восточной Сибири, Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 97, Л.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. 1965. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд. «Недра», М.
- Григорьев Д. П. 1961. Онтогения минералов. Изд. Львовск. унив.
- Дир У. А., Р. А. Хауи, Дж. Зуссман. 1965. Породообразующие минералы. Т. 1, изд. «Мир», М.
- Дир У. А., Р. А. Хауи, Дж. Зуссман. 1965. Породообразующие минералы. Т. 2, изд. «Мир», М.
- Дир У. А., Р. А. Хауи, Дж. Зуссман. 1966. Породообразующие минералы. Т. 3, изд. «Мир», М.
- Добрецов Н. Л. 1970. Глаукофановые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Автореф. докт. дисс., Новосибирский гос. унив.
- Добрецов Н. Л., В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Е. Н. Ушкова, В. В. Хлестов. 1966. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск.
- Добрецов Н. Л., В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. Е. Хлестова. 1970. Фации метаморфизма. Изд. «Недра», М.
- Долгов Ю. А. 1970. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2, изд. «Наука», М.
- Долгов Ю. А., В. М. Макагон, В. С. Соболев. 1967. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района. ДАН СССР, т. 175, № 2.
- Другова Г. М. и В. А. Глебовицкий. 1965. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.

Другова Г. М., А. Н. Неелов. 1960. Полиметаморфизм докембрийских образований Южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, М.—Л.

Другов Г. М., Г. И. Леонтьев. 1968. Некоторые особенности изменения химического состава пелитовых пород в системе метаморфической зональности Мамского района. Матер. конф. молодых научных сотрудников, Иркутск.

Дюфур М. С., В. А. Попова, Т. Н. Кривец. 1970. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд. ЛГУ.

Елисеев Н. А. 1959. Метаморфизм. Изд. ЛГУ.

Жаднова Т. П. 1961. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 48.

Жаднова Т. П. 1968. Верхний докембрий северо-востока Ленского золотосносного района. Автореф. канд. дисс., М.

Журавлева Э. А., В. А. Комар, Н. М. Чумаков. 1959. Стратиграфические отношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита. ДАН СССР, т. 128, № 5.

Журавлева Э. А., В. А. Комар, Н. М. Чумаков. 1969. Строение и корреляция верхнедокембрийских отложений западной Якутии. Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 13, Якутск.

Закруткин В. В. 1968. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 97, вып. 1.

Зотов И. А. 1968. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса юго-западного Памира. Автореф. дисс., ИГЕМ, М.

Ингерсон И. 1957. Геологическая термометрия. В кн.: Земная кора, Изд. ИЛ, М.

Казakov А. Н. 1960. Псевдоконгломераты мамского комплекса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9.

Казakov А. Н. 1965. Взаимоотношения мамской серии с муйским комплексом и метаморфизм. В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.

Кано Х., И. Курода. 1969. Метаморфизм пород плато Абукума со специальным рассмотрением сосуществования андалузита, кианита и силлиманита. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, изд. «Наука», М.

Карпов И. К., Г. М. Другов. 1966. О метаморфической зональности вмещающих пород мамского пегматитового поля. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Кицул В. И. 1960. Ступени прогрессивного регионального метаморфизма карбонатных пород ладожской формации. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 11.

Кицул В. И. 1963. Петрология карбонатных пород ладожской формации. Изд. АН СССР, М.

Кицул В. И. 1966. Химические анализы биотитов из метаморфических пород пенгской серии и унгринского комплекса Алданского щита. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.

Кицул В. И. 1966. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород пенгской серии и унгринского комплекса Алданского щита. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита, изд. «Наука», М.

Коржинский Д. С. 1936. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Коржинский Д. С. 1937. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. ОНТИ НКТП СССР, М.—Л.

Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М.

Кориковский С. П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрий удокано-становой зоны. Изд. «Наука», М.

Кориковский С. П. 1969. Фазовые равновесия в низкотемпературной части ставролитовой фации в условиях различной глубинности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.

Кориковский С. П. 1970. Парагенезисы и пределы устойчивости ставролита в метаморфических сланцах различной глубинности. В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.

Кориковский С. П., Р. Л. Телешова. 1970. Ставролит в кордиерит-силлиманитовых сланцах удоканской серии и верхняя граница ставролитовой фации в андалузит-силлиманитовых комплексах. ДАН СССР, т. 191, №№ 1—3.

Костюк Е. А., В. С. Соболев. 1965. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфических породах. ДАН СССР, сер. геол., т. 164, № 4.

Кратц К. О. 1958. Восточная часть Балтийского щита (Обзор тектоники СССР по регионам). В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника, М.

Кратц К. О. 1960. Карельский район (в гл. VI, Тектоника). Геология СССР, т. XXXVII, ч. I, Госгеолтехиздат, М.

Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16.

- Кузнецов Ю. А. 1952. Енисейский кряж. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 1.
- Кузнецова Ф. В. 1962. Метаморфические и магматические породы южной части Байкало-Патомского нагорья. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2.
- Кухаренко А. А. 1970. Проблемы изоморфизма в минералогии. Зап. ВМО, ч. 99, вып. 2.
- Лавренко Е. И. 1953. Гранаты алданского комплекса. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 7.
- Лавренко Е. И. 1957. Парагенетические соотношения в богатых глиноземом кристаллических сланцах и гнейсах алданского комплекса. Зап. ВМО, ч. 86, № 1.
- Лавренко Е. И. и Е. М. Лазько. 1954. О гранатах из архейских и протерозойских отложений Алданского щита. ДАН СССР, т. ХСІХ, № 4.
- Лебедев В. И. 1964. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2, Изд. ЛГУ.
- Лебедев В. И., Ю. В. Нагайцев, В. Е. Потоцкая, Е. Д. Прудников, Ю. С. Шапкина, Г. М. Юркова. 1964. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород Северо-Западного Приладожья. В кн.: Минералогия и геохимия, Изд. ЛГУ.
- Лебедев М. М., В. Н. Бондаренко. 1962. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. Сов. геология, № 11.
- Лейтес А. М. 1965. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Изд. «Наука», М.
- Лецезин Г. Г. 1968. Новые данные по метаморфическим породам Ильдугемо-Кубадригской зоны смятия. (Горный Алтай). Геология и геофизика, № 4.
- Лик Б. Э. 1967. Соотношение между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. В кн.: Природа метаморфизма, изд. «Мир», М.
- Лутц Б. Г. 1964. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива, изд. «Наука», М.
- Лобач-Жученко С. Б. 1957. О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.
- Макагон В. М. 1969. Физико-химические условия формирования и геохимические особенности гранитных пегматитов Мамского района. Автореф. канд. дисс., Новосибирск.
- Мануйлова М. М., Д. П. Васильевский, С. А. Гурулев. 1964. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Изд. «Наука», М.—Л.
- Мануйлова М. М., Б. В. Петров. 1968. Верхний протерозой. В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, изд. «Наука», Л.
- Маракушев А. А. 1961. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Маракушев А. А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд. «Наука», М.
- Маракушев А. А. 1969. О термодинамических исследованиях в минералогии, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Маракушев А. А., Полин Ю. К. 1961. О распределении галлия в минералах архейских метаморфических пород Алданского щита. Геохимия, № 2.
- Маракушев А. А., Ю. К. Полин. 1962. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских кристаллических комплексах и условия их образования. Геология и геофизика, № 1.
- Маракушев А. А., И. А. Тарарин. 1965. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Маслеников В. А. 1969. Древнейший докембрий Кольского полуострова. Автореф. докт. дисс., ГЕОХИ, М.
- Маслеников В. А., Л. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина, В. Б. Дагелайский, К. Д. Борисова. 1963. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15.
- Менерт К. 1963. Новое о проблеме гранитов. Изд. ИЛ, М.
- Мишкин М. А. 1969. Метаморфические фации древних толщ Ханкайского массива. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород, Владивосток.
- Нагайцев Ю. В. 1965. К характеристике метаморфической зональности ладожской формации. Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол. и географ., вып. 3.
- Нагайцев Ю. В., В. И. Лебедев. 1968. О соотношении состава железомagneзиальных минералов метаморфических пород. I. Гранат-кордирит-биотитовые гнейсы ладожской формации. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., № 12, вып. 2.
- Нагайцев Ю. В., В. И. Лебедев. 1969. О соотношении состава железомagneзиальных минералов метаморфических пород. II. Гранат-гиперстен-(куммингтонит)-биотитовые гнейсы ладожской формации. Вестн. ЛГУ, № 12, вып. 2.

- Неелов А. Н. 1957. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Б. Чуи. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.
- Никитина Л. П., Ф. П. Митрофанов, И. П. Бузиков, В. Н. Дав, Н. А. Авдонцев. 1964. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хребта Хамар-Дабана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 18.
- Никитина Л. П., В. Я. Хильтова. 1965. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М.
- Павловский Е. В. 1959. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры I порядка. Изв. АН СССР, № 12.
- Павловский Е. В. 1965. Новое в тектонике Пиренеев. Геотектоника, № 5.
- Перекалина Т. В. 1948. Постладожские граниты Сортавальского района. Изв. Карело-Финской науч.-иссл. базы АН СССР, № 2.
- Перникалина Т. В. 1953. Сложная бескорневая интрузия Перьяниemi. Изв. Карело-финского филиала АН СССР, № 4.
- Перчук Л. Л. 1967а. Биогит-гранатовый геотермометр. ДАН СССР, т. 177, № 2.
- Перчук Л. Л. 1967б. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Перчук Л. Л. 1967в. Равновесия породообразующих минералов. Автореф. докт. дисс., ИГЕМ, М.
- Перчук Л. Л. 1969. Ставролит-гранатовый термометр. ДАН СССР, сер. геол., т. 186, № 6.
- Петров В. П., О. А. Беляев. 1968. О последовательности развития метаморфических процессов в Северном Приладожье. Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 3, Изд. ЛГУ.
- Петров В. П., И. Е. Каменцев. 1966. О химическом составе и температуре кристаллизации пирротинов метаморфических пород Сев. Приладожья. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 1, № 6.
- Петров Б. В. и В. А. Макрыгина 1970. Прогрессивный зональный региональный метаморфизм в Патомском нагорье. В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.
- Платен Г., фон, 1967. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. В кн.: Природа метаморфизма, изд. «Мир», М.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12.
- Предовский А. А., В. П. Петров. 1964. О соотношении шиткярантской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II, Изд. ЛГУ.
- Предовский А. А., В. П. Петров, О. А. Беляев. 1967. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Изд. «Наука», Л.
- Родионов Г. Г. 1960. Закономерности размещения пегматитовых полей в Саяно-Становой области Сибири. В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Киев.
- Родыгин А. И. 1968. Докембрий горного Алтая. (Курайский метаморфический комплекс). Изд. Томского унив.
- Салоп Л. И. 1960. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы Байкалид. Междунард. геол. конгр., XXI сессия, Докл. сов. геол., Пробл. IX, Изд. АН СССР.
- Салоп Л. И. 1964. Геология Байкальской горной области. Т. I, изд. «Недра».
- Салоп Л. И., 1967. Геология Байкальской горной области. Т. 2, изд. «Недра».
- Саранчина Г. М. 1948. Петрология Вельмякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. Изв. Карело-Финского филиала АН СССР, № 2.
- Саранчина Г. М. 1949. Петрология Калаамской интрузии (Ю.-З. Карелия). Изв. Карело-Финского филиала АН СССР, № 2.
- Саранчина Г. М., 1968. Гранитоиды Приладожья. В кн.: Геологическое строение СССР, т. III, Магматизм, изд. «Недра», М.
- Саранчина Г. М. 1969. Раннепротерозойский магматизм Приладожья. Автореф. докт. дисс., ЛГУ.
- Семеновко Н. П. 1948. Геология и петрография мамской кристаллической толщи. Изд. АН УССР, Киев.
- Смирнов В. Н., О. Г. Шулятин. 1969. Некоторые закономерности изменения состава гранатов при региональном метаморфизме протерозойских отложений Таймыра. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 16, Л.
- Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского унив.
- Соболев В. С. 1964а. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. Геология и геофизика, № 1.

- Соболев В. С., Т. Ю. Базарова. 1963. О температуре кристаллизации дистена в пегматитах. ДАН СССР, т. 153, № 4.
- Соболев Н. В. 1964б. Парагенетические типы гранатов. Изд. «Наука», М.
- Соколов Ю. М. 1970. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Изд. «Наука», Л.
- Соколов Ю. М., М. М. Мануйлова, Д. А. Великославинский. 1965. Закономерности пространственного размещения и некоторые вопросы генезиса слюдоносных, редкометальных и керамических пегматитов. Тр. Междунар. геол. конгр., Докл. сов. геологов, Проблема 6.
- Соколов Ю. М., В. М. Таевский. 1970. Металлогенические провинции метаморфогенных слюдоносных пегматитов. В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, изд. «Наука», Л.
- Соловьев С. П. 1958. О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезисе. Зап. ВМО, часть LXXXVII, вып. 6.
- Судовиков Н. Г. 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 4, М.—Л.
- Судовиков Н. Г. 1964. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ.
- Судовиков Н. Г. 1965. Метаморфогенное рудообразование. Сов. геология, № 1.
- Судовиков Н. Г. 1967. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Изд. «Наука», М.—Л.
- Судовиков Н. Г., В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, А. Н. Неелов, И. С. Седова, 1965. Геология и петрология южного обрамления Адданского щита. Изд. «Наука», М.—Л.
- Судовиков Н. Г., В. А. Глебовицкий, В. П. Петров, А. С. Сергеев, А. Л. Харитонов. 1970. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Изд. «Наука», Л.
- Суслова С. Н. 1969. К стратиграфии карелид северо-западной части Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 188, № 1.
- Таевский В. М., З. К. Таевская. 1961. Новые данные о стратиграфии мамской кристаллической полосы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Иркутск. обл., вып. 1 (XXVIII).
- Тернер Ф. Дж. 1951. Эволюция метаморфических пород. Изд. ИЛ, М.
- Тернер Ф. Дж. 1961. Пересмотр метаморфических фаций. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Тернер Ф. и Дж. Ферхуген. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М.
- Трегер В. Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Изд. ИЛ, М.
- Тимофеев Б. В. 1969. Сфероморфиды протерозоя. Изд. «Наука», Л.
- Турченко С. И. 1970. Связь сульфидного оруденения со стадиями регионального метаморфизма на примере Северной Карелии. Автореферат канд. дисс., ЛГУ.
- Урбах В. Ю. 1964. Биометрические методы (статистическая обработка опытных данных в биологии, сельском хозяйстве и медицине). Изд. «Наука», М.
- Файф У., Ф. Тернер и Дж. Ферхуген. 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд. ИЛ, М.
- Ферхуген Дж. 1961. Распределение температуры и тепловой поток при региональном метаморфизме. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
- Фомин Н. И., Тихонов В. Л. 1967. Новые данные по геологии Мамского района, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Ханин В. Е. 1964. Общая геотектоника. Изд. «Недра», М.
- Харитонов Л. Я. 1958. Тектоника. В кн.: Геология СССР, т. XXVII, Госгеолтехиздат, М.
- Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М.
- Харкер А. 1937. Метаморфизм. ОНТИ НКТП, М.
- Хильтова В. Я. и И. Н. Крылов. 1965. Докембрий центральной части Восточного Саяна. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 18.
- Хильтова В. Я., А. А. Савельев. 1969. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма. (Северо-Байкальское нагорье). ДАН СССР, т. 188, № 1.
- Хитаров Н. И., В. А. Пугин, Чжао Бин, А. Б. Слущкий. 1963. Соотношения между андалузитом, кианитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений. Геохимия, № 3.
- Хорева Б. Я. 1963. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, М.
- Хорева Б. Я. 1966. Типы метаморфических поясов складчатых областей. ДАН СССР, т. 169, № 1.

Хорева Б. Я. 1969. Типы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и их место в процессе развития складчатых областей. Геол. строение СССР, т. V, Основные проблемы геологии, изд. «Недра», М.

Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Виллойской впадины. В кн.: Геотектоника СССР, т. 4, Изд. АН СССР.

Шафеев А. А. 1969а. Полифациальные метаморфические комплексы Хамар-Дабана. Геология Прибайкалья, Путеводитель геол. экскурсии XXII сессии АЗОПРО, Иркутск.

Шафеев А. А. 1969б. Закономерности пространственного размещения пегматитов в докембрийских метаморфических толщах Хамар-Дабана. В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья, изд. «Наука», М.

Шафеев А. А. 1970. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Изд. «Наука», М.

Шкоджинский В. С. и М. Г. Погорелова. 1969. О влиянии щелочности на глиноземистость биотитов из полевошпатовых, насыщенных кремнекислотой пород умеренной температуры образования. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород, Владивосток.

Шулятин О. Г., Ю. И. Захаров. 1971. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области. В кн.: Метаморфические пояса СССР, изд. «Наука», Л.

Шуркин К. А. 1958. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов. Изд. АН СССР, М.—Л.

Шуркин К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита, изд. «Наука», Л.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Сев. Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, М.—Л.

Щербачев И. Б. 1965. Про глиноземистість біотитів из метаморфічних порід. Геолог. журнал, т. XXV, вып. I, Киев.

Abelson P. H. 1955. Reports Geophysical Laboratory of the Carnegie Institute.

Albee A. L. 1965. Phase-equilibria in three assemblages of kyanite zone pelitic schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. J. Petrol., vol. 6, No. 2.

Althaus E. 1967. The tripple point andalusite-sillimanite-disthen. An experimental and petrologic study. Contr. Miner. Petrol., vol. 16, No. 1.

Althaus E. 1969. Das System  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. N. Jb. Miner. Abh. Bd. 111, Hft. 1.

Atherton M. P. 1965. The composition of garnet in regionally metamorphosed Rocks. Controls of metamorphism, Edinburgh.

Atherton M. P. 1968. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. Contr. Miner. and Petrol., vol. 18, No. 4.

Atkinson D. J. 1956. The occurrence of chloritoid in Hecla Hoek formation of Prince Charles Foreland, Spitzbergen. Geol. Mag., vol. XCIII, No. 1.

Balk R. 1953. Structure of graywacks areas and Taconic Range, east of Troy, New York. Amer. Geol. Soc. Bull., vol. 64, No. 7.

Barcker F. 1962. Corderite-garnet gneiss and associated microcline-rich pegmatite at Sturbridge, Massachusetts and Union, Connecticut. Amer. Min., vol. 47, No. 7—8.

Barth T. F. 1936. Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York, Pt. II. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 47.

Barth T., C. Correns, P. Escola. 1939. Die Entstehung der Gesteine. Berlin.

Bearth P. 1966. Schweiz. Miner. Petrol. Mitt., 46, pp. 13—23.

Bell P. M. 1963. Aluminium silicate system: Experimental determination of the triple point. Science, vol. 139, No. 3559.

Brown E. H. 1968. The  $Si^{+4}$  content of natural phengites. A discussion. Contr. Miner. and Petrol., vol. 17, No. 1.

Buddington A. F. 1963. Isogrades and the role of  $H_2O$  in metamorphic facies of orthogneisses of the Northwest Adirondack area, New York. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, No. 9.

Buddington A. F. 1965. The origin of three garnet isograde in Adirondack gneisses. Miner. Mag., vol. 34.

Butler B. C. M. 1965. Composition of micas. Controls of metamorphism, Edinburgh.

Butler B. C. M. 1967. Chemical study of minerals from the Moin schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. J., Petrol. 8, pp. 233—67.

Chinner G. A. 1960. Pelitic gneisses with varying ferrous ferric ratios from Glen Clova., Angus, Scotland. J. Petrol., vol. 1, No. 2.

- Chinner G. A. 1961. The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *J. Petrol.*, vol. 2, No. 3.
- Chinner G. A. 1965. The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland. *Miner. Mag.*, vol. 34.
- Chinner G. A. 1967. Chloritoid and isochemical character of Barrovian zones. *J. Petrol.*, vol. 8, No. 2.
- Clark S. P. 1961. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite. *Amer. J. Sci.*, vol. 259, N 9.
- Clifford T. N. 1958. A note on kyanite in the Moin series of southern Ross-shire and a review of related rocks in the northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.*, vol. 95, No. 4.
- Connant L. C. 1935. New Hampshire garnet deposits. *Econom. Geol.*, vol. 30, No. 4.
- Daly R. A. 1917. Metamorphism and its phases. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 28.
- Dabréé A. 1859. Etudes et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. Paris.
- Deer W. A., R. A. Howie, J. Zussman. 1962. Rock forming minerals. vol. 3, London and Beccles.
- De Waard D. 1959. Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic crystalline schists as related to metamorphic zoning in the Usu massif, Timor. *Amer. J. Sci.*, vol. 257, No. 8.
- Engel A. E. J. and C. G. Engel. 1958. Progressive metamorphism and granulitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains. New York. Part I: Total rock. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 69, No. 11.
- Engel A. E. J. and C. G. Engel. 1960. Progressive metamorphism and granulitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York. Part II: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 71, No. 1.
- Engel A. E. J. and C. G. Engel. 1962. Hornblends formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 73, No. 12.
- Engel A. E. J., C. G. Engel and R. G. Havers. 1964. Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, northwest Adirondack Mountains, New York. *J. Geol.*, vol. 72, No. 2.
- Eskola P. 1920. The mineral facies of rocks, *Norsk. Geol. Tidskr.*, Bd. 6, Hf. 1—2.
- Eskola P. 1949. The problem of mantled gneiss domes. *Quart. J.*, vol. CIV, pt. 4, No. 46.
- Eskola P. 1963. The Precambrian of Finland. *The Precambrian*, vol. 1. Interscience Publishers. A division of John Wiley and Sons Inc. N. Y.—London—Sydney.
- Evans B. W. 1965. Application of a reaction-ratemethod to the breakdown equilibria of muscovite plus quartz. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, No. 8.
- Evans B. W. and Guidotti C. V. 1966. The sillimanite potash feldspar isograd in Western Main, USA. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 12, No. 1.
- Fabries J. 1963. Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Seville (Espagne). *Sciences de la Terre*, mem. 4.
- Fabries J. 1968. Nature des hornblendes et type de métamorphisme. International mineralogical association, Papers and Proceedings of the 5 th General meeting, *Miner. Soc.*, London.
- Fontelles M. et G. Guillard. 1968. L'effet de socle dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 91.
- Francis G. 1956. Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.*, vol. XCIII, No. 5.
- Freedman Jacob. 1950. Stratigraphy and structure of the Pawtuckaway quadrangle, Southeastern New Hampshire. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 60, No. 5.
- Frost M. J. 1962. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geol. Mag.*, vol. XCIX, No. 5.
- Ganguly J. and R. C. Newton. 1968. Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petrol.*, vol. 9, No. 3.
- Garlick G. D. and B. Epstein. 1967. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 31, No. 2.
- Goldsmidt V. M. 1924. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. *Vidensk. Skr. Math.-Nat. Kl.*, N 10.
- Green J. C. 1963a. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Min.*, vol. 48, No. 9—10.
- Green J. C. 1963b. Stratigraphy and correlation of the Boundary Mountain anticlinorium, northernmost New Hampshire. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper*, No. 73.
- Groves A. W. 1935. The charnokites series of Uganda. *British East Africa. Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. XCI, pt. 2.
- Guidotti C. V. 1963. Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant Pond Quadrangle, Main. *Amer. Miner.*, vol. 48, No. 7—8.

- Guitar d G. 1965. Associations minérales, subfaciés et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). Bull. Soc. Géol. de France., 7-e série, t. VII.
- Haapala Y. 1966. On the granitic pegmatites in the Peräseinäjoki-Alavus area, South Pohjanmaa. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 224.
- Halferdahl L. B. 1961. Chloritoid: Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. J. Petrol., vol. 2, No. 1.
- Harker Alfred. 1932. Metamorphism. London.
- Harry W. T. 1950. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. Miner. Mag., vol. 29, No. 209.
- Heald Milton T. 1950. Structure and petrology of the Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 61, No. 1.
- Hemley J. J. 1967. Stability relations of pyrophyllite, andalusite and quartz at elevated pressures and temperatures. Amer. Geophys. Union Trans., vol. 48, p. 224.
- Hey M. H. 1954. A new review of the chlorites. Miner. Mag., vol. 30, No. 274.
- Hietanen A. 1951. Chloritoid from Raulinsville, Lancaster County, Pa. Amer. Miner., vol. 36, No. 11—12.
- Hietanen A. 1956. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butt quadrangle, Idaho. Amer. Miner., vol. 41, No. 1—2.
- Hietanen A. 1967. On the facies series in various types of metamorphism. J. Geol., vol. 75, No. 2.
- Hietanen A. 1969. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium-rich schists in various metamorphic zones north of the Idaho batholith. Amer. J. Sci., vol. 267, No. 3.
- Holm J. L. and O. J. Kleppa. 1966. The thermodynamic properties of the aluminium silicates. Amer. Miner., vol. 51, No. 11—12.
- Hoschek G. 1967. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Miner. and Petrol., vol. 14, No. 2.
- Hounslow A. W. and J. M. Moore. 1967. Chemical petrology of Grenville schists near Fernleigh, Ontario. J. Petrol., vol. 8, No. 1.
- James H. L. 1955. Zones of regional metamorphism in the pre-Cambrian of Northern Michigan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, No. 12, pt. 1.
- Johnson R. L. and J. R. Vail 1965. The junction between the Mozambique and Zambesi orogenic Belts; North-east Southern Rhodesia. Geol. Mag., vol. 102, No. 6.
- Joplin G. A. 1968. A petrography of Australian metamorphic rocks, American Elsevier Publishing Company, Inc., New York.
- Kamp, van de, P. C. 1970. The Green Beds of Scottish Dalradian series geochemistry, origin, and metamorphism of mafic sediments. J. Geol., vol. 78, No. 3.
- Kerrick D. M. 1968. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure. Amer. J. Sci., vol. 266, No. 3.
- Lambert R. S. J. 1959. The mineralogy and metamorphism of the Moin schists of the Morar and Knoydart districts of Iverness-shire. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. LXIII, pt. III.
- Leake B. E. 1958. Composition of pelites from Connemara, Co Galway, Ireland. Geol. Mag., vol. 45, No. 4.
- Lebedev M. M., I. A. Tararin and E. A. Ladovskaya. 1967. Metamorphic zones of Kamchatka. Tectonophysics, vol. 4, No. 4—6.
- Liese H. C. 1963. Tetrahedrally coordinated aluminium in some natural biotites: an infrared absorption analysis. Amer. Miner., vol. 48, No. 9—10.
- Lundgren L. 1962. Progressive metamorphism, southeastern Connecticut: orthoclase isograd (Abs.). Geol. Soc. Amer., Ann. Meet.
- Lyns J. B. 1955. Geology of the Hanover quadrangle, New Hampshire—Vermont. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, No. 1.
- MacNamara M. 1965. The lower greenschist facies in the Scottish Highlands. Geol. För. i Stockholm Förh., vol. 87, pt. 3, No. 522.
- Mather J. D. 1970. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrol., vol. 11, No. 2.
- Mehnert K. R. 1959. Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Mineral., vol. 37, pp. 117—206.
- Miyashiro A., 1953. Calcium—poor garnet in relation to metamorphism. Geohim. et Cosmohim. Acta, v. 4, No. 4.
- Miyashiro A. 1958a. Regional metamorphism of the Gossaisyo—Takanuki district in the central Abukuma Plateau. J. Fac. Sci. Tokyo. Univ., sec. II, vol. 11.
- Miyashiro A. 1958b. Piralspite and staurolite in a schist from Vermont. J. Geol. Soc. Japan, vol. 64.
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., v. 2, No. 3.
- Naidu J. 1954. Minerals of charnokites from India. Schweizer. Miner. u. Petrol. Mitt., Bd. 34.
- Nandi K. 1967. Garnets as indices of progressive regional metamorphism. Miner. Mag., vol. 36, No. 277.



- Newton R. C. 1966. Kyanite-sillimanite equilibrium at 750° C. *Science*, vol. 151, No. 3715.
- Nockolds S. R. and R. L. Mitchell. 1948. The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks. *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, v. 61, pt. 2.
- Phinney W. 1963. Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul and Cape North, Nova Scotia. *J. Petrol.* v. 4, No. 1.
- Pidgeon R. T. and W. Compston. 1955. The age and origin of the Cooma granite and its associated metamorphic zones. *New South Wales. J. Petrol.*, vol. 6, No. 2.
- Rabkin M. I. 1968. On depth of regional metamorphism of the Anabar Shield. I. G. C., XXIII session, section 4, Prague.
- Ramberg H. 1949. The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartz-feldspathic massifs and veins. *J. Geol.*, vol. 57, No. 1.
- Ramberg H. 1951. Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite-to-epidote amphibolite facies gneisses in West Greenland. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, Bd. 12, Hf. 1.
- Ramberg H. 1952a. Chemical bonds and distribution of cations in silicates. *J. Geol.*, v. 60.
- Ramberg H. 1952b. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, Chicago Univ. Press.
- Rast N. 1958. The metamorphic history of the Schichallion complex. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, vol. 63.
- Read H. H. 1934. The metamorphic geology of Unst in the Shetland Islands. *Quart. J.*, vol. 90.
- Read H. H., Farquhar O. C. 1956. The Buchan Anticline of the Banff Nappe of Dalradian Rocks in North East Scotland. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, vol. CXII, Pt. 2, No. 446.
- Reesor J. E. 1970. Some aspects of structural evolution and regional setting in part of the Shuswap metamorphic complex. *Geol. Assoc. Canada, Sp. Paper*, No. 6.
- Richardson S. W., P. M. Bell and M. C. Gilbert. 1968. Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° and 1500° C. *Amer. J. Sci.*, vol. 266, No. 7.
- Richardson S. W., M. C. Gilbert and P. M. Bell. 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibrium: the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, vol. 267, No. 3.
- Saxena S. K. 1968. Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. *Amer. Miner.*, vol. 53, No. 5—6.
- Schuiling R. D. 1958. Kyanite-sillimanite equilibrium at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, vol. 256, No. 9.
- Shido F. 1958. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the Central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 11.
- Simonen A. 1960. Pre-Quaternary rocks in Finland. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, No. 191.
- Smith J. V. 1968. The crystal structure of staurolite. *Amer. Miner.*, vol. 53, No. 7—8.
- Snelling N. J. 1957a. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. *Geol. Mag.*, vol. XCIV, No. 4.
- Snelling N. J. 1957b. A contribution to the mineralogy of chloritoid. *Miner. Mag.*, vol. XXXI, No. 237.
- Stevens R. E. 1946. A system for calculating analysis of micas and related minerals to end members. *Contribution to Geochemistry, 1942—1945. Geol. Surv. Bull.*, No. 950.
- Stewart F. H. 1950. Note on garnet crystals from Cairnie, Aberdeenshire. *Miner. Mag.*, vol. 29, No. 210.
- Sturt B. A. 1962. The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *J. Petrol.*, vol. 3, No. 2.
- Sturt B. A. and A. L. Harris. 1961. The metamorphic history of the Loch Tummel area, Central Perthshire, Scotland. *Liverp. a. Manch. Geol. J.*, vol. 2, No. 4.
- Taylor F. C., Schiller E. A. 1966. Metamorphism of the Meguma group of Nova Scotia. *Canad. J. Earth Sci.*, vol. 3, No. 7.
- Thompson J. B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Miner.*, vol. 42, No. 11—12.
- Trüstedt O. 1907. Die Erzlagerstätte von Pitkäranta am Ladoga—See. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, Nr. 19.
- Turner F. J. 1968. *Metamorphic petrology*. McGraw-Hill Company, N. Y.
- Vail J. R. 1966. Zones of progressive regional metamorphism across the western margin of the Mozambique Belt in Rhodesia and Mozambique. *Geol. Mag.*, vol. 103, No. 3. pp. 231—239.
- Valance T. G. 1960. Notes on metamorphic and plutonic rocks and their biotites from the Wantabadgery district. *N. S. W. Proceed. Linn. Soc. N. S. W.*, 85, pp. 94—104.
- Valance T. G. 1967. Palaeozoic low-pressure regional metamorphism in Southeastern Australia: Symposium on metamorphic facies and facies series, Kobenhavn.

- V e l d e B. 1965. Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, No. 10.
- V e l d e B. 1967. Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. *Contr. Miner. and Petrol.*, vol. 14, No. 3.
- W a t t e r s W. A. 1959. Association of hornblende and cummingtonite from Ringaringa, Stewart Island, New Zealand. *New Zealand Jour. Geol. and Geophys.*, vol. 2, No. 1.
- W e i l l D. F. 1966. Stability relations in the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> system calculated from stabilities in the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—Na<sub>3</sub>AlF<sub>6</sub> system. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 30, No. 2.
- W e n k E. 1962. Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.*, Bd. 42, Nr. 2.
- W e n k E. 1970. Distribution of Al between coexisting micas in metamorphic rocks from the Central Alps. *Contr. Miner. and Petrol.*, vol. 26, No. 1.
- W i l l i a m s o n D. H. 1953. Petrology of chloritoid and staurolite, rocks north of Stonehaven, Kircardineshire. *Geol. Mag.*, vol. XC, No. 5.
- W i n k l e r H. G. F. 1965. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—N. Y.
- W i s e m a n J. D. H. 1934. The Central and South-West Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. *Quart. J.*, vol. XC, Pt. 3, No. 359.
- W y c k o f f D. 1952. Metamorphic facies in the Wissahicon schists near Philadelphia, Pennsylvania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 63, No. 1.
- Z e n E - a n. 1960. Metamorphism of Lower Paleozoic Rocks of the Taconic Range in Vermont. *Amer. Miner.*, vol. 45, No. 1—2.
- Z e n E - a n. 1961. Mineralogy and petrology of the system Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O in some pyrophyllite deposits of North Carolina. *Amer. Miner.*, vol. 46, No. 1—2.
- Z w a r t H. J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area, Central Pyrenees. *Geol. Rundschau*, Bd. 52, Hf. 1.
- Z w a r t H. 1967a. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. *Medd. fra Dansk. Geol. Forening. København*, Bd. 17.
- Z w a r t H. J. 1967b. The duality of orogenic belts. *Geolog. en Mijnb.*, 46-e Jaargang, Nr. 8.
- Z w a r t H. J., J. C o r v a l a n, H. L. J a m e s, A. M i y a s h i r o, E. P. S a g g e r s o n, V. S. S o b o l e v, A. P. S u b r a m a n i a m, T. G. V a l l a n c e. 1967. A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts. *IUGS, Geologic. Newsletter*, No. 2.
-

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Типы регионального метаморфизма (вместо введения) . . . . .	7
<b>Часть I. Метаморфическая зональность при региональном метаморфизме умеренных и низких давлений . . . . .</b>	<b>11</b>
<b>Глава 1. Метаморфическая зональность Северо-Байкальского нагорья (кианитовый тип регионального метаморфизма) . . . . .</b>	<b>11</b>
Общие сведения . . . . .	11
Зона хлорита (или хлорит-серицитовая субфации) . . . . .	17
Зона биотита (или биотит-хлоритовой субфации) . . . . .	20
Зона граната (или эпидот-амфиболитовой субфации) . . . . .	27
Зона ставролита (или ставролит-альмандиновой субфации=ставролит-кианитовой субфации без явлений ультраметаморфизма) . . . . .	29
Зона кианита (или кианит-альмандиновой субфации=ставролит-кианитовой субфации с явлениями ультраметаморфизма) . . . . .	33
Зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) . . . . .	34
З а к л ю ч е н и е . . . . .	36
<b>Глава 2. Северо-Ладожская провинция развития метаморфической зональности (андалузитовый тип метаморфизма) . . . . .</b>	<b>38</b>
Общие сведения . . . . .	38
Метаморфические зоны Северного Приладожья . . . . .	42
Зона биотита (или биотит-хлоритовой субфации) . . . . .	44
Зона граната (или эпидот-амфиболитовой фации) . . . . .	49
Зона ставролита (или андалузит-ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации) . . . . .	49
Зона силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации) . . . . .	53
Зона мигматита, или второго силлиманита (зона силлиманит-альмандин-калпено-полевошпатовой субфации) . . . . .	57
Зона гиперстена (или роговообманково-гранулитовой субфации) . . . . .	58
Сохранность реликтовых первичноосадочных структур и текстур . . . . .	59
З а к л ю ч е н и е . . . . .	59
<b>Часть II. Эволюция химического состава важнейших породообразующих минералов метапелитов и самих вмещающих пород при региональном метаморфизме кианитового и андалузитового типов . . . . .</b>	<b>64</b>
<b>Глава 1. Эволюция химического состава серицита—мусковита из метапелитов при региональном метаморфизме . . . . .</b>	<b>64</b>
Серициты—мусковиты из метапелитов кианитового типа регионального метаморфизма . . . . .	64
Серициты—мусковиты из метапелитов андалузитового типа регионального метаморфизма . . . . .	71
<b>Глава 2. Эволюция химического состава хлоритов при региональном метаморфизме кианитового типа . . . . .</b>	<b>72</b>
<b>Глава 3. Эволюция химического состава биотита при региональном метаморфизме . . . . .</b>	<b>74</b>
Биотиты из метаморфических пород кианитового типа регионального метаморфизма . . . . .	74
Биотиты из метаморфических пород андалузитового типа регионального метаморфизма и сравнительная характеристика биотитов кианитового и андалузитового типов метаморфизма . . . . .	90

	Стр.
Глава 4. Эволюция химического состава граната при региональном метаморфизме	100
Гранаты из метапелитов кианитового типа регионального метаморфизма	100
Гранаты из метапелитов андалузитового типа регионального метаморфизма и сравнительная характеристика гранатов кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма	110
Глава 5. Эволюция химического состава ставролита при региональном метаморфизме	122
Ставролиты в метапелитах кианитового типа регионального метаморфизма	122
Ставролиты из метапелитов андалузитового типа регионального метаморфизма	125
Глава 6. Эволюция химического состава амфиболов при региональном метаморфизме	126
Амфиболы в метаморфических породах кианитового типа регионального метаморфизма	126
Амфиболы в метаморфических породах андалузитового типа регионального метаморфизма, сравнительный анализ эволюции химического состава амфиболов кианитового и андалузитового типов метаморфизма	129
Куммигтонит	132
Глава 7. Изменение химического состава метапелитов при региональном метаморфизме	132
Северо-Байкальское нагорье (кианитовый тип регионального метаморфизма)	132
Северное Приладожье (андалузитовый тип регионального метаморфизма)	138
Часть III. Термодинамические и геологические условия формирования метаморфической зональности кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма	143
Глава 1. Оценка температур и давлений при региональном метаморфизме кианитового и андалузитового типов	143
Оценка температур фаций и субфаций кианитового типа регионального метаморфизма (или умеренных давлений)	144
Оценка температур фаций и субфаций андалузитового типа регионального метаморфизма (или низких давлений)	149
Сравнение температур в кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма	153
Оценка давлений при кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма	155
Температура мигматизации	159
Глава 2. Геологические условия образования метаморфической зональности	160
Глава 3. Металлогеническая специализация типов регионального метаморфизма и отдельных метаморфических зон (субфаций) в кианитовом и андалузитовом типах регионального метаморфизма	170
Заключение	174
Литература	177

Дмитрий Александрович  
ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНОГО  
МЕТАМОРФИЗМА УМЕРЕННЫХ И НИЗКИХ ДАВЛЕНИЙ

*Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии докембрия  
АН СССР*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*  
Художник *Я. В. Таубвурцель*  
Технический редактор *М. Э. Карлайтис*  
Корректоры *Н. В. Лихарева* и *Т. Г. Эдельман*

Сдано в набор 25/IV 1972 г. Подписано к печати 28/IX 1972 г. Формат бумаги  
70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Печ. л. 42 = 16.80 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16.22.  
Изд. № 4528. Тип. зак. 1046. М-38242. Тираж 900. Цена 1 р. 62 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства «Наука»  
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА»

ИМЕЮТСЯ В НАЛИЧИИ КНИГИ:

**Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.** Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. 1968. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

**Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова.** Вып. 2. 1960. 259 стр. Цена 40 коп.

**Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова.** Вып. 3. 1960. 243 стр. Цена 30 коп.

**Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр.** 1961. 114 стр. Цена 64 коп.

**Дорфман М. Д.** Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях и горы Юкспор Хибинского массива. 1962. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

**Дук В. Л.** Складки зоны ультраметаморфизма. Северная часть Северо-Западного Беломорья. 1967. 83 стр. Цена 57 коп.

**Иванова Т. Н. и др.** Ийолит-уртиты Хибинского массива. 1970. 179 стр. Цена 1 р. 73 к.

**Кора выветривания.** Вып. 3. (Геология, минералогия, процессы выветривания, минеральные месторождения). 1960. 294 стр. Цена 2 р. 56 к.

**Кора выветривания.** Вып. 5. (Геология, минералогия, процессы выветривания). 1963. 454 стр. Цена 2 р. 77 к.

**Материалы по минералогии Кольского полуострова.** Вып. 7. 1969. 227 стр. Цена 2 р. 10 к.

**Методические минералогические исследования.** 1971. 271 стр. Цена 1 р. 68 к.

**Минералы. Справочник.** Том 2, вып. 2. 1963. 296 стр. Цена 1 р. 65 к.

**Минералы. Справочник.** Том 2, вып. 3. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы. 1967. 676 стр. Цена 4 р. 40 к.

Основной магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. 1969. 139 стр. Цена 1 р. 46 к.

Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии Кольского полуострова. К VIII конгрессу ИНКВА. 1969. 166 стр. Цена 1 р. 76 к.

Очерки по металлогении осадочных пород. Вып. 2. 1962. 240 стр. Цена 1 р. 84 к.

Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. 1967. 240 стр. Цена 1 р. 68 к.

Проблемы магматизма Балтийского щита. 1971. 372 стр. Цена 3 р. 96 к.

Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. 1971. 180 стр. Цена 1 р. 80 к.

Стратиграфия и корреляция докембрия. Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. 1960. 148 стр. Цена 25 коп.

ЗАКАЗЫ НА ПЕРЕЧИСЛЕННЫЕ КНИГИ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ  
ПО АДРЕСУ:

117463, Москва, Мичуринский проспект, дом № 12, магазин  
«Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»  
197110, Ленинград, Петрозаводская улица, дом № 7, магазин  
«Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига»

1 р. 62 к.

511



**ИЗДАТЕЛЬСТВО**

**«НАУКА»**

*Ленинградское*

*отделение*