

И. У. ШВЕЛИДЗЕ

**МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ
БИОТИТОВ ИЗ МЕТАМОРФИТОВ
АБХАЗИИ И ВЕРХНЕЙ
СВАНЕТИ**

«МЕЦНИЕРЕБА»

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ
Труды, новая серия, вып. 108

И. У. ШВЕЛИДЗЕ

**МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ
БИОТИТОВ ИЗ МЕТАМОРФИТОВ
АБХАЗИИ И ВЕРХНЕЙ
СВАНЕТИ**



ТБИЛИСИ
«МЕЦНИЕРЕБА»
1992

В работе изложены результаты минералого-кристаллохимического изучения одного из самых распространенных минералов — биотита — в метаморфитах Горной Абхазии и Верхней Сванети. На основании современных методов минералогического анализа (ИК-спектроскопия, термиза, рентгеновая дифракция, химический состав и др.) приведены результаты исследований, в которых особое внимание уделено кристаллохимическому составу и строению биотитов при изменении степени метаморфизма. Полученные результаты позволяют выявить ряд типоморфных признаков, которые вполне могут быть использованы при дальнейших геолого-поисковых и петролого-минералогических работах.

Книга рассчитана на петрологов и минералогов.

Редактор Г. М. Масквзе, канд. геол.-мин. наук

Рецензент: Д. М. Шентелва, д-р геол.-мин. наук, профессор,

Р. А. Ахведиани, канд. геол.-мин. наук

ნაშრომში მოცემულია ავტობიოტის და ზემო სვანეთის მეტამორფულ ქანებში გავრცელებული ერთ-ერთი უმთავრესი ქანბინარული მინერალის ბიოტიტის მინერალოგია და კრისტალოქიმიის კვლევის შედეგები. იგი ემყარება თანამედროვე მინერალოგიური ცვლელის ისეთი მიმდებარის გამოყენებას, როგორცაა ინფრაწითელი სპექტროსკოპია, კრისტალოგრაფია, თერმული, რენტგენო-სტრუქტურული და სხვა მეთოდები.

მიღებულია ახალი მონაცემები მინერალ ბიოტიტის ტიპომორფული თვისებების შესახებ, რომელიც ახასიათებს ამ მინერალს წნევის და ტემპერატურული ცვალებადობის დროს.

ნაშრომი განკუთვნილია პეტროლოგებისა და მინერალოგებისათვის.

И последние два десятилетия резко возрос интерес к геологическим, петрологическим и минералогическим исследованиям метаморфитов Горной Абхазии и Верхней Сванети, особенно в пределах Сочинского и Теодордического податий Главного горного хребта Большого Кавказа и их потенциально промышленным объектам. В литературе уместительно отметить генетическая связь ряда месторождений полезных ископаемых с процессами регионального метаморфизма и строгая локализация в них богатства месторождений метаморфогенного типа (железа, марганца, свинца, цинка, меди, золота, урана, ролдфранга и др.).

Особую значимость при этом приобретают данные, полученные в результате исследований типоморфных особенностей породообразования минералов, в частности — выявления их конституционных признаков.

Актуальность представленной работы определяется не только тем, что биотит является ценным сырьем для народного хозяйства (радио и радиотехническая промышленность), но и тем, что до начала 80-х годов в исследуемом регионе не изучался минералогический, кристаллохимический состав и структура этого минерала; — биотиты являются одними из самых распространенных минералов во всех генетических типах метаморфических пород Абхазии и Верхней Сванети. С широким диапазоном P-T-условий образования и, в частности, они способны легко приспосабливаться к разнообразным физико-химическим и термодинамическим условиям, фиксируя в особенностях своих структур и кристаллохимическом составе изменения геологических обстановок, что в свою очередь является надежным критерием установления взаимосвязей между факторами минералообразования и их генетическими особенностями.

Задачи исследования состоят в детальном изучении типоморфных особенностей кристаллохимического состава, выявлении возможных изоморфных замещений, определении эволюции биотитов при развитии реэссивного регионального метаморфизма и выявлении связей кристаллохимического состава с P-T-условиями их образования; изучении и выявлении типоморфных признаков по методу ИК-спектроскопии, термического анализа и по показателю светопреомления; проведении всесторонних рентгеноструктурных исследований биотитов, определении структурно-типоморфных признаков, выявлении возможных полетальных замещений, определении параметров элементарной ячейки, установлении взаимосвязей кристаллохимического состава биотитов со структурными особенностями.

С помощью методов математической статистики охарактеризованы и систематизированы наиболее полная и представительная коллекция кристаллохимического состава биотитов из метаморфитов Абхазии и

рхней Сванети. Определена эволюция кристаллохимического состава с изменением процесса метаморфизма. Установлено, что в кристаллохимическом составе биотитов возможны две серии твердых растворов, представленных как истонит-сидерофилитовыми, так и флогопит-антитовыми рядами. Интересным представляется тот факт, что первая из них характерна для биотитов из метapelитовых пород, а вторая – для богатых CaO пород.

Численные коэффициенты корреляции кристаллохимического состава биотитов подтвердили ранее описанные схемы изоморфных замещений, происходящие в разных катионных позициях. Вместе с этим выявлена определенная роль поведения Ti в тетраэдрах.

Установлены характерные типоморфные особенности биотитов как по ИК-спектрам поглощения, так и методами термического анализа, показателя светопреломления, которые хорошо сопоставляются с изменением процессов регионального метаморфизма.

Детальное рентгеноструктурное исследование позволило установить, что при кристаллизации определенному составу биотитов соответствует вполне определенный политип, что в свою очередь проявляет определенную эволюцию от неупорядоченных разновидностей – типа IM₀ до более упорядоченных политипов – 2M₁, через IM и IM(3T) разновидности, которые не являются экзотичными. Отмеченное явление хорошо увязывается с зональностью метаморфического процесса.

По нашим данным, типоморфные особенности состава и структуры биотитов вполне могут быть использованы в качестве критериев при дальнейших детальных петролого-минералогических и геолого-поисковых работах в районе выходов биотитсодержащих кристаллических пород Абхазии и Верхней Сванети.

Принятые сокращения

Аб – альбит	К.П.Ш. – калиевый полевой шпат
Анд – андалузит	Кум – кумингтонит
Би – биотит	Му – мусковит
Гр – гранат	Рог – роговая обманка
Грф – графит	Сил – силлиманит
Жад – жадрит	Ст – ставролит
Кв – кварц	Сф – сфен
Ки – кианит	Шп – шпидель
Кор – кордиерит	Эп – минералы группы эпидота
	ф.е. – формульная единица

Глава I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИТОВ АБХАЗИИ И ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИ

Геолого-петрологическое строение данного региона подробно рассмотрено в многочисленных публикациях ряда исследователей: Ш.И. Джанахишвили (1966, 1970), Ш.А. Адамия (1968), Г.Д. Думбадзе (1969), Т.Г. Чхотуа (1971), М.Л. Сомина (1971), Д.М. Шенгелия (1978, 1979, 1982), Г.Л. Чичинадзе (1978), Р.Г. Кахадзе (1982), А.В. Окросцваридзе (1987), М.Д. Шенгелия (1989) и др., поэтому здесь приводятся лишь те аспекты геолого-петрологического строения, которые помогают в расшифровке полученных много данных по типоморфизму биотитов.

Кристаллическое ядро Большого Кавказа в результате альпийского тектогенеза сильно переработано и разделено крупными разломами, к числу которых относятся Софийское и Тебердинское поднятия.

Метаморфиты Софийского поднятия в Абхазии представлены буульгенской (гвандринская, кличская, сисинская и верхлхистойская свиты) и Лабинской (дамхурцевская и лаштракская свиты) сериями. Они характеризуются неоднородным составом исходных пород, резко различны по составу, характеру и степени метаморфизма. Примерно такая же картина наблюдается в строении Тебердинского поднятия в пределах Верхней Сванети, где по степени метаморфизма выделяют две зоны – северную и южную, причем высказывается мнение (Д.М. Шенгелия, Г.Л. Чичинадзе, Р.Г. Кахадзе, 1981) о том, что метаморфиты южной зоны Тебердинского поднятия являются восточным продолжением (буульгенской серии) Софийского блока.

На основании парагенетического анализа для метаморфитов Абхазии устанавливаются андалузитовый и кианитовый типы регионального метаморфизма, протекавшего по классификации А. Миасиро (1976) в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, или по терминологии Г. Цварта и др. (G. Zwart et al., 1967) – метаморфизм низких и умеренных давлений. Из 5 серий метаморфических фаций, или минералогических типов, выделенных А. Миасиро (A. Miyashiro, 1961), в метаморфитах Абхазии отмечаются лишь три: 1) андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит, но лишенными кианита и ставролита; 2) промежуточная группа метаморфизма низкого давления с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и ставролит, но без кианита; 3) кианит-силлиманитовый тип метаморфизма с кианитом и ставролитом, но без андалузита и кордиерита. Первый из них установлен в метаморфических породах гвандринской, кличской и сисинской свит буульгенской серии, второй в основном развит в породах гвандринской свиты, а третий – в породах лаштракской свиты лабинской серии.

В Верхней Сванети, по сравнению с Абхазией, установлен лишь

рхней Сванети. Определена эволюция кристаллохимического состава с изменением процесса метаморфизма. Установлено, что в кристаллохимическом составе биотитов возможны две серии твердых растворов, представленных как истонит-сидерофилитовыми, так и флогопит-аннитовыми рядами. Интересным представляется тот факт, что первая из них характерна для биотитов из метapelитовых пород, а вторая — для богатых СаО пород.

Парные коэффициенты корреляции кристаллохимического состава биотитов подтверждали ранее описанные схемы изоморфных замещений, происходящие в разных катионных позициях. Вместе с этим выявлена определенная роль поведения Ti в тетраэдрах.

Установлены характерные типоморфные особенности биотитов как по ИК-спектрам поглощения, так и методами термического анализа, показателя светопрозрачности, которые хорошо сопоставляются с изменением процессов регионального метаморфизма.

Детальное рентгеноструктурное исследование позволило установить, что при кристаллизации определенному составу биотитов соответствует вполне определенный политип, что в свою очередь проявляет определенную эволюцию от неупорядоченных разновидностей — типа $IM\alpha$ до более упорядоченных политипов — $2M_I$, через IM и $IM(3T)$ разновидностей, которые не являются экзотичными. Отмеченное явление хорошо увязывается с зональностью метаморфического процесса.

По нашим данным, типоморфные особенности состава и структуры биотитов вполне могут быть использованы в качестве критериев при дальнейших детальных петролого-минералогических и геолого-поисковых работах в районе выходов биотитсодержащих кристаллических пород Абхазии и Верхней Сванети.

Принятые сокращения

Аб — альбит	К.П.Ш. — калиевый полевошпат
Анд — андалузит	Кум — кумингтонит
Би — биотит	Му — мусковит
Гр — гранат	Рог — роговая обманка
Грф — графит	Сил — силлиманит
Жад — желрит	Ст — ставролит
Кв — кварц	Сф — сфен
Ки — кианит	Шп — шпатель
Кор — кордиерит	Эп — минералы группы эпидота
	ф.е. — формульная единица

Глава I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИТОВ АБХАЗИИ И ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИ

Геолого-петрологическое строение данного региона подробно рассмотрено в многочисленных публикациях ряда исследователей: Ш.И. Джавахишвили (1966, 1970), Ш.А. Адамия (1968), Г.Д. Думбадзе (1969), Т.Г. Чхотуа (1971), М.Л. Сомина (1971), Д.М. Шенгелия (1978, 1979, 1982), Г.Л. Чичинадзе (1978), Р.Г. Кахадзе (1982), А.В. Окросцваридзе (1987), М.Д. Шенгелия (1989) и др., поэтому здесь приводятся лишь те аспекты геолого-петрологического строения, которые помогают в расшифровке полученных мною данных по типоморфизму биотитов.

Кристаллическое ядро Большого Кавказа в результате альпийского тектогенеза сильно переработано и разделено крупными разломами, к числу которых относятся Софийское и Тебердинское поднятия.

Метаморфиты Софийского поднятия в Абхазии представлены буульгенской (гвандринская, клычская, сисинская и верхнеистобиская свиты) и Лабинской (дамхурцевская и лаштракская свиты) сериями. Они характеризуются неоднородным составом исходных пород, резко различны по составу, характеру и степени метаморфизма. Примерно такая же картина наблюдается в строении Тебердинского поднятия в пределах Верхней Сванети, где по степени метаморфизма выделяют две зоны — северную и южную, причем высказывается мнение (Д.М. Шенгелия, Г.Л. Чичинадзе, Р.Г. Кахадзе, 1981) о том, что метаморфиты южной зоны Тебердинского поднятия являются восточным продолжением (буульгенской серии Софийского блока).

На основании парагенетического анализа для метаморфитов Абхазии устанавливаются андалузитовый и кианитовый типы регионального метаморфизма, протекавшего по классификации А. Миасиро (1976) в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, или по терминологии Г. Цварта и др. (G. Zwart et al., 1967) — метаморфизм низких и умеренных давлений. Из 5 серий метаморфических фаций, или минералогических типов, выделенных А. Миасиро (A. Miyashiro, 1961), в метаморфитах Абхазии отмечаются лишь три: 1) андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит, но лишенными кианита и ставролита; 2) промежуточная группа метаморфизма низкого давления с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и ставролит, но без кианита; 3) кианит-силлиманитовый тип метаморфизма с кианитом и ставролитом, но без андалузита и кордиерита. Первый из них установлен в метаморфических породах гвандринской, клычской и сисинской свит буульгенской серии, второй в основном развит в породах гвандринской свиты, а третий — в породах лаштракской свиты лабинской серии.

В Верхней Сванети, по сравнению с Абхазией, установлен тип

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

Известные типы метаморфизма, по мнению многих исследователей (Чичинадзе, 1977, 1978; Шенгелия, 1981), выявляют определенную зональность прогрессивного регионального метаморфизма. Так, Г.Л. Чичинадзе (1978) в юго-восточной части софийского поднятия, в буульгенской серии выделяет пять зон: биотита, граната, ставролита, силлиманита и мигматита. В метаморфитах же лаштракской свиты лабинской серии Д.М. Шенгелия и Д.Н. Кецохели (1982) устанавливают гранатовую и ставролитовую зоны. В пределах Верхней Сванети Р.Г. Кахадзе (1982) для одного сегмента определяет биотитовую, гранатовую, андалузит-кордиеритовую зоны, тогда как для северного – силлиманитовую и силлиманит-кальцитовую.

При характеристике химического состава пород и метаморфической зональности мы полностью придерживаемся принятой для данного региона классификации, которая расчленяет их на два основных класса: 1) метapelитов (характеризующихся низким отношением $\text{Ca}:(\text{Al}+\text{Mg}+\text{Fe})$) и 2) богатых CaO пород.

Д.М. Шенгелия и др. (1982), Р.Г. Кахадзе (1982) при характеристике метаморфитов Абхазии и В. Сванети отмечают, что минеральный состав метapelитов в значительной мере определяется степенью их насыщения кальцем. По этому признаку они вслед за Кориковским (1979) разделяют их на три группы:

- 1) к перенасыщенным K_2O (известные в литературе как кварц-полеволластовые породы) относятся породы с избытком калишпата;
- 2) к насыщенным – породы с избытком мусковита (фенгиты);
- 3) к недосыщенным – породы, не содержащие амфибола, мусковита и корундита, с единственным калиевым минералом – биотитом.

1.1. Зоны метаморфизма в Абхазии (Софийский блок)

Как отмечалось, в метаморфитах Абхазии, в пределах Софийского поднятия, Г.Л. Чичинадзе (1978) и Д.М. Шенгелия (1982) выявили 5 зон прогрессивного регионального метаморфизма.

Зона биотита в буульгенской серии представлена метapelитами В. раштларкской свиты. Известно, что низкотемпературная гранат-биотитовой зоны фиксируется по появлению первых биотитов в наименее силикатных породах, а высокотемпературная – по возникновению гранатов за счет распада хлоритов. С.Н. Кориковский (1979) разделяет биотитовую зону на три ступени: низкую, среднюю и высокую.

Д.М. Шенгелия и Д.Н. Кецохели (1982) в верхнелихтоской свите выделяют среднюю и отчасти высокую ступени биотитовой зоны. В этой же свите выделяют перенасыщенные и насыщенные K_2O метapelиты. Перенасыщенные K_2O метapelиты представлены биотит-альбит-микроклиновыми и эпидот-двуслудино-хлорит-кварц-альбит-микроклиновыми сланцами. Насыщенные K_2O метapelиты представлены биотит-хлорит-кварц-альбитовыми, двуслудино-кварц-хлорит-альбитовыми, хлорит-двуслудино-альбит-кварцевыми и двуслудино-альбит-кварцевыми сланцами.

Зона ставролита – одна из наиболее распространенных в буульгенской серии. В этой зоне, как и предыдущей, выделены метapelиты по насыщенности K_2O и богатые CaO породы. Зона выделена по признаку первого появления ставролита в метapelитах, верхняя граница которого отбрасывается по исчезновению его в насыщенных разновидностях.

В насыщенных – зона ставролита наиболее распространена и представлена двуслудино-андалузит-кварцевыми и гранат-двуслудино-андалузит-кварцевыми сланцами.

В отличие от насыщенных, перенасыщенные разновидности пород ставролитовой зоны представлены в основном альбитовыми гнейсами с минеральным парагенезисом – $\text{Gr}-\text{Bi}-\text{And}-\text{Kv}$, $\text{Bi}-\text{Mu}-\text{Pl}-\text{Kv}$. Отметим, что эти породы занимают доминирующее положение в зоне.

В недосыщенных K_2O метapelитах кроме обычно отсутствующего мусковита не встречается и силлиманит, а биотит, плагиоклаз, кварц, андалузит и ставролит играют главную роль. Спорадически наблюдается хедрот и куммингтонит. Характерными минеральными парагенезисами этой зоны являются $\text{St}-\text{Kor}-\text{Kv}$ и $\text{Gr}-\text{Kor}-\text{Kv}$. В высокотемпературной части – $\text{St}-\text{Kum}$ и $\text{Kor}-\text{Kum}$.

Богатые CaO породы представлены амфиболитами сланцами и амфиболитами, в которых главную роль играют плагиоклаз и роговая обманка; затем следуют эпидот, диопсид, сфен, биотит и гранат. Минеральные парагенезисы: $\text{Pog}+\text{Pl}$, $\text{Pog}+\text{Pl}-\text{Bi}+\text{Kv}$; $\text{Pog}+\text{Pl}-\text{Di}-\text{Ep}-\text{Gr}-\text{Kv}$.

Зона силлиманита вместе со ставролитовой составляет основание буульгенской серии, а самыми распространенными в ней являются недосыщенные и насыщенные K_2O метapelиты. Перенасыщенные же разновидности метapelитов пользуются подчас широким распространением в силлиманитовой зоне и представлены мигматитами.

В недосыщенных K_2O метapelитах в зоне силлиманита широко распространены гранат-биотит-силлиманитовые сланцы. Ограниченным распространением пользуются мигматиты.

В этой же зоне в насыщенных разновидностях метapelитов, в отличие от недосыщенных, широко распространены гранат-кордиерит-силлиманит-двуслудино-сланцы и мигматиты.

Богатые CaO породы в подавляющем большинстве представлены амфиболитами и амфиболовыми сланцами с минеральными парагенезисами

Пл+Рог-Би-Кв, Пл+Кум-Би-Кв.

Зона мигматита выделена по появлению мигматитов в недосыщенных K_2O метapelитах. Лейкократовая часть, как правило, имеет состав Кв+Пл, а в релитах в основном развиты плагиоклаз, гранат, силлиманит, кордиерит, биотит и куммингтонит. В насыщенных разновидностях, как и в недосыщенных, релит (Кв+Пл) и лейкократовая часть почти одинакового состава.

В мигматитовой зоне подчиненным распространением пользуются пересыщенные разновидности метapelитов. В основном они представлены мигматитами и аляскитовыми гнейсами.

Отмечается мигматизация и в богатых Сао породах мигматитовой зоны. Здесь широко распространены куммингтонитовые, роговообманковые и другие амфиболиты и мигматиты, минеральные парагенезисы которых представлены Рог+Кум+Пл-Би-Гр, Рог+Пл-Би-Кв ассоциациями.

В лабинской серии лаштракской свиты, в метаморфитах выделяют гранатовую и ставролитовую зоны. Подавляющая часть свиты представлена насыщенными K_2O метapelитами, небольшую роль играют в ней богатые Сао породы и еще реже встречаются недосыщенные K_2O метapelиты.

Зона граната - наиболее низкая ступень регионального метаморфизма в лаштракской свите. Нижняя граница зоны не установлена, а верхняя отбивается по первому проявлению ставролита в насыщенных K_2O метapelитах. Большая часть зоны представлена насыщенными разновидностями метapelитов и богатыми Сао породами. Недосыщенные же K_2O породы в этой зоне играют подчиненную роль.

В насыщенных K_2O метapelитах наиболее распространены кварц, мусковит, хлорит, гранат, графит, альбит, биотит, редко встречаются кианит и хлоритоид. В недосыщенных K_2O метapelитах - кварц-альбит-хлоритовые и гранат-кварц-хлоритовые сланцы.

Богатые Сао породы представлены амфиболитовыми, хлоритовыми и эпидотовыми сланцами.

Зона ставролита. В лаштракской свите установлены три температурные субфации этой зоны: 1) ставролит-хлоритоидная, 2) ставролит-хлоритовая и 3) кианит-ставролит-биотитовая.

Для первой субфации характерно отличие в минеральных парагенезисах различных насыщенных K_2O метapelитов. Так, если в насыщенных K_2O разновидностях отмечается присутствие таких минералов, как кварц, мусковит, гранат, хлорит, ставролит, графит, плагиоклаз и биотит, то в недосыщенных метapelитах отсутствуют такие минералы, как мусковит, ставролит и кианит, а хлоритоид встречается исключительно редко. В богатых Сао породах этой субфации, кроме выветоченных минералов, присутствуют кианит и роговая обманка.

Необходимо также отметить, что биотитовые разновидности сланцев тяготеют исключительно к насыщенным K_2O метapelитам.

Во второй - ставролит-хлоритовой субфации, в отличие от предыдущей, как в насыщенных, так и недосыщенных K_2O метapelитах при отсутствии хлоритоида возрастает магнезиальность хлорита, граната и ставролита. Богатые Сао породы мало отличаются от предыдущей субфации. Здесь главную роль играют графит-хлорит-гранат-ставролит-кварцевые сланцы, затем - биотитовые и кианитовые их разновидности.

В третьей субфации по сравнению с предыдущими нет богатых Сао пород. Хлорит как в насыщенных, так и недосыщенных K_2O метapelитах намещается либо гранатом, либо гранатом и биотитом, либо ставролитом.

1.2. Зоны метаморфизма Верхней Сванети

Биотитовая зона

Среди пород южной зоны (буульгенская серия) наименее метаморфизованы породы ладевальской свиты. Существенную ее часть составляют метapelиты, подчиненную роль играют богатые Сао породы.

В насыщенных K_2O разновидностях доминируют метapelиты, представленные биотит-хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами. Содержание биотита в этих породах очень ограничено. Часто породы вообще лишены этого минерала. Широко распространены хлорит-альбит-мусковит-кварцевые ассоциации и их графитовые разновидности.

Недосыщенные K_2O метapelиты в зоне биотита пользуются подчиненным развитием. Среди них встречаются безмусковитовые кварц-альбит-хлоритовые сланцы и их биотитовые, эпидотовые и карбонатные разновидности.

Богатые Сао породы, сравнительно мало развитые в этой зоне, представлены безмусковитовыми и бескварцевыми альбит-хлоритовыми сланцами с эпидотом, карбонатом и актинолитом.

Зона граната

Зона выделена в метapelитах по появлению граната к западу от биотитовой зоны (право- и левобережье р. Накра). Проявления гранатовой зоны отмечают в Шхарском поднятии (нижнее течение рр. Твибери и Цанери). В зоне граната метаморфизованы все аналоги сисинской и верхняя часть кльчской свит. Развитие в ней метapelиты и метабазиты (богатые Сао породы) встречаются в равном количестве.

В насыщенных K_2O метapelитах критическим ассоциациям принадлежат гранат-биотит-хлорит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые парагенезисы. Кроме них здесь встречаются безгрантовые биотит-хлорит-муско-

плаг-плагноклаз-кварцевые и безбиотитовые андалузит-хлорит-мусковит-плагноклаз-кварцевые разновидности.

Недосыщенные K_2O метapelиты, играющие в зоне граната подчиненную роль, как в зоне биотита, в основном представлены кварц-альбит-хлоритовыми сланцами и их биотитовыми, эпидотовыми и гранатовыми разновидностями.

Богатые CaO породы представлены альбит-хлорит-эпидотовыми сланцами сисинской и амфиболовыми сланцами клычской свит. Вместе с насыщенными K_2O метapelитами они занимают доминирующее положение. Альбит-хлорит-эпидотовые сланцы и их актинолитовые, карбонатные, изредка гранатовые разновидности почти не отличаются от таковых предыдущей зоны. Различаются амфиболовые, эпидот-амфиболовые, хлорит-эпидот-амфиболовые и плагноклазовые сланцы и амфиболиты.

Зона андалузита и кордиерита

Эта зона — самая высокая ступень в метаморфитах южной зоны и выделяется в южной части Шхарского поднятия. В ее пределах метаморфизованы верхняя часть гвандринской и нижняя клычской свит, установился интенсивный процесс диафтореза, катаклаза и милонитизации.

Метapelиты представлены биотитовыми, двуслюдными, кордиеритовыми и андалузитовыми сланцами. Несмотря на широкое развитие регрессивного метаморфизма, в этих породах уцелели реликты минералов первично метаморфизованных пород. Рассмотренные ниже биотиты взяты именно из таких пород.

Богатые CaO породы в этой зоне представлены прослоями плагноклазовых амфиболитов гвандринской и эпидотовыми амфиболитами клычской свит.

Зона силлиманита

Зона выделена по появлению в метapelитах силлиманита в ассоциации с мусковитом. Она охватывает области верхнего течения рр. Ненокра и Накра, окаймляя равномернозернистые двуслюдные граниты и нижнее течение р.Накра.

Насыщенные K_2O метapelиты, занимающие доминирующее положение в зоне, представлены двуслюдными, двуслюдно-гранатовыми, двуслюдно-силлиманитовыми и двуслюдно-гранат-силлиманитовыми сланцами. Главные минералы — биотит, плагноклаз и силлиманит.

Недосыщенные K_2O метapelиты в зоне силлиманита играют подчиненную роль. Они представлены в основном безмусковитовыми, биотито-

выми, граунитовыми, силлиманитовыми, реже — кордиеритовыми и кумингитовыми сланцами и мигматитами.

Богатые CaO породы встречаются в виде маломощных пластов, состоящих из слюдных сланцев и мигматитов. В этой зоне богатые CaO породы представлены главным образом амфиболитами, часто переходящими в амфиболовые сланцы и гнейсы.

Зона силлиманита и калишпата

Зону выделили по появлению в метapelитовых породах парагенезиса Сил-Кшп. Она охватывает все правые притоки рр. Ненокра, Цхвандири, Мемули, Далар. В этой зоне мигматиты играют главную роль. Кристаллические сланцы в основном наблюдаются в речисте мигматита. Главными минералами речиста являются биотит, силлиманит, гранат, кордиерит, плагноклаз и кварц.

Богатые CaO породы в основном представлены (в виде маломощных пластов) плагноклазовыми, биотитовыми и кумингитовыми амфиболитами, хотя встречаются и их гранатовые и пироксеновые разновидности.

Глава 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОТИТОВ В МЕТАМОРФИТАХ И ИХ МИНЕРАЛОГИЯ

Собранная нами коллекция биотитосодержащих метаморфических пород охватывает все без исключения выходы известняковых свит и зон прогрессивного регионального метаморфизма Абхазии и Верхней Сванетии. Отметим, что при выполнении полевых работ и отборе коллекций по мере возможности (часто бездорожье, вечные льды, высокая абсолютная высота — свыше 2000 м затрудняли нам проведение геологических работ) особое внимание было уделено образцам, обогащенным биотитом и "беднее" биотитосодержащих пород.

В целом коллекция содержит свыше 500 образцов из разных метаморфических пород, сланцев, гнейсов, мигматитов и т.д. Отобрано под микроскопом около 150 мономинеральных фракций биотита, которые в дальнейшем были использованы для различного рода анализов.

Распределение материала по типам пород и по площади метаморфических пород чрезвычайно неравномерное. Большая часть отобранного материала относится к сланцам булганской серии, поскольку они являются самыми распространенными и разнообразными из всех остальных пород серии как Абхазии, так и Сванетии. Относительно меньшее коли-

чество проб взято из сланцев лабинской серии, которая по сравнению с предыдущей обнажается в виде такой полосы на южном склоне в пределах Абхазии. Хотя богатые СаО породы широко распространены по всей территории исследуемого региона, отбор из них материала по разным причинам был затруднен.

При такой обстановке группировка природного материала с генетической точки зрения имеет важное значение. Опираясь на классификацию исходных метаморфических пород Абхазии и Сванети, данную в работах Д.М.Шенгелиа, Д.Н.Кепховели (1982) и Р.Г.Кахадзе (1982), свой фактический материал я распределяю по следующим группам.

К первой относятся природные биотиты из метapelитов, насыщенных K_2O пород, ко второй – биотиты из метapelитов недосыщенных K_2O пород, а к третьей – биотиты из богатых СаО пород (амфиболитов и их аналогов).

Из общей суммы мономинеральных фракций, после распределения их по вышеотмеченным группам, оказалось, что в первой группе содержится 60, во второй – 50, а в третьей – 18 проб биотитов. Вне распределения осталось несколько образцов, поскольку их принадлежность к группам не удалось определить. Однако, забегая вперед, отметим, что они были использованы при общей характеристике статистического распределения отдельных окислов в биотитах.

Из распространенных в Абхазии и Сванети зон метаморфизма самой представительной по количеству отобранного природного материала оказалась зона ставролита и силлиманита, как насыщенных, так и недосыщенных K_2O метapelитов. В лабинской же серии – ставролит-хлоритовая субфация ставролитовой зоны.

Таким образом, в отмеченной группировке отражено не только происхождение, но и отчасти физико-химические условия образования биотитосодержащих пород.

Размеры чешуек и пластинок биотита варьируют в широких пределах – от 0.03×0.03 до 0.5×0.5 мм. Встречаются и более крупные чешуйки и пластинки длиной более одного сантиметра. Ориентированы они, в основном, в одном направлении и чаще всего образуют скопления в виде полос, придавая тем самым породе сланцеватость.

Биотит в основном свежий, но местами замещен мусковитом и очень редко хлоритом и рудным минералом. В процессе прогрессивного регионального метаморфизма он замещается андалузитом и силлиманитом, хотя нередко сосуществует с ними в виде равновесного минерала. В диафторитах наблюдается и обратная картина, когда биотит развивается по отмеченным минералам. Содержит он включения графита, циркона, (вокруг которого характерны плеохроичные дворики в темных тонах), апатита и реже – турмалина.

Биотит характеризуется плеохроизмом от темно-коричневого или

красновато-коричневого (IIn_g = Nm) до соломенно-желтого цвета (IIn_p). Очень редко встречается биотит с плеохроизмом от густо темно-зеленого (II Np = Nm) до соломенно-желтого (IIn_p).

В предыдущей главе настоящей работы дана геологическая и петролого-минералогическая характеристика метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети. Было отмечено, что биотитосодержащие породы широко распространены во всех зонах прогрессивного регионального метаморфизма и типах исходных пород. Нередко минералы группы слд являются наиболее распространенными породообразующими минералами, и биотит среди них очень часто играет главную роль (интересно, что в некоторых случаях встречаются мономинеральные биотитовые породы).

Число и ряд равновесных минеральных парагенезисов биотитосодержащих метаморфитов очень велики, поэтому ограничимся лишь наиболее распространенными и приведем характерные парагенезисы в виде колонки, в которой сверху вниз повышается степень метаморфизма от биотитовой зоны к мигматитовой (табл. I).

Как видим, биотитосодержащие метаморфиты, в основном, представлены насыщенными и недосыщенными K_2O метapelитами, хотя в богатых СаО породах они играют немаловажную роль. Биотитосодержащие метapelиты в пересыщенных K_2O породах встречаются лишь в биотитовой и ставролитовой зонах.

Таким образом, биотит, являясь "сквозным" минералом метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети, представляет собой определенный интерес для исследования, так как выявление типоморфных особенностей их конституционных свойств позволило разобраться в некоторых сложных геолого-петрологических аспектах исследуемого региона, которые до настоящего времени остаются сложными и дискуссионными.

Характерные минеральные парагенезисы биотитосодержащих метаморфитов
Абхазии и Верхней Сванети

Зоны	Биотиты	Гранаты	Ставролиты	Силлманиты	Силлманиты и калшита (Ве- рхняя Сванетия, северная зона)	Мigmatites
1 Пересыщен- ные K_2O ме- тапелиты	Би+Хл+Му+ Кв+Шп+Аб	-	Би+Му+Аб+Гр+ Кв+Шп	Би+Гр+Силл+Кор+ Шп+Гр+Кв	Би+Гр+Силл+Шп+ Кв	Бк+Фл+Гр+ Шп+Кв
2 Басальтные K_2O мета- пелиты	Би+Му+Шп+ Кв+Гр+Аб	Кв+Би+Хл+Му+ Гр+Аб+Гр+Шп	Би+Му+Ст+Гр+ Хл+Шп+Кв	Би+Гр+Силл+Кор+ Му+Шп+Кв	Би+Гр+Силл+ Кор+Шп+Кв	Би+Гр+Силл+ Шп+Кв+Гр+Фл
3 Недосыщен- ные K_2O ме- тапелиты	Кв+Аб+Хл+ Би+Эп	Кв+Аб+Хл+Би+ Эп+Гр+Шп	Би+Гр+Ст+Шп+ Хл+Кв	Би+Гр+Силл+ Кор+Шп+Кв	Би+Гр+Силл+ Кор+Шп+Кв	Би+Гр+Гр+Шп+ Кв
4 Богатые се- верные породы	-	Аб+Хл+Эп	Рог+Шп Рог+Шп+Кв+Кв Рог+Шп+Кв+Эп+ Би+Кв	Би+Гр+Кум+Рог+ Шп+Кв Би+Гр+Кум+Шп+ Кв+Гр+Шп Гр+Би+Шп+Кв+ Рог+Шп+Кв	Би+Гр+Рог+Шп+Кв Би+Гр+Бед+Шп+ Кв Бед+Гр+Бед+ Кум+Шп+Кв	Би+Гр+Кум+Шп+ Кв Би+Гр+Кум+Шп+ Кв Би+Гр+Кум+ Рог+Шп+Кв

Таблица 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ БИОТИТОВ ИЗ МЕТАМОРФИТОВ
АБХАЗИИ И ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИ3.1. Зависимость величины N_g от общей железистости

Светопреломление биотитов, как известно, находится в сложной зависимости от содержания минералообразующих компонентов, главным образом железа и титана. Отмеченный вопрос изучался многими авторами, поэтому существует большое число диаграмм отмеченных зависимостей для биотитов из различных генетических групп пород (Другова, Лавровицкий, 1965; Кориковский, 1967; Никитина, 1963; Спрингман и др., 1964; Соболев, 1950; Хмарук, 1964; Ушакова, 1970; Усенко и др., 1972 и многие другие).

В.С.Соболев впервые учел влияние второстепенных окислов на светопреломление биотитов и вывел диаграммы зависимостей (N_g - железистость биотитов) для разных генетических типов пород. Он же, исходя из общетеоретических позиций, показал, что наибольшее изменение показателя преломления связано с вхождением в минерал Fe_2O_3 (до 10%).

Необходимо отметить также и то, что в большинстве работ вышеназванных для отдельных групп пород частные зависимости показателя преломления от общей железистости, хотя в последнее время (Усенко, И.В.Деробанова (1962), Т.Г.Хмарук (1964), Е.Н.Ушаковой (1971), И.С.Усенко и др. (1972), Е.Н.Ушаковой (1971) отклонения от отмеченных частных зависимостей N_g - F общ. от общетеоретической представляемой соотношением с химизмом биотитосодержащих метаморфитов и P-T условиями их образования.

Е.Н.Ушакова (1971) для метаморфических биотитов рассмотрела зависимость состава и показателя светопреломления в свете корреляции с параметрами - частная железистость, коэффициент окисления (N_g общ. $\frac{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+}+Ti^{4+}}{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+}+Ti^{4+}+Mg^{2+}+R^{2+}}$) на светопреломление биотитов оказывает общая железистость (N_g общ. $\frac{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+}+Ti^{4+}}{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+}+Ti^{4+}+Mg^{2+}+R^{2+}}$).

И.С.Усенко и др. (1972) также отмечают зависимость величины N_g биотитов от общей железистости, однако в отличие от Е.Н.Ушаковой отрицают возможность вхождения титана и при расчете коэффициента железистости его не учитывают, если содержание меньше 2%.

Таким образом, рассматривая далеко не полный список литературных данных, приходим к выводу, что для выявления вышеотмеченных закономерностей важное значение имеет выбор коэффициента железистости и методика измерения показателя преломления.

В этом аспекте для 50 мономинеральных фракций биотитов из разных зон исследуемого нами региона мы высчитали коэффициент общей железистости и по методу Е.Н.Ушаковой и по принципу И.С.Усенко и др. ($F_{\text{общ}} = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+} + Mg^{2+}} \times 100\%$) и определили величины Ng , результаты которых сведены в табл.2, точность измерения находится в пределах от 0,001 до 0,011. Результаты нанесены на диаграмму (рис. I) в координатах $F_{\text{общ}}$ - Ng , из которой хорошо видно, что биотиты из насыщенных (прямая I), недосыщенных (прямая II) K_2O метапелитов и из богатых CaO пород (прямая III) выявляют определенную закономерность. Так, биотиты из недосыщенных K_2O разновидностей метапелитов характеризуются высокими значениями Ng при постоянной железистости и их фигуративные точки (крестики на диаграмме) располагаются вблизи линии зависимости $F_{\text{общ}}$ - Ng , приведенной в работе И.С.Усенко и др. (1972). Биотиты из насыщенных K_2O метапелитов и из богатых CaO пород выделяются тем, что для них линии зависимостей проходят рядом и в некоторых случаях характеризуются низкими значениями показателя преломления (Ng). В основном биотиты из силлиманитовой зоны и биотиты из лабинской серии выделяются тем, что для них величина коэффициента $F_{\text{общ}}$ и Ng колеблется в узких пределах и соответственно фигуративные точки (треугольники) скапливаются вместе, как бы создавая определенное поле. Аналогичные результаты получены нами и в случае расчета железистости без учета титана.

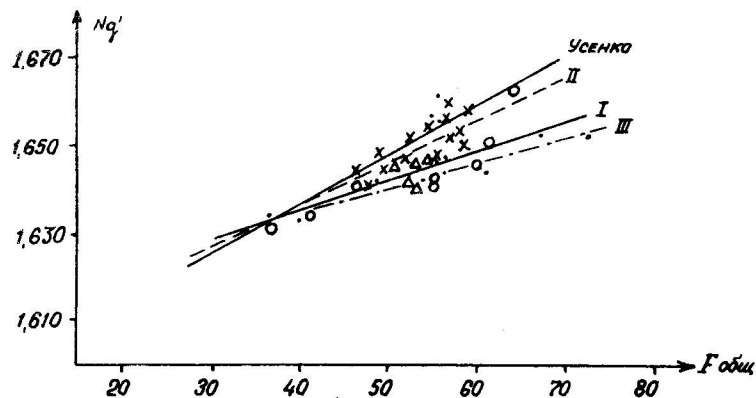


Рис. I. Зависимость Ng и $F_{\text{общ}}$ в биотитах: I - биотиты из богатых CaO пород; II - биотиты из недосыщенных K_2O метапелитов; III - биотиты из насыщенных K_2O метапелитов

Таблица 2

Зависимость $F_{\text{общ}}$ биотитов от величины Ng

№ обр	$F_{\text{общ}}$	$F_{\text{общ}}$	Ng
I	2	3	4
Насыщенные K_2O метапелиты			
79-8	57,85	53,47	I,647
7-168	54,47	52,79	I,643
357	55,55	51,11	I,645
390	55,87	52,79	I,647
74-4	67,38	62,85	I,653
312	55,51	51,97	I,652
346	56,44	54,07	I,658
314-3	53,49	49,12	I,647
324-3	56,56	53,22	I,656
7-177	35,15	31,15	I,632
7-29	32,68	30,93	I,628
7-78	35,54	33,20	I,628
118-4	36,77	31,90	I,635
337-3	55,60	49,89	I,662
117-4	36,77	31,90	I,639
73-4	47,70	44,06	I,645
78-4	49,24	45,14	I,643
Богатые CaO породы			
8-21	35,97	32,01	I,632
8-65	41,06	36,27	I,635
243	46,16	43,89	I,641
247	60,48	58,48	I,647
263	50,77	48,70	I,640
10Г	55,84	52,87	I,644
13-4	61,64	58,58	I,650
117-4	55,78	51,52	I,652
87-8	63,87	58,88	I,664
Недосыщенные K_2O метапелиты			
353-3	55,88	53,10	I,649
336-3	56,92	53,40	I,654
8-65	47,22	44,25	I,641
6-4	59,67	57,32	I,659

1	2	3	4
525	57,65	55,10	1,661
376	58,00	51,43	1,665
21-4	56,14	52,63	1,657
312	55,51	51,97	1,656
318	50,89	47,52	1,653
317-3	49,79	43,21	1,645
632	52,93	49,89	1,647
375-3	58,30	55,34	1,651
529-3	49,79	46,90	1,650
262-3	42,63	40,89	1,633
10-4	46,83	44,46	1,645

Биотиты ламтракской свиты

136-3	53,44	50,60	1,645
108-3	51,48	49,07	1,646
171-3	52,53	51,21	1,645
173-3	53,28	50,35	1,641
1-42	52,38	50,00	1,643
170-3	55,23	52,77	1,647

Таким образом, рассмотренный нами материал позволяет сделать ряд выводов:

1. Показатель преломления изучаемых биотитов меняется от 1,623 до 1,664.
2. Использование коэффициента железистости с TiO_2 или без него не оказывает существенного влияния на характер зависимости n от Fe^{2+} и Ng .
3. Полученные нами данные хорошо коррелируются с результатами эволюции двухвалентного железа в биотитах.

В ходе исследования исследованы единственные биотиты, которые в В.И.Калашниковой (1966), в работе В.И.Ивановой (1974) упоминаются лишь в качестве фиксации факсимильных изображений. Данные по физическому анализу этой группы минералов отсутствуют, крайне скудны. В первую очередь это объясняется высокими значениями температур эндотермических эффектов, которые у биотитов и флогопитов отмечаются в пределах 1000-1100°C, фиксируя дегидратацию, окисление железа и разрушение структуры. Поэтому регистрация термических характеристик слэдов требует выполнения температурных экспериментов, что не всегда удается выполнить из-за технических причин (вопрос связан с разрешающей способностью аппаратуры — дериватографов). А сказанному добавим, что термограммы биотитов группы слэдов не всегда идентичны. Они различаются соотношением основных эффектов, происходящих в минералах при нагревании, наличием нечетких компонентов, окисления железа и разрушения структуры. Последовательность этих этапов и их температурные интервалы, а также энергетические характеристики отражаются на дериватограммах и соответствия кривых.

Исследование нами было проведено в лаборатории термического анализа отдела минералогии во Всесоюзном Геологическом институте (Ленинград), под руководством кандидата геолого-минералогических наук Б.А.Касатова.

Из приведенных термограмм (рис.2) хорошо видно, что эндотермический эффект, фиксируемый в исследованных образцах, показывает наличие максимума в довольно широких пределах. Так, если для биотитов зоны граната из насыщенных K_2O метациелитов зона на H_2O в пределах 1150°C, то для этой же группы метациелитов, из биотитовой зоны, величина эндозффекта равна 1170°C. Такая же закономерность выявляется и для образцов из недосыщенных K_2O метациелитов: для зоны ставролита (рис.3-3) температура эндозффекта равна 1140°C, а для зоны силлиманита — 1180°C. Таким образом, повышение степени метаморфизма ведет к снижению эндозффекта, а вместе с тем к дегидратации и разрушению структуры минерала в сторону повышения температур, что, по нашему мнению, является хорошим термофильным показателем для исследованных биотитов.

К сказанному добавим, что обр.357 (рис.2-1) соответствует флогопиту из магматитовой зоны насыщенных K_2O метациелитов, для которого с эндотермическим эффектом четко фиксируется экзотермический эффект при 320°C. По данным В.И.Ивановой и др. (1974), это соответствует флогопиту.

Полученный результат находит в полной соответствии с данными

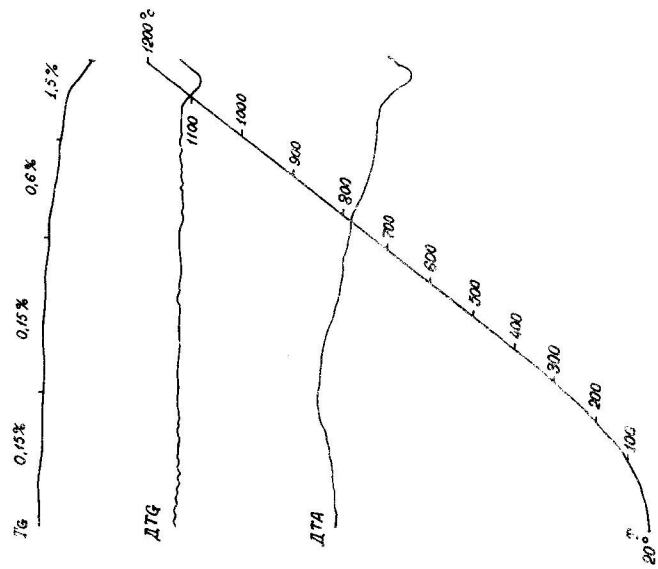


Рис. 2-А. Характерная термограмма биотита из насыщенного K_2O метапелита, зона граната

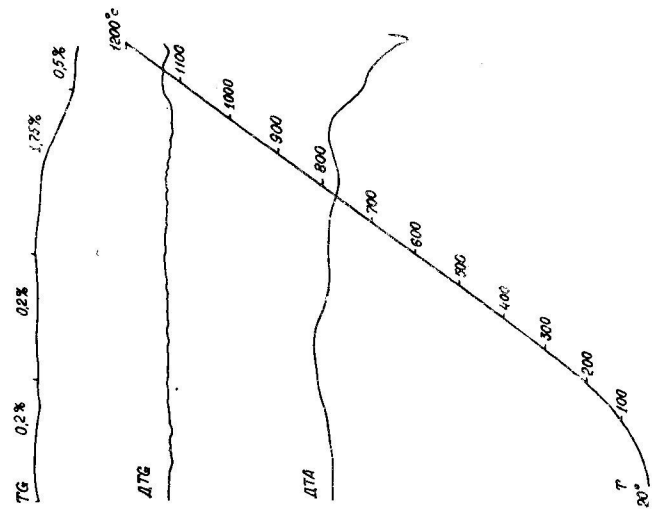


Рис. 2-Б. Термограмма биотита из зоны sillimanита, насыщенного K_2O метапелита

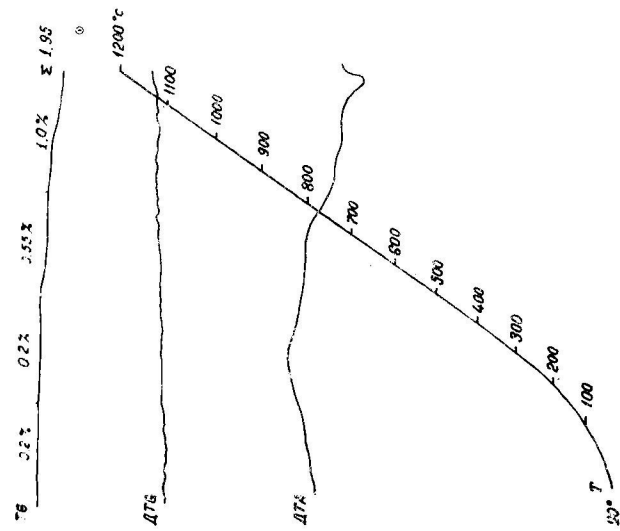


Рис. 2-В. Термограмма биотита зоны ставро-
лита, насыщенного K_2O метапелита

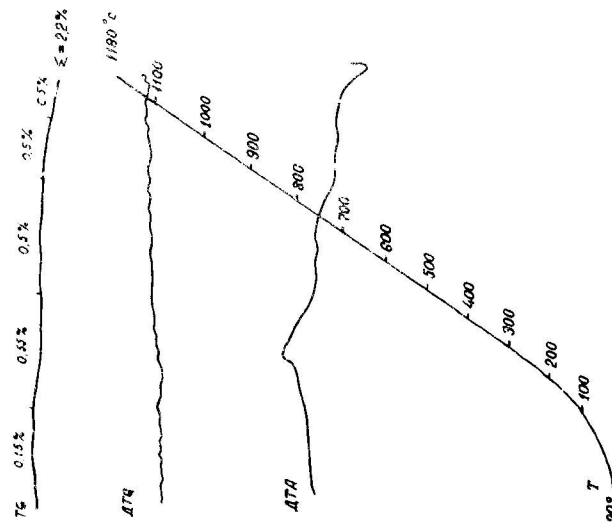


Рис. 2-Г. Термограмма биотита зоны sillimanита, насыщенного K_2O метапелита

тесном составе изученного биотита (соотношение Mg/Fe^{2+} в данном образце равно 2,22 и указывает на присутствие большого количества флогопитового минерала). Это является еще одним доказательством того, что при повышенной степени метаморфизма биотит в основном представлен метаморфическим рядом, конечная стадия которого является флогопит-анкит.

3.3. ИК-спектроскопия биотитов

Исходя из положения, что химический состав и кристаллохимическое расположение элементов в структуре триоктаэдрических слюд определяют физические свойства этой группы минералов, многие авторы используют различные физические методы исследования, позволяющие получать объективные критерии, позволяющие судить о внутреннем состоянии минерала. В этом отношении ИК-спектроскопия наряду с другими является достаточно объективным и информативным методом исследования биотитов и позволяет достаточно четко распознавать положение и вид протонных группировок, входящих в структуру данного минерала. Так охарактеризованы ИК-спектры триоктаэдрических слюд в работах В.Струбяна и Р.Роя (1964), В.Веддера и др. (Wedder et al., 1964), И.Шосидона (Shawidol, 1970), В.Фармера (Farmer, 1974), Е.И.Павлюшина и Т.А.Капитанова (1972), И.И.Павлюшина (1967), З.В.Озерова и А.И.Никитина (1975), М.С.Скобцева и др. (1982), В.И.Павлюшина и др. (1978), Е.В.Власова и Е.И.Доломояна (1980), Д.А.Архипенко (1983), М.Л.Зорина и др. (1978) и других.

Как известно, ИК-спектры биотита имеют две интенсивные полосы поглощения — 1000 и 400-500 cm^{-1} , соответственно соответствующие валентные и деформационные колебания Si-O связей. Слабые полосы поглощения в биотитах варьируются в областях 600-650 cm^{-1} и 700-730 cm^{-1} и их относят к колебаниям Fe-OH и Al-O; кроме того, в некоторых биотитах наблюдаются слабые полосы поглощения в области 3500 cm^{-1} для связей Mg-Fe-OH, Fe-Al-OH.

В.Фармер (Farmer, 1974) отмечает, что для флогопитов характерные колебания в области 3580 и 3620 cm^{-1} отечают, соответственно Al, Fe и Mg, Fe связям. Он же отмечает, что наибольшие колебательные частоты Si-O в биотитах от 465 до 455-450 cm^{-1} связаны с повышением роли трехвалентных катионов в октаэдрической позиции и возрастанием связей $R^{3+}-O-Si$.

М.В.Скобцева и др. (1982) обращают внимание на слабые полосы поглощения в биотитах в области 615-635 cm^{-1} и отмечают, что в 980 cm^{-1} в усилении полос 605 cm^{-1} и 625 cm^{-1} связаны с увеличением доли Al^{3+} в октаэдрах. Полосы 3710 cm^{-1} и 3660 cm^{-1} связаны с

гидратацией, по их мнению, свидетельствуют о гидратации или вермификации биотитов.

Для магнетитовых флогопитов из-за существования транс- и цис-изомеров Е.В.Власова и Е.И.Доломояна (1980) отмечают присутствие полос поглощения $\chi_{OH} = 3710$ и 3660 cm^{-1} . Они же указывают на то, что при железистости выше 30 спектр резко меняется и появляется в начале дополнительная группа полос при 3680-3540 cm^{-1} , интенсивность которой становится превалирующей при железистости биотита — 54-98%. По мнению этих авторов, на картину ИК-спектра поглощения существенно роли оказывает ряд факторов.

1. В триоктаэдрических слюдах, где он принадлежит трем октаэдрам, изоморфизм катионов в них оказывает существенное влияние на колебание OH: чем меньше степень ионности связи катион-кислород, тем ниже частота валентного колебания OH.

2. Структура тетраэдрического слоя. Возникающие между OH и ионами кислорода тетраэдрического слоя водородные связи понижают частоту χ_{OH} . Заметную роль в этой ситуации должен играть такой структурный фактор, как нарушение симметрии гексагонального кольца тетраэдрического слоя вследствие вхождения Al в тетраэдры, причем должна быть исключена возможность упорядоченного замещения Si — Al, что может привести к расщеплению полос валентных колебаний OH на систему составляющих, а в ряде случаев — к расширению полос.

3. Положение и свойства межслоевых катионов. Роль их должна быть особенно существенна в триоктаэдрических слюдах, где они, с одной стороны, закрывают гексагональную пустоту, испытывая силы притяжения к кислородам с некомпенсированными валентностями, а с другой отталкиваются от протонов OH групп и в силу этого более мобильны.

М.Л.Зорина и др. (1978) отмечают, что изменения химического состава по железу и магнию, столь существенные для биотитов, должны прежде всего найти отражение в изменении валентных и деформационных колебаний Si-O связей. Однако, несмотря на широкие пределы замещения Fe^{2+} на Mg, ими не было выявлено закономерного смещения ни одной из полос поглощения, что, возможно, объясняется компенсирующим влиянием различных ионов, изоморфно входящих в решетку кремнекислородных связей. Этим авторами отрицается возможность выявления изменения деформационных колебаний в области 400-500 cm^{-1} соотношения Mg/Mg , отмеченное в работах Д.К.Архипенко (1964, 1967).

В.И.Павлюшин (1983), анализируя полученные результаты по ИК-спектрам биотитов, приходит к выводу, что полоса поглощения в области частот 600-800 cm^{-1} выявляет связь не только с составом тетраэдрического слоя, но и с его структурным состоянием, в частности она зависит от распределения силиция и алюминия, а также их изоморфных замен — в первую очередь титана и трехвалентного железа.

ИК-спектроскопическому исследованию биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети подвергнуто 35 монофракций, охватывающих разные зоны как насыщенных и недосыщенных K_2O метapelитов, так и богатых CaO пород.

Частоты основных полос поглощения приведены в табл.3, а на рис.3 даны характерные ИК-спектрограммы для некоторых образцов. Эксперименты проводились в основном в лаборатории атомно-адсорбционного анализа в Геологическом институте под руководством Т.Г.Гвахария.

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Для биотитов исследуемого региона характерны полосы поглощения в области 465–470 и 1000 см^{-1} , что хорошо согласуется с теоретическими данными, указывающими на валентные и деформационные колебания $Si-O$ связей.

2. Полоса поглощения в области $680-705\text{ см}^{-1}$ выявляет связь состава тетраэдрического слоя и структуры, которая в основном зависит от распределения Si и Al_{IV} . Однако вариация частоты в данном интервале указывает и на изоморфное вхождение в тетраэдры других элементов. По данным химического состава исследованных образцов и по коэффициентам корреляции между Si и Ti выявлено вхождение Ti

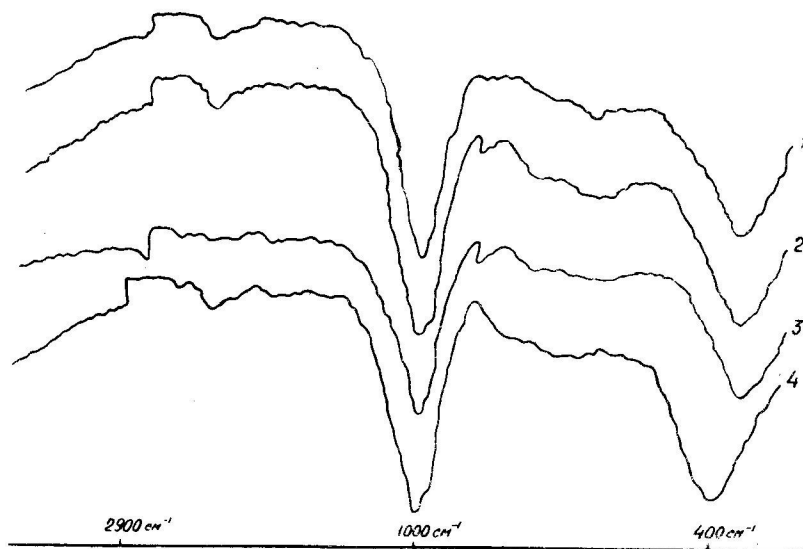


Рис.3. Характерные ИК-спектрограммы биотитов

в структуру тетраэдрического слоя. Таким образом, смещение полос поглощения в отмеченных областях дает нам основание полагать, что отмеченное явление в первую очередь связано с появлением Ti в структуре тетраэдрического слоя.

3. Кроме основной частоты поглощения на 1000 см^{-1} для исследованных образцов, на ИК-спектрограммах нередко появляется и плечо в интервале $980-985\text{ см}^{-1}$, которое свидетельствует о заниженной роли Al_{IV} в тетраэдрах, что в данном случае лишней раз доказывает повышенную активность и компенсирующее воздействие Ti в тетраэдрах.

4. Характерными для биотитов из насыщенных K_2O метapelитов являются слабые полосы поглощения в области 440 см^{-1} , что, по данным В.Фармера (Farmer, 1974), является повышением роли трехвалентных катионов в октаэдрической позиции и указывает на возрастание $Al^{IV}-O-Si$ связей. В нашем конкретном случае такую роль играет Al_{IV} , поскольку биотиты отмеченной группы характеризуются высоким содержанием Al , что вызвано высвобождением из тетраэдрической позиции Al_{IV} , который прочно занимает свое место в тетраэдрах.

5. Изоморфизм пары Fe^{2+} и Mg^{2+} , столь существенный для исследованных образцов, не дает соответствующих эффектов на ИК-спектрограммах, что, видимо, объясняется компенсирующим влиянием различных двухвалентных ионов, входящих вместе с Fe и Mg^{2+} в тетраэдры.

3.4. Общее представление о составе триоктаэдрических слюд — биотитов

Как известно, химический состав природных слюд достаточно сложен. Они принадлежат к слоистым алюмосиликатам с минеральным содержанием дополнительных анионов (OH, F) (Соболев, 1949). Общий состав минералов группы слюд выражается формулой — $X_2Y_4-6Z_8O_{20} (OH, F)$. Тетраэдрическую группу (Z) составляют Si и Al_{IV} , в более редких случаях встречаются Fe^{3+} и Ti , октаэдрическую же (Y) — Al_{IV} , Fe^{3+} , Mg , Li , а также в незначительных количествах Ti , Mn , Al , V , Cr и другие элементы. В группе межслоевых катионов (X) главную роль играют K , Na и Ca (хрупкие слюды). Группа дополнительных анионов, кроме гидроксила и фтора, может содержать также некоторое количество хлора и в более редких случаях — кислорода (Соболев, 1949).

Для интерпретации химического состава слюд наибольшее значение имеют замещения в октаэдрической группе катионов (Гинзбург, Берлин, 1953; Foster, 1960¹, 1960²), в которой в общем случае заполнение октаэдрической позиции меняется от двух до трех в пересчете

УСЛОВИЯ ОСНОВНЫХ ВОДНОС ПОДЛЕЖАЩИХ В МК-СИСТЕМАХ МОЩНОСТЕЙ (см. 1)

№ вод.	SiO ₂	Al ₂ O ₃ - SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	H ₂ O	Fe ²⁺ Fe ³⁺	Fe ²⁺ Al ³⁺	Mg-Al-OH	Mg ₂ -Al-OH
79-8	440	465	700	780	980	1000	3400	3590	3620
116-4	-	465	700	770	-	1000	3400	3590	-
A-50	-	465	700	790	980	1000	-	3590	-
7-29	440	465	685	770	980	1000	-	3590	-
310	-	470	720	800	980	1000	-	3590	3680
171-2	440	465	700	-	980	1000	-	3595	-
8-35	440	465	675	770	-	1000	3400	3590	-
365	-	465	675	780	980	1000	3400	3590	-
8-26	-	470	-	775	-	1000	3515	-	-
7-168	-	465	700	780	-	1000	3400	3590	3650
7-102	-	465	700	775	980	1000	3420	-	-
8-23	-	465	695	780	-	1000	-	3595	-
7-104	-	470	700	-	-	1000	3420	3590	-
387-С	-	470	-	-	-	1000	-	-	-

УСЛОВИЯ ВЪ ВЪСХОДЯЩИХЪ КЪ ВОДНОСЪ

УСЛОВИЯ ВЪ ВЪСХОДЯЩИХЪ КЪ ВОДНОСЪ

8-14	465	700	785	980	1000	3550	3590	-	3650
1-42	470	670	-	-	1000	-	-	-	-
6-4	465	685	780	900	1000	3550	3590	3620	-
7-140	465	705	-	-	1000	-	-	-	3655
8-25	465	700	-	980	1000	-	-	-	-
7-133	470	705	-	-	1000	-	-	-	-
5-24-3	465	705	780	980	1000	3570	3590	3620	3680
7-155	465	705	780	980	1000	-	3590	3620	3650
8-84	470	705	770	-	1000	-	-	-	-
4-92	470	705	-	-	1000	-	-	-	-
240	460	670	-	980	1000	-	-	-	-
385	470	700	-	-	1000	-	-	-	-
89-8	465	720	780	-	1000	3550	3590	3620	3670
3-58	465	700	780	980	1000	3560	3590	3620	3650

УСЛОВИЯ ВЪ ВОСХОДЯЩИХЪ КЪ ВОДНОСЪ

вероятностей лангированной системы упорядоченных событий (было задано предположением). Классовый интервал (шаг) вычислен для каждого элемента отдельно по формуле $\Delta = \frac{I_{max} - I_{min}}{\sqrt{(n-1) \ln 2}}$, где I_{max} — максимальное

значение элемента в ф.е, а I_{min} — минимальное, n — число образцов. С помощью классового интервала для химических анализов основных минеральных фракций биотитов были вычислены основные статистические величины: среднееарифметическое число ($\bar{X}$), стандартное отклонение (S), квартильный коэффициент асимметрии (A_s) и полуквартильный статистик (E).

3.5. Химический состав биотитов

При разработке данного раздела во внимание принималась работа Е.Н. Умкозова (1971), в которой на богатом фактическом материале (о наборе химических анализов метаморфических биотитов) приводятся основные данные как по статистическому распределению, так и по корреляционному анализу отдельных химических элементов в биотитах из разных парагенетических типов пород. В отмеченной работе для набора доброкачественных анализов и систематизации данных строятся гистограммы распределения содержаний главных кристаллохимических и других физических параметров биотитов. Отклонения фактических характеристик от принятых норм распределения служили автору основанием для их отбраковки.

Гистограммы распределения были построены как для суммарного количества образцов ($n = 128$), так и для биотитов каждой группы: насыщенн. и подосищенных K_2O металецитов (рис. 4) и для богатых CaO пород (рис. 5). Основные статистические величины составили изучаемых биотитов, проверенные по критериям Фишера и Стюдента, приведены в табл. 4. Характеристику распределения элементов удобно рассмотреть в свете кристаллохимической формулы, поскольку она отражает состав и определяет роль каждого элемента в структуре. Поэтому в первую очередь рассмотрим распределение элементов тетраэдрической группы, состоящей из Si и Al_{IV} .

Кремний (Si). Содержание кремния в кристаллохимическом составе биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванетии колеблется в пределах от 5,08 до 5,92 ф.е.

В целом распределение этого элемента носит сложный характер, что выражается раздвоением максимумов на гистограммах как для биотитов суммарной выборки, так и для совокупности образцов из каждой группы K_2O металецитов. Расщепление максимумов в обоих случаях приходится на интервалы 5,32–5,44 ф.е. и 5,56–5,68 ф.е. Для биотитов из насыщенн. K_2O металецитов и из богатых CaO

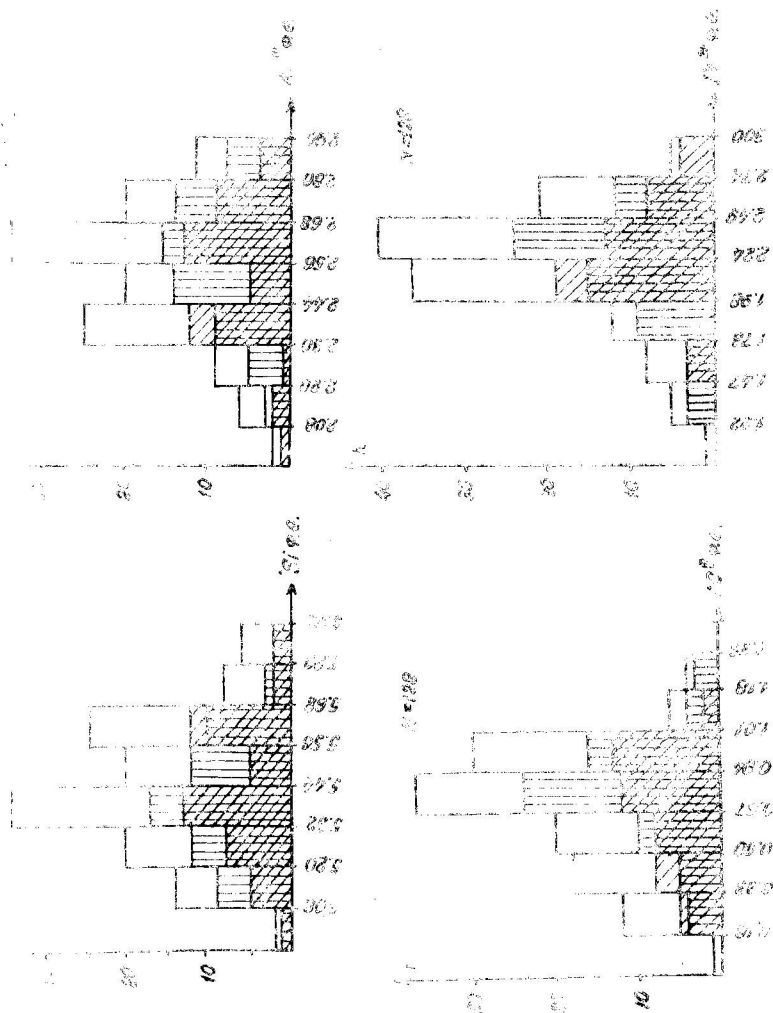


Рис. 4. Гистограммы распределения содержания кремния в биотитах из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванетии.

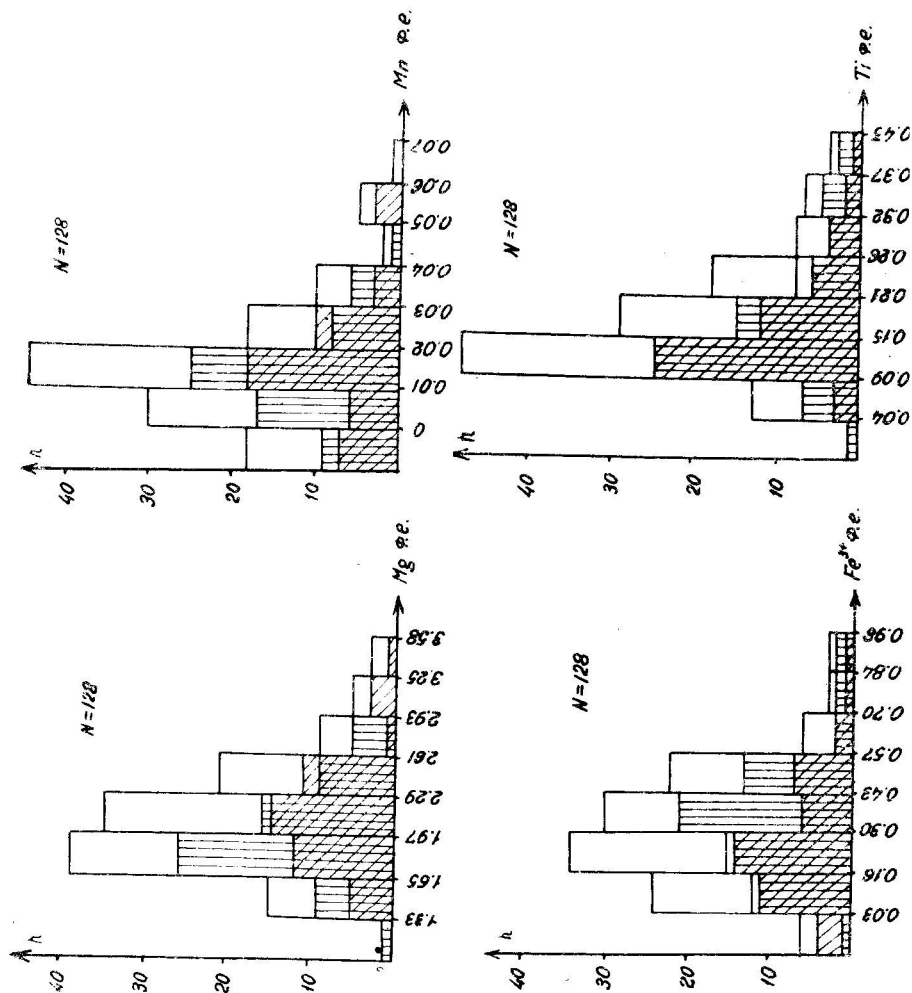


Рис. 4. (Продолжение). Гистограммы распределения Mg , Mn , Fe^{3+} и Ti в биотитах

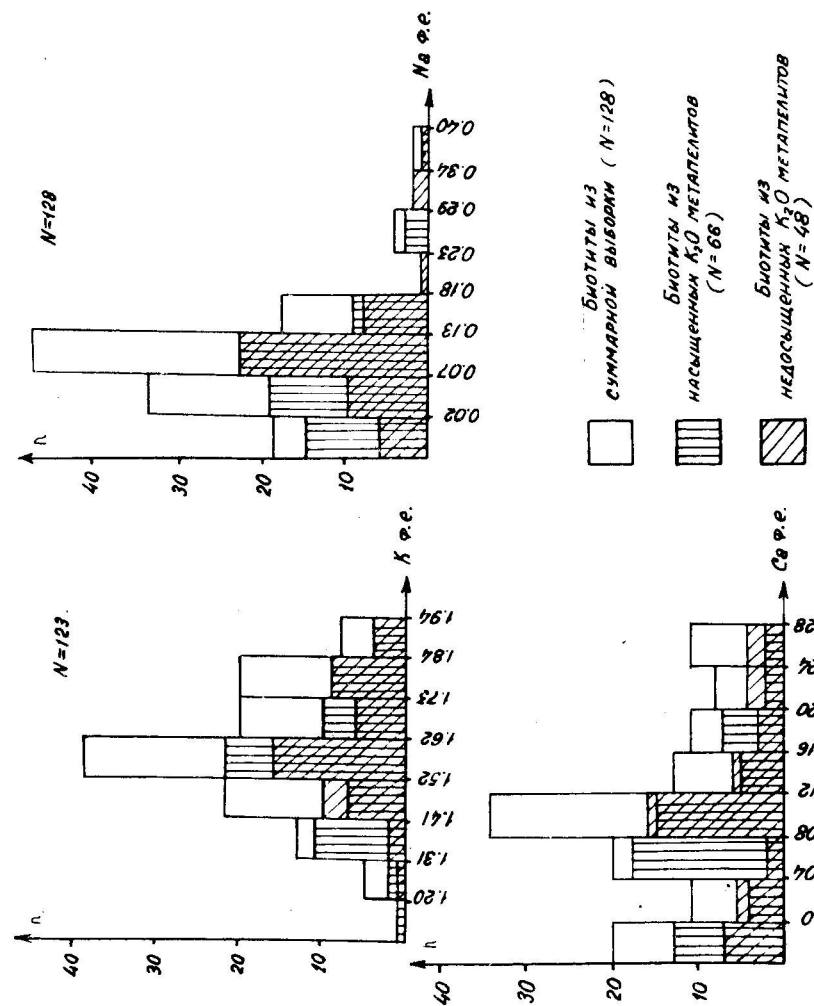


Рис. 4. (Продолжение). Гистограммы распределения K , Na и Ca в биотитах

Таблица 4

Основные статистические величины

Элементы	$\bar{x}$	S	As	E
----------	-----------	---	----	---

Суммарная (n = 128)

Si	5,46	0,19	0,15	-0,43
Al _{lv}	2,54	0,19	-0,16	-0,46
Al _{vl}	0,70	0,21	-0,16	-0,72
Fe ²⁺	2,21	0,29	-0,65	0,51
Mg ²⁺	2,10	0,29	1,34	2,09
Mn	0,02	0,01	1,43	2,31
Fe ³⁺	0,35	0,20	1,12	1,57
Ti	0,18	0,10	1,04	0,69
K	1,58	0,15	0,06	0,02
Na	0,12	0,08	0,81	0,30
Ca	0,13	0,11	0,82	0,31

Насыщенные (n = 56)

Si	5,42	0,18	0,38	-0,42
Al _{lv}	2,58	0,18	-0,38	-0,42
Al _{vl}	0,79	0,22	-0,15	0,25
Fe ²⁺	2,18	0,29	-1,11	0,85
Mg	1,92	0,28	0,80	1,06
Mn	0,02	0,01	0,72	-0,14
Fe ³⁺	0,37	0,19	1,14	2,71
Ti	0,19	0,09	0,78	-0,27
K	1,61	0,14	0,08	-0,24
Na	0,08	0,07	2,37	6,81
Ca	0,11	0,11	0,87	0,11

Недосыщенные (n = 48)

Si	5,45	0,20	0,37	-0,44
Al _{lv}	2,55	0,20	-0,38	-0,45
Al _{vl}	0,69	0,22	-0,35	-0,64
Fe ²⁺	2,28	0,28	-0,34	0,74
Mg ²⁺	2,12	0,42	0,82	0,73
Mn ²⁺	0,02	0,01	1,21	1,07
Fe ³⁺	0,28	0,19	0,94	0,72
Ti	0,19	0,07	1,08	0,76
K	1,62	0,15	0,14	-0,24
Na	0,11	0,06	1,99	4,38
Ca	0,13	0,11	0,76	0,14

Элементы	$\bar{x}$	S	As	E
Лабинская серия (n = 10)				
Si	5,41	0,23	0,87	0,38
Al _{lv}	2,59	0,23	-0,87	0,38
Al _{vl}	0,67	0,36	1,16	1,14
Fe ²⁺	2,28	0,40	-0,66	-1,28
Mg ²⁺	2,43	0,33	-0,97	0,13
Mn	0,04	0,02	0,93	-1,11
Fe ³⁺	0,27	0,27	1,94	2,62
Ti	0,12	0,09	-0,21	-0,26
K	1,35	0,09	0,85	1,16
Na	0,12	0,07	0,42	-0,21
Ca	0,09	0,09	-0,23	-1,26

Богатые CaO породы (n = 14)

Si	5,58	0,24	1,02	0,64
Al _{lv}	2,41	0,24	-0,91	0,31
Al _{vl}	0,51	0,29	1,11	0,57
Fe ²⁺	1,99	0,51	0,27	-0,76
Mg	2,55	0,60	0,14	-1,21
Mn	0,02	0,01	0,87	-0,99
Fe ³⁺	0,33	0,18	0,34	-0,56
Ti	0,15	0,07	0,35	-1,35
K	1,55	0,17	-0,26	-0,71
Na	0,17	0,08	2,98	7,30
Ca	0,20	0,10	0,60	0,61

пород, то для них распределение кремния в основном отвечает нормальному закону.

Среднее содержание данного элемента показывает величину для суммарной выборки $\bar{x} = 5,46$ ф.е., а коэффициент стандартного отклонения равен $s = 0,19$. Интересно, что для биотитов из метapelитовых пород характерно среднее значение $\bar{x}$, близкое к суммарной выборке, тогда как биотиты из богатых CaO пород тяготеют к высокому содержанию данного элемента и показывают величину $\bar{x} = 5,58$ ф.е.

Алюминий. В тетраэдрической позиции кроме кремния основную роль играет и Al^{lv}, распределение которого во всех проанализированных нами случаях ничем не отличается от поведения Si. Интервал колебаний этого элемента находится в пределах теоретических значений и меняется от 2,08 до 2,90 ф.е. при $\bar{x} = 2,54$ ф.е. На гис-

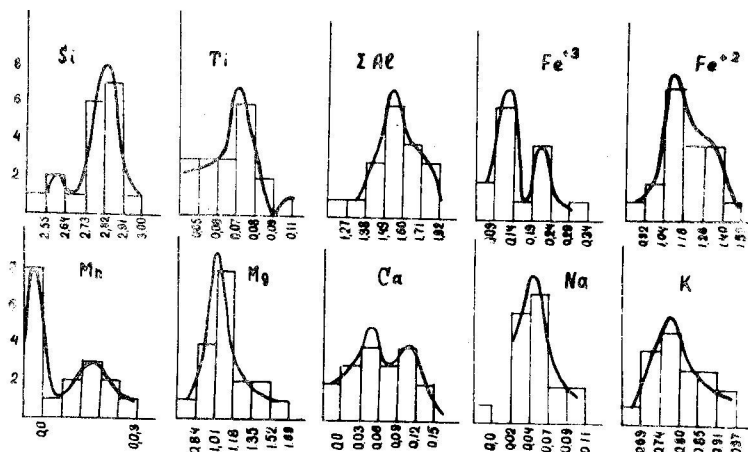


Рис. 5. Гистограммы распределения элементов состава биотитов (формульных единиц) из богатых СаО пород

тограммах распределения (см. рис. 4) четко видно расщепление максимумов значений Al_{IV} . Для суммарной выборки и для биотитов из недосыщенных K_2O метапелитов оно соответствует величинам 2,30–2,44 ф.е. и 2,56–2,68 ф.е.

В интервале колебаний Al_{IV} от 2,44 до 2,56 ф.е. располагаются биотиты в основном из насыщенных K_2O метапелитов.

Биотиты же из богатых СаО пород ($\bar{X} = 2,41$ ф.е.) и образцы из насыщенных K_2O метапелитов ($\bar{X} = 2,58$ ф.е.) показывают тенденцию, отвечающую нормальному закону распределения.

Распределение содержания Al_{VI} в октаэдрической позиции во всех случаях дает идентичную картину и отвечает нормальному закону, хотя его содержание в кристаллохимическом составе биотитов колеблется в широких пределах – от 0,16 до 1,36 ф.е. (см. рис. 4).

По распределению содержания Al_{VI} группы биотитов выделяются из насыщенных K_2O метапелитов, которые показывают более высокое значение коэффициента средних значений $\bar{X} = 0,79$ ф.е., чем биотиты из остальных генетических групп.

Особенно следует подчеркнуть, что среднее содержание данного элемента в биотитах из недосыщенных K_2O метапелитов показывает величину $\bar{X} = 0,69$ ф.е.; оно ниже, чем у вышеотмеченной группы и выше, чем у биотитов из метапелитов лабинской серии лаштракской свиты ($\bar{X} = 0,67$ ф.е.) и для биотитов из богатых СаО пород ($\bar{X} = 0,51$ ф.е.). Данное явление хорошо согласуется с тем соображением, которое допу-

скает уменьшение количества этого элемента в структуре биотитов в связи с увеличением степени и температуры метаморфизма (Великослобинский, 1965; Кориковский, 1964; Ушакова, 1971).

В построении октаэдрической позиции биотитов основную роль играют двухвалентное железо (Fe^{2+}) и Mg. По содержанию и распределению этих элементов во многом определяют кристаллохимическое основание данного минерала.

Железо (Fe^{2+}). Содержание Fe^{2+} в кристаллохимическом составе биотитов меняется от 1,22 ф.е. до 3,00 ф.е. Среднее значение содержания данного элемента равно $\bar{X} = 2,21$ ф.е. Распределение в основном подчиняется нормальному закону, хотя на гистограмме распределения Fe^{2+} (см. рис. 4) хорошо видно логнормальное усечение для группы биотитов из недосыщенных K_2O метапелитов.

Большинство анализов из суммарного количества показывает колебания величины Fe^{2+} в пределах от 1,98 ф.е. до 2,49 ф.е. (коэффициент стандартного отклонения $S = 0,29$ ф.е.). На гистограмме в зоне высоких значений содержания Fe^{2+} располагаются биотиты из зон биотита, граната и отчасти ставролита насыщенных K_2O метапелитов, а также биотиты из зоны ставролита недосыщенных K_2O метапелитов. Левое крыло гистограммы, т.е. в зоне низких значений распределения Fe^{2+} , составляют образцы из зоны мигматита как насыщенных, так и недосыщенных K_2O разновидностей метапелитов и биотиты из богатых пород.

Магний. Распределение магния в кристаллохимическом составе биотитов из метаморфитов изученного региона, по сравнению с двухвалентным железом, во всех совокупностях подчиняется нормальному закону. Содержание его колеблется в пределах от 1,33 ф.е. до 3,58 ф.е. при коэффициенте средних значений $\bar{X} = 2,10$ ф.е. Интервал колебаний наиболее часто встречаемых величин находится в пределах 1,80–2,40 ф.е. (коэффициент стандартного отклонения $S = 0,29$). В распределении содержания магния наблюдается обратная, чем у распределения двухвалентного железа, тенденция и выражается в том, что правое крыло гистограммы (см. рис. 4) в основном составлено образцами из богатых СаО пород и биотитами из зоны мигматита недосыщенных K_2O метапелитов. Для вышеотмеченных групп среднее содержание Mg равно $\bar{X} = 2,55$ ф.е. и $\bar{X} = 2,73$ ф.е. соответственно.

Марганец. Марганец – один из немногих элементов биотита, распределение которого соответствует закону Пуассона. Оно хорошо выражено на гистограммах (см. рис. 4 и 5) распределения содержания данного элемента, показывающих во всех случаях картину, ограниченную слева.

Содержание магния в биотитах, как известно, представляет собой почти постоянную примесь к кристаллохимическому составу, так

как оно меняется в незначительных количествах. Отметим, что в исследованных нами образцах его содержание меняется от 0 до 0,07 ф.е., 18 биотитов вовсе лишены магния, а в 74 анализах его содержание меняется от 0,01 до 0,02 ф.е.

Железо (Fe^{3+}). О содержании трехвалентного железа в биотитах из метаморфических пород у исследователей нет единого мнения. Считается, что определение Fe^{3+} методами химического анализа связано с большими погрешностями. Е.Н.Ушакова (1971) при определении колебаний значения Fe^{3+} в биотитах пришла к выводу, что при добросовестном анализе содержание Fe^{3+} не должно превышать 0,35 ф.е. из расчета на 12 - 0.

Анализируемые нами биотиты из метаморфитов Абхазии в Верхней Сванети в основном дают колебания значений содержания Fe^{3+} в рамках допустимого, обрезаются только правые края гистограмм (см.рис. 4) от 0,70 ф.е. до 0,98 ф.е., всего 6 анализов. Это в основном биотиты из насыщенных K_2O метапелитов зоны мигматита и биотиты из лаштракской свиты лабинской серии. Характерно, что биотиты из недосыщенных K_2O метапелитов по распределению этого элемента подчиняются логнормальному закону, тогда как во всех остальных случаях оно носит принцип, соответствующий закону нормального распределения.

Титан. Распределение титана (см.рис.4 и 5) в биотитах во всех совокупностях подчиняется нормальному закону, хотя колебание величины его содержания происходит в широких пределах от 0,04 до 0,43 ф.е. при коэффициентах $\bar{X} = 0,18$ и $S = 0,10$ ф.е.

Калий. В кристаллохимическом составе биотитов из межслоевых катионов основную роль играют распределения калия. Его содержание в исследованных образцах меняется от 1,20 до 1,94 ф.е. ($\bar{X} = 1,58$ ф.е. $S = 0,15$ ф.е.).

На гистограмме (см.рис.4) для суммарной выборки хорошо видно, что распределение данного элемента подчиняется нормальному закону. Что же касается совокупности биотитов из метапелитовых пород, то для них характерно раздвоение максимумов на гистограммах в пределах 1,31-1,41 ф.е. и 1,52-1,62 ф.е., которое дает основание считать их распределением, отвечающим логнормальному закону. В среднем наиболее низкое содержание калия зафиксировано в образцах из богатых CaO пород ($\bar{X} = 1,55$ ф.е.).

Натрий. Распределение натрия во всех случаях в основном подчиняется закону нормального усечения. Условно обрезаются только правый край гистограмм (см.рис.4 и 5), соответствующий величине колебаний от 0,23 ф.е. до 0,40 ф.е.

Среднее значение натрия в суммарной выборке равно $\bar{X} = 0,12$ ф.е. Выделяются биотиты по этому показателю из богатых CaO пород, показывающие величину $\bar{X} = 0,17$ ф.е. при коэффициенте стандартного отклонения $S = 0,08$ ф.е.

Кальций. Содержание этого элемента в биотитах меняется в широком интервале от 0 до 0,28 ф.е. В 20 анализах встречаются бескальциевые биотиты, что и повлияло на характеристику распределения данного элемента в биотитах изучаемого региона. Как и в случае марганца, гистограммы (см.рис.4 и 5) его распределения ограничены слева и отвечают закону Пуассона. Вторая часть гистограммы, от интервала колебаний значения Ca от 0,04 ф.е., показывает тенденцию логнормального распределения. Среднее содержание Ca в суммарном количестве анализов равно $\bar{X} = 0,13$ ф.е. при стандартном отклонении $S = 0,11$. Выделяются биотиты из богатых CaO пород, показывающие высокое значение содержания данного элемента: $\bar{X} = 0,20$ ф.е. при $S = 0,10$ ф.е.

В целом, суммируя данные статистического распределения кристаллохимических элементов в биотитах из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети, можно заключить, что основные члены состава в большинстве случаев носят характер нормального распределения и хорошо согласуются с литературными данными. Некоторые отклонения от вышеотмеченного в первую очередь связаны с генетическими особенностями биотитосодержащих метаморфитов и являются следствием разнообразного характера факторов минералообразования.

3.5.1. Корреляция химического состава биотитов

В биотитах, как уже отмечалось, хорошо развит изоморфизм во всех катионных позициях, вследствие чего в них выделяют и различные схемы изоморфных замещений. Однако все эти схемы носят в основном теоретический характер, что не всегда находит свое отражение в кристаллохимическом составе минерала. В этом отношении в последнее время с применением методов математической обработки данных кристаллохимического состава, в основном по методу парных коэффициентов корреляции, намечаются определенные сдвиги.

В работах А.Вистелюса, О.Сарманова (Wistelius, Sarmanov, 1961) и В.Вебба, И.Бригса (Webb, Briggs, 1966) дана характеристика определенных связей в биотитах между катионами октаэдрической позиции. Так, ими выявлены отрицательные связи между Fe^{2+} и Mg^{2+} , Ti и Mg , Fe^{3+} и Mg , и положительные - между Fe^{3+} и Al^{3+} , Ti и Fe^{2+} , K и Al^{1+} . Эти данные позволяют судить о том, что в октаэдрической позиции осуществляются две серии замещений: $R^{3+} \rightleftharpoons R^{2+}$ и $R^{2+} \rightleftharpoons R^{2+}$ при ограниченности изоморфизма $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$.

Е.Н.Ушакова (1971), характеризуя корреляционные связи в биотитах из разных типов метаморфических пород, наряду с существованием вышеприведенных зависимостей, отмечает наличие более сложных изомор-

фных замещений между различными ионами, которые присутствуют в разных структурных позициях.

Опираясь на приведенные факты, рассмотрим полученные результаты корреляционного анализа кристаллохимического состава биотитов из метаморфических пород Абхазии и Верхней Сванети, представленные как суммарной выборкой метапелитов (табл.5 и II), так и совокупностями образцов из насыщенных и недосыщенных K_2O метапелитов (табл.5-15) и богатых CaO пород (табл.16).

Расчеты были выполнены в лаборатории компьютеризации Геологического института АН Грузии под руководством кандидата химических наук В.И.Миндина.

Рассматривая корреляционную зависимость элементов четверной координации, следует отметить, что все изоморфные члены (Al^{3+} , Ti^{3+} и Fe^{3+}) должны обнаруживать отрицательную связь с кремнием.

Как видно из табл.5-16, полученные результаты лишь раз убедительно доказывают, что в четверной координации для всех без исключения выборок имеется отрицательная связь Si и Al_{iv} , причем связь очень сильная, на что указывает высокий коэффициент корреляции между этими ионами: $r_{Si, Al} = 1,00$.

Роль титана в структуре слюд рассматривалась многими авторами, определившими его различное поведение, что выразилось в нахождении титана как в октаэдрической, так и в тетраэдрической или одновременно в обеих позициях.

Что же касается биотитов метаморфических пород, то, согласно Е.Н.Ушаковой (1971), на основании частных коэффициентов корреляции между ионами четверной координации, при постоянном алюминии, связь между Si и Ti отсутствует.

Результаты корреляционного анализа кристаллохимического состава биотитов Абхазии и Верхней Сванети не подтверждают высказывания Е.Н.Ушаковой, а убедительно доказывают, в большинстве совокупностей, корреляцию отрицательным знаком между Si^{4+} и Ti^{4+} . Данное обстоятельство, с определенной долей вероятности, позволяет предположить, что в тетраэдрической позиции, кроме вышеотмеченной зависимости между Si^{4+} и Al^{4+} существует и изовалентное замещение типа $Si^{4+} \rightarrow Ti^{3+}$.

О роли трехвалентного железа в тетраэдрической позиции нет каких-либо определенных данных. Ряд авторов отрицают возможность замещения типа $Si^{4+} \rightarrow Fe^{3+}$ (В.С.Соболев, 1949), другие же доказывают существование изоморфизма по отмеченной схеме (О.М.Гимская-Корсакова, С.П.Соколова, 1964; Saxena, 1967). Кроме того, существует мнение, что все виды взаимоотношений между катионами кремнекислородных тетраэдров должны выступать в тетраэдрических слюдах с низким содержанием глинозема и высоким содержанием Fe^{3+} , а все катионы

Таблица 5

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных элементов в биотитах

Насыщенные K_2O метапелиты ($n = 56$)

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Si	Al_{iv}	Al_{vl}	Fe^{2+}	Mg	Mn^{3+}	Fe^{3+}	Ti	Σoct	K	Na
Al_{iv}	-1,00										
Al_{vl}	0,47	-0,47									
Fe^{2+}	-0,16	0,16	0,15						95%		
Mg	-0,16	0,16	-0,54	-0,25					если $r \geq$	0,261	
Mn	0,19	-0,19	0,06	-0,36	0,18						
Fe^{3+}	-0,17	0,17	-0,34	-0,05	-0,10	0,16					
Ti	-0,50	0,50	-0,38	0,13	-0,02	-0,26	0,01				
Σoct	-0,50	0,50	-0,04	0,62	0,31	-0,05	-0,55	0,23			
K	0,04	0,04	-0,50	0,03	0,23	-0,14	0,15	0,10	-0,28		
Na	0,18	-0,18	-0,30	-0,44	0,12	0,51	0,51	-0,15	-0,39	0,14	
Ca	-0,05	0,05	-0,08	0,02	0,05	-0,25	0,02	-0,24	-0,14	-0,04	-0,21

Таблица 6

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных элементов в биотитах

Насыщенные K_2O метапелиты. Зона биотита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Si	Al_{iv}	Al_{vl}	Fe^{2+}	Mg	Mn	Fe^{3+}	Ti	Σoct	K	Na
Al_{iv}	-1,00										
Al_{vl}	0,59	-0,59							95%		
Fe^{2+}	-0,25	0,25	-0,12						если $r \geq$	0,706	
Mg	-0,22	0,22	-0,71	-0,41							
Mn	0,60	-0,60	0,32	0,28	0,23						
Fe^{3+}	-0,43	0,43	-0,24	-0,61	-0,44	-0,87					
Ti	-0,83	0,83	-0,71	-0,20	0,12	-0,72	0,72				
Σoct	-0,64	0,64	-0,26	0,87	0,32	-0,17	-0,21	0,21			
K	0,04	-0,04	-0,48	0,21	0,31	-0,28	0,12	0,06	0,16		
Na	-0,13	0,13	-0,47	0,31	0,80	0,55	-0,54	0,12	0,14	-0,21	
Ca	-0,25	0,25	-0,60	0,02	0,84	0,17	-0,24	0,13	-0,03	0,02	0,84

Таблица 7

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах,
Насыщенные K_2O метapelиты. Зона граната

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{iv}	-1,00										
Al ^{vi}	0,01	-0,01									
Fe ²⁺	0,26	-0,26	-0,57								
Mg	-0,07	0,07	-0,68	-0,74							
Mn	-0,46	0,46	0,06	-0,31	0,21						
Fe ³⁺	-0,48	0,48	0,18	-0,81	-0,61	0,15					
Ti	-0,65	0,64	-0,50	0,03	0,38	0,39	0,15				
Σ_{oct}	-0,78	0,78	-0,13	0,23	0,50	0,44	-0,06	0,61			
K	-0,62	-0,62	-0,54	0,55	0,53	-0,03	-0,67	0,11	-0,28		
Na	0,51	-0,51	-0,14	0,48	0,31	0,00	-0,64	-0,19	-0,19	0,58	
Ca	0,09	-0,09	-0,33	0,40	0,08	-0,64	-0,03	-0,48	-0,21	-0,14	-0,15

95%
если $r \geq 0,577$

Таблица 8

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах,
Насыщенные K_2O метapelиты. Зона ставролита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{iv}	-1,00										
Al ^{vi}	0,70	-0,70									
Fe ²⁺	-0,67	0,67	-0,47								
Mg	0,06	-0,06	-0,10	-0,45							
Mn	0,13	-0,13	0,20	-0,01	0,53						
Fe ³⁺	-0,46	0,46	-0,45	-0,13	-0,69	-0,46					
Ti	-0,63	0,62	-0,68	0,16	-0,19	-0,24	0,36				
Σ_{oct}	-0,41	0,41	-0,10	0,71	0,71	0,44	-0,38	0,03			
K	-0,30	0,30	-0,54	-0,06	-0,31	-0,26	0,40	0,32	-0,54		
Na	0,37	-0,37	-0,05	-0,05	0,29	0,13	-0,25	0,03	0,09	-0,44	
Ca	0,26	-0,26	0,22	-0,22	-0,18	-0,30	-0,04	-0,24	-0,35	0,09	-0,37

95%
если $r \geq 0,577$

Таблица 9

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах,
Насыщенные K_2O метapelиты. Зона sillimanита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{iv}	-1,00										
Al ^{vi}	0,14	-0,14									
Fe ²⁺	-0,49	0,49	0,01								
Mg	0,21	-0,21	-0,19	-0,89							
Mn	0,27	-0,27	0,03	-0,36	0,05						
Fe ³⁺	0,01	-0,01	-0,55	-0,41	-0,26	0,29					
Ti	-0,08	0,08	-0,09	0,30	-0,09	-0,43	-0,33				
Σ_{oct}	-0,47	0,47	0,08	0,59	0,57	-0,03	-0,59	0,11			
K	0,14	-0,14	-0,23	0,14	0,04	-0,14	0,31	-0,08	-0,33		
Na	0,12	-0,12	-0,46	-0,39	-0,09	0,55	0,78	-0,36	-0,38	0,23	
Ca	-0,18	0,18	0,07	0,18	-0,29	-0,62	0,13	-0,33	-0,31	-0,16	-0,25

95%
если $r \geq 0,443$

Таблица 10

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах,
Насыщенные K_2O метapelиты. Зона мигматита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{iv}	-1,00										
Al ^{vi}	0,73	-0,73									
Fe ²⁺	-0,38	0,38	0,17								
Mg	-0,72	0,72	-0,73	-0,88							
Mn	0,69	-0,69	0,54	-0,79	-0,74						
Fe ³⁺	0,46	-0,45	-0,10	-0,94	-0,25	0,70					
Ti	-0,11	0,12	0,10	0,32	-0,27	-0,21	-0,24				
Σ_{oct}	-0,53	0,53	0,05	0,84	0,37	-0,62	-0,94	0,29			
K	-0,71	0,71	-0,80	0,01	0,52	-0,44	-0,02	-0,32	-0,07		
Na	0,47	-0,47	0,09	-0,75	-0,52	0,77	0,89	0,75	-0,81	-0,26	
Ca	-0,31	0,31	-0,37	0,23	0,78	0,19	-0,07	-0,49	0,13	0,34	-0,40

95%
если $r \geq 0,666$

Таблица II

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах.Недосыщенные K_2O метapelиты ($n = 48$)

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{IV}	-0,99										
Al ^{VI}	0,20	-0,20									
Fe ²⁺	-0,37	0,37	0,16						95% если $r \geq$	0,281	
Mg	0,04	-0,04	-0,56	-0,54							
Mn	0,10	-0,08	0,32	-0,10	-0,17						
Fe ³⁺	-0,32	0,32	-0,45	-0,17	-0,16	-0,23					
Ti	-0,27	0,27	-0,24	0,09	-0,03	0,22	0,05				
Σ_{oct}	0,59	0,58	-0,29	0,28	0,50	-0,25	-0,13	0,12			
K	-0,11	0,11	-0,16	0,09	0,06	0,10	-0,02	0,01	-0,19		
Na	0,24	-0,22	0,11	-0,19	0,02	0,40	-0,10	-0,16	-0,21	-0,22	
Ca	0,32	-0,33	-0,03	-0,31	-0,03	-0,04	0,09	-0,24	-0,52	0,04	-0,01

Таблица I2

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах.Недосыщенные K_2O метapelиты. Зона ставролита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{IV}	-0,99										
Al ^{VI}	0,20	-0,19									
Fe ²⁺	-0,41	0,39	0,20						95% если $r \geq$	0,468	
Mg	-0,02	0,02	-0,46	-0,53							
Mn	-0,23	0,27	0,06	-0,40	0,21						
Fe ³⁺	-0,24	0,23	-0,59	-0,19	-0,31	-0,23					
Ti	-0,47	0,47	-0,54	-0,26	0,31	0,50	0,28				
Σ_{oct}	-0,83	0,83	-0,13	0,74	0,06	-0,08	-0,01	0,22			
K	-0,48	0,47	-0,34	0,02	0,48	0,21	-0,08	0,40	0,36		
Na	0,22	-0,18	0,15	-0,36	0,29	0,61	-0,30	-0,16	-0,30	-0,18	
Ca	0,755	-0,76	0,02	-0,55	0,12	-0,51	-0,06	-0,28	-0,83	-0,37	-0,01

Таблица I3

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах.Недосыщенные K_2O метapelиты. Зона силлиманита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{IV}	-1,00										
Al ^{VI}	0,18	-0,19							95% если $r \geq$	0,394	
Fe ²⁺	-0,48	0,48	-0,31								
Mg	0,33	-0,33	-0,14	-0,83							
Mn	0,22	-0,22	0,35	-0,29	0,13						
Fe ³⁺	-0,38	0,38	-0,61	-0,15	-0,33	-0,40					
Ti	-0,21	0,21	-0,25	0,10	0,14	0,21	-0,07				
Σ_{oct}	-0,49	0,49	-0,03	0,62	0,46	-0,17	-0,20	0,22			
K	-0,12	0,12	-0,14	0,05	-0,62	0,18	0,20	-0,11	-0,55		
Na	0,33	-0,33	-0,04	-0,23	0,27	-0,05	-0,06	-0,12	-0,13	-0,19	
Ca	0,18	-0,18	-0,07	-0,28	-0,27	0,08	0,13	-0,25	-0,57	0,32	-0,08

Таблица I4

Коэффициенты корреляции r между содержаниями
главных элементов в биотитах.Недосыщенные K_2O метapelиты. Зона мигматита

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ_{oct}	K	Na
Al ^{IV}	-0,99										
Al ^{VI}	-0,08	0,06							95% если $r \geq$	0,706	
Fe ²⁺	-0,56	0,55	0,55								
Mg	0,39	-0,38	-0,83	-0,77							
Mn	-0,52	0,51	0,24	0,69	-0,29						
Fe ³⁺	-0,37	0,38	-0,02	-0,31	-0,09	-0,46					
Ti	-0,80	0,32	0,13	0,33	-0,49	0,32	0,14				
Σ_{oct}	-0,54	0,64	-0,22	0,43	0,12	0,64	-0,15	-0,10			
K	0,47	-0,48	-0,22	0,12	0,15	-0,18	-0,60	-0,23	0,03		
Na	0,01	0,01	-0,15	-0,49	0,20	-0,10	0,32	0,21	-0,44	-0,72	
Ca	-0,32	0,32	0,13	-0,19	0,04	0,12	0,33	-0,18	-0,07	-0,84	0,75

Таблица 15

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных элементов в биотитах.Лантракская свита, лионинская серия ($n = 10$)

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	$\sum_{oct.}$	K	Na
Al ^{IV}	-1,00										
Al ^{VI}	0,83	-0,83									
Fe ²⁺	-0,61	0,61	-0,44						95% если $r \geq 0,603$		
Mg	-0,91	0,91	-0,95	-0,60							
Mn	-0,21	0,21	-0,61	-0,09	0,46						
Fe ³⁺	-0,07	0,07	-0,39	-0,63	0,19	0,68					
Ti	-0,11	0,11	-0,38	-0,24	0,19	0,31	0,49				
$\sum_{oct.}$	-0,84	0,84	-0,86	0,76	0,94	0,43	-0,01	0,03			
K	-0,12	0,12	0,03	0,08	-0,08	-0,33	-0,25	0,47	-0,16		
Na	0,70	-0,70	0,83	-0,40	-0,83	-0,45	-0,31	-0,26	-0,80	0,09	
Ca	0,50	-0,51	0,39	-0,63	-0,67	0,53	0,54	0,33	-0,73	0,44	0,71

Таблица 16

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных элементов в биотитах.Богатые CaO породы ($n = 14$)

Элементы	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	$\sum_{oct.}$	K	Na
Al ^{IV}	-0,99										
Al ^{VI}	0,44	-0,46									
Fe ²⁺	-0,35	0,36	-0,55						95% если $r \geq 0,514$		
Mg	-0,09	0,08	-0,13	-0,64							
Mn	-0,55	0,56	0,16	-0,37	0,44						
Fe ³⁺	-0,11	0,12	-0,42	0,50	-0,55	-0,40					
Ti	-0,69	0,69	-0,35	0,35	-0,20	0,64	0,15				
$\sum_{oct.}$	-0,62	0,61	-0,52	0,24	0,47	0,39	-0,12	0,22			
K	-0,11	0,11	0,15	0,22	-0,17	-0,03	-0,19	0,46	-0,22		
Na	0,04	-0,03	-0,16	0,15	0,09	0,15	0,12	-0,21	0,35	-0,19	
Ca	0,29	-0,28	0,03	-0,14	-0,13	-0,44	0,08	-0,21	-0,61	-0,02	-0,47

с высокой валентностью (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} или Ti^{3+}) должны быть использованы для построения тетраэдрического слоя.

Обратимся к табл. 5-16, где четко видно, что для пары Si^{4+} и Fe^{3+} коэффициент корреляции показывает относительно низкие значения ($r \geq$ значимого). Это дает нам основание считать, что ион Fe^{3+} не принимает участия в построении тетраэдрического слоя изученных биотитов и не играет в нем существенной роли. Все сказанное, наряду с наличием данных о взаимоотношениях Al_{VI} и Fe^{3+} , которые в большинстве случаев показывают сильную отрицательную корреляцию, дает нам основание считать, что ион Fe^{3+} , по всей вероятности, играет более определенную роль при построении октаэдрической позиции (Al^{3+} - Fe^{3+}).

В аспекте корреляционного анализа несомненный интерес вызывает поведение октаэдрических катионов в биотитах, поскольку в этой группе сильно развит изоморфизм пары Mg^{2+} - Fe^{2+} , для которой коэффициент корреляции всегда имеет высокое отрицательное значение. Для биотитов исследуемого региона такая связь действительно существует, на что хорошо указывают сведения в табл. 5-16 данные.

С этой же позицией интересной представляется корреляционная связь Al_{VI} с магнием, причем данное взаимоотношение характеризуется высоким отрицательным коэффициентом корреляции почти для всех генетических типов, кроме группы биотитов из зоны ставролита и силлиманита из насыщенных K_2O метабелитов и для биотитов из богатых CaO пород. Последняя совокупность биотитов по сравнению с остальными выделяется и корреляционным взаимоотношением Al_{VI} и Fe^{2+} , которое имеет высокое отрицательное значение ($r_{Al_{VI}, Fe^{2+}} = -0,55$ при $r \geq 0,51$). Данное явление обусловлено тем, что замена Mg^{2+} на Fe^{2+} способствует вхождению в октаэдрическую позицию трехвалентных катионов с малым ионным радиусом; этим как бы компенсируется общее изменение объема катионов и свидетельствует о том, что в октаэдрической позиции изучаемых биотитов независимо друг от друга осуществляются две серии замещения типа $3R^{2+} \rightleftharpoons 3R^{3+}$ и в некоторых случаях - типа $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$. Марганец (Mn^{2+}) по меньшей мере коррелируется с Mg , Al_{VI} , Ti и Ca , а с Fe^{2+} в отдельных случаях показывает высокое отрицательное значение. К вышеперечисленным парам октаэдрических ионов можно добавить и взаимоотношение между Al_{VI} и Fe^{3+} ; Fe^{2+} и Fe^{3+} ; Mg^{2+} и Fe^{3+} и др. Корреляционное взаимоотношение этих элементов в отдельных случаях характеризуется высоким отрицательным коэффициентом.

Из межслоевых ионов отметим корреляционные взаимоотношения Al и Na , Na и Ca , которые в ряде случаев показывают высокое значение коэффициента r .

Таким образом, приводимые табл. 5-16 дают интересную информа-

цию о типах и видах изоморфных замещений в биотитах как с теоретической точки зрения, так и по генетическим типам.

3.5.2. Зависимость состава от P-T условий образования биотитов

Зависимость состава метаморфических биотитов от физико-химических условий образования изучалась многими авторами на различном по объему фактическом материале. Тем не менее по большинству рассмотренных здесь положений нет единого мнения и существуют самые противоречивые точки зрения.

В качестве индикаторов P-T условий образования биотитов использовались содержания железа, кремния, алюминия, титана и других элементов, представленных в виде различных соотношений (железистости, глиноземистости, титанистости и др.). Это обусловило существование различных точек зрения на типоморфизм этой группы минералов.

По поводу изменения железистости биотитов высказаны различные точки зрения. Согласно одной, железистость определяется содержанием железа и магния во вмещающих породах (Никитина, Хильтова, 1964; Павлишин, 1971); согласно другим – составом вмещающих пород и P-T условиями (Кориковский, 1965; Heinrich, 1946 и др.), кремнекислотностью и минеральными парагенезисами вмещающих пород (Ичетовкин, 1972; Dudek, 1954; Engel, 1960 и др.), преимущественно P-T условиями (Закруткин, 1970); (Маракушев, Тарарин, 1965 и др.) преимущественно давлением (Нагайцев, 1972), PO_2 в системе (Зигстер, 1961; Wones et al., 1965). Примерно аналогичные суждения высказаны по поводу вариации глиноземистости (Левашов и др., 1978; Маракушев, 1966; Соболев и др., 1970; Усенко и др., 1972; Ферштатер, 1975; Hagg, 1950; Nosenko, 1947). А о титанистости мнение большинства исследователей сходится на том, что с повышением степени метаморфизма ее количество в биотите увеличивается.

Эти представления, хотя они и не лишены субъективности, отражают сложные зависимости, существующие между составом биотитов и определяющими его факторами. Высказано даже сомнение в принципиальной возможности использования состава биотитов для расшифровки условий образования метаморфических пород (Батлер, 1967). Справедливым представляется мнение И.С.Усенко и др. (1972), согласно которым сущность проблемы заключается в том, какие из особенностей состава биотитов и в каких ситуациях определяются причинами внутреннего порядка, какие – внешними.

Долгое время считалось, что отношение железа к магнию является хорошим показателем температурных условий образования биотитов. Эта

точка зрения впервые была высказана Т.Бартом (Bart, 1936) и поддержана полностью, либо частично в работах Э.В.Гейнриха (Heinrich, 1946), Д.А.Великословинского (1960), Энгела (A.Engel, C.Engel, 1960), И.Б.Щербакова (1965), Т.Г.Хмарука (1964) и других авторов.

В данное время преобладает мнение об определенной роли состава исходных пород на железистость биотитов, хотя в пределах одного изохимического ряда отмечают существование зависимости между железистостью и степенью метаморфизма, что подтверждается уменьшением температуры минералообразования. Вместе с тем Г.М.Другова и др. (1976), В.В.Закруткин (1970), Ю.В.Нагайцев (1972) при прогрессивном метаморфизме отмечают тенденцию уменьшения железистости биотита (главным образом за счет абсолютного увеличения содержания магния), что вызвано необходимостью образования более плотной структуры. Если магния в системе недостаточно или он интенсивно поглощается другой фазой, то структура биотита может уплотняться в результате политипного перехода или вследствие иного изоморфного замещения. Кроме того, на железистость метаморфических биотитов может повлиять также парагенезис сосуществующих минералов (Павлишин, 1983; Кориковский, 1965). В интерпретации генетической информативности глиноземистости биотитов имеются существенные расхождения: по данным И.С.Усенко и др. (1972) с повышением степени метаморфизма в биотитах увеличивается количество Al_{IV} , а замещение $Si \rightleftharpoons Al_{IV}$ не зависит от метаморфизма. Согласно другим (Никитина, 1965, 1964; Hagg, 1950), более чувствительно к P-T условиям изоморфное замещение в тетраэдрах, но оно оценивается по-разному: Н.Снелинг (Snelling, 1957), Р.Ламберт (Lambert, 1958), А.А.Маракушев (1965), Б.К.Батлер (1967) считают, что возрастание температуры образования биотитов ведет к увеличению содержания в них глинозема Al_{IV} ; Л.П.Никитина, В.Я.Хильтова (1964) и другие считают, что с возрастанием температуры происходит сокращение пределов изоморфизма $Si \rightleftharpoons Al_{IV}$ в тетраэдрах, тогда как содержание алюминия в октаэдрической координации определяется составом породы.

Д.А.Великословинский (1960, 1965), И.Б.Щербаков (1965), С.П.Кориковский (1964), Е.Н.Ушакова (1968) и другие убедительно показали, что изменение содержания в биотитах происходит главным образом в октаэдрической позиции за счет температуры минералообразования. Согласно А.А.Маракушеву (1965), с понижением степени метаморфизма биотит обогащается алюминием в глиноземистых породах и, наоборот, обедняется им в породах, относительно бедных глиноземом, становясь при этом устойчивым в ассоциациях с более высоким отношением железа к магнию. Имеются и другие суждения (Великословинский, 1968; Усенко и др., 1972; Ушакова, 1971), на которых останавливаться не будем.

Такое расхождение взглядов обусловлено трудностями учета онто-

генетических и кристаллохимических особенностей метаморфизированных биотитов. Более однозначно интерпретируются (Другова и др., 1976; Маракушев, 1966; Судовиков и др., 1965) широкие вариации глиноземистости и железистости биотитов в пределах одной толщи.

Относительно поведения титана большинство авторов (Великословинский, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; Сироткин и др., 1965; Щербачев, 1965; Маракушев, 1961; Никитина, Хильтова, 1964; Никитина и др., 1964; Хмарук, 1965; Miashiro, 1958; Oki, 1961 и др.) высказываются за то, что с возрастанием температуры метаморфизма содержание его в биотитах увеличивается. Что же касается влияния состава октаэдрического слоя биотитов на изоморфное вхождение в него Ti (Кориковский, 1965; Guidotti, Chenev, 1977; Robert, 1976), а также его валентности и распределения в структуре (Тепикин, 1966; Никитина и Хильтова, 1964), то существуют различные, часто противоречивые суждения, которые будут рассмотрены подробнее на нашем материале.

В последние годы на большом статистическом материале рядом авторов (Никитина, 1965, 1972; Другова и др., 1976; Керезинская, 1972) отмечается повышение содержания кремния в тетраэдрической позиции биотитов гранулитовой фации по сравнению с биотитами амфиболитовой фации.

Поведение в биотитах межслоевых катионов, в частности K и Na, изучено слабо. Значительное внимание этим элементам уделено в статье В.В.Закруткина и М.В.Григоренко (1968). Отмечается, что в процессе меняющихся термодинамических условий изменение натрия не четкое, а количество калия при повышении степени метаморфизма возрастает и достигает своего максимума в гранулитовой фации. Интересно, что заметного изменения количества калия при переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации ими не обнаружено. Е.Н.Ушакова (1971), со своей стороны, допускает существование отмеченной зависимости в биотитах одноклассных по составу пород, отличающихся даже по условиям образования и отмечает тенденцию обогащения биотитов калием с повышением температуры минералообразования.

Особый интерес представляет соотношение Al_{VI}/Al_{IV} в биотите, особенно в свете изучения их из разных фациальных серий. Впервые общие закономерности минеральных превращений, связанных с изменением координационного числа Al, разработаны В.С.Соболевым (1949, 1970). На примере многочисленных реакций доказывалось, что повышение давления приводит к переходу в силикатах Al_{IV} и Al_{VI} , что сопровождается уменьшением объема и подтверждается термодинамическими расчетами.

Г.М.Другова с соавторами предлагают сравнивать между собой биотиты, максимально близкие по температурам субфаций разных фациальных серий. Полученные результаты дают им основание полагать, что

с повышением давления отношение Al_{VI}/Al_{IV} заметно возрастает. Ими же установлено, что при андалузит-сидлиманитовом типе метаморфизма в амфиболитовой фации для низкотемпературной субфации изменения отношения Al_{VI}/Al_{IV} равно 0,365, а для высокотемпературной — 0,287, для переходной к гранулитовой — 0,246, а в самом гранулитовом — 0,228. В кинанит-сидлиманитовом типе эти отношения соответствуют величинам: для первой вышеотмеченной группы — 0,392, для второй — 0,378 и для третьей — 0,347.

Из этого краткого и далеко не полного обзора литературных данных, касающихся изучения P-T условий образования биотитов из метаморфических пород в аспекте зависимости их состава от условий образования, наглядно видно, насколько сложно выявить те закономерности, которые охарактеризовали бы поведение биотитов в конкретных геологических процессах и позволили бы судить об условиях их образования.

При разработке данного раздела работы нами были применены все используемые при интерпретации химического состава биотитов кристаллохимические зависимости, однако ниже приводятся лишь те схемы и графики, которые позволили наиболее наглядно выявить закономерности распределения элементов в структуре биотитов из метаморфитов Абохази и Верхней Сванети.

Как уже было показано, химический состав и возможные изоморфные замещения в биотитах Абохази и Верхней Сванети варьируют в широких пределах, что, безусловно, должно найти отражение в их кристаллохимии. Известно, что состав биотитов удобно изучать с помощью треугольных диаграмм, одной из которых является широкоизвестная диаграмма М.Фостера (Foster, 1960), достаточно полно отражающая соотношения наиболее важных для систематики триоктаэдрических слей кристаллохимических элементов, на основе соотношения октаэдрических компонентов.

Приведенный в табл. I7 и I8 и на рис. 6 фактический материал свидетельствует о том, что большинство изученных биотитов попадает в поле "сравнительно" железистых разновидностей. К этой группе в основном принадлежат биотиты как насыщенных, так и недосыщенных H_2O метабелитов, представленных разными минералогическими ассоциациями.

Что же касается биотитов из богатых CaO пород, то они попадают либо в поле железистых, либо железо-магnezияльных разновидностей, хотя их можно встретить и в поле относительно магнезиальных биотитов. Биотиты из лабунской серии (кинанитовый тип метаморфизма) ведут себя идентично с биотитами из богатых CaO пород.

Отмеченное взаимоотношение элементов октаэдрической позиции может также быть выражено в виде изоморфных смесей минералов, так называемых рядов истонит-сидерофилита и флогопит-аннита. За последние годы как в советской, так и зарубежной литературе по данному

Таблица 17

Соотношения октаэдрических катионов в биотитах

№ обр.	Mg	Fe ²⁺ (Mn ²⁺)	R ³⁺	Σoct.	%Mg	%Fe ²⁺ (Mn ²⁺)	%R ³⁺
Насыщенные K ₂ O метапелиты							
A-30	1,72	2,47	1,36	5,55	31,00	44,50	24,50
II6-4	2,17	2,28	1,17	5,62	38,61	40,57	20,82
8-52	2,00	2,04	1,44	5,48	36,49	37,22	26,28
79-8	2,13	2,23	1,24	5,60	38,03	39,82	22,14
74-4	1,51	2,40	1,60	5,55	27,20	43,24	29,55
8-54	1,61	2,15	1,67	5,43	29,65	39,59	30,75
I56-8	1,77	2,32	1,54	5,63	31,44	41,20	27,35
312	2,14	2,28	1,07	5,49	38,98	41,53	19,45
346	2,03	2,19	1,26	5,48	37,04	39,96	23,00
314	2,23	1,92	1,36	5,51	40,47	34,84	24,68
890	2,39	2,59	1,02	6,00	39,83	43,16	17,00
309	1,89	2,40	1,28	5,57	33,93	43,08	22,98
324	1,82	1,41	1,84	5,07	35,89	27,81	36,29
365	1,91	1,78	1,54	5,32	36,52	34,03	29,44
7-154	1,96	2,38	1,20	5,54	35,38	42,96	21,66
609	1,76	2,37	1,39	5,52	31,88	42,93	25,18
7-101	2,00	2,35	1,38	5,73	34,90	41,01	24,08
II5-8	1,81	2,41	1,45	5,67	31,92	42,50	25,58
I33-8	1,88	2,16	1,58	5,62	33,52	38,43	28,11
I34-8	1,97	2,28	1,46	5,71	34,50	39,93	25,57
I53-8	1,82	2,45	1,47	5,74	31,90	42,68	25,61
87-8	1,81	2,53	1,36	5,70	31,75	44,38	23,86
427	2,04	2,25	1,26	5,55	36,75	40,54	22,70
437	2,24	2,39	1,04	5,67	39,50	42,15	18,34
II3-8	1,98	2,43	1,13	5,54	35,74	43,86	20,39
8-20	1,91	2,39	1,27	5,57	34,29	42,90	22,80
7-94	1,96	2,07	1,42	5,45	35,96	37,98	26,05
7-95	1,76	2,29	1,43	5,48	32,12	41,79	26,09
7-97	1,92	2,24	1,29	5,45	35,22	41,10	23,67
II8-4	1,53	2,00	1,64	5,17	29,59	38,68	31,72
357	1,98	1,91	1,48	5,37	36,87	35,56	27,56

№ обр.	Mg	Fe ²⁺ (Mn ²⁺)	R ³⁺	Σoct.	% Mg	%Fe ²⁺ (Mn ²⁺)	%R ³⁺
Богатые CaO породы							
30-4	2,00	3,01	0,79	5,80	34,48	51,89	13,62
247	1,98	2,65	1,01	5,63	35,16	47,06	17,94
263	2,84	2,41	0,76	6,00	47,33	40,16	12,66
10r	2,33	2,01	1,30	5,33	40,32	36,32	23,50
I3-4	2,01	2,44	1,00	5,44	36,94	44,65	18,38
243	2,60	1,88	1,06	5,54	46,93	33,93	18,13
315	2,69	2,12	0,88	5,68	47,35	37,32	15,49
II7-4	2,18	2,31	1,22	5,71	38,18	40,45	21,36
7-29	1,81	2,50	1,41	5,72	31,64	43,70	24,65
III-8	2,12	2,08	1,35	5,55	38,20	37,48	24,32
87-8	3,72	1,60	0,68	6,00	62,00	26,66	11,33
I37-8	3,20	1,51	1,01	5,72	55,94	26,39	17,66

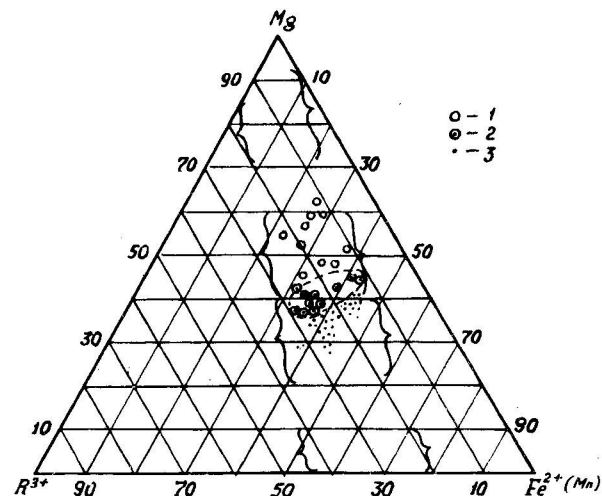


Рис. 6. Соотношение октаэдрических катионов в биотитах из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети на диаграмме составов, предложенной М.Фостер (Foster, 1960). 1, 2 и 3 - биотиты магнезиального, железо-магнезиального и железистого ряда соответственно

Таблица 18

Соотношения октаэдрических катионов в биотитах

№ обр.	Mg	Fe ²⁺ (Mn ²⁺)	R ³⁺	oct	%Mg	%Fe ²⁺ (Mn ²⁺)	% R ³⁺
Недосыщенные K ₂ O метабелиты							
376	2,33	2,70	0,86	5,89	39,56	45,34	14,60
21-4	2,00	2,24	1,17	5,41	36,97	41,40	21,63
525	1,99	2,47	1,19	5,65	35,22	43,72	21,06
262-3	2,96	1,63	1,18	5,77	51,30	28,25	20,45
312	2,14	2,28	1,07	5,49	38,96	41,53	19,49
10-4	2,94	2,19	2,19	0,63	5,86	50,17	10,75
8-65	2,85	2,16	0,84	5,95	47,90	36,30	14,11
8-74	1,69	2,81	1,11	5,61	30,12	50,09	19,79
364	1,78	2,48	1,29	5,55	32,07	44,68	32,24
7-162	1,63	2,52	1,37	5,52	29,53	45,65	24,82
318	2,49	2,16	0,99	5,64	44,15	38,30	17,55
6-4	2,23	2,71	1,03	5,97	37,35	45,39	17,25
12-4	1,80	2,11	1,36	5,27	34,15	40,04	25,80
7-78	3,30	1,67	0,64	5,61	58,82	29,77	11,41
336-3	2,03	2,15	1,27	5,45	37,25	39,45	23,30
353-3	2,01	2,38	1,12	5,51	36,48	43,19	20,32
632	2,33	2,03	1,38	5,74	40,59	35,36	24,04
7-130	2,09	2,16	1,40	5,65	37,00	38,23	24,77
7-131	1,93	2,32	1,35	5,50	33,27	42,18	24,55
85-4	1,53	2,54	1,46	5,53	27,66	45,93	26,40
7-133	2,24	2,59	0,93	5,76	38,89	44,96	16,14
A-99	1,81	2,55	1,34	5,70	31,75	44,73	23,51
375-3	1,73	2,03	1,34	5,10	33,92	39,80	26,27
529-3	1,99	2,47	1,19	5,65	35,22	43,71	21,06
8-60	2,32	2,89	0,88	6,00	38,09	47,45	14,45
7-138	2,06	2,45	1,03	5,54	37,18	44,22	18,59
7-140	1,96	2,17	1,38	5,52	35,57	35,57	25,04
Лаштракская свита (Лабинская серия)							
138-3	2,30	2,26	1,20	5,76	39,93	39,23	20,83
108-3	2,61	2,50	0,89	6,00	43,50	14,83	41,66
8-35	2,68	1,87	1,35	6,00	44,66	31,16	22,50
1-42	2,60	2,59	0,81	6,00	43,33	43,16	13,50
170-3	2,18	2,47	1,04	5,69	35,31	43,41	18,28
171-3	2,53	2,66	0,81	6,00	42,16	44,33	13,50
8-38	2,22	1,80	1,43	5,45	40,73	33,02	26,24

вопросу предложены различные варианты распределений, однако, по нашему мнению, метод, примененный С.П.Кориковским (1965) наиболее наглядно отражает сущность изоморфного состава биотитов, ибо отмеченные ряды по процентному содержанию атомов алюминия в октаэдрической позиции и по степени замещения Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрах заметно отличаются.

Теоретический процент атомов алюминия, выраженный соотношением $a_{Al} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + oct. катионов} \times 100\%$ в ряду флогопит-ангита равен 0,

а в истонит-сидерофилите - 17, тогда как степень замещения Si^{4+} на Al^{3+} , выраженная в виде соотношения $a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{тетр. катионов} \times 100\%$, колеблется для обоих рядов в пределах от 29 до 35.

Расчеты, проведенные для биотитов изученного региона, сведены в табл.19, а для сопоставления с данными С.П.Кориковского (1965) полученные соответственно фигуративные точки нанесены на рис.7, из которого хорошо видно, что большинство фигуративных точек, изучаемых образцов, группируются в поле II, характеризующем 50-100% содержание истонит-сидерофилитовой молекулы. В этой группе объединяются биотиты как насыщенных и недосыщенных K_2O метабелитов, так и биотиты из лаштракской свиты лабинской серии.

Интересно отметить, что в поле I, отвечающем на 50-100 % содержанию флогопит-ангитового компонента биотитов (обозначенные на CaO диаграмме кружками), группируются образцы в основном из богатых пород и некоторые биотиты из насыщенных K_2O метабелитов (точки) из зоны силлиманита и калшпата Верхней Сванети.

Некоторые образцы, как видно из диаграммы, выходят за пределы I и II полей. Это в основном биотиты из недосыщенных K_2O метабелитов.

В целом можно сказать, что для биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети характерен ряд истонит-сидерофилита, хотя в некоторых случаях (в биотитах из богатых CaO пород) наблюдается повышение роли флогопит-ангитового минерала. На рис.8 приведены зависимости железистости биотита от титанистости (Другова и др., 1976); из табл.20 хорошо видно, что большинство из рассмотренных нами образцов попадает в поле амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фаций. К тому же биотиты как насыщенных, так и недосыщенных K_2O метабелитов (в основном из зон ставролита и силлиманита) попадают в поле низкотемпературной афиболитовой фации умеренного давления, тогда как некоторые образцы из зоны силлиманита и калшпата, а также биотиты из богатых CaO пород мигматитовой зоны размещаются в поле высокотемпературной амфиболитовой фации повышенного давления. Выделяются на диаграмме образцы биотитов, для которых характерен высокий процент общей железистости и низкое содержание TiO_2 . Это в основ-

Таблица 19

Коэффициенты a_{v1} и a_{s1}

№ обр.	a_{v1}	a_{s1}	№ обр.	a_{v1}	a_{s1}
Насыщенные K_2O метапелиты					
314	15,05	31,00	153-8	15,05	33,37
890	11,98	35,25	87-8	15,08	34,50
309	17,41	30,12	8-54	13,50	35,00
324	16,30	28,87	427	11,71	35,25
346	14,96	29,12	437	5,82	34,12
365-3	5,35	32,37	113-8	6,67	35,72
7-172	19,46	29,75	8-20	8,25	36,12
7-168	10,66	35,37	7-94	13,76	31,25
7-154	14,25	33,37	7-95	13,50	33,50
59-8	25,41	35,00	7-97	12,29	31,75
7-101	13,96	35,25	357-3	18,06	30,87
115-8	14,10	34,37	337-3	14,75	31,62
609	15,03	32,37	79-8	10,17	31,37
158-8	18,82	35,75	73-4	7,61	31,12
133-8	14,76	34,12	74,4	16,57	31,87
134-8	13,48	35,62			
Недосыщенные K_2O метапелиты					
376	5,60	34,37	336-3	16,88	29,37
21-4	16,82	29,75	353-3	13,79	29,75
525	15,93	34,75	632	13,76	35,00
262-3	10,57	33,12	7-130	16,28	33,87
312	12,38	28,37	7-131	15,63	33,00
10-4	5,63	33,87	85-4	15,19	32,50
8-65	9,24	34,87	7-133	8,85	33,37
8-74	17,64	31,50	A-99	13,33	34,75
364	15,59	30,12	375-3	17,45	26,12
7-162	8,69	31,50318	529-3	15,92	34,75
318	10,46	29,87	8-60	10,34	35,50
6-4	7,37	36,50	7-138	15,70	30,75
12-4	15,55	30,37	7-140	17,42	31,62
7-78	8,73	27,37			
Лаштракская свита					
138-3	14,23	30,50	I-43	11,33	35,00
108-3	10,33	33,75	8-38	14,31	32,25
8-35	4,04	33,77	A-30	17,11	31,87

№ обр.	a_{v1}	a_{s1}	№ обр.	a_{v1}	a_{s1}
I-42	9,00	33,62	116-4	12,63	33,37
170-3	14,41	30,00	8-52	18,06	30,12
171-3	6,66	36,50			
Богатые CaO породы					
30-4	2,75	33,12	315	10,05	30,75
247	11,19	31,25	117-4	13,66	32,50
263	3,99	31,25	7-29	12,41	35,37
10Г	8,86	29,50	111-8	10,71	32,00
13-4	3,86	28,00	87-8	3,16	32,00
243	10,81	27,87	137-8	5,06	32,87

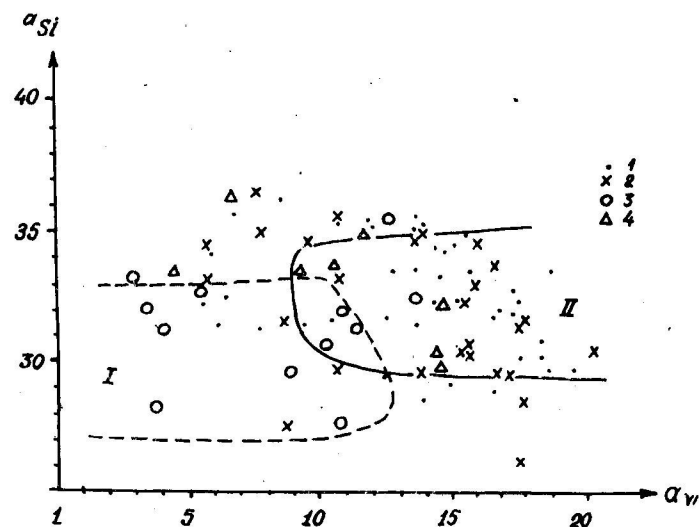


Рис. 7. Зависимость коэффициентов a_{v1} - a_{s1} в биотитах:
 I - поле соответствует 5-50% содержанию истонит-сидерофилитовой молекулы; II - поле соответствует 50-100% содержанию истонит-сидерофилитовой молекулы.
 1 - биотиты из насыщенных K_2O метапелитов; 2 - биотиты из недосыщенных K_2O метапелитов; 3 - биотиты из богатых CaO пород; 4 - биотиты лаштракской серии (лабинская свита)

Таблица 20

TiO₂ (вес.%) и F_{общ.} в биотитах

№ обр.	TiO ₂	F _{общ.}	№ обр.	TiO ₂	F _{общ.}
Насыщенные K ₂ O метапелиты					
314	1,82	56,9	87-8	2,85	59,6
890	1,41	53,0	8-54	2,05	59,7
309	0,90	53,65	427	2,15	56,0
324-3	1,60	54,5	437	3,65	54,4
346	1,00	47,3	113-8	3,42	58,5
365	1,55	59,7	8-20	3,75	59,2
7-172	1,05	43,3	7-94	3,16	54,7
7-168	0,79	53,9	7-95	2,66	60,2
7-154	1,05	57,7	7-97	3,16	56,3
59-8	2,21	63,8	357-3	1,00	53,3
7-101	1,94	57,2	79-8	0,76	56,0
115-8	2,42	60,4	73-4	1,65	45,7
609	1,70	60,0	74-4	1,75	65,7
156-8	1,05	60,0	A-30	1,16	61,3
133-8	3,07	57,4	116-4	2,70	52,7
134-8	26,96	57,1	8-52	1,16	53,9
153-8	2,16	59,8			
Недосыщенные K ₂ O метапелиты					
376	3,27	55,0	12-4	1,10	57,6
525	1,53	53,8	7-78	1,08	33,7
262	0,80	35,6	336-3	1,12	51,2
312	1,50	53,9	353-3	1,30	56,3
10-4	1,19	42,2	632	1,37	51,0
8-65	1,38	45,4	7-130	2,30	52,9
8-74	1,17	56,2	7-131	1,40	58,2
364	2,10	60,0	85-4	2,05	65,4
A-93	1,38	49,4	7-133	3,76	53,6
73-5	1,16	67,1	A-99	2,27	60,9
7-102	0,43	60,77	375-3	1,37	57,6
7-104	0,93	54,5	8-60	0,80	56,2
7-162	2,28	66,6	7-138	1,33	54,8
318	1,40	42,6	7-140	1,43	55,0
6-4	1,09	50,4	A-92	1,60	52,3

№ обр.	TiO ₂	F _{общ.}	№ обр.	TiO ₂	F _{общ.}
Богатые СаО породы					
10Г	1,37	54,4	263	1,13	49,4
243	1,05	44,6	117-4	1,91	53,5
315	1,00	46,2	7-29	2,16	61,7
13-4	1,40	60,3	111-8	2,03	54,4
30-4	2,04	62,9	87-8	2,09	33,1
247	0,86	59,6	137-8	2,35	37,8
Лаштракская свита					
138	1,30	54,8	1,42	1,18	51,12
108	1,16	49,6	170-3	1,05	53,12
171	1,02	50,18	1-43	0,88	50,18
8-35	1,20	50,4	8-38	0,91	50,3

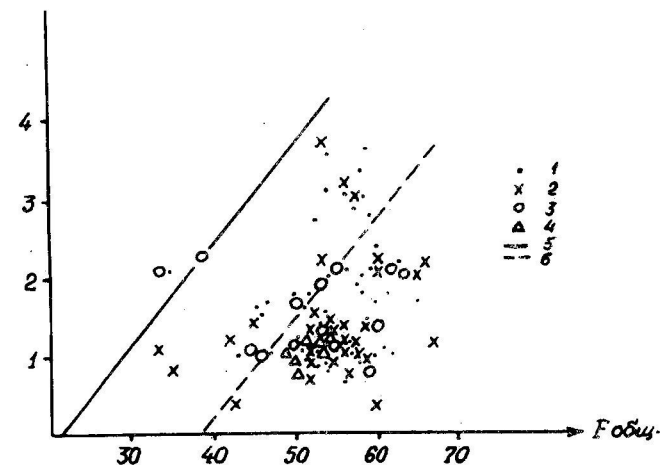


Рис. 8. Зависимость титанистости биотитов от их общей железистости:

ном образцы из биотитовой, гранатовой и частично ставролитовой зоны как Абхазии, так и Верхней Сванети, соответствующие зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям прогрессивного регионального метаморфизма.

В целом отмеченное разделение биотитов на фациальные серии и полученные нами результаты хорошо согласуются с геологическими и петрологическими данными исследованного региона, что нашло свое отражение также в оценке Р-Т условий метаморфизма с помощью известных геотермометров, результаты которых заимствованы из работ Д.М.Шенгелиа, Д.Н.Кецховели (1982), Г.Л.Чичинадзе (1980), Р.Г.Кахадзе (1982), Р.А.Ахвледиани, И.У.Швелидзе (1980).

Полученные результаты хорошо коррелируются с данными энергетического анализа, рассчитанного по методу "минус зарядного потенциала кислорода", предложенного В.И.Лебедевым (1967).

Ю.В.Нагайцев (1969) отмечает, что в основе метода лежит положение об отрицательно зарядном и одновалентном состоянии кислорода, являющемся наиболее энергетически выгодным и поэтому близким в большинстве случаев к действительному состоянию этого элемента в природных минералах. Предполагается, что получение одновалентного состояния кислорода осуществляется за счет именно тех электронов, которые обладают минимальными потенциалами ионизации. Сумма минимальных потенциалов берется равной числу атомов кислорода в формуле минерала. Общий потенциал, затрачиваемый на отрицательную ионизацию кислорода, получается суммированием минимальных потенциалов ионизации отдельных катионов ($\sum nI$). Эта сумма, отнесенная к числу атомов кислорода nO , т.е. $\sum nI/nO$ именуется "минус зарядным потенциалом", и предлагается в качестве энергетической характеристики последовательности образования минералов в природе.

Ю.В.Нагайцев (1969) при исследовании биотитов из метapelитов ладожской формации, в условиях смены температуры от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой, показал, что при этом происходит снижение $\sum nI/nO$ от 9,98 до 9,58 э.в. (электровольты).

Руководствуясь вышеотмеченным, нами был использован метод "минус зарядный потенциал кислорода" при исследовании биотитов из метаморфитов изучаемого региона. Результаты вычисления $\sum nI/nO$ (в э.в.) сведены в табл.21, в которой приводятся также температуры минералообразования, полученные для этих же образцов по разным геотермометрам. Обращает на себя внимание факт сопоставимости значений $\sum nI/nO$ и температур образования биотитов, определенных графитовым геотермометром (данные Р.А.Ахвледиани, Д.М.Шенгелиа, 1978; Р.Г.Кахадзе, 1982), что позволило нам графически выразить зависимость ионного потенциала от температуры минералообразования (рис.9).

Сравнивая полученные нами данные с остальными геотермометра-

ми, приходим к выводу, что $\sum nI/nO$ вполне может быть использован для характеристики температур минералообразования биотитов из метapelитов Абхазии и Верхней Сванети, еще раз доказывая наличие температурных диапазонов для различных зон прогрессивного метаморфизма, выраженные для изученного региона в следующих пределах: для андалузитового типа регионального метаморфизма - буульгенской серии (метаморфиты Абхазии и Верхней Сванети), соответственно для зон: биотита - 505, ставролита - 612, силлиманита - 642, мигматита - 735 и богатых CaO пород - 720°C.

Что же касается биотитов из лабинской серии лаштракской свиты, отвечающим региональному метаморфизму кианитового типа, то для них получены температуры в пределах 540-605°C.

В литературе почти отсутствуют сведения о связи давления с химическим составом биотитов, исключение составляет работа Г.М.Друговой и др. (1976), в которой в качестве сравнительного критерия предлагается определение относительного давления минералообразования соотношением Al_{VI}/Al_{IV} и исследования Л.Л.Перчука (1976), основанные на распределении $Fe^{2+}-Mg^{2+}$ между сосуществующими биотит-гранатовыми минералогическими парами.

Рассматривая в аспекте соотношения Al_{VI}/Al_{IV} полученные результаты (см. табл.22) по биотитам близких по температурам субфаций различных типов исходных пород, отвечающим андалузит-силлиманитовому и кианит-силлиманитовому типам метаморфизма, приходим к выводу, что отмеченное соотношение заметно возрастает с повышением давления и может для изученного региона служить относительным показателем смены последнего при минералообразовании.

Более конкретные результаты получены при помощи широко известной диаграммы Л.Л.Перчука (1976), на которой для парагенезиса $Bi + Gr + Pl + Kfs + Mu + Al_2SiO_5$ автором нанесены линии изобар в зависимости от температуры и коэффициента распределения (lgK) магния между соответствующими парами Би и Гр.

Расчеты, приводимые в табл. 23, свидетельствуют о том, что общее давление (P_5) при формировании биотитов из пород Абхазии и Верхней Сванети выявляет определенную закономерность, выраженную для буульгенской серии в последовательной смене давлений соответственно по зонам: ставролита - 5, силлиманита - 5,8, мигматита и богатых CaO пород - 7,3 кбар.

Что же касается биотитов лаштракской свиты, то давление минералообразования для них находится в пределах 5,8 кбар.

Суммируя полученные нами результаты по Р-Т условиям образования биотитов Абхазии и Верхней Сванети, отвечающие андалузит-силлиманитовым и кианит-силлиманитовым типам метаморфизма, приходим к заключению, что температура и давление минералообразования биотит-

Таблица 21
Температура образования биотитов по $\Sigma nI/nO$

№ обр.	$\Sigma nI/nO$	T °C по Граф.	T °C по Гр-Би	T °C по комб.гран.	T °C по $\Sigma nI/nO$
8-52	9,774				561
79-8	9,767				571
A-30	9,763				576
74-4	9,748				596
A-39	9,739				612
314-3	9,778	560			560
525	9,767	570	575	575	570
312	9,766				570
21-4	9,764		530	524	575
8-65	9,760	580	605	600	580
376	9,734				620
890	9,726				636
8-74	9,723			620	642
324-3	9,749				592
6-4	9,747		610		598
346	9,746				598
318	9,745	600			600
7-171	9,744	600			600
338-3	9,744	600	620		600
7-168	9,740	610	630		610
364	9,734	625			624
353-3	9,728	630	615	628	630
12-4	9,728	630	650		630
7-162	9,723				642
309	9,736				616
247	9,715		725	673	664
10Г	9,715		675	671	664
13-4	9,711		675	680	675
263	9,709		675	706	676
243	9,708			669	678
30-4	9,680		735		735
375-3	9,712	670	680		670
337-3	9,712	670	670		670
357-3	9,711				673
117-4	9,692				720
73-4	9,693				720
138-5	9,798	540			540

№ обр.	nI/nO	T °C по Граф.	T °C по Гр-Би	T °C по комб.гран.	T °C по nI/nO
108-3	9,761		590	575	580
171-3	9,744	600	600	614	600
8-35	9,760	580		617	580
1-42	9,744			603	600
170-3	9,742			590	605

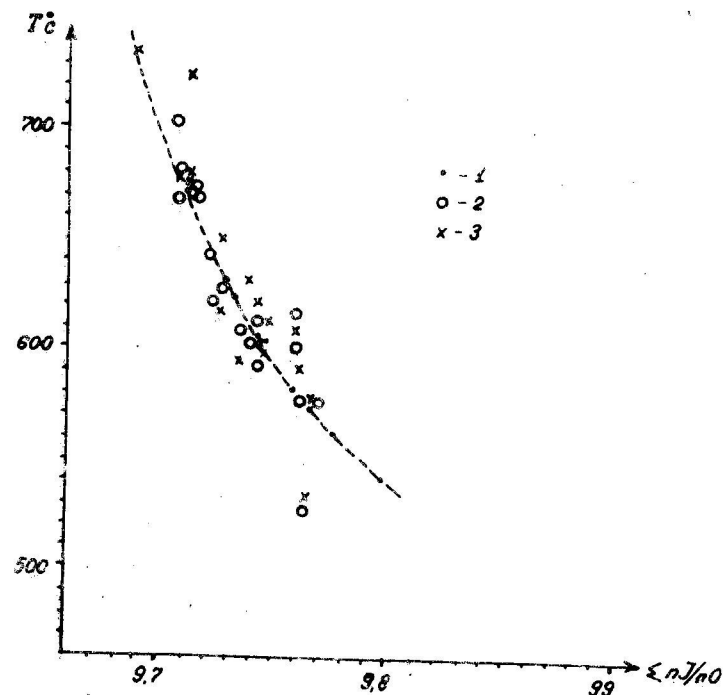


Рис. 9. Зависимость $\Sigma nI/nO$ от температуры минералообразования:
1 - температуры по графитовому термометру; 2 - температуры по комбинированно-гранатовому термометру; 3 - температуры по Гр-Би термометру

Изменение отношения $A1_{IV}/A1_{IV}$ в биотитах в зависи-
мости от условий метаморфизма

Таблица 22

Тип метаморфизма	Фации	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	
			низкотемпературная	высокотемпературная
Андалузит-силлиманитовый с ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит, но лишенными кванцита и ставролита		0,353 n = 18	0,323 n = 24	0,271 n = 15
Кванцит-силлиманитовый, с ассоциациями кванцита и силлиманита, но без андалузита и кордиерита	Ставролит-хлоритовая субфация	Кванцит-биотит-ставролитовая субфация	0,247 n = 5	0,210 n = 3

Расчет давления по Гр-Би барометру Л.Л.Перчука (1976)

Таблица 23

№ обр.	M_1^x гр.	M_2^x Би	$\frac{M_2}{M_1}$	lgK	T°C	Давление кбар
376	0,105	0,440	4,25	0,62	620	4,2
525	0,117	0,434	3,709	0,57	570	5,0
8-65	0,194	0,542	2,796	0,44	580	5,9
8-74	0,178	0,436	2,537	0,40	642	6,1
6-4	0,122	0,410	3,364	0,52	598	5,2
7-162	0,162	0,393	2,430	0,38	642	6,4
7-102	0,193	0,525	2,719	0,44	600	5,9
353-3	0,172	0,435	2,530	0,40	630	6,3
7-168	0,174	0,457	2,63	0,42	610	6,3
7-154	0,195	0,422	2,161	0,33	670	6,9
336	0,160	0,473	2,956	0,47	608	5,4
247	0,267	0,523	1,966	0,30	664	7,3
243	0,210	0,523	1,966	0,30	669	7,3
263	0,244	0,502	2,061	0,31	676	7,4
10Г	0,225	0,489	2,170	0,33	664	7,0
108-3	0,166	0,495	2,986	0,47	580	5,6
1-42	0,202	0,555	2,746	0,44	600	6,0
170-3	0,226	0,542	2,399	0,40	605	6,5
171-3	0,193	0,515	2,670	0,43	600	6,1
8-35	0,172	0,509	2,061	0,47	580	5,7

$$^x M_1 = M_2 = Mg^{2+} : (Mg^{2+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}).$$

содержащих метаморфитов лежит приблизительно в пределах: T°C - 600°C, Pв 5,6 кбар. Это хорошо согласуется с данными С.В.Ричардсона с соавторами (1969), описывающих тройную точку в системе Al_2SiO_5 в этих же интервалах.

3.6. Рентгенодифракционные исследования биотитов

Структурно-кристаллохимическая характеристика реального кристалла - минерала в настоящее время становится предметом все более широкого экспериментального исследования. В этом аспекте рентгеновские исследования являются весьма важным методом для выявления особенностей кристаллической структуры минералов и успешно применяются при изучении слоистых силикатов, в частности, их триоктаэдрических разновидностей - биотитов.

Известно, что в процессе метаморфизма в структурах этих минералов может быть запечатлена история их формирования. Они в этом случае наследуют существенные особенности кристаллического строения (политипию, катионное заселение структурных позиций и др.) того минерала, из которого они образовались. Поэтому изучение структурно-кристаллохимических особенностей минералов позволяет выявить черты реальной (дефектной) кристаллической структуры в связи с условиями их образования (Франк-Каменецкий, 1980).

В этом отношении изучение биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети представляет определенный интерес, поскольку широкие вариации химического состава, устойчивость биотитов во всех зонах регионального метаморфизма этого региона, должны отражаться в их кристаллической структуре.

Рентгеновское изучение проведено для обширной коллекции мономинеральных фракций биотитов (80 образцов), представляющей все типы биотитсодержащих метаморфитов из разных зон регионально метаморфизованных пород. Съёмки проводились на дифрактометре Дрон-2 (35 кв, 20МА), на $Si_{K\alpha}$ и $Co_{K\alpha}$ излучении Ni фильтр. Разориентированные препараты готовились по методике, описанной в руководстве "Рентгенография основных типов породообразующих минералов" (1983).

Фазовая чистота биотитов контролировалась съёмкой обзорных дифрактограмм всех образцов в интервале углов отражения $2\theta = 3-75^\circ$ (Режим съёмки: шкала счетов импульсов 200 и 500 имп/с, скорость вращения счетчика 1 и $2^\circ/\text{мин}$, скорость движения дифракционной ленты 2400 мм/час, отметка - через 1°). Анализ дифрактограмм позволяет выделять 4 основные группы биотитов, обозначенные на рис. 10 буквами А, Б, В и Г.

Из рассмотрения рис.10 видно, что дифрактограммы различаются между собой как по набору рефлексов (d , λ , nkl), так и по отно-

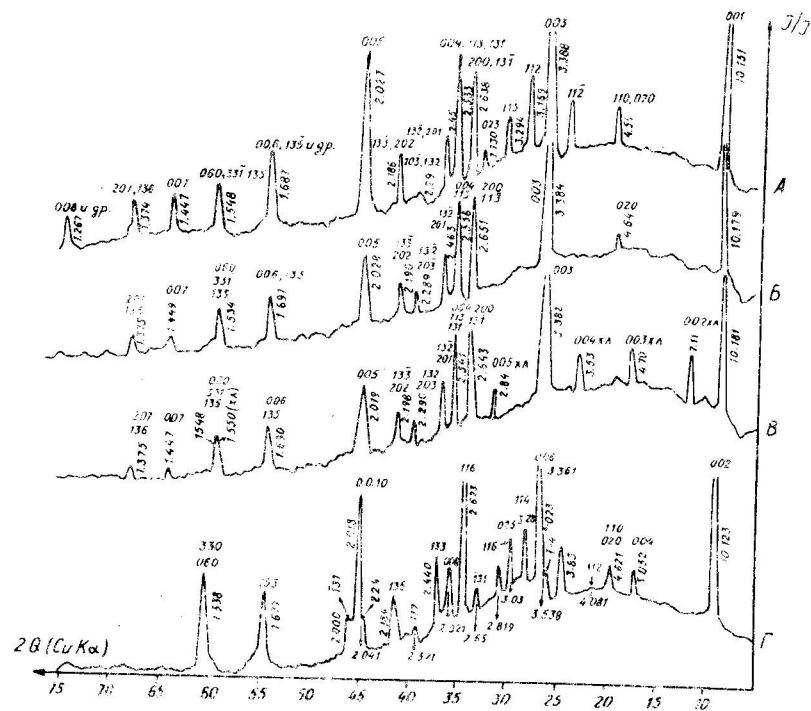


Рис.10 (А, Б, В, Г). Характерные дифрактограммы биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети. А - биотиты модификации IM (30 обр.) из ставролитовой, сидлиманитовой и мигматитовой зон (насыщенные и недосыщенные K_2O метапелиты); Б и В - биотиты модификации Md (26 и 24 обр. соответственно) из биотитовой (В), гранатовой (Б и В) и отчасти ставролитовой зон (В), насыщенные K_2O метапелиты; Г - биотиты модификации 2M из богатых CaO пород

сительной интенсивности отражений (I/I_0). Общим для всех дифрактограмм является наличие хорошо регистрируемых интенсивных базальных рефлексов 001, имеющих острую симметричную форму. Однако на дифрактограммах биотитов из биотитовой и гранатовой зон (недосыщенные K_2O метапелиты) помимо слюдяных рефлексов присутствуют еще базальные рефлексы примесного хлорита (002, 003, 004 и 005), содержание которого в отдельных образцах достигает 20% (см.рис.10,В).

Для триоктаэдрических слюд типично такое соотношение интенсивностей 1-го и 2-го базальных рефлексов $I_{002} = 1/2 I_{001}$. Распределение относительных интенсивностей базальных рефлексов биотито

отвечает триоктаэдрической разовиности слюди. Так, второй базальный рефлекс практически не был виден на дифрактограмме слюдянина А, Б и В и присутствует лишь на дифрактограмме, характерной для биотитов из богатых CaO пород (метапелиты, см. рис.10, Г). Однако интенсивность этого рефлекса значительно меньше половины интенсивности первого базального рефлекса. Тем не менее, основная характеристика триоктаэдрических слюд заложена в соотношении I_{002}/I_{001} отвечающих областям проявления рефлексов типа 000 и прежде всего, 000 (0000 = 1,53 - 1,65 Å).

Структурные отличия биотитов наиболее отчетливо проявлены на их дифрактограммах в характерных чистых рефлексах типа 111 и 021, позволяющих выделить среди них полтора типа разовиности IM(A), Md (Б,В) и 2M₁(Г) (рис.10).

Основными диагностическими рефлексами биотитов модификации IM являются (HKL): 112, 112, 113, 023 и др., а модификации 2M₁ (HKL): 023, 114, 114, 025, 116, 116 (см.рис.10, А и Г соответственно). Неупорядоченные биотиты (образцы Б и В) характеризуются отсутствием на дифрактограммах рефлексов типа 111 и 021 (что указывает на неперриодическое смещение слюдяных пакетов по c и b), а различаются между собой только по присутствию пиками хлорита (см. рис.10, Б и В).

Рефлексы типа 111, 021, позволяют отличить все биотиты от одной структурной группы (Хвостин, 1961). В зависимости от угла упаковки слюдяных пакетов пакеты 111 и 021 в основном имеют одинаковую ориентацию октаэдрических слоев в базальных слюдах.

Биотиты, принадлежащие к модификации IM, характеризуются низкими степенями метаморфизма, отвечающими у биотитов выделенным (В) и частично элиот-амфиболитовой (Г) фазам. Биотиты, принадлежащие к модификации IM(A), соответствуют в основном элиот-амфиболитовой и частично низкотемпературной амфиболитовой фазам, а биотиты, принадлежащие к модификации 2M₁(Г), - высокотемпературной амфиболитовой фазе (см.рис.10). Полное описание распределения биотитов по модификациям по всем зонам обобщенного геологического разреза метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети и их эволюции в процессе регионального метаморфизма приведено в главе 4.

Для индифференциации и определения параметров элементарной ячейки биотитов получались дифрактограммы от слюди с добавкой в качестве внутреннего стандарта - германия. Режим: скорость вращения счетчика - 0,5°/мин. на шкалах 200, 400 и 1000 имп/с, движение диаграммной ленты - 1200 мм/ч, отметка через 0,1°. Использовались небазальные рефлексы образца (П) и стандарта (Г), их записывали 3-4 раза на каждом режиме. Полное индифференцирование дифрактограммы велось по схеме 20 изм. → 20 испр. → 4 испр. → 4 Å → чкл (рис.10, 24).

Таблица 24.

Результаты индирования дифрактограммы биотита с использованием внутреннего стандарта

2 θ изм.	2 θ испр. (с)	θ исп.	d/n	I/I ₁	hkl
8,75	8,73(3)	4,36	10,128	100	001
19,45	19,42(3)	9,71	4,570	10	110,020
22,69	22,66(3)	11,33	3,923	8	111
25,18	25,15(3)	12,57	3,542	8	112
27,31	27,30(1)	13,65	3,266	100	111
26,31	26,29(2)	13,15	3,388	100	003
28,42	28,40(2)	14,21	3,140	10	112
30,78	30,77(1)	15,34	2,918	10	113
33,15	33,14(1)	16,57	2,703	6	023
33,90	33,89(1)	16,95	2,644	12	130,201
34,27	34,26(1)	17,13	2,617	40	200,131
35,75	35,76(1)	17,88	2,514	60	004,113,131
37,02	37,01(1)	18,50	2,430	25	132,201
39,80	39,79(1)	19,90	2,264	20	220,132,220
41,55	41,54(1)	20,77	2,173	20	133,202
45,10	45,09(1)	22,56	2,009	70	005
45,36	45,36(0)	22,68	1,999	60	220
53,76	53,76(0)	26,88	1,706	40	311
54,77	54,77(0)	27,38	1,676	25	135,006
60,06	60,06(0)	30,03	1,540	20	060,331,135
64,70	64,70(0)	32,35	1,440	20	007
65,98	65,98(0)	32,99	1,414	10	400
68,46	68,46(0)	34,23	1,370	15	207,136
74,70	74,70(0)	37,35	1,267	15	008 и др.

Рефлексы внутреннего стандарта германия (Ge)

Определение параметров элементарной ячейки проводилось путем использования однозначно индированных рефлексов равных числу определяемых параметров (прямой расчет) и методом наименьших квадратов (МК). В первом случае предпочтение отдавалось рефлексам в области сравнительно больших углов 2θ , как одиночным, так и наложенным, имеющих достаточную интенсивность. Поскольку исследуемые слюды принадлежат моноклинной сингонии, то наиболее удобными для расчета параметров однослойной модификации являются рефлексы типа (h00, око. нк1, нк1), а именно 200, 131, 060, 331, 008, 112 и 112. Параметры элементарной ячейки, рассчитанные для биотитов модификации 1М, приведены в табл.25 и 26. Квадратичные погрешности измерения

Таблица 25

Результаты прямого расчета параметров элементарной ячейки биотитов модификации 1М из метаморфитов Аюхазии и Верхней Сванети

№ обр.	П а р а м е т р ы (с)			
	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β (°)
312	5,368(3)	9,241(3)	10,151(2)	100,05(1)
346	5,352(3)	9,239(3)	10,173(2)	100,03(2)
890	5,344(3)	9,335(3)	10,160(3)	100,03(2)
309	5,312(2)	9,248(3)	10,241(4)	100,02(3)
7-98	5,318(2)	9,240(2)	10,223(4)	100,02(3)
130-8	5,367(3)	9,235(2)	10,220(3)	100,03(2)
79-8	5,322(2)	9,268(2)	10,154(2)	100,03(2)
133-8	5,322(2)	9,260(2)	10,151(2)	99,98(4)
314-3	5,32(2)	9,256(2)	10,243(3)	100,02(3)
7-94	5,320(3)	9,246(2)	10,298(5)	100,05(2)
A-39	5,321(2)	9,280(2)	10,258(4)	100,08(2)
8-52	5,322(2)	9,204(2)	10,232(3)	99,97(8)
88-5	5,366(3)	9,314(3)	10,181(2)	100,02(3)
7-172	5,319(2)	9,225(2)	10,173(2)	100,00(3)
83-8	5,308(3)	9,180(3)	10,167(2)	100,03(2)
12-4	5,308(3)	9,218(2)	10,204(2)	100,00(2)
377	5,367(2)	9,234(3)	10,182(3)	100,01(3)
A-99	5,322(3)	9,268(3)	10,191(3)	100,02(3)
A-97	5,360(2)	9,305(3)	10,224(2)	99,98(4)
529	5,320(2)	9,263(3)	10,207(2)	100,05(2)

параметров оценивались по формулам, предложенным в "Руководстве по исследованию минералов" (1975, с.134-148).

Определение параметров элементарной ячейки биотитов по методу наименьших квадратов выполнялось на кафедре кристаллографии ЛГУ на ЭВМ М-6000 с использованием программы "PARAM" по однозначно индированным рефлексам в области углов $2\theta = 4-60^\circ$ для Cu и Co излучения. В табл.26 приведены результаты определения параметров элементарной ячейки биотитов, полученные методом МК. Результаты расчета параметров элементарной ячейки биотитов, полученные обоими методами, согласуются между собой в пределах погрешностей их определения (срав. табл.25 и 26).

Таблица 26
Результаты расчета параметров элементарной ячейки биотитов
модификации 1M из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети
методом наименьших квадратов (МНК)

№ образ.	П а р а м е т р ы (°)			
	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β (°)
312	5,369(2)	9,242(2)	10,152(3)	100,00(4)
346	5,351(2)	9,240(2)	10,174(3)	99,99(3)
830	5,343(2)	9,334(3)	10,160(2)	99,99(2)
309	5,320(2)	9,247(3)	10,242(2)	99,98(2)
7-98	5,319(2)	9,241(2)	10,223(2)	99,98(3)
130-8	5,366(2)	9,234(2)	10,220(2)	99,99(5)
79-8	5,323(3)	9,267(3)	10,183(2)	99,98(4)
133-8	5,321(3)	9,261(2)	10,152(3)	99,97(3)
314-3	5,322(3)	9,257(2)	10,244(3)	99,98(5)
7-94	5,321(3)	9,247(2)	10,297(3)	100,01(2)
A-39	5,320(3)	9,281(2)	10,257(2)	100,02(1)
8-52	5,323(3)	9,205(3)	10,231(3)	99,98(3)
68-5	5,327(3)	9,313(2)	10,181(3)	99,99(2)
7-172	5,320(3)	9,226(2)	10,174(2)	99,98(2)
83-8	5,309(3)	9,182(2)	10,168(3)	99,99(3)
12-4	5,310(2)	9,219(2)	10,205(4)	100,01(2)
377	5,368(3)	9,235(3)	10,183(3)	100,00(2)
A-99	5,323(3)	9,268(2)	10,193(2)	100,01(3)
A-97	5,359(3)	9,306(3)	10,225(2)	99,97(5)
523	5,321(2)	9,262(3)	10,208(3)	99,99(3)

Как известно, параметры элементарных слюд зависят прежде всего от их химического состава, который может быть связан как с P-T условиями минералообразования, так и с другими факторами. В связи с этим при решении некоторых генетических задач используют вариации параметров элементарной ячейки слюды. В ряде работ (Дриц, 1971; Лапачас и др., 1977 и др.) установлены корреляционные связи элементарной ячейки слюды с их химическим составом. Однако в слюдах наблюдаются широкий диапазон как изовалентного, так и (чаще всего) гетеро-валентного замещения. Близкие элементы примесей, одновременно входящих в различные структурные позиции, может быть различным, что

приводит к более сложным зависимостям параметров от химического состава. Нарастание степени метаморфизма обусловлено изменениями P-T условий образования биотитосодержащих метаморфитов и приводит к изменению состава биотитов, что также отражается на значениях параметров элементарной ячейки.

Для выявления отмеченных взаимоотношений проведена математическая обработка аналитических данных по методу парных коэффициентов корреляции. Полученные результаты сведены в табл. 27, из которой видно, что параметр "b" зависит от степени заполнения октаэдрических позиций ($r_{b\text{ oct}}$ и $r_{b\text{ oct}} = 0,66$ при $r \geq 0,251$). Для наглядности, на рис. II приводится графическое изображение отмеченной корреляции, которая в целом является прямой. Фигуративные точки на диаграмме рассеиваются в широком интервале, что определяется генетическими особенностями биотитов и в первую очередь температурой. Проведенные температурные изолинии дали определенные независимые друг от друга поля их взаимоотношений. Приблизительный температурный интервал образования ставролитовой зоны составляет 560-600°C, силлиманитовой - 600-650°C и мигматитовой - 650-730°C. Биотиты ставролитовой, силлиманитовой и мигматитовой зон всех генетических групп пород характеризуются $m > 1M$; $1M$ и $1M \geq 2M$, политипными модификациями соответственно.

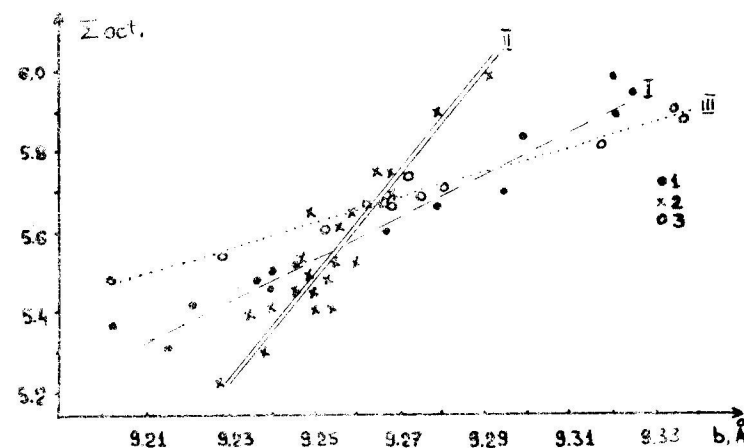


Рис. II. Корреляционная зависимость параметра "b", Å и степени заполнения октаэдрических катионов биотитов. I, II и III - биотиты ставролитовой, силлиманитовой и мигматитовой зон соответственно. 1, 2 и 3 - температурные изолинии минералообразования 540-600, 600-650 и 650-730°C соответственно

Таблица 27
Парные коэффициенты корреляции состава и параметров э.я. биотитов

Элементы Параметры	Si	Al _{iv}	Al _{vi}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	$\sum_{oct}$	K	Na	Ca	a(Å)	b(Å)	c(Å)
Al _{iv}	-1,00														
Al _{vi}	0,47	-0,47													
Fe ²⁺	-0,16	0,16	0,15												
Mg	-0,16	0,16	0,54	-0,26											
Mn	0,19	-0,19	-0,06	0,36	0,18										
Fe ³⁺	-0,17	0,17	0,34	0,45	-0,10	0,16									
Ti	-0,50	0,50	-0,38	0,13	-0,02	-0,26	0,01								
$\sum_{oct}$	0,08	0,08	-0,04	0,62	0,31	0,05	-0,55	0,21							
K	0,04	-0,04	-0,50	0,03	0,23	-0,14	0,15	0,10	-0,28						
Na	-0,05	0,05	-0,30	-0,44	0,12	0,51	0,51	-0,15	-0,39	0,14					
Ca	-0,02	0,03	-0,06	0,02	0,05	-0,25	0,02	-0,24	-0,14	0,04	0,21				
a(Å)	0,011	0,011	-0,11	0,18	0,08	0,12	0,01	0,18	0,22	0,25	-0,25	0,11			
b(Å)	-0,10	0,10	0,09	0,28	0,38	0,12	0,20	-0,18	0,66	0,16	-0,15	0,10	-0,27		
c(Å)	0,08	-0,18	0,10	0,11	0,08	0,09	0,10	0,13	0,14	-0,14	0,17	-0,25	0,22	0,24	
$\beta(^{\circ})$				0,06	0,06	0,08	0,14	-0,11	0,07	0,22	-0,21	0,12	0,51	-0,28	-0,31

95%
если $r \geq 0,251$

Взаимоотношение параметра "b" биотитов и степени заполнения октаэдрических катионов ($\sum_{oct} = Mg^{2+} + Fe^{3+}$, Fe^{3+} , Mn^{2+} и Ti^{3+}) показано на диаграмме II для биотитов ставролитовой зоны пун-ктирной линией, силлиманитовой – двойной линией и мигматитовой – точками. Таким образом, можно полагать, что взаимоотношение параметра "b" биотитов и степени заполнения октаэдрических катионов в них, в первую очередь, контролируется температурой образования. Другие корреляционные взаимоотношения количество Fe^{2+} и Mg с параметром "b" незначительное, подтверждаются низкими значениями коэффициента корреляции.

Однако изоморфная пара Fe^{2+} и Mg^{2+} играет существенную роль при построении октаэдрического слоя и выявляет четкое корреляционное взаимоотношение с относительными интенсивностями рефлексов 200, 131 и 132, 201. На рис.12 приведены корреляционные взаимоотношения этих рефлексов и железистости биотитов (Fe^{2+} / Mg^{2+}). В биотитах октаэдрические цис-и транспозиции могут быть заселены ионами Fe^{2+} и Mg^{2+} упорядоченно или неупорядоченно. Это может быть связано с тем, что им соответствуют политипные модификации биотитов IM (упорядоченная) и Md (неупорядоченная). С целью моделирования дифракционных особенностей политипов IM и Md, используя интенсивности отдельных рефлексов (4) по порошкограмме (см.рис.10, А и Б), построены их полные профили областей рефлексов 11L, 02L и 13L, 20L для структурных моделей с различным упорядоченным заселением катионами Fe^{2+} и Mg^{2+} октаэдрической позиции (табл.28). На рис. 13 приведены рассчитанные профили областей рефлексов 11L, 02L и 02L, 13L для разных вариантов заселения цис и транспозиции ка-

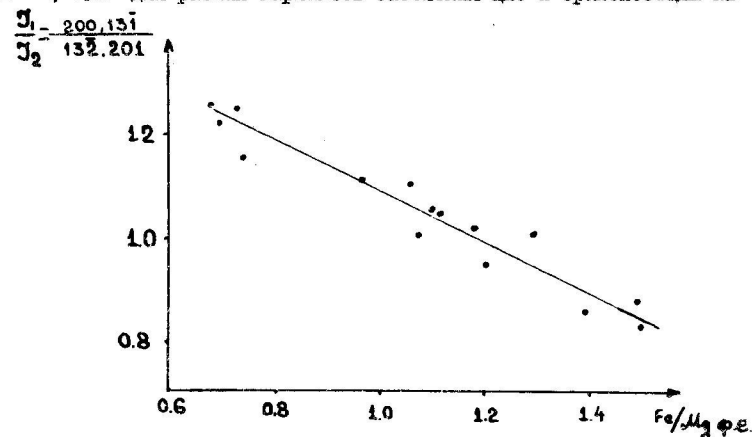


Рис.12. Корреляционные взаимоотношения $I_1(200,131)/I_2(132,201)$ и Fe/Mg в биотитах модификации IM

Таблица 28

Теоретический расчет вариантов заполнения октаэдрической
цис- и транспозиции биотитов катионами Mg и Fe²⁺

Катионы	Позиции	В а р и а н т ы				
		1	2	3	4	5
Mg	Транс	0,66667	0,33333	1,0000	1,0000	1,0000
	Цис ₁	0,66667	0,33333	0,0000	1,0000	0,5000
	Цис ₂	0,66667	0,33333	0,0000	0,0000	0,5000
Fe ²⁺	Транс	0,33333	0,66667	0,0000	0,0000	0,0000
	Цис ₁	0,33333	0,66667	1,0000	0,0000	0,5000
	Цис ₂	0,33333	0,66667	1,0000	1,0000	0,5000

катионами Mg и Fe²⁺. Сопоставление теоретических расчетов и экспериментальных данных показывает, что исследованные биотиты имеют низкую упорядоченность октаэдрических катионов. Характер соотношения интенсивностей отмеченных рефлексов зависит также от наличия дефектов упаковки слоев. Так, развороты слоев в плоскости базиса на произвольные углы и кратные 120° ослабляют при нарушении упорядоченности октаэдрических катионов. При этом дифрактограмма имеет вид типичной для модификации Md. Интенсивности рефлексов 20L, 13L не зависят от характера упорядочения катионов в слое и от разворотов слоев на углы кратные 120°. Вероятно, они зависят от разворота слоев на произвольные величины и на углы, кратные 60°, а также от количества слоев в упаковке и значения координат атомов по z.

Таким образом, полученные данные дают основание полагать, что в исследуемых биотитах значения межплоскостных расстояний и интенсивностей рефлексов 11L, 02L и 20L, 13L, определяющих их структурную упорядоченность, меняются в зависимости от содержания в образцах Mg и Fe²⁺ и соответственно от степени метаморфизма пород.

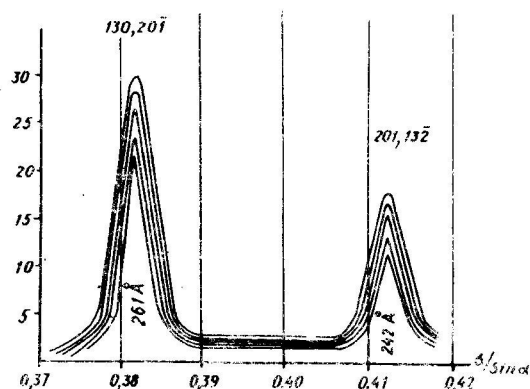
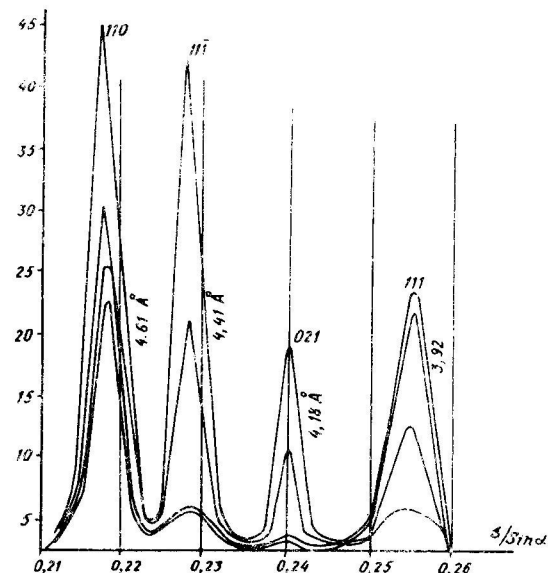


Рис.13. Расчитанные теоретические полные профили рентгеновских рефлексов типа 11L, 02L и 13L, 02L для пяти вариантов заполнения цис и транспозиции Fe²⁺ и Mg в октаэдрах. (Номера соответствуют вариантам табл.27)

Основные результаты комплексного минералого-кристаллохимического изучения биотитов представлены в табл.29, где по общему геологическому разрезу в соответствии с усилением степени метаморфизма (сверху - вниз) для всех генетических типов пород, зон и характерных минеральных ассоциаций (столбцы 1, 2 и 3 соответственно) приведены данные по генезису, P-T параметрам, некоторые физические свойства, абсолютному возрасту, параметрам элементарных ячеек и политипной модификации. Особенности состава, строения и физических свойств биотитов определяют их типоморфную значимость. В первую очередь, отметим изменения в составе биотитов от истонит-сидерофилитового до флогопит-аннитового миналов (столбцы 4, 5) в соответствии с усилением степени метаморфизма (столбец 7) и температур минералообразования (столбец 8). Физические свойства биотитов, такие, как показатель преломления n_g (столбец 9) и температура эндоэффекта на ДТА (столбец 10) в среднем повышаются с усилением давления и температуры (столбцы 7 и 8). С увеличением степени метаморфизма, то есть давления (столбец 7), происходит смена политипных модификаций от неупорядоченных разновидностей - к упорядоченным по схеме $Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$ (столбец 12). Значения параметра "b" (столбец 11) зависят от степени заполнения катионами октаэдрической позиции и контролируются температурой (столбец 8).

Рассмотрим более подробно корреляционные взаимоотношения типоморфных особенностей состава и структуры биотитов при метаморфизме. Для получения полного представления об этих взаимоотношениях по общему геологическому разрезу биотитсодержащих метаморфитов, проведем корреляцию полученных результатов по отдельным зонам метаморфизма (от биотитовой до гранулитовой). Прежде, чем перейти к их характеристике, рассмотрим последовательно эволюцию состава и структуры изучаемых биотитов.

4.1. Эволюция состава биотитов

Для выявления характера эволюции химического состава биотитов составлена таблица 30 средних значений отдельных элементов для самых распространенных групп биотитсодержащих пород - насыщенных и недосыщенных K_2O метapelитов, включающих в себя зоны биотита, граната, ставролита, силлиманита и мигматита. Ввиду ограниченности мате-

риала данные для биотитов из богатых CaO пород и биотитов лантракской свиты не приводятся. На основании табл.30 составлена диаграмма (рис.14), где четко прослеживается эволюция состава от биотитовой до мигматитовой зон.

Из рассмотрения диаграммы видно, что для биотитов из насыщенных K_2O метapelитов с увеличением степени метаморфизма наблюдается тенденция к уменьшению количества Si в четверной координации и соответственно - увеличению Al_{IV} в тетраэдрах. В биотитах мигматитовой зоны содержание Si резко увеличивается, тогда как Al_{IV} уменьшается. Для биотитов из недосыщенных K_2O метapelитов при увеличении степени метаморфизма от ставролитовой к мигматитовой зонам наблюдается неуклонное уменьшение количества Si и постепенное увеличение Al_{IV} .

Представляет интерес эволюция Al_{VI} в октаэдрах. Если для совокупности биотитов из недосыщенных K_2O метapelитов содержание Al_{VI} постепенно уменьшается до мигматитовой зоны, то в самой мигматитовой оно увеличивается. В насыщенных K_2O метapelитах количество Al_{VI} в биотитах резко уменьшается от 0,82 до 0,52 ф.е. В октаэдрической позиции наиболее отчетливо закономерность выявляет эволюция Mg^{2+} и Fe^{2+} . Содержание Mg в биотитах обоих типов метapelитов имеет тенденцию к постепенному увеличению. На графике (см. рис.14) хорошо видно, что от ставролитовой зоны к мигматитовой кривая содержания Mg для биотитов из недосыщенных K_2O метapelитов претерпевает резкое восхождение.

Примерно аналогичная, но обратная закономерность характерна для эволюции содержания двухвалентного железа. Отметим, что биотиты обеих групп метapelитов по эволюции содержания Fe^{2+} показывают тенденцию резкого уменьшения его количества. Увеличение содержания Fe^{2+} наблюдается лишь для биотитов из недосыщенных K_2O метapelитов от биотитовой зоны до гранатовой. Эволюция трехвалентного железа (Fe^{3+}) носит необычный характер. Так, в биотитах из насыщенных K_2O метapelитов содержание Fe^{3+} уменьшается от биотитовой к гранатовой зонам и увеличивается от ставролитовой к силлиманитовой. В остальных случаях содержание Fe^{3+} не меняется с изменением степени метаморфизма. В биотитах из недосыщенных K_2O метapelитов содержание Fe^{3+} последовательно уменьшается от ставролитовой к силлиманитовой зонам и увеличивается от силлиманитовой к мигматитовой. Остальные элементы октаэдрической позиции (Mn и Ti) присутствуют в малых количествах и для них не выявлены общие закономерности изменения содержания со степенью метаморфизма.

Из межслоевых катионов можно отметить эволюцию содержания K. Его количество (см.рис.14) увеличивается лишь в биотитах из насыщенных K_2O метapelитов (от гранатовой к ставролитовой зонам) и

Основные результаты комплексного изучения типоморфных особенностей околитулов

Таблица 29

Группа	Зоны	Парагенезис пород, серии (свиты)	Fe ²⁺ Mg ²⁺		P _g kbar	T°C	Показатель преломления Mg	Температура на АТЛ, °C	Напряжение	Коэффициент деформации
			Fe ²⁺	Mg ²⁺						
Нашествия K ₂ O метателузиты	Биолиты	Му+Грб; Му+сл; сланцы; буульгенская (верхне-бисская, адегенская)	2,32	1,57	5,56	-	500-515	-	2	Mg
	Граниты	Хл+Му+Грб; Му+Грб+Му; сланцы, буульгенская, мауракская	2,27	1,73	5,32	-	540-580	1150	-	Mg
	Слабосиликатиты	Му+Ст+Ана+Грб; Гр+Ст+Му+Хл; сланцы, буульгенская (гвандринская)	2,33	1,98	5,00	5,0	580-615	1160	-	IM
	Силикатиты	Гр+Сил+Кор+Грб; Гр+Сил+Му; сланцы, гнейсы, мигматиты, буульгенская (гвандринская)	2,10	2,02	4,69	5,8	600-645	-	9,232-9,294	IM

Возрастные CaO породы	Силикатиты	Гр+Сил+Фиб; мигматиты (реститы), гнейсы; буульгенская (гвандринская)	1,31	2,17	4,41	7,0	630-735	1170	9,203-9,334	IM
	Слабосиликатиты	Ст+Ана+Грб; Гр+Ст+Ана; сланцы, гнейсы, буульгенская (гвандринская)	2,33	1,73	5,25	5,8	540-605	1140	9,213-9,314	IM
	Силикатиты	Сил+Грб+Кор+Ана+Грб; сланцы, буульгенская (гвандринская)	2,33	2,13	4,73	6,0	605-650	1180	9,211-9,335	IM
	Слабосиликатиты	Гр+Грб+Ана; мигматиты (реститы), буульгенская (гвандринская)	2,06	2,72	4,50	7,00	650	-	9,211-9,335	IM
Возрастные CaO породы	Слабосиликатиты	Рол+Дл+Эп; амфиболовые сланцы; буульгенская (гвандринская, клас-кая)	2,36	2,20	4,25	7,0	700-720	1170	-	2M
	Силикатиты	Гр+Кор+Рол+Дл+Эп; Гр+Кор+Му; сланцы, буульгенская	1,63	3,00	3,27	7,3	-	-	-	2M

Таблица 30

Эволюция средних (X) значений состава биотитов (ф.е.) при метаморфизме

Элементы	Si	Al _{iv}	Al _{vi}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	K	Na	Св
Насыщенные K ₂ O метapelиты											
Биотиты	5,53	2,47	1,00	2,32	1,57	0,02	0,36	0,16	1,56	0,05	0,07
Граната	5,44	2,56	0,95	2,37	1,73	0,02	0,29	0,18	0,55	0,05	0,12
Ставролита	5,43	2,57	0,74	2,33	1,98	0,02	0,29	0,19	1,64	0,09	0,09
Силлиманита	5,34	2,66	0,67	2,10	2,02	0,02	0,43	0,22	1,64	0,08	0,08
Мигматита	5,47	2,53	0,76	1,81	2,17	0,02	0,45	0,15	1,65	0,11	0,11
Недосыщенные K ₂ O метapelиты											
Ставролита	5,48	2,52	0,82	0,36	1,78	0,02	0,30	0,19	0,62	0,12	0,11
Силлиманита	5,44	2,56	0,66	2,28	2,19	0,02	0,25	0,19	1,63	0,09	0,11
Мигматита	5,39	2,61	0,52	2,06	2,73	0,02	0,30	0,18	0,58	0,09	0,11

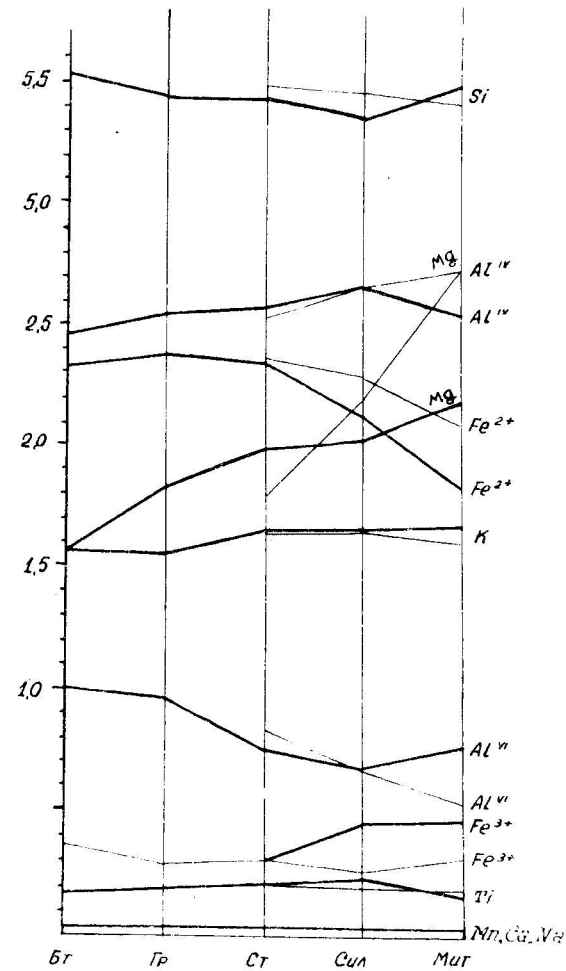


Рис.11. Эволюция состава биотитов при региональном метаморфизме Абхазии и Верхней Сванети
 Бт - биотит, Гр - гранат, Ст - ставролит, Сил - силлиманит, Миг - мигматит.
 Жирная и тонкая линии - насыщенные K₂O и недосыщенные K₂O метapelиты соответственно

последовательно уменьшается (от силлиманитовой к мигматитовой зонам) в биотитах из недосыщенных K_2O метapelитов. В остальных случаях не выявляется каких-либо закономерностей в изменении содержания К. Примерно такие же картины эволюции характерны для Na и Ca.

Анализ зависимости химического состава биотитов изученного региона от природы материнской породы указывает на многоплановость их взаимоотношений. Это выражается, например, в характере изменения содержания кремния - ведущего компонента четверной координации. Наряду с пропорциональным увеличением его количества в зависимости от содержания SiO_2 в породе (см. табл. 31 - данные заимствованы из работы Д.М. Шенгелия, Д.Н. Кецховели, 1982), наблюдается довольно существенный разброс точек на диаграмме I5. Однако разброс вызван наложением на эту зависимость температурного фактора и контролируется изотермами с температурой до $600^{\circ}C$, с одной стороны и - примерно $610-670^{\circ}C$ - с другой. На рис. I5 эти изотермы обозначены сплошной и пунктирной (двойной) линиями соответственно.

Для ведущего компонента октаэдрической позиции биотитов - магния - также характерна сложная двойственная картина взаимоотношений с составом материнской породы (MgO). Для биотитов как насыщенных, так и недосыщенных K_2O метapelитов корреляционная кривая $Mg - MgO$ (рис. I6) имеет восходящий характер, если температура минералообразования не превышает $600^{\circ}C$ (сплошная линия) и нисходящий (пунктирная, двойная линия), если температурный интервал составляет $610-670^{\circ}C$. Характер диаграммы взаимоотношений $Mg^{2+} - MgO$ и $Si - SiO_2$ (см. рис. I5 и I6) подтверждает мнение (Маракушев, 1966; Шенгелия, Кецховели, 1982 и др.) о влиянии состава материнских пород метаморфитов на распределение элементов в составе биотитов. В нашем случае это влияние складывается в присутствии в образцах биотитсодержащих

Таблица 31

Сопоставление содержания основных химических компонентов пород (данные заимствованы из работы Д.М. Шенгелия, Д.Н. Кецховели, 1982) и биотитов. (Содержание окислов приведено в вес.%, а элементов - в формульных единицах)

№ обр.	SiO_2 в породе	Si в биотите	MgO в породе	Mg в биотите	K_2O в породе	К в биотите	$T^{\circ}C$
314-3	64,04	5,52	3,45	2,23	3,90	1,70	560
890	42,06	5,18	3,00	2,39	7,30	1,34	636
525	50,00	5,22	2,73	1,99	5,20	1,90	570
10-4	45,36	5,29	1,37	2,94	1,30	1,74	618
8-65	47,94	5,16	3,20	2,32	1,40	1,50	580
8-60	45,10	5,48	4,42	1,89	3,30	1,70	642
309	60,08	5,59	4,04	1,89	6,10	1,38	616
324	65,45	5,69	2,10	1,82	3,70	1,58	592
346	67,07	5,67	2,23	2,03	3,90	1,60	598
364	56,07	5,59	4,20	1,78	4,50	1,60	625
7-168	40,37	5,17	3,80	2,44	5,00	1,48	610
376	42,73	5,25	2,57	2,33	0,60	1,48	620
21-4	66,07	5,62	2,40	2,00	3,20	1,58	575
318	56,68	5,61	4,30	2,49	2,30	1,50	600
6-4	45,30	5,08	2,77	2,23	3,70	1,62	598
12-4	54,87	5,57	2,80	1,80	0,90	1,48	630
336	64,93	5,65	2,20	2,03	2,60	1,68	600
353-3	58,35	5,62	1,80	2,01	1,40	1,60	630
337-3	51,72	5,47	3,98	2,02	4,30	1,64	670
357	67,72	5,91	4,76	1,73	5,50	1,54	670

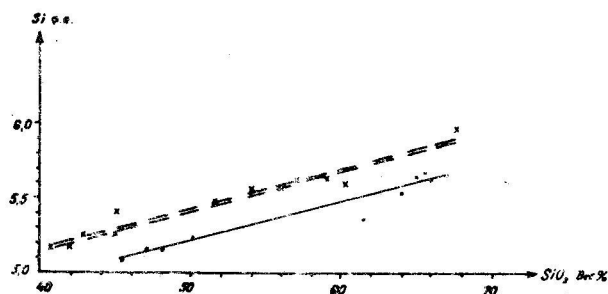


Рис. I5. Зависимость Si в составе биотитов от содержания SiO_2 в материнской породе. Сплошная и пунктирная (двойная) линии - изотермы с температурой до $600^{\circ}C$ и $610-670^{\circ}C$ соответственно

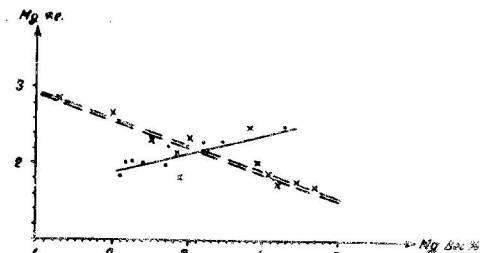


рис. I6. Зависимость Mg в составе биотитов от содержания MgO в материнской породе. Сплошная и пунктирная (двойная) линии - изотермы с температурой до $600-670^{\circ}C$ соответственно

пород сосуществующих темноцветных минералов, таких как гранаты, амфиболы, пироксены и хлориты. Для межслоевых катионов отметим эволюцию содержания калия в зависимости от содержания K_2O в материнских породах. Она подтверждает отмеченные выше взаимоотношения (рис.17). Некоторые отклонения зависимости $K - K_2O$ заключаются в изломе кривых (см.рис.17), характерных для парагенетических ассоциаций биотита с мусковитом. Такая ассоциация, в свою очередь, влияет на распределение K между сосуществующими минералами.

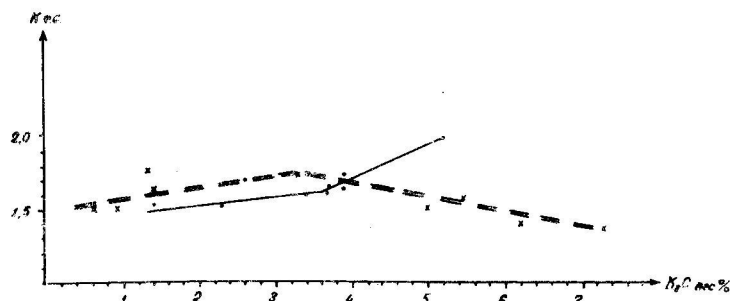


Рис.17. Зависимость K в составе биотитов от содержания K_2O в материнской породе. Сплошная и пунктирная (двойная) линии — изотермы с температурой до 600 и 610-670°C соответственно

4.2. Эволюция структурных особенностей биотитов

В предыдущей главе (раздел 3.6) установлены определенные тенденции зависимости параметра "b" от степени заполнения октаэдрической позиции биотитов. Эта зависимость контролируется в основном температурой минералообразования. Показано также, что дефектность в упаковке слоев зависит от содержания Fe^{2+} и Mg в октаэдрах. Это соотношение определяет существование Md и Im политипных модификаций биотитов. Выявление закономерности дает определенные корреляции со степенью метаморфизма, но не отражает полностью все разнообразие эволюции структурных особенностей изучаемых биотитов. В данной главе, используя результаты рентгеновского анализа биотитов (см.гл.3.6 и табл.29), рассмотрена эволюция политипных модификаций биотитов с изменением степени и типа регионального метаморфизма изучаемого региона.

Как уже отмечалось выше (раздел 3.6), в настоящее время имеется довольно обширный материал по политипизму природных и искусственных слюд, однако, как указывают А.Верма и П.Кригга (1960), мы

еще далеки от исчерпывающей теории политипизма. Большой интерес к проблеме политипизма слоистых минералов вызван не только возможностью пополнения отдельных разделов кристаллохимии или получения заданных политипов с определенными свойствами, могущими найти применение в практике, но и той информацией об условиях роста и преобразования политипов, которая заложена в их структуре. Накоплен значительный объем сведений о структурах отдельных политипных модификаций, достаточно полно изучена частота встречаемости некоторых политипов. Однако факторы, приводящие к образованию того или иного политипа, вскрыты недостаточно полно, а часто не установлены совсем. Тем не менее политипы многих веществ, в том числе и минералов группы слюд, в ряде случаев уже становятся минералами — типоморфными — индикаторами определенной генетической обстановки (Франк-Каменецкий и др., 1981). К сожалению, изучение типоморфных особенностей политипизма биотитов в природе весьма затруднительно из-за многообразия геологических параметров.

В этом аспекте изучение биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети не составляет исключения, хотя их геолого-петрологическое и минералогенетическое изучение дает нам основание выделить некоторые типоморфные особенности политипных модификаций биотитов и определить их связь с процессами регионального метаморфизма.

Обращает на себя внимание политипная модификация биотитов Md , которая (см.табл.29) является характерной $Bi+Mu+Pl+Kv+Prf$; $Bi+Gr+Xl+Mu+Pl+Kv$ и $Bi+St+Mu+And+Pl+Kv+Grf$ ассоциацией, соответствующей биотитовой, гранатовой и низкотемпературной ставролитовой зонам соответственно. Приблизительная температура образования биотитов лежит в довольно широких пределах 540-615°C при общем давлении в 5,6-5,9 кбар (см.табл.29).

При повышении степени метаморфизма, что соответствует зонам ставролита, силлиманита и мигматита (обоих типов метapelитов), для которых температура минералообразования находится в пределах 580-680°C ($\pm 20^\circ$), а общее давление составляет 6-7 кбар, биотиты представлены более упорядоченной политипной модификацией Im .

Анализируя полученные результаты (см.табл.29), можно высказать предположение, что биотиты истонит-сидерофилитового ряда при повышении степени метаморфизма претерпевают политипное превращение $Md - Im$. Учитывая широкий диапазон колебания температурных условий, а в ряде случаев их перекрывание по зонам, можно считать, что решающая роль в политипной характеристике биотитов принадлежит давлению. Биотиты флогопит-аннитового ряда из богатых CaO пород (метабазитов), характеризующиеся еще более высокой степенью метаморфизма, температура 600-700°C и общее давление $P = 7,0-7,3$ кбар, представлены исключительно ролитиной модификацией $2M_1$.

Таким образом, при нарастании степени метаморфизма происходит смена политипов от неупорядоченных разновидностей к более упорядоченным по схеме $Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$. Такое изменение последовательности политипов согласуется с литературными данными (Павлишин, 1983). Однако в нашем случае формирование конкретных политипов с разной степенью слоевого нарушения более отчетливо реагирует на фактор давления.

4.3. Генетические особенности биотитов

Эволюция химического состава и политипных модификаций биотитов тесно связана с условиями их образования или преобразования. Нами определено, что состав биотитов, в первую очередь, определяется температурными условиями минералообразования, а их политипная принадлежность — общим давлением.

Отмеченные типоморфные взаимоотношения не являются исчерпывающими. Актуальным представляется также выявление признаков предшествующей истории формирования минералов. В этом отношении интересны результаты экспериментальных исследований кристаллохимических критериев трансформационного механизма образования и преобразования слоистых силикатов для генезиса минералов группы слюд (Франк-Каменецкий и др., 1983).

Ряд исследователей (Йодер, Эгстер, 1955; Половинкина, Соколова, 1962 и др.) на основании детального изучения природных слюд указывают на образование политипной модификации биотитов Md за счет преобразования глинистых осадков (метапелитов) в начальную стадию метаморфизма.

Экспериментально доказано (Франк-Каменецкий и др., 1983), что образование биотитов может происходить за счет частично упорядоченного смешанослойного образования слюда-монтмориллонит путем его трансформационного преобразования в слюду в K -хлоридной гидротермальной среде. В свою очередь триоктаэдрический монтмориллонит преобразуется в присутствии хлорида Mg в триоктаэдрический хлорит. Таким образом, принципиально оказывается возможным образование биотитов из системы, содержащей слюду — монтмориллонит в триоктаэдрический хлорит. Изучение парагенетических ассоциаций биотитов политипной модификации Md (биотитовая, гранатовая и отчасти ставролитовая зоны метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети) показало, что для метапелитов обоих типов характерно присутствие в них не только биотита, но еще хлорита и мусковита, которым биотит обычно в количественном отношении уступает. Кроме того, в шлифах часто наблюдается переслаивание биотит-хлоритовых и биотит-мусковитовых пластин, а также ра-

звитие биотита по хлориту. На дифрактограммах этих образцов часто видны хлоритовые рефлексы (см. рис. 10, В), что также свидетельствует о тесном срастании биотита и хлорита. Изложенное позволяет считать, что образование изученных биотитов при метаморфизме происходит по известной схеме $Xl+Mu+(Kv) \rightarrow Bi+H_2O$ (С.П. Кориковский, 1968). Наличие мусковита можно объяснить трансформационным преобразованием смешанослойного слюда — монтмориллонитовых образований, так как экспериментально показано (Франк-Каменецкий и др., 1983), что образование мусковитов в K , Na -хлоридных гидротермальных средах может происходить по схеме: диоктаэдрический монтмориллонит (Al_{v1}) — частично упорядоченный слюда — монтмориллонит $\rightarrow$ мусковит.

Таким образом, наличие биотитов политипной модификации Md в метапелитах Абхазии и Верхней Сванети может служить типоморфным признаком для выявления начальной стадии регионального метаморфизма этого региона и дает основание предполагать, что их образование может происходить по описанной выше схеме. Преобразование биотитов модификации Md в более упорядоченный политип $1M$, вероятно, также носит трансформационный характер, причем особая роль здесь принадлежит преемственности элементов структуры (Франк-Каменецкий и др., 1983). При таком переходе должны сохраниться основные генетические признаки в последовательности наложения слоев. С этих позиций можно объяснить преобразование $Md \rightarrow 1M$ биотитов, которое сопровождается усилением роли давления. Выполненный нами расчет профилей характерных участков дифрактограммы политипных модификаций биотитов показал, что переход от Md к $1M$ модификации может происходить только за счет катионной упорядоченности в октаэдрических слоях.

Следует обратить внимание на образование биотитов политипной модификации $2M_1$. Они характерны исключительно для генетической группы метаморфитов из богатых CaO пород (метапелитов). Показано, что при гидротермальном синтезе дикиит ($2M_1$) в присутствии $MgCO_3$ и сравнительно высоких температурах может перейти через мусковитовую стадию в флогопит (Франк-Каменецкий и др., 1983). По составу биотиты модификации $2M_1$ принадлежат флогопит-антитовому ряду и образуются при высоких температурах 700–730°C (см. табл. 29). Известно, что дикиит является составной частью вулканогенно-осадочных образований, которые при метаморфизме образуют группу богатых CaO пород (метабазитов). Это позволяет предполагать, что биотиты $2M_1$ модификации из богатых CaO пород образовались по минералам каолинитовой группы (вероятно дикииту) путем твердофазовых превращений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение минералогии и кристаллохимии биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети позволило выявить в них закономерности изменения состава, строения и свойств, которые могут быть использованы в научных и практических целях при проведении геолого-геоморфных и поисковых работ. Перечислим основные результаты исследования:

1. Минеральный состав биотитов является типоморфным: биотиты из метapelитов, как правило, соответствуют истонит-сидерофиллитовому составу, а из метабазитов - флогопит-аннитовому. С увеличением степени метаморфизма (от биотитовой зоны к мигматитовой) пропорционально уменьшается железистый компонент миналов и увеличивается магнетитовый.

2. Статистическое распределение основных катионов Si , Al_{IV} , Mg^{2+} и Fe^{2+} в составе биотитов отвечает нормальному закону. Взаимное отношение данных элементов с соответствующими элементами материнской породы носит корреляционный характер и контролируется температурой.

3. Для биотитов разных генетических групп и зон методом расчета парных коэффициентов корреляции установлены две серии изоморфных замещений в октаэдрических позициях: $3R^{2+} \rightleftharpoons 3R^{2+}$ и $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$. Высокое отрицательное значение коэффициента корреляции указывает на изовалентный изоморфизм $Si^{4+} \rightarrow Ti^{4+}$ в тетраэдрах. Такая корреляция установлена только для биотитов из зон магматита (метapelиты) и метабазитов и, таким образом, является типоморфной для высокометаморфизованных пород.

4. На содержание Ti^{4+} в тетраэдрах указывают также результаты ИК-спектроскопического анализа. Корреляционная зависимость коэффициентов железистость-титанистость позволяет расчленить зеленосланцевую (высокий коэффициент железистости и низкий - титанистости) и эпидот-амфиболитовую (наоборот) фации прогрессивного регионального метаморфизма. При этом коэффициент общей железистости ($F_{общ.} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg^{2+}}$) тем больше, чем больше значения показателя преломления (Mg) биотитов.

5. Предложенный биотитовый геотермометр, основанный на методе "минус зарядного потенциала кислорода" с учетом температурных данных графитового геотермометра, позволил рассчитать палеотемпературы ($^{\circ}C$) биотитсодержащих метаморфитов для пород андалузит-силлиманитового (метapelиты и метабазиты) и кианит-силлиманитового (метабазиты) типов.

6. Выделение воды при разрушении структуры биотитов по данным дифференциального термического анализа (ДТА) происходит при температурах тем более высоких, чем более высокой степени метаморфизма характеризуются биотитсодержащие породы.

7. Количественная оценка давления с использованием гранат-биотитового барометра (Перчук, 1976) показала, что оно имеет умеренные значения 5-6 кбар для метapelитов и достигает своего максимума 7,3 кбар для метабазитов.

8. Рентгеновский дифракционный анализ выявил ряд типоморфных признаков биотитов: а) политипный состав биотитов контролируется в основном фактором давления и меняется по схеме $Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$ в соответствии с усилением степени метаморфизма биотитсодержащих пород от метapelитов к метабазитам. Модификация Md биотитов соответствует начальным стадиям метаморфизма метapelитов, характеризующимся низкими значениями температур и давлений. С усилением давления структуры биотитов упорядочиваются ($1M$), что указывает на эволюционный характер их трансформационного преобразования. С прогрессирующими условиями давления в метабазитах образуются биотиты флогопит-аннитового состава, модификации $2M_1$, вероятно, за счет дикинта - характерного минерального компонента вулканогенно-осадочных пород; соотношение относительных интенсивностей рефлексов 200, $1\bar{3}\bar{1}$ / $1\bar{3}2$, 201 биотитов тем выше, чем ниже в них отношение Fe/Mg и чем выше степень метаморфизма пород; параметр "b" биотитов линейно увеличивается с увеличением суммы октаэдрических катионов (Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti , Mn , Al_{VI}^{3+}) и контролируется температурой образования. Температурные изолинии корреляции параметра "b" и состава октаэдров имеют независимые поля для ставролитовой, силлиманитовой и магматитовой зон.

В заключение отметим, что типоморфный анализ, выполненный по схеме генезис индивида - генезис вида - генезис минерального комплекса позволяет уточнить и дополнить геолого-петрологические данные при решении регионально генетических вопросов. Проведенный анализ типоморфных свойств биотитов геологически сложно построенных участков Грузии, какими являются метаморфиты Абхазии и Верхней Сванети может быть использован при дальнейших геолого-петрологических, минералогических и поисковых исследованиях.

- Адамия Ш.А. Дюрские образования Кавказа. - Тр. ГИН АН Грузии. - Нов. сер. - 1968. - Вып. 16. - С. 294.
- Батлер Б.К. Состав слюд в метаморфических породах. - Природа метаморфизма. - М.: Мир. - 1967. - С. 303-310.
- Власова Е.В., Доломонова Е.И. ИК-спектры и кристаллохимия минералов группы флогопит-биотиты. - Изв. АН СССР. - 1980. - №1. - С. III-II7.
- Великословинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. - Л.: Наука. - 1972. - С. 189.
- Верма А., Кришна П. Полиморфизм и полиптилия в кристаллах. - М.: Мир. - 1969. - С. 273.
- Джавахишвили Ш.И. Кристаллические сланцы Южного склона Большого Кавказа. - Тр. ГИН АН Грузии. - Тбилиси: Мецниереба. - 1970. - Вып. 23. - 194 с.
- Джавахишвили Ш.И. О некоторых особенностях строения кристаллического субстрата Большого Кавказа. - Тр. ГИН АН Грузии. - Тбилиси: Мецниереба. - 1978. - Вып. 59. - С. 61-67.
- Дир и др. Породообразующие минералы. - М.: Мир. - Т. 3. - 1966. - С. 317.
- Другова Г.М., Московиченко Н.И., Никитина Л.П. Биотиты докембрийского комплекса юго-западного Памира. - Изв. АН СССР. - 1976. - №3. - С. 37-45.
- Закруткин В.В. Об изменении химического состава биотитов при метаморфизме. - Геология и геофизика. - 1970. - №3. - С. 64-73.
- Звягин Б.Б. Высоковольтная электронография в исследовании глинистых минералов. - М.: Наука. - 1978. - С. 224.
- Иванова В.П., Касатов Б.К. и др. Термический анализ минералов и горных пород. - Д.: Недра. - 1974. - С. 399.
- Кепежинская К.Б. Зависимость состава биотитов среднетемпературных метapelитов от давления. - ДАН СССР. - 1972. - Т. 204. - №2. - С. 440-443.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы докембрия Удокано-Становой зоны. - М.: Наука. - 1967. - С. 296.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. - М.: Наука. - 1979. - С. 263.
- Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. - М.: Наука. - 1975. - С. 291.
- Лазаренко Е.К., Павлишин В.П., Мельников В.С. Теоретические

основы учения о типоморфизме минералов. - В кн.: Научные основы и практические использования типоморфизма минералов. - Мат. 2-го съезда ММА. М.: Наука. - 1980. - С. 5-16.

Лебедев В.И. Энергетические и размерные закономерности изоморфизма. - Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. - Л.: Наука. - 1967. - С. 44-60.

Маракушев А.А. Влияние температуры на состав биотита из метаморфических пород. - Изв. АН СССР. - 1966. - №7. - С. 21-38.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М.: Мир. - С. 535.

Морimoto X., Донней И.Д. Кристаллическая структура синтетической железной слюды. - Вопросы геологии и минералогии слюд. - М.: Мир. - 1965. - С. 154-155.

Нагайцев Ю.В. К вопросу об энергетическом анализе последовательности кристаллизации минералов. - ЗВМО. - 1969. - Т. 98. - №3.

Нагайцев Ю.В. О влиянии давления и температуры на состав граната и биотита метаморфических пород. - Проблемы минералогии и петрологии. - Л.: Наука. - 1972. - С. 212-226.

Никитина Л.П. О содержании кремния в железомagneзиальных слюдах метаморфических пород. - Региональный метаморфизм докембрийских формаций. - М.-Л.: Наука. - 1965. - С. 140-148.

Оперович Э.В., Никитина Л.П. Использование валентных колебаний OH - для определения содержания октаэдрических элементов в слюдах. - Геохимия. - 1975. - №5. - С. 727-732.

Павлишин В.И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. - Киев: Наукова думка. - 1983. - С. 231.

Перчук Л.Л., Рябчиков В.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М.: Наука. - 1976. - С. 286.

Плюснина И.И., Капитанова Т.А. ИК-спектры поглощения слюд в области OH-колебаний. - Ж. прикладной спектроскопии. - 1952. - Т. 16. - Вып. 3.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Под ред. Г. Брауна. - М.: Мир. - 1965. - 599 с.

Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. - М.: ИЛ. - 1955. - С. 402.

Руководство по рентгеновскому исследованию минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. - Л.: Недра. - 1975. - С. 400.

Рентгенография основных породообразующих минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. - Л.: Недра. - 1983. - С. 259.

Римская-Корсакова О.М., Соколова Е.П. О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой абсорбции. - ЗВМО. - 1964. - Вып. 4. - С. 411-423.

Рождественская И.В., Семенова Т.Ф., Франк-Каменецкий В.А. Но-

ые данные о структуре слюд. - Минералогический журнал. - 1979. - Т.1. - №2. - С.41-60.

Рождественская И.В., Франк-Каменецкий В.А. Современное представление о структуре слюд. - Кристаллохимия и структурные особенности минералов. - Л.: Наука. - 1976. - С.3-18.

Саложникова Л.П. Особенности химического состава биотита в слюдоносных плагиоклазовых пегматитах Мамско-Чуйского региона. - ЗВМО. - 1981. - Т.110. - №4. - С.453-460.

Сборник статей "Вопросы геологии и минералогии слюд" / Под ред. В.П.Петрова. М.: Мир. - 1965. - С.275.

Скобарева М.В., Багдасаров Ю.А., Власова Е.В. ИК-спектры и химический состав слюд из карбонатитов Черниговской зоны (Приазовье) как индикатор особенностей их генезиса. - Геохимия. - 1982. - №4. - С.541-550.

Смит Д.В., Йодер Х.С. Экспериментальные и теоретические исследования полиморфизма. - Вопросы геологии и минералогии слюд.-М.: Мир.- 1965. - С.156-186.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Ревердато В.В. Фации метаморфизма. М.: Недра. - 1970. - С.432.

Соколова Е.П. О рентгенометрическом изучении минералов группы слюд. - Рентгенография минерального сырья. - Сб.5. М.: Недра. - 1966.

Сомин М.Л. Допрекские образования Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука. - 1971. - С.246.

Струбинчан В., Рой Р. Изоморфные замещения и инфракрасные спектры слоистых силикатов. - Физика минералов.-М.: Мир. - 1964. - С.364-386.

Тепкин В.Е. О координации Al в слюде. - Конституция и свойства минералов. - Т.1. - 1966. - Вып.1. - С.19-24.

Усенко С.И., Щербаков И.Б., Заяц А.П. Биотиты докембрия. - Киев. - 1972. - С.207.

Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. - М.: Наука. - 1971. - С.345.

Ушакова Е.Н. Вопросы геологии и петрологии металлогении метаморфических пород востока СССР. - Владивосток. - 1968.

Ферштатер Т.Б. Биотиты и роговые обманки из гранитоидов Урала. - Тр.ин-та геологии и геохимии.-Урал.науч.центр АН СССР. - 1975. - Вып.122. - С.68-82.

Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей и включений в минералах.-Л.: ЛГУ. - 1964. - С.240.

Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Гидротермальный минералогический синтез в системах галуазит и каолинит-хлориды K , Na , Ca , Mg под давлением. - Проблемы петрологии и генетической минералогии. - Т.1. - М.: Наука. - 1969. - С.143-162.

Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов. - ЗВМО.- 1973.- Ч.102.- Вып.2.- С.129-142.

Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Котельникова Е.Н. Гидротермальные преобразования природных серпентинов в сентохлориты и слюды. - Рентгенография минерального сырья.-Воронеж.: ВГУ. - 1979. - С.72-80.

Франк-Каменецкий В.А. Структурный типоморфизм минералов. - Мат.ХI съезда ММА. М.: Наука. - 1980. - С.35-42.

Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р-Т параметрах. Л.: Недра. - 1983. - С.151.

Цветкова А.И., Балыхина Е.П. О гидратации и окислении слюд. - Изв.АН СССР.-Сер.геол. - 1956. - №5. - С.74-79.

Чичинадзе Г.Л. Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ). - Фонды ГИН АН СССР. - 1978. - С.154.

Чухров Ф.В., Звягин Е.Б., Соболева С.В. О типоморфности кристаллических структур слоистых силикатов. - Состав и структура минералов как показатель их генезиса.-М.: Наука. - 1978. - С.5-10.

Шведидзе И.У. Ионный потенциал и некоторые вопросы геотермометрии биотита. - Сообщ.АН СССР. - 1980. - Т.100. - №3. - С.617-620.

Шведидзе И.У. Некоторые вопросы минералогии биотитов из метаморфитов бузугейской серии кристаллического ядра Большого Кавказа. - Тез.докл.конф.мол.геол. - Тбилиси. - 1981. - С.26-28.

Шведидзе И.У. Типоморфизм биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванетии. - Тез.докл.конф.мол.спец. и работн.пр.-ва.-Тбилиси. - 1984. - С.201-202.

Шведидзе И.У. Корреляционный анализ биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванетии. - Сообщ.АН СССР.

Шенгелия Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецховели Д.Н. Рентгеновское изучение углисто-графитового вещества в температурном интервале 300-850°C. - Сообщ.АН СССР.- 1977. - Т.83. - №3. - С.661-663.

Шенгелия Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецховели Д.Н. Графитовый геотермометр. - ДАН СССР. - 1977. - Т.236. - №6.

Шенгелия Д.М., Кецховели Д.Н. Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии. - Тбилиси: Мецниереба. - 1982. - С.207.

Шенгелия Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кахадзе Р.Г. Новые данные о геологическом строении восточной периферийной части Софийского поднятия. - Сообщ.АН СССР. - 1981. - Т.103. - №2. - С.361-364.

Щербаков И.Б. О глиноземистости биотитов из метаморфических пород. - Геол. журнал. - 1965. - Вып.25. - №1.

Эйгстер Г.П. Новые данные и экспериментальные исследования стабильности фазовых соотношений водных силикатов железа. - Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.-М.: АН СССР. - Т.1. - 1961. - С.622-640.

ASTM. Powder diffraction file. - Search Manual J.GPOS, 1973, Philadelphia.

Baronnet A. Polytypism in micas. A survey with emphasis on the crystal growth aspect. Current Topics Material Science, vol.5, edited by E. Kaldis, North-Holland Publishing Company, 1980, p.449-543.

Bart T.F.W. Geol. Soc. Amer. Bull. 1936, v.47.

Bragg W.L., West C. The structure of certain silicates - Proc. Roy. Soc., 1937. II4A, p.371-377.

Chaussidon J. Stretching frequencies of structural hydroxyls of hectorite and K-dioctahedral phlogopite as influenced by inter-layer cation and hydration. Clays and Clay Miner., v.18, 1980.

Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Ed. G.W. Brindley, G. Brown. London, Miner. Soc., 1980, p.495.

Donnay G., Donnay J.D.H., Takeda H. Trioctahedral one-layer micas. II. Prediction of the structure from composition and cell dimensions. - Acta Crust., 1964, 17, II, p.1347-1378.

Dudek A. Biotity hludinnych vyvzelin a jeyich vzťah k chemism matecných hornin. Rozpr. Česk. akad. věd, 1954, 64, N6, s.19-61.

Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis. Northwest Adirondach Mountains New York. Ptr. Mineralogy. - Jbid., 1960, 71, NI, p.1-58.

Farmer V.C. The layer silicates. - In the infrared spectra of minerals. London. Miner. Soc. 1974, p.332-340.

Poster M.D. Interpretation of the composition of lithium micas. - U.S. Geol. Survey prof. paper, 1960, 354-E, p.115-147.

Poster M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas - U.S. Geol. Survey prof. paper, 1966, 354-E, p.11-50.

Poster M.D. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. - Amer. Mineral., 1960, 45, 3-4, p.383-398.

Franzini M., Schiaffino L. On crystal structure of biotites. Z. Kristallographie, mineralogie und petrographie, 1963, 119, 1/4, s. 297-309.

Guidotti C.V., Cherey J.T., Guggenheim S. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. Amer. Miner., 1977, 62, N5-6, p.438-448.

Harry W.T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. Mineral. Mag., 1950, 29, N209, p.142-149.

Hazen R.M., Burnham C.W. The crystal structure of one-layer phlogopite and annite. Amer. Mineral., 1973, v.58, p.889-900.

Hazen R.M., Wones D.R. The effect of cation substitutions on the physical properties of trioctahedral micas. - Amer. Miner., 1972, 57, p.103-129.

Heinrich E.W. Studies in the mica group. Amer. J. Sci., 1964, 244, p.25-49.

Hewitt D.A., Wones D.R. Physical properties of some synthetic M-Al trioctahedral biotites. Amer. Miner., 1975, 60, p.854-862.

Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contrib. Min. and Petr., 63, N2, 1977.

International Clay Conference, Madrid, 1972, v.I, p.442; v.2, p.6-22.

Lambert R. St. J. The mineralogy and metamorphism of the moine schists of the Morar and Knoydart districts of Invernesshire. - Trans. Roy. Soc., Edinburg, 1959, 63, p.3.

Maugen C. Etude du muscovite au moyen des rayons X. - Comp. Rend. Acad. Sci., Paris, 1927, v.185, p.228-231.

Maugen C. Etude du muscovite au moyen des rayons X. - Compt. Rend. Acad. Sci., Paris, 1928, v.186, p.1131-1134.

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

Miyashiro A. Regional metamorphism of the Cossaisyo-Takanuki district in the central Abukuma plateau. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II, 219, 1958, p.219-272.

Nockolds E.R. The relation between chemical composition and paragenesis of biotite micas from igneous rocks. Amer. J. Sci., 1947, 245, N7, p.401-420.

Oki J. Metamorphism in the northern Kiso Range. Japan. J. Geol. and Geogr., v.34, N5-4, 1961, p.479-490.

Radoslovich E.W. The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. IV. Interatomic forces. V. Composition. Limits. VI. Serpentine and Kaoline morphology. - Amer. Minerals, 1963, 48, 1-2, p. 76-99; 3-4, p.348-367; 3-4, p.368-378.

Radoslovich E.W. The cell dimensions and symmetry of layer-silicates. II Regression relations. - Amer. Mineral., 1962, v.47, N5-6, p.617-636.

Ramsdell L.S. Studies of silicon carbide. - Amer. Mineral., 1947, 32, 1-2, p.64-82.

Rayner J.E. The crystal structure of phlogopite by neutron diffraction. - Mineral. Mag. G.B., 1974, 39, p.850-856.

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

Rieder M., Huka M., Kucerova D., Minarik L., Obermajer J., Povon-dra P. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusne hory Mts. (erzgebirge). *Pat. A: Chemical composition. Contr. Miner. Petrology* 27, 2, 1970, p.131-158.

Rieder M., Pichova A., Passova M., Peditukova E., Cerny P. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusne optical data. *Miner. Mag.*, 1971, v.38, N294, p.190-196.

Robert J.B. Titanium solubility in syntetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.*, 1976, 17, N3, p.213-227.

Ross M., Takeda H., Wones D.R. Mica polytypes: systematic description and identification. *Science*, 1966, 151, p.191-193.

Pauling L. The structure of micas and related minerals. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1930, 16, 123, p.123-129.

Saxena S.K. Silicate solid solution and geothermometry, 3. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. *Contr. Miner. Petrol.*, v.22, 1969, p.259-267.

Snelling N.J. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. *Geol. Mag.*, 1957, 94, N4.

Smith J.V. A review of the Al-O and Si-O distances. *Acta Cryst.* 1954, v.7, p.479.

Stevens R.E. A system for calculating analyses of micas and relate minerals to end members. *US Geol. Survey Bull.*, 1950, 1946, p.101-119.

Steinfink H. Crystal structure of a trioctahedral mica plogopite. *Amer. Mineral.*, 1962, 47, p. 886-890.

Takeda H., Ross M. Mica polytypism: dissimilarities in the crystal structures of coexisting 1M and 2M biotite. *Amer. Mineral.*, 1975, 60, N11/12, p.1030-1040.

Takeuchi J. Structures of brittle micas. *Clays and Clay Minerals*, 1966, 25, N1, p.1-25.

Vedder W. Correlations between infrared spectrum and chemical composition of mica. *Amer. Mineral.*, v.49, 1964, p.736-768.

Vistelius A.B., Sermanov O.V. On the correlation between percentage values: major component correlation in feromagnesian micas. *J. Geol.*, 1961, 69, N2.

Webb W.M., Briggs L.J. The use of principal component analysis to screen mineralogical data. *J. Geol.*, 1966, 74, N5, pt.2.

Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment theory and application. *Amer. Mineral.*, 1965, 50, N9, p.1228-1272.

Winchell A.N. Studies of the mica group (abstract). *Amer. Mineral.* 1925, v.10, p.53.

Yoder H.S., Eugster M.P. Phlogopite synthesis and stability range. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v.6, N4, 1954.

Yoswing W. Neutronenbeugungsmessungen im enen 1M-phlogopite. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1973, p.1-11.

Zwart H.J. Orogenesis and metamorphic facies in Europe. *Modd. fra Danst Geol. Forening. Kobenhaven*, Bd.17, 1967, p.504-516.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БИОТИТОВ ИЗ НАСЫЩЕННЫХ K_2O МЕТАПЕДИТОВ АБХАЗИИ И ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИ

ПРИЛОЖЕНИЕ I

№ п/п	№ оф.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Σ
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Зона биотита														
I	A-30	35.84	1.16	19.52	2.52	19.28	7.60	0.14	0.94	0.05	8.15	0.98	3.54	99.72
2	8-52	36.40	0.70	20.03	3.14	17.38	5.74	0.17	0.12	0.11	7.26	3.54	5.40	99.99
3	59-8	34.41	2.21	20.70	2.82	20.51	7.34	0.15	-	0.39	7.79	0.13	3.50	100.13
4	7-102	39.80	0.43	18.19	1.30	19.80	7.56	0.25	0.52	0.40	8.60	0.14	2.98	99.97
5	118-4	36.23	1.82	18.92	4.23	15.31	6.66	0.15	0.65	0.27	7.72	3.47	4.50	99.93
6	8-54	35.02	2.15	19.31	4.19	16.56	7.00	0.07	0.56	0.21	7.89	2.33	4.39	100.46
7	74-4	34.36	1.75	18.61	4.32	18.10	6.39	0.07	0.28	0.11	7.16	3.79	4.91	99.83

Зона граната

8 156-4	36.36	0.75	22.28	3.23	18.36	6.92	0.17	1.18	0.05	7.03	0.60	2.70	99.63	
9 68-5	35.87	1.16	19.40	3.46	16.48	6.76	0.14	0.51	0.11	7.75	2.52	5.54	99.80	
10 72-4	34.96	2.15	19.31	4.19	16.56	7.00	0.07	0.56	0.21	7.89	2.33	4.39	99.62	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
II 115-8	34.78	2.42	19.98	3.37	18.85	8.06	0.24	-	0.20	7.98	0.15	3.40	99.96	
12 609	35.40	1.70	19.03	3.14	18.38	7.74	0.17	1.12	0.11	7.86	0.54	4.40	99.99	
13 156-8	35.36	1.05	21.28	3.23	18.36	7.92	0.17	1.18	0.05	7.03	0.30	3.95	99.88	
14 153-8	35.34	2.66	19.52	2.52	18.28	8.10	0.14	0.44	0.05	8.15	0.48	3.10	99.78	
15 87-8	34.41	2.85	20.20	1.50	19.71	8.00	0.21	-	0.16	8.10	0.14	3.96	100.48	
16 143-8	37.34	1.12	17.85	2.63	20.52	7.68	0.08	1.64	0.24	8.16	0.42	1.93	99.61	
17 8-22	37.23	1.03	17.31	0.28	20.52	8.31	0.15	1.15	0.30	9.80	0.10	2.90	100.08	
18 357	36.38	1.05	19.24	3.43	14.76	8.77	0.31	0.88	0.40	8.50	1.63	4.19	99.54	

Зона ставролита

19 7-156	35.36	1.58	19.27	3.12	13.32	10.29	0.21	0.37	0.11	8.42	2.90	4.92	99.87	
20 7-159	35.36	1.05	21.28	3.33	18.36	7.92	0.17	1.18	0.05	7.03	0.30	3.95	99.88	
21 8-47	35.81	1.77	16.37	2.34	19.19	8.22	0.32	0.32	0.43	7.82	3.15	4.07	99.81	
22 113-8	33.53	3.42	17.92	3.23	18.81	8.16	0.16	-	0.27	9.72	0.16	3.10	99.69	
23 8-40	33.36	3.75	18.61	3.32	18.70	8.39	0.01	0.28	0.41	9.16	0.39	3.31	99.29	
24 312	37.72	1.50	16.49	2.00	17.92	9.45	0.10	0.76	0.60	8.00	0.68	4.82	99.84	
25 346-3	36.86	1.00	17.34	2.91	16.64	8.83	0.42	0.59	0.40	8.20	2.33	4.08	99.60	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
26	7-35	36.51	1.70	19.21	1.49	19.08	8.79	0.25	0.52	0.35	9.00	0.10	2.92	99.92
27	890	33.62	1.41	19.54	1.35	19.79	10.41	0.34	0.22	0.32	6.86	2.14	3.85	100.03
28	309	36.80	0.90	18.95	1.89	18.79	8.37	0.14	0.75	0.50	7.20	0.78	4.50	99.57
29	7-154	35.20	1.05	19.47	2.59	18.66	8.72	0.21	1.34	0.10	9.00	3.54	0.30	100.13
30	8-26	38.61	0.78	18.50	0.62	18.00	9.55	0.25	0.52	0.30	9.60	0.12	2.86	99.81
31	7-101	35.11	1.76	16.76	3.97	16.92	9.18	0.17	0.67	0.21	7.68	2.60	5.62	100.65
Зона силиманита														
32	130-8	35.38	1.40	17.34	6.19	16.56	8.87	0.03	1.41	0.22	9.36	0.40	2.70	99.86
33	7-98	34.70	1.12	18.70	5.79	16.92	8.70	0.07	1.88	0.46	8.88	0.24	2.29	99.75
34	79-8	34.20	1.94	20.30	3.25	18.28	8.89	0.32	-	0.19	8.50	0.29	3.65	110.00
35	133-8	35.38	3.07	20.69	3.58	17.18	8.50	0.16	-	0.16	8.00	0.18	3.27	100.02
36	134-8	34.50	2.96	20.61	3.30	18.22	8.89	0.10	-	0.18	7.91	0.08	3.20	100.06
37	7-94	36.79	3.16	18.45	2.85	16.38	8.82	0.17	0.51	0.16	8.05	0.66	3.20	99.29
38	7-95	35.67	2.66	19.49	3.64	18.24	7.91	0.17	0.81	0.11	8.46	0.04	3.00	100.31
39	7-97	35.87	3.16	17.90	3.46	17.48	8.46	0.14	0.51	0.11	8.95	0.22	3.54	99.80
40	7-104	37.17	0.93	19.45	2.93	16.92	9.16	0.25	0.52	0.40	9.00	0.16	3.04	99.93

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
41	73-4	35.56	1.65	16.01	3.59	14.64	11.84	0.05	0.73	0.21	8.25	3.15	4.25	99.93
42	7-173	35.36	1.58	19.27	3.12	13.32	10.29	0.27	0.37	0.11	8.42	2.90	4.92	99.87
43	427	33.96	2.15	19.31	3.19	17.56	9.00	0.07	0.52	0.21	9.89	0.33	3.39	99.52
44	437	34.56	3.65	17.01	2.59	18.64	9.85	0.05	0.74	0.21	8.25	0.75	3.25	99.53
45	365	34.56	1.55	15.57	9.23	13.34	8.20	0.32	0.40	1.30	9.00	1.99	4.20	99.66
46	7-168	33.97	0.79	19.37	2.45	20.34	10.80	0.22	-	0.33	7.63	0.62	3.40	99.92
47	7-144	36.91	1.40	26.10	4.76	12.86	7.34	0.29	-	0.42	7.48	0.50	1.93	99.98
48	314-3	36.86	1.82	18.81	2.92	15.63	10.02	0.28	-	0.40	8.96	1.17	3.05	99.92
Зона мизматита														
47	7-172	37.70	1.00	19.69	0.31	20.16	8.03	0.14	0.52	0.50	8.50	0.12	3.14	99.91
48	88-5	35.28	1.24	18.74	1.29	17.42	10.24	0.15	0.82	0.22	8.34	1.56	4.32	99.67
49	324	37.56	1.60	17.67	7.20	10.82	8.09	0.36	0.59	1.00	8.20	2.41	4.04	99.54
50	337-3	35.54	1.37	18.26	7.17	11.00	8.80	0.36	0.47	1.00	8.40	3.04	4.42	99.83
51	A-39	34.10	2.70	18.40	1.33	17.36	9.35	0.10	0.47	-	8.34	3.49	4.23	99.87
52	8-52	36.69	1.16	18.95	2.85	15.88	8.82	0.17	0.51	0.16	8.05	1.66	4.20	99.10
53	83-8	36.24	0.96	18.19	4.93	11.52	12.75	-	2.21	0.27	9.12	0.32	3.38	99.89
54	7-34	35.90	0.84	18.01	4.21	15.48	10.13	0.07	2.58	0.27	10.08	0.52	1.71	99.80

Химический состав биотитов из метасоматических K_2O метасиликатов Абхазии и
Верхней Сванети

№ п/п	№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	73-5	36.17	1.16	19.99	3.64	18.24	5.91	0.17	0.82	0.11	7.46	2.04	4.10	99.81
2	85-4	34.63	2.05	18.74	3.26	19.38	6.59	0.14	0.65	0.11	7.89	2.50	3.92	99.86
3	22-77	35.01	1.70	19.40	2.54	17.68	8.01	0.48	0.30	1.11	8.32	0.58	4.82	99.95
4	A-77	34.08	2.16	19.73	3.98	19.50	8.00	0.24	-	0.26	8.22	0.09	3.48	100.13
5	A-99	34.40	2.27	19.82	2.82	19.80	15.31	0.35	0.08	0.16	10.00	0.20	3.38	99.74
6	7-71	35.18	2.35	17.78	5.98	16.68	8.71	0.26	-	0.21	10.03	0.78	2.04	99.60
7	7-162	34.76	2.28	16.15	2.32	17.90	6.93	0.10	0.77	0.30	7.60	1.90	3.62	99.63
8	7-131	36.01	1.40	18.40	1.34	20.60	8.01	2.48	0.30	0.11	7.32	1.98	4.32	99.35
9	12-4	36.40	1.80	18.05	3.00	20.39	7.90	-	1.80	0.60	7.60	2.41	3.90	99.67
10	8-74	33.52	1.17	19.17	1.05	22.24	10.12	0.21	-	0.33	7.63	0.72	3.60	99.76
11	377	36.20	2.10	17.70	4.65	19.20	6.90	0.14	0.75	0.50	6.80	0.80	4.50	99.81

Зона скарпов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
12	7-80	34.43	1.05	15.95	1.96	16.20	8.71	0.76	0.40	8.20	1.96	-	4.18	99.54
13	8-22	38.45	1.25	15.75	1.96	16.14	10.82	0.71	1.40	8.00	0.74	-	4.19	99.54
14	375-3	38.88	1.37	16.66	2.73	15.62	7.64	1.66	0.70	8.00	1.64	-	4.36	99.68
15	529-3	34.18	1.53	20.48	1.14	19.20	8.77	-	0.32	9.74	1.02	-	3.02	99.60
16	8-25	35.28	1.24	18.74	1.29	17.42	10.20	0.82	0.22	8.34	1.56	-	4.32	99.67
17	8-23	36.50	1.80	16.70	2.60	17.45	10.20	0.55	0.25	6.90	2.36	-	4.20	99.61
18	85-8	34.96	2.40	15.98	5.56	17.28	9.12	-	0.99	0.22	10.08	-	2.76	99.69
19	109-8	35.72	0.80	17.85	4.30	18.72	8.78	-	1.21	0.22	8.88	-	4.32	99.83
20	336-3	36.79	1.12	18.09	1.98	16.66	8.88	0.21	0.65	0.30	8.60	1.41	4.75	99.44
21	353-3	36.13	1.30	17.17	1.98	18.14	8.69	0.20	0.71	0.30	8.20	1.68	5.06	99.56
22	632	35.40	1.37	20.77	4.01	16.56	10.67	0.26	0.19	0.27	8.35	0.42	1.99	99.99
23	7-130	34.37	2.30	20.05	1.89	17.68	9.11	0.23	-	0.21	8.19	2.39	4.33	99.63
24	1-4	37.45	2.00	18.70	0.75	23.09	10.60	-	0.30	0.60	7.80	0.60	3.20	99.68
25	318	35.48	1.40	15.64	2.11	17.05	14.60	0.14	1.40	0.30	7.50	1.99	3.74	99.97
26	6-4	32.05	1.05	17.98	3.90	16.17	9.44	0.08	0.19	0.33	8.01	2.37	3.60	99.70
27	376	38.88	1.37	16.66	2.73	15.62	7.64	0.42	1.66	0.70	8.00	1.64	4.36	99.68
28	21-4	37.00	1.30	18.36	1.10	17.65	8.80	-	1.50	0.60	7.80	0.64	4.72	99.47

Зона скарпов

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
45 8-65	33.54	1.38	18.24	2.02	16.56	12.33	0.10	-	0.48	7.99	2.76	4.36	99.76		
46 262-3	35.80	0.60	18.50	4.27	13.06	13.28	1.10	0.70	6.60	1.90	-	3.90	99.91		
47 10-4	34.49	1.19	16.80	2.38	16.92	12.88	0.68	0.33	8.88	0.99	-	5.24	99.96		
48 85-4	34.63	2.05	18.74	3.26	19.38	6.89	0.19	0.65	0.11	7.89	-	5.40	99.86		
ЭКОТИН Лабинской серии (Ламтраская свита)															
1 138-3	36.50	1.30	18.40	2.20	17.98	10.25	0.03	0.60	0.50	6.80	1.60	3.90	100.06		
2 108-3	35.15	1.16	18.62	1.25	19.75	11.58	0.10	0.38	0.18	7.19	0.43	4.07	99.86		
3 171-3	33.75	1.02	19.22	1.55	21.10	12.59	0.11	-	0.33	6.98	0.08	4.14	100.87		
4 173-3	34.28	1.20	15.93	2.42	19.53	11.63	0.93	-	0.22	7.08	2.81	3.94	99.97		
5 1-42	33.80	0.88	19.21	0.64	20.70	11.06	0.07	0.52	0.40	7.00	0.24	5.36	99.88		
6 8-35	34.28	1.20	15.93	8.42	13.53	11.63	0.93	-	0.22	7.08	2.81	3.94	99.87		
7 8-38	36.70	1.66	19.33	4.29	14.47	10.10	0.14	0.84	0.60	8.40	-	3.20	99.73		
8 8-51	41.03	0.88	21.15	1.62	13.68	7.94	0.11	0.75	0.90	7.00	0.14	4.66	99.86		
9 167-3	35.00	1.18	18.09	1.32	20.42	11.85	0.05	-	0.60	7.01	0.31	4.02	99.85		
10 170-3	36.45	1.05	17.90	0.95	19.20	9.55	0.07	0.75	0.50	7.10	0.80	5.55	99.77		

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ I

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
29 625	34.18	1.53	20.48	1.14	19.20	8.77	0.20	-	0.32	9.74	1.02	3.02	99.60		
30 312	37.72	1.50	16.49	2.00	17.92	9.45	0.10	0.76	0.60	8.00	0.68	4.92	99.84		
31 7-133	35.50	3.76	18.00	-	20.60	10.00	0.04	0.08	0.16	8.70	0.07	2.90	100.16		
32 7-135	35.63	3.05	17.74	4.26	17.38	8.74	0.14	0.67	0.41	8.99	-	3.82	99.57		
33 7-138	36.60	1.33	18.70	0.17	19.26	9.16	0.14	0.85	0.50	9.00	0.06	4.14	99.91		
34 7-140	34.91	1.43	18.90	1.46	16.38	8.42	0.28	0.72	0.30	9.00	0.52	7.26	99.57		
35 A-92	38.12	1.60	19.18	0.43	18.00	9.35	0.28	1.54	0.30	9.40	0.04	1.82	100.06		
36 A-93	36.72	1.38	19.55	0.85	17.28	10.39	0.28	0.52	0.30	8.28	0.08	3.06	99.81		
37 A-95	36.00	1.91	19.18	2.06	18.18	9.75	0.25	0.05	0.24	7.50	0.08	4.00	100.10		
38 364	36.40	1.10	18.09	1.98	19.20	7.80	0.14	1.20	0.40	8.20	1.00	4.30	99.81		
39 7-159	36.40	2.26	17.30	0.60	16.71	8.55	0.05	2.00	0.46	8.06	2.25	3.48	99.63		
40 317-3	37.36	2.73	18.20	0.51	16.51	10.82	0.30	0.20	0.55	6.99	2.30	3.90	99.58		
41 8-60	36.00	0.80	19.55	0.20	21.96	7.47	0.18	0.72	0.40	8.80	0.18	3.50	99.76		
ЗОНА МИЛЛЕТТА															
42 A-96	36.38	2.35	16.79	4.15	12.08	14.58	0.16	1.20	0.35	8.31	0.22	3.98	99.74		
43 7-158	34.93	1.66	17.16	3.17	20.10	13.03	0.03	-	0.33	9.09	0.71	3.80	99.61		
44 7-78	40.16	1.08	15.74	0.32	13.68	8.32	0.21	0.72	0.25	10.00	0.04	2.44	99.95		

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ I

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Богатые CaO породы														
I 30-4		35.04	2.04	15.66	3.50	23.54	8.80	0.07	1.00	0.14	8.20	-	2.10	100.01
2 247		35.60	0.86	17.22	2.47	20.52	8.64	0.17	1.34	0.41	7.61	0.61	4.00	99.45
2 263		36.34	1.13	15.39	3.55	18.73	12.58	0.29	0.05	0.32	7.48	1.32	2.50	99.69
4 10Г		37.80	1.37	16.25	5.90	16.05	10.04	0.10	0.66	0.50	7.50	0.80	2.90	99.87
5 13-4		36.70	1.40	13.24	5.37	18.51	8.60	-	1.50	0.45	7.60	1.50	4.80	99.67
6 243		38.46	1.05	17.54	2.21	15.08	11.84	0.14	1.34	0.25	8.00	0.30	3.40	99.61
7 315		36.10	2.00	16.80	1.75	16.50	11.78	0.05	1.20	0.15	8.50	0.85	4.02	99.75
8 117-4		35.97	2.15	16.90	1.10	11.49	14.33	0.49	0.75	-	8.91	4.15	3.67	99.91
9 7-171		33.36	1.60	19.01	1.62	19.06	12.78	0.48	0.59	0.20	6.18	0.42	4.71	100.01
10 7-29		39.93	0.63	15.40	0.16	13.14	16.54	0.14	1.00	0.30	9.50	0.04	2.90	99.68
11 111-8		36.34	1.20	16.32	3.98	15.84	12.25	0.03	1.76	0.27	8.88	0.58	2.42	99.87
12 137-8		39.66	0.66	15.30	2.99	11.16	15.03	0.06	3.05	0.46	6.72	0.46	2.86	99.74
13 87-3		34.92	2.16	17.68	3.89	18.18	8.61	-	1.89	0.22	9.61	0.42	2.13	99.70
14 8-61		42.68	0.80	17.85	2.23	13.50	7.68	0.08	1.76	0.86	8.88	0.58	2.82	99.72

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Кристаллохимический состав биотитов (пересчет на 22-О). Насыщенные K₂O метапелиты.

п/п	№ обр.	Si	Al _{iv}	Σ	Al _{in}	Fe ²⁺	Mg	Mn	Fe ³⁺	Ti	Σ _{oct}	K	Al _a	Ca	Σ
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Зона биотита															
1	A-30	5.45	2.55	8.00	0.95	2.45	1.72	0.02	0.28	0.13	5.55	1.58	-	0.15	1.73
2	B-52	5.68	2.32	8.00	1.36	2.27	1.33	0.02	0.36	0.08	5.42	1.44	0.02	0.02	1.48
3	59-8	5.20	2.80	8.00	0.88	2.59	1.65	0.02	0.32	0.20	5.52	1.50	0.12	-	1.62
4	7-102	5.90	2.10	8.00	1.07	2.45	1.67	0.03	0.14	0.04	5.40	1.62	0.10	0.08	1.80
5	118-4	5.61	2.39	8.00	0.95	1.98	1.53	0.02	0.48	0.26	5.17	1.52	0.08	0.10	1.70
6	8-54	5.42	2.58	8.00	0.94	2.14	1.61	0.01	0.48	0.25	5.43	1.56	0.06	0.09	1.71
7	74-4	5.45	2.55	8.00	0.92	2.39	1.51	0.01	0.51	0.21	5.55	1.74	0.02	0.04	1.80
Зона граната															
8	156-4	5.39	2.61	8.00	1.28	2.26	1.53	0.02	0.36	0.08	5.53	1.32	0.02	0.18	1.52
9	63-5	5.59	2.41	8.00	1.15	2.14	1.57	0.02	0.40	0.13	5.41	1.54	0.02	0.08	1.64
10	72-4	5.42	2.58	8.00	0.94	2.14	1.61	-	0.43	0.25	5.43	1.56	0.06	0.09	1.71
11	115-8	5.25	2.75	8.00	0.80	2.38	1.81	0.03	0.38	0.25	5.62	1.54	0.06	-	1.60
12	609	5.41	2.59	8.00	1.85	2.35	1.76	0.02	0.36	0.12	5.63	1.52	0.02	0.18	0.72

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
13	156-8	5.30	2.70	8.00	1.06	2.30	1.77	0.02	0.36	0.12	5.63	1.34	0.02	0.19	1.55
14	153-8	5.33	2.67	8.00	0.89	2.43	1.82	0.02	0.28	0.30	5.74	1.56	0.02	0.07	1.65
15	87-8	5.24	2.76	8.00	0.86	2.51	1.81	0.02	0.17	0.33	5.70	1.58	0.04	-	1.62
16	143-8	5.60	2.40	8.00	0.75	2.57	1.71	0.01	0.29	0.12	5.45	1.56	0.06	0.26	1.88
17	8-22	5.75	2.25	8.00	0.81	2.58	1.86	0.02	0.03	0.12	5.42	1.88	0.08	0.18	2.01
18	357	5.53	2.47	8.00	0.97	1.87	1.98	0.04	0.39	0.12	5.37	1.66	0.12	0.14	1.92
19							Зона стабильности								
19	7-156	5.44	2.56	8.00	0.92	1.71	2.35	0.02	0.36	0.18	5.54	1.64	0.04	0.06	1.74
20	7-159	5.30	2.70	8.00	1.06	2.30	1.77	0.02	0.36	0.12	5.63	1.34	0.02	0.19	1.55
21	8-47	5.73	2.27	8.00	0.81	2.56	1.96	0.04	0.28	0.21	5.86	1.60	0.12	0.05	1.77
22	113-8	5.14	2.86	8.00	0.37	2.41	1.98	0.02	0.37	0.39	5.54	1.90	3.08	0.11	2.09
23	8-20	5.11	2.86	8.00	0.46	2.39	1.91	-	0.38	0.43	5.57	1.78	0.12	0.04	1.94
24	312	5.73	2.27	8.00	0.68	2.27	2.14	0.01	0.22	0.17	5.49	1.54	0.16	0.12	1.82
25	346-3	5.67	2.33	8.00	0.82	2.14	2.03	0.05	0.33	0.11	5.48	1.60	0.12	0.09	1.81
26	7-35	5.46	2.54	8.00	0.84	2.38	1.96	0.03	0.16	0.18	5.55	1.62	0.10	0.08	1.80
27	890	5.18	2.82	8.00	0.72	2.55	2.39	0.04	0.15	0.16	6.00	1.34	0.10	0.03	1.47

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
28	309	5.59	2.41	8.00	0.97	2.38	1.89	0.02	0.21	0.10	5.57	1.38	0.14	0.12	1.64
29	7-154	5.33	2.67	8.00	0.56	1.36	1.96	0.02	0.29	0.12	5.54	1.74	0.02	0.21	1.97
30	8-26	5.72	2.28	8.00	0.96	2.23	2.10	0.03	0.06	0.08	5.46	1.80	0.08	0.08	1.96
31	7-101	5.49	2.51	8.00	0.57	2.21	2.13	0.02	0.46	0.21	5.60	1.52	0.06	0.11	1.69
							Зона оптимизации								
32	130-8	5.36	2.64	8.00	0.45	2.09	2.00	-	0.70	0.16	5.40	1.80	0.06	0.22	2.08
33	7-98	5.23	2.77	8.00	0.55	2.13	1.95	0.01	0.65	0.13	5.42	1.70	0.12	0.18	2.00
34	79-8	5.18	2.82	8.00	0.80	2.31	2.00	0.04	0.36	0.22	5.73	1.64	0.06	-	1.70
35	133-8	5.27	2.73	8.00	0.83	2.14	1.88	0.02	0.40	0.35	5.62	1.52	0.04	-	1.56
36	134-8	5.15	2.85	8.00	0.77	2.27	1.97	0.01	0.36	0.33	5.71	1.50	0.04	-	1.54
37	7-94	5.50	2.50	8.00	0.75	2.05	1.96	0.02	0.32	0.35	5.45	1.54	0.04	0.08	1.66
38	7-95	5.32	2.68	8.00	0.74	2.27	1.76	0.02	0.740	0.29	5.48	1.60	0.04	0.13	1.77
39	7-97	5.46	2.54	8.00	0.67	2.22	1.92	0.02	0.26	0.36	5.45	1.74	0.04	0.08	1.86
40	7-104	5.52	2.48	8.00	0.92	2.10	2.02	0.03	0.32	0.10	5.49	1.70	0.12	0.08	1.90
41	73-4	5.50	2.50	8.00	0.42	1.89	2.73	-	0.41	0.19	5.64	1.62	0.06	0.12	1.80
42	7-173	5.44	2.56	8.00	0.92	1.71	2.35	0.02	0.36	0.18	5.54	1.64	0.04	0.06	1.74
43	427	5.18	2.82	8.00	0.65	2.24	2.04	0.01	0.36	0.25	5.55	1.92	0.06	0.08	2.06

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
44	437	5.27	2.73	8.00	0.33	2.38	2.38	2.24	0.01	0.29	0.42	5.67	1.60	0.06	0.12	1.78
45	365	5.41	2.59	8.00	1.28	1.74	1.91	0.04	1.08	0.18	5.23	1.80	0.38	0.06	0.24	
46	7-168	5.17	2.83	8.00	0.64	2.52	2.44	0.03	0.28	0.09	6.00	1.48	0.10	-	1.58	
47	7-144	5.25	2.75	8.00	1.62	1.53	1.55	0.03	0.50	0.15	5.38	1.36	0.12	-	1.48	
48	314-3	5.52	2.48	8.00	0.83	1.89	2.23	0.03	0.33	0.20	5.51	1.70	0.12	-	1.82	
Зона мигматита																
49	7-172	5.62	2.38	8.00	1.08	2.51	1.78	0.02	0.05	0.11	5.55	1.64	0.14	0.08	1.83	
50	88-5	5.42	2.58	8.00	0.80	2.23	2.33	2.02	0.14	0.14	5.66	1.62	0.06	0.13	1.81	
51	324	5.69	2.31	8.00	0.84	1.37	1.82	0.04	0.82	0.18	5.07	1.58	0.29	0.08	1.95	
52	337-3	5.47	2.53	8.00	0.77	1.41	2.02	0.04	0.82	0.16	5.22	1.64	0.28	0.08	2.00	
53	A-39	5.33	2.67	8.00	0.71	2.27	2.17	0.01	0.15	0.31	5.62	1.66	-	0.08	1.74	
54	8-52	5.59	2.41	8.00	0.99	2.02	2.00	0.02	0.32	0.13	5.48	1.56	0.04	0.08	1.68	
55	83-8	5.36	2.64	8.00	0.52	1.42	2.81	-	0.54	0.10	5.39	1.72	0.08	0.20	2.00	
56	7-34	5.36	2.64	8.00	0.53	1.93	2.25	0.01	0.47	0.09	5.28	1.82	0.08	0.10	2.00	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

Кристаллохимический состав биотитов (пересчет на 22-О). Недосщенные K₂O

металелиты

Мест. по сф.	Si	Al _{IV}	Σ _{tet}	Al _{VI}	Fe ²⁺	μ _g	μ _n	Fe ³⁺	Ti	Σ _{oct}	K	Na	Ca	Σ	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Зона ставролита															
I	73-5	5.54	2.46	8.00	1.15	2.34	1.35	0.02	0.42	0.13	5.41	1.46	0.02	0.13	1.61
2	85-4	5.40	2.60	8.00	0.84	2.52	1.53	0.02	0.38	0.24	5.53	1.56	0.02	0.11	1.69
3	22-77	5.36	2.64	8.00	0.86	2.26	1.83	0.06	0.29	0.20	5.50	1.62	0.32	0.05	2.06
4	17-97	5.17	2.83	8.00	0.71	2.47	1.81	0.03	0.45	0.25	5.70	1.60	0.08	-	1.73
5	A-99	5.22	2.78	8.00	0.76	2.51	1.81	0.04	0.32	0.26	5.61	1.68	0.04	0.01	2.01
6	7-71	5.33	2.67	8.00	0.50	2.11	1.88	0.03	0.68	0.26	5.50	1.94	0.06	-	2.00
7	7-160	5.48	2.52	8.00	0.48	2.51	1.63	0.01	0.74	0.22	5.52	1.53	0.03	0.23	1.73
8	7-131	5.36	2.64	8.00	0.86	2.26	1.83	0.06	0.29	0.20	5.50	1.62	0.32	0.05	1.99
9	12-4	5.57	2.44	8.00	0.82	2.11	1.80	-	0.34	0.20	5.27	1.48	0.18	0.29	1.93
10	8-74	5.48	2.52	3.00	0.99	2.79	1.69	0.02	0.03	0.09	5.61	1.70	0.12	0.11	1.93
11	377	5.57	2.43	8.00	1.10	2.55	1.47	0.03	0.22	0.12	5.49	1.50	0.18	0.09	1.77

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Зона сальманита															
12	7-80	5.40	2.60	8.00	0.34	2.12	2.03	0.01	0.88	0.12	5.50	1.64	0.12	0.13	1.89
13	8-32	5.80	2.20	8.00	0.60	2.03	2.43	0.02	0.22	0.14	5.44	1.54	0.40	0.11	2.05
14	375-3	5.91	2.09	8.00	0.89	1.98	1.73	0.05	0.30	0.15	5.10	1.54	0.18	0.28	2.00
15	529-3	5.22	2.78	8.00	0.90	2.45	1.99	0.02	0.12	0.17	5.65	1.90	0.08	-	1.98
16	8-25	5.42	2.58	8.00	0.80	2.23	2.33	0.02	0.14	0.14	5.66	1.62	0.06	0.13	1.71
17	8-23	5.60	2.40	8.00	0.62	2.23	2.33	0.01	0.30	0.20	5.69	1.34	0.06	0.09	1.49
18	85-8	5.31	2.69	8.00	0.17	2.19	2.06	-	0.63	0.27	5.32	1.94	0.06	0.12	2.12
19	109-8	5.38	2.62	8.00	0.55	2.95	1.97	-	0.48	0.09	5.44	1.70	0.06	0.35	2.11
20	336-3	5.65	2.35	8.00	0.92	2.13	2.03	0.02	0.22	0.13	5.45	1.68	0.08	0.10	1.86
21	353-3	5.62	2.38	8.00	0.76	2.36	2.01	0.02	0.23	0.13	5.51	1.62	0.08	0.12	1.82
22	632	5.20	2.80	8.00	0.79	2.00	2.33	0.03	0.44	0.15	5.74	1.56	0.08	0.03	1.67
23	7-130	5.29	2.71	8.00	0.92	2.13	2.09	0.03	0.21	0.27	5.65	1.60	0.06	-	1.66
24	1-4	5.60	2.40	8.00	0.88	2.14	2.36	-	0.08	0.16	5.68	1.48	0.08	0.23	1.79
25	318	5.61	2.39	8.00	0.59	2.14	2.49	0.02	0.24	0.13	5.64	1.50	0.08	0.03	1.81
26	6-4	5.08	2.92	8.00	0.44	2.70	2.23	0.01	0.46	0.20	5.97	1.62	0.10	0.29	1.75

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
27	376	5.25	2.75	8.00	0.33	2.69	2.33	0.01	0.16	0.37	5.89	1.48	0.10	0.04	1.62
28	21-4	5.62	2.38	8.00	0.91	2.24	2.00	-	0.12	0.14	5.41	1.58	0.18	0.24	1.94
29	525	5.22	2.78	8.00	0.90	2.45	1.99	0.02	0.12	0.17	5.65	1.90	0.08	-	1.98
30	312	5.73	2.27	8.00	0.68	2.27	2.14	0.01	0.22	0.17	5.47	1.54	0.16	0.12	1.82
31	7-133	5.33	2.67	8.00	0.51	2.59	2.24	-	-	0.42	5.76	1.66	0.04	0.01	1.71
32	7-135	5.20	2.80	8.00	0.42	2.24	2.01	0.02	0.49	0.35	5.51	1.76	0.12	0.11	1.99
33	7-138	5.54	2.46	8.00	0.87	2.43	2.06	0.02	0.03	0.13	5.54	1.74	0.14	0.14	2.02
34	7-140	5.47	2.53	8.00	0.96	2.14	1.96	0.03	0.26	0.16	5.51	1.80	0.08	0.12	2.00
35	A-92	5.58	2.42	8.00	0.82	2.20	2.04	0.03	0.04	0.17	5.30	1.74	0.08	0.24	1.99
36	A-93	5.92	2.08	8.00	0.39	2.33	2.49	0.04	0.10	0.17	5.52	1.82	0.08	0.09	1.65
37	A-95	5.40	2.60	8.00	0.78	2.28	2.18	0.03	0.23	0.21	5.71	1.58	0.06	0.01	1.71
38	364	5.59	2.41	8.00	0.85	2.46	1.78	0.02	0.22	0.12	5.45	1.60	0.12	0.20	1.92
39	7-159	5.60	2.40	8.00	0.74	2.30	1.96	0.06	0.08	0.15	5.42	1.76	0.12	0.13	2.01
40	317-3	5.64	2.36	8.00	0.88	2.00	2.44	0.04	0.06	0.32	5.74	1.36	0.16	-	1.52
41	8-60	5.16	2.84	8.00	0.63	2.86	2.32	0.03	0.12	0.13	6.09	1.50	0.10	0.11	1.71

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Зона мигматита															
42	A-96	5.39	2.61	8.00	0.29	1.49	3.20	0.04	0.46	0.26	5.72	1.42	0.10	0.19	1.68
43	7-158	5.38	2.62	8.00	0.48	2.14	2.86	0.02	0.36	0.28	6.00	1.60	0.08	0.14	1.88
44	7-78	5.81	2.19	8.00	0.49	1.65	3.30	0.02	0.03	0.12	5.46	1.84	0.06	0.11	2.01
45	8-65	5.21	2.79	8.00	0.55	2.15	2.85	0.01	0.23	0.16	5.95	1.58	0.14	-	1.72
46	262	5.35	2.65	8.00	0.61	1.63	2.96	-	0.48	0.09	5.77	1.26	0.20	0.17	1.63
47	-	5.29	2.71	8.00	0.33	2.17	2.94	0.02	0.27	0.13	5.86	1.74	0.10	0.11	1.95
48	85-4	5.40	2.60	8.00	0.84	2.52	1.53	0.02	0.38	0.24	5.53	1.56	0.02	0.11	1.69
Биотиты Лабинской серии (лабтракская свита)															
1	I 138-3	5.56	2.44	8.00	0.82	2.26	2.30	-	0.24	0.14	5.76	1.30	0.14	0.09	1.53
2	I 108-3	5.30	2.70	8.00	0.62	2.50	2.61	0.01	0.14	0.13	6.00	1.38	0.04	0.06	1.48
3	I 171-3	5.08	2.92	8.00	0.40	2.66	2.82	0.01	0.17	0.11	6.00	1.34	0.10	-	1.44
4	I 173-3	5.38	2.62	8.00	0.32	2.54	2.70	0.12	0.28	0.14	6.01	1.40	0.08	-	1.48
5	I-42	5.20	2.60	8.00	0.68	2.66	2.53	-	0.07	0.07	6.00	1.36	0.12	0.08	1.56
6	8-35	5.33	2.67	8.00	0.24	1.76	2.69	0.12	0.98	0.14	5.93	1.20	0.06	-	1.26
7	8-38	5.42	2.58	8.00	0.78	1.78	2.22	0.02	0.47	0.18	5.45	1.58	0.16	0.13	1.87
8	8-51	5.53	2.07	8.00	1.53	1.65	1.71	0.01	0.17	0.08	5.15	1.28	0.24	0.11	1.63

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
9	I 67-3	5.31	2.69	8.00	0.54	2.59	2.60	-	0.14	0.13	6.00	1.34	0.16	-	1.50
10	I 70-3	5.60	2.40	8.00	0.82	2.46	2.18	0.01	0.10	0.12	5.89	1.38	0.14	0.12	1.64
Богатые CaO породы															
1	30-4	5.35	2.65	8.00	0.16	3.00	2.00	0.01	0.40	0.23	5.80	1.60	0.04	0.16	1.80
2	247	5.50	2.50	8.00	0.63	2.64	1.98	0.01	0.28	0.10	5.63	1.50	0.12	0.22	1.84
3	263	5.50	2.50	8.00	0.24	2.37	2.84	0.04	0.40	0.12	6.01	1.44	0.10	0.01	1.55
4	107	5.64	2.36	8.00	0.49	2.00	2.23	0.01	0.66	0.15	5.53	1.42	0.14	0.10	1.66
5	13-4	5.76	2.24	8.00	0.21	2.43	2.01	0.01	0.63	0.16	5.44	1.52	0.12	0.25	1.89
6	243	5.67	2.23	8.00	0.71	1.86	2.60	0.02	0.24	0.11	5.54	1.50	0.06	0.21	1.76
7	315	5.44	2.56	8.00	0.42	2.08	2.66	0.06	0.20	0.24	5.66	1.64	0.04	0.20	1.86
8	117-4	5.49	2.51	8.00	0.52	1.46	3.25	0.06	0.12	0.25	5.66	1.72	-	0.12	1.84
9	7-171	5.37	2.63	8.00	0.99	1.22	3.08	0.07	0.19	0.19	5.74	1.28	0.06	0.10	1.44
10	7-29	5.80	2.20	8.00	0.43	1.59	3.58	0.01	0.03	0.08	5.70	1.76	0.08	0.15	1.99
11	III-8	5.42	2.58	8.00	0.30	1.97	2.72	-	0.44	0.13	5.56	1.68	0.08	0.28	2.04
12	137-8	5.79	2.21	8.00	0.42	1.36	3.27	0.01	0.32	0.07	5.45	1.24	0.12	0.47	1.83
13	87-8	5.29	2.71	8.00	0.44	2.29	1.94	-	0.45	0.25	5.37	1.84	0.06	0.30	2.20
14	8-61	6.18	1.82	8.00	1.22	1.63	1.65	0.01	0.24	0.06	4.83	1.64	0.24	0.27	2.05

Насыщенные K₂O метаселиты.

Зона биотита. А-30 р.Квиши, сланец; 8-52,8-54 басс. р. Тетри-гене, сланцы; 59-8 обр. Р.Г.Кахадзе, р.Окрила, сланец; 7-102 р.Накра, сланец; 118-4, 74-4 р-н. Оз. Верхидистба, сланцы;

Зона граната. - 156-4,68-5,72-4 р.р. Ненскра иНакра, сланцы; 115-8 обр. Р.Г.Кахадзе, р.Твибери, сланец; 156-8,153-8,143-8 р.Твибери, сланцы; 609 обр.Г.Л.Чичинадзе, р.Адеба, сланец; 87-8 обр. Р.Г.Кахадзе, р.Мемула, сланец; 8-22 р.Окрила,гнейс; 357 обр.Д.М.Шенгелия, басс.р.Вост.Птыш,гнейс; Зона ставролита. - 7-156,7-159 р-н Клухорского перевала, гнейсы; 8-47 р.Гвандра, сланец; 113-8 обр.Р.Г.Кахадзе,р.Мамричала, гнейс; 8-20 р.Цхвандыр, гнейс; 312 обр.Д.М.Шенгелия, р.Хецквара,гнейс 346-3 обр.Д.М.Шенгелия, р.Птыш, гнейс; 7-35 р.Гвандра,сланец;890 обр.Д.М.Шенгелия, р.Джессара, сланец; 309 обр.Д.М.Шенгелия, басс.Р.Птыш, сланец; 7-154,7-101 р.Накра,сланцы; 8-26 р. Мемула, сланец;

Зона силлиманита. - 130-8,133-8,134-8 обр.Р.Г.Кахадзе, р.Делар,сланцы; 7-94,7-95,7-97,7-104 р.Накра, сланцы; 7-98,73-4 р.Окрила, гнейсы; 7-173,7-168,7-144 р.Ацгара, сланцы; 427,437 обр.Р.Г.Кахадзе, р.Цхвандыр,сланцы; 365 обр.Д.М.Шенгелия,р.Птыш,сланец;314-3 обр.Г.Л.Чичинадзе,р.Гвандра,сланец; Зона мигматита. - 7-172 р.Ацгара,мигматит(рестит); 88-8,83-8,8-52 р.Маруха, мигматит(рестит); 324-/3 337-3 р.Птыш, мигматит(рестит); А-39 р.Квиши,мигматит(рестит); 7-34р.Твибери,мигматит(рестит).

Недосыщенные K₂O метаселиты. 73-5,85-4, ул. р. Кич, сланцы; 22-77 обр. Д.М.Шенгелия, р.Гвандра, сланец; А-77,А-99 басс.р. Гвандра,сланцы; 7-77,7-162,7-131 р-н Клухорского перевала, сланцы; 12-4 обр. Д.М.Шенгелия,р.Хецквара, сланец; 8-74 обр. Д.М.Шенгелия, р. Гвандра, сланец; 377 обр. Д.М. Шенгелия, р. Ачалара, сланец. - Зона ставролита.

Зона силлиманита - 7-80 р.Накра, сланец; 8-22 р.Ненскра, сланец; 375-3,529-3 обр. Д.М.Шенгелия, басс. р. Птыш, сланцы; 8-25,8-23 р.Цхвандыр, сланцы; 85-8,109-8 р.Мемула, сланцы; 336-3,353-3 - обр. Д.М.Шенгелия, басс.р.Птыш; сланцы; 632 обр. Г.Л.Чичинадзе, р.Ацгара, сланец; 7-130 р-н Клухорского перевала, гнейс; 1-4, 6-4, 21-4, 318 басс. р. Хецквара, сланцы; 376 р.Птыш, сланец; 525 обр. Г.Л.Чичинадзе, р.Ачалара, сланец; 312 р.Хецквара, сланец; 7-133, 7-135, 7-138, 7-140 р-н Клухорского перевала, сланцы; А-92,А-93,А-95 басс. Ненскра, сланцы; 364 р.Кич, сланец; 7-159 р-н Клухорского перевала, сланцы; 317-3 обр. Д.М.Шенгелия, р.Хецквара, сланец; 8-60 басс. р.Гвандра, сланец;

Зона мигматита - А-96 р.Накра, мигматит(рестит); 7-158 р-н Клухорского перевала, мигматит(рестит); 7-78 р. Местлачала, мигматит(рестит); 8-65 басс. р. Маруха, мигматит(рестит); 262-3,10-4 р.Хецквара, мигматит(рестит); 85-4 р.Маруха мигматит(рестит);

Биотиты Лабинской серии. - 133-3,108-3,171-3,173-3 обр.Д.М.Шенгелия, р.Лашисе,сланцы; 1-42 обр. Т.Г.Чхотуа, р.Лашисе,сланец; 8-35,8-38,8-51,167-3,170-3 правобережье р.Лашисе,Сланцы; Биотиты из богатых Сао пород - 30-4 р.Ачалара, амфиболит; 247,263,10,13-4,243,315 - р.Хецквара, мигматиты; 117-4, 7-171, 7-29 р.Делар, амфиболиты; 118-8, 137-8 р.Мемула, амфиболит; 87-8,8-61 р.Мемула, сланцы.

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Основные черты геолого-петрологического строения метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети	5
1.1. Зоны метаморфизма в Абхазии (Софийский блок)	6
1.2. Зоны метаморфизма Верхней Сванети	9
Биотитовая зона	9
Зона граната	9
Зона андалузита и кордиерита	10
Зона силлиманита	10
Зона силлиманита и калишпата	11
Глава 2. Распределение биотитов в метаморфитах и их минералогия	11
Глава 3. Результаты исследования биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванети	15
3.1. Зависимость величины $\alpha_{\text{ж}}$ от общей железистости	15
3.2. Термические исследования биотитов	19
3.3. ИК-спектроскопия биотитов	22
3.4. Общее представление о составе триоктаэдрических слюд - биотитов	25
3.5. Химический состав биотитов	30
3.5.1. Корреляция химического состава биотитов	39
3.5.2. Зависимость сост. от P-T условий образования биотитов	48
3.6. Рентгенодифракционные исследования биотитов	55
Глава 4. Типоморфные особенности состава строения и свойств биотитов и их эволюция при метаморфизме	76
4.1. Эволюция состава биотитов	76
4.2. Эволюция структурных особенностей биотитов	84
4.3. Генетические особенности биотитов	86
Заключение	88
Литература	90
Приложение	98

Напечатано по постановлению Научно-издательского совета Академии наук Грузии

ИБ 4317

Редактор издательства Г.П.Бокучава

Худож. редактор Г.А.Ломидзе

Техредактор Э.Б.Бокерия

Корректор Н.В.Кузнецова

Выпускающий Е.А.Майсурадзе

Сдано в производство 10.12.91; Подписано к печати 8.11.1991; Формат

бумаги 60X84¹/₁₆; Бумага офсетная; печать офсетная;

Усл. печ. л. 5.81; Уч.-из. л. 3.82;

Заказ 601

Тираж 300;

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუთვნილია ქ., 19
Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქართველოს მეცნიერებათა სტამბა, თბილისი 380060, კუთვნილია ქ., 19
Типография АН Грузии, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19