

АНАТОЛИЙ ГЕОРГИЕВИЧ ГУРБАНОВ\* — ИГОРЬ ПЕТРИК\*\* — ИРИНА ВЛАДИ-  
МИРОВНА БАСАЛАЕВА\* — ЕЛЕНА АЛЕКСАНДРОВНА КОРИНА\* — АНАТОЛИЙ  
ПАВЛОВИЧ ЖУХЛИСТОВ\*

## БИОТИТЫ ИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАВКАЗСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ОБЛАСТИ

(7 Рис., 2 Табл.)

**Резюме:** В статье приведены макро- и микрохимические и структурные характеристики биотитов из разных магматических формаций Большого Кавказа. Геохимическое исследование показало резкие отличия в составе биотитов из отдельных формаций. Особенно содержания редких элементов (V, Cr, Co, Ni, Mo, Be, Nb) позволяют выявить различные генетические типы биотитов: метаморфические, гранитные, диоритовые и пегматитовые. Отношение двух и трехвалентного железа большинства исследованных образцов отвечает фугитивности кислорода, фиксируемой буферами QFM и NN, причем метаморфические биотиты показывают восстановительную среду. Биотиты диорит-гранитной формации (VII) по составу являются устойчивыми при температурах 750—800 °C.

Структурный анализ биотитов обнаружил преобладающий политип 1M или смесь (1M + 2M<sub>1</sub>), причем относительное содержание политипа 2M<sub>1</sub> часто связано с приуроченностью к определенным формациям или отдельным участкам в пределах формаций.

**Abstract:** The paper presents major element, trace element, and structural characterization of biotites from various magmatic formations of the Great Caucasus. The geochemical study has revealed distinct differences in the biotite compositions from different formations. Particularly, the trace element contents make possible to distinguish between various genetical types of biotites: metamorphic, granitic, dioritic, and pegmatitic ones. The Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> ratio of majority of biotites corresponds to the oxygen fugacity buffered by QFM and NN buffers, metamorphic biotites indicating a reduction environment. Diorite-granite formation (VII) biotites were stable at the temperatures of 750—800 °C.

The structural analysis of biotites has shown the polytype 1M or the mixture (1M + 2M<sub>1</sub>) to be prevailing, the presence of 2M<sub>1</sub> polytype being characteristic of particular formations or their parts.

### Введение

Из пород одиннадцати разновозрастных магматических формаций, характеризующих своим проявлением смену геодинамических обстановок в течении фанерозойской истории развития Кавказской подвижной области и кристалликума было выделено 152 мономинеральные пробы биотита, которые исследовались следующими методами: классическим химическим, полуколичественным спектральным, атомно-абсорбцион-

\* Д-р А. Г. Гурбанов, И. В. Басалаева, Е. А. Корина канд. геол.-мин. наук, А. П. Жухлистов, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер. 35, 109017 Москва.

\*\* Д-р И. Петрик, канд. наук, Геологический институт ЦГН САН Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

ным, электронографическим. При проведении исследований авторы поставили перед собой следующие задачи:

— выявить особенности составов и структуры биотитов из пород разновозрастных магматических формаций и содержаний в них ряда микроэлементов;

— установить закономерности в изменениях состава и содержания ряда микроэлементов в биотитах из пород, отвечающим последовательным фазам внедрения некоторых магматических формаций.

### *Структурно-формационное районирование*

Для Кавказской подвижной области характерна четко выраженная латеральная структурно-формационная зональность, обусловленная наличием ряда протяженных структурно-формационных зон (СФЗ), отличающихся друг от друга стилем и степенью тектонических деформаций, мощностями и составом слагающих их пород, характером и интенсивностью проявления эндогенных процессов — магматизма, метаморфизма и рудообразования (А д а м и я, 1985). Следует подчеркнуть, что наши исследования касаются только Большого Кавказа.

Петрологическая и металлогенетическая характеристика формаций, из пород которых исследовался биотит, приведены в публикациях А ф а н а с ь е в а и др., 1971; Г у р б а н о в а, Л я х о в и ч и др., 1986; Ч е р н и ц и н а и др., 1971; Б о р с у к а, 1979. Поэтому мы приводим краткую характеристику СФЗ и магматических формаций.

В пределах Большого Кавказа выделяются (с севера на юг) следующие структурно-формационные зоны: Бечасынская (Лабино-Малкинская), Передового и Главного хребтов и Южного склона, границы между которыми определяются разломами или ослабленными зонами субширотного простираения.

Б е ч а с ь н с к а я С Ф З характеризуется двухъярусным строением. Фундамент зоны сложен догерцинскими и герцинскими комплексами пород, обнажающимися на дневной поверхности только в долинах глубоко врезаемых рек. Породы фундамента прорваны гранитоидами позднепалеозойского возраста. По масштабам проявления орогенного гранитоидного магматизма эта зона сходна со СФЗ Главного хребта. В пределах этой СФЗ исследовались биотиты из пород следующих формаций:

I. Огнейсованные ортоклазовые граниты среднерифейского (?) или нижнепалеозойского (А ф а н а с ь е в — А б д у л а е в и др., 1968) возраста. Это средне-крупнозернистые породы с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой. Ими сложены мелкие массивы, прорывающие метаплагиогранитогнейсы и серпентинизированные гипербазиты, (Ч е р н ы ш о в — Г у р б а н о в и др., 1987).

IX. Позднеорогенная диорит-гранитная формация пермского возраста объединяет следующие разновидности пород, соответствующие последовательным фазам внедрения: кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и их жильные производные — аляскиты, аплиты и пегматиты, прорывающие вмещающий их кристалликум с образованием контактовых роговиков, часто содержащих молибденовую минерализацию.

СФЗ Передового хребта представляет собой узкую субширотную структуру, ограниченную с юга и с севера сериями крупных разломов. В пределах СФЗ выделяются как догерцинское основание, так и ранне-, позднегерцинские комплексы, находящиеся в сложных тектонических взаимоотношениях. Фундамент обнажается в юго-западной части (долина р. Большой Лабы) СФЗ.

В пределах СФЗ изучался биотит из пород следующих формаций:

V. *Габбро-диорит-плагиогранитная позднегеосинклинальная формация* среднепалеозойского возраста наиболее полно представлена в ядре антиклинальной структуры в междуречье Малая-Большая Лаба и в долине р. Большой Зеленчук, где ее породами сложены многофазные интрузивные массивы, обычно огнейсованные в едином структурном плане с вмещающими их породами. В нее объединяются следующие породы с характерным пироксен-амфиболовым и реже с амфибол-биотитовым парагенезисами темноцветных минералов, соответствующие последовательным фазам внедрения: габбро и габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты.

VI. *Риолитовая раннеорогенная формация* среднекарбонового возраста включает кислые вулканиты и их туфы, слагающие маломощные покровы в составе толстобурской свиты.

В СФЗ Главного хребта догерцинскими и раннегерцинскими комплексами сложено кристаллическое ядро альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа. Представлены они различными по составу магматическими и метаморфическими породами. Гранитоиды явно преобладают в составе кристаллического ядра, составляя до 4/5 его площади.

В пределах СФЗ изучался биотит из пород следующих формаций:

II. *Метаморфические образования Макерской серии* слагают основную часть кристаллического ядра. Представлены они кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами с андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма, и вулканоплутонических пород среднего и кислого составов. Амфиболиты в составе Макерской серии имеют явно подчиненное положение.

III. *Ортогнейсы лейкогранитного состава* слагают тела различной величины, имеющие как согласные, так и секущие контакты с парагнейсами Макерской серии. Породы плагиогранитного состава и интенсивно огнейсованы.

IV. *Гранит-мигматитовая позднекинематическая формация* образовалась в процессе регионального метаморфизма, проявившегося в варисцийское время. В эту формацию объединены двуполевошпатовые тонко- и гигантослоистые мигматиты, лейкосома которых (мощность от 0,01 и до 20 метров) сложена лейкократовыми гранитоидами. Породы формации смяты совместно с вмещающими их гнейсами в согласные, часто изоклинные складки. Характерны присутствие силлиманита, андалузита, граната и наличие план-параллельной ориентировки минералов (Гурбанов — Цамбел и др., 1984).

VII. *Диорит-гранитная раннеорогенная формация* позднепалеозойского ( $C_3$ — $P_1$ ) возраста. В ее состав включены следующие породы, отвечающие последовательным фазам внедрения: диориты, гранодиориты, био-

титовые и двуслюдяные граниты и жилные производные — аляскиты, аплиты и пегматиты. Породами формации сложены многофазные крупные (до сотен км<sup>2</sup>) и более мелкие интрузивные массивы, имеющие активные контакты с вмещающими их метаморфическими породами.

Х. Габбро-гранитная позднегеосинклинальная формация средне-верхнеюрского возраста установлена в восточной части Центрального Кавказа и ее породами сложен Цейский интрузивный массив. В формацию объединены следующие породы, отвечающие последовательным фазам внедрения с амфибол-биотитовым парагенезисом темноцветных минералов: габбро (ксенолиты в гранодиоритах), гранодиориты, граниты и их жильные производные — аплиты, пегматиты.

XI. Гранитоидная вулканоплутоническая формация плиоцен — плеистоценового возраста (Борсук, 1979) завершает эволюционный ряд рассматриваемых формации. Ее породами сложены Эльджуртинский, Сангутидонский и другие массивы.

#### *Петро-геохимическая и структурная характеристики биотитов*

Интерес к исследованиям биотитов, относящихся к наиболее хорошо изученным минералам гранитоидов, обусловлен тем, что их состав находится в прямой зависимости от изменений физико-химических условий, и что уровень концентрации редких элементов в них может использоваться в качестве индикатора рудоносности гранитных систем (Козлов, 1969; Говоров и др., 1970; Апельцин и др. 1970; Руб и др., 1971, 1975; Козлов и др. 1978). Структурные аспекты в области изучения слюд затрагивают в значительно меньшей степени.

Известно, что наиболее распространенной политипной модификаций биотита является 1М, образующаяся в широком диапазоне температур и давлений. Политип 2М<sub>1</sub> встречается реже и факторы, благоприятствующие его формированию, менее известны. В месте с тем более узкие интервалы условий образования политипа 2М<sub>1</sub>, а также и факт его отсутствия могут служить индикаторами определенных условий минералообразования. Павлишин (1983) для биотита из гранитоидов Украинского щита отметил приуроченность политипа 1М к породам, образовавшимся в условиях близким к РТ-параметрам амфиболитовой фации. Изменение РТ-параметров как в сторону уменьшения, так и увеличения (особенно увеличения давления) способствует кристаллизации биотита 2М<sub>1</sub>. Присутствие в биотитах смеси политипов 1М и 2М<sub>1</sub> свидетельствует о формировании массива в результате нескольких актов внедрения (Павлишин, 1983) или в результате постмагматического преобразования пород (Павлишин, 1983; Сырицо и др., 1970). По данным Павлишина (1983) увеличение степени метаморфизма пород сопровождается последовательной сменой политипов 1М<sub>d</sub> → 1М → 1М + 2М<sub>1</sub>. Подобная последовательность в смене политипов отметил Швелидзе (1986) для метаморфитов Абхазии. При гидротермальном синтезе биотитов из окислов при температуре 700—850 °С и давлении 100—200 МПа (Hewitt — Wones, 1975) образовывались слюды политипной модификации 1М. Однако, если синтез сначала проводился при более низкой температуре



(600 °C), а затем температура поднималась до 800 °C то наряду с биотитом 1М удавалось получить смеси политипов 1М и 2М<sub>1</sub>.

При электронографическом исследовании (74 проб) методом косых текстур выделены различные политипные модификации, а по характеру совершенства структуры биотита были подразделены на три группы. Было установлено, что большинство образцов являются мономинеральными фракциями биотита, в некоторых из них отмечена небольшая примесь триоктаэдрического хлорита.

Все биотиты в электронограммах от текстур характеризуются четкими рефlekсами с  $k = 3n$  (20 l, 13 l на II эллипсе электронограмм), тогда как по характеру рефlekсов с  $k \neq 3n$  (20 l, 11 l на I эллипсе электронограмм) образцы слюд подразделяются на 3 группы. Для большинства изученных

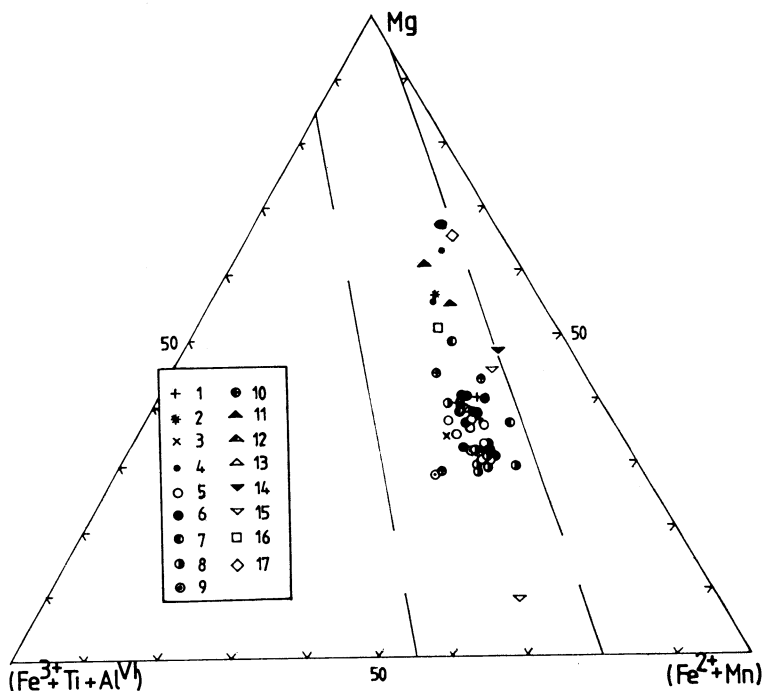


Рис. 1. Диаграмма октаэдрических катионов по Фостеру (1960).

Пояснения символов биотитов из различных типов пород: Кристалликум главного кавказского хребта: 1 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, 2 — меланосомы мигматитов, 3 — ортогнейсы, 4 — ортоклазовые огнейсованные граниты р. Мошевой; Гранит — мигматитовая формация: 5 — лейкосомы мигматитов и лейкократовые граниты; Гранодиорит — гранитная формация: 6 — биотитовый гранодиорит, 7 — биотитовый гранит, 8 — двуслюдяный гранит, 9 — лейкократовый гранит и пегматит, 10 — метасоматический гранодиорит; Габбро — тоналит — плагиогранитная позднегеосинклинальная формация: 11 — габбро, 12 — диорит, 13 — плагиогранит; Диорит-гранитная формация: 14 — диорит, гранодиорит, 15 — гранит; Габбро-тоналит-плагиогранитная позднеорогенная формация: 16 — гранодиорит; Вулканоплутоническая орогенная формация: 17 — гранодиорит.

биотитов рефлексы на эллипсе достаточно четкие. Биотиты представлены политипом 1M(3T) или смесью политипов 1M(3T) и 2M<sub>1</sub>. Политип 2M<sub>1</sub> в чистом виде не встречен. Политипные модификации 1M и 3T не различаются по электронограммам от текстуры и принимая во внимание исключительно редкие находки политипа 3T среди биотитов в дальнейшем вместо обозначения 1M(3T) используется 1M. Для слюд этой группы фона оценивается степень совершенства структуры как хорошая, средняя, низкая, а также их промежуточными значениями. Ко второй группе относятся биотиты, для которых на первом эллипсе электронограмм наблюдаются слабые рефлексы, положение и распределение интенсивностей которых отвечает смеси политипов 1M и 2M<sub>1</sub>. Эти биотиты по степени проявления трехмерной упорядоченности структуры занимают промежуточное положение между биотитами первой группы и биотитами с полубеспорядочной структурой 1Md, относенных к третьей группе и для которых рефлексы с  $k \neq 3n$  вырождаются в диффузные полосы.

Геохимические особенности биотитов рассматриваются на формационной основе (предыдущий раздел). Следует отметить, что не из всех фор-

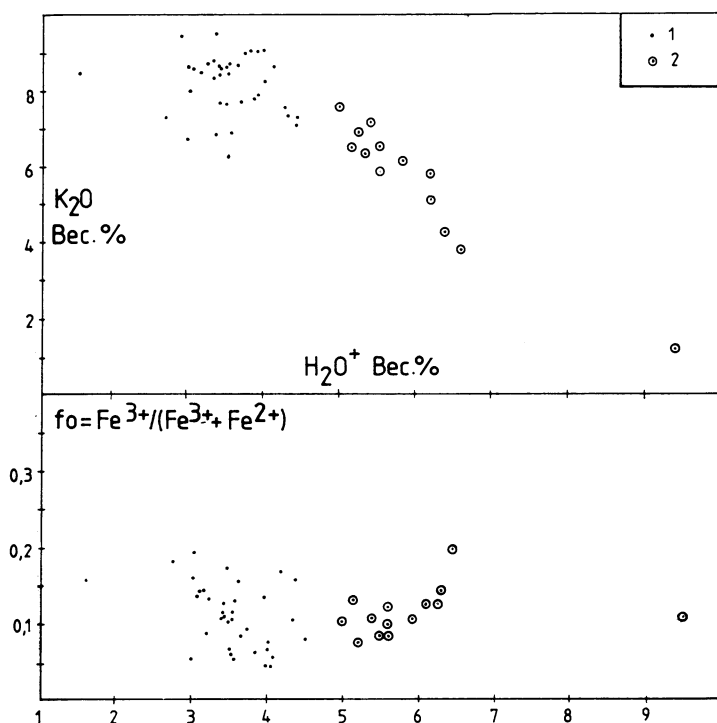


Рис. 2. Отношение  $K_2O$  к  $H_2O^+$  в анализированных биотитах. Биотиты содержащие более 5 %  $H_2O$  условно обозначены как хлоритизированные (2), 1 — свежие биотиты.

маций, на этом этапе, исследовалось достаточное для статистической обработки количество проб биотита, что обусловлено характером развития конкретных магматических формаций в пределах СФЗ. Максимальные количества биотитов исследовались из пород диорит-гранитной раннеорогенной (25 проб) и гранит-мигматитовой (8 проб) формаций, а остальные были охарактеризованы 2—4 пробами.

Об изменчивости составов биотитов из пород рассматриваемых формаций можно судить по рис. 1 и таб. 1, а о степени их хлоритизации по рис. 2 и 3. Отчетливо выделяется группа, в различной мере хлоритизированных биотитов, для которой характерны содержания  $H_2O^+$  5 % и пониженные содержания  $K_2O$ . В эту группу, в основном попадают биотиты гранит-мигматитовой формации. Следует отметить, что хлоритизация не сопровождается окислением биотитов, рис. 2 (коэффициент окисления не превышает значения 20). Из анализа диаграммы (рис. 1) видно, что железистые биотиты характерны для гранитоидных формаций и метаморфических пород, а магнезиальные биотиты — для габбро-диорит-плагиогранитной и габбро-гранитной формаций, для огнейсованных гранитов р. Мощевой и для рестита (меланосомы) мигматитов из гранит-мигматитовой формации. Только в одном случае выявлена слюда сидерофилит-лепидомеланового состава из гранита (третья интрузивная фаза) позднеорогенной диорит-гранитной формации, развитой только в Бечасынской СФЗ.

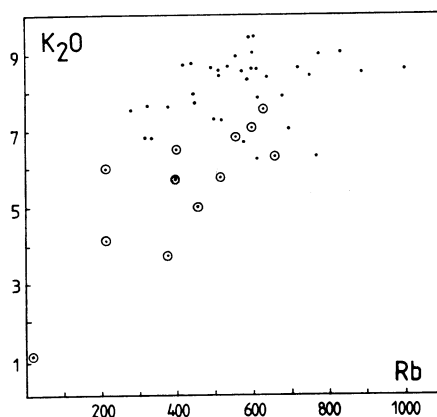


Рис. 3. Отношение  $K_2O$  к Rb в анализированных биотитах. Услов. обозн. см. рис. 1.

Содержания рудных и редких элементов (средние содержания приведены в табл. 2) определялись Е. А. К о р и н о й в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР полным полуколичественным спектральным анализом в порошковых пробах со следующей чувствительностью (в ppm): Be = 0,8—0,9; Mo = 1; V = 1—3; Rb = 7; Cu = 4—6; Sn, Ga, Cr, Ni,

Таблица 1

Химические анализы и формулы биотитов (рассчитаны на 22 кислорода).

	29 б/81	25—16/81	76/81	626/75	50—16/78	776/74	376/77
SiO <sub>2</sub>	33,590	34,470	36,160	39,050	34,800	37,880	35,880
TiO <sub>2</sub>	2,470	3,270	1,300	2,190	1,290	3,120	2,530
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,180	17,530	16,550	14,310	17,500	12,870	16,220
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,310	1,480	1,640	2,340	1,910	2,990	3,960
FeO	19,390	19,620	13,160	13,000	15,390	11,490	18,890
MnO	0,240	0,310	0,410	0,370	0,080	0,210	0,410
MgO	10,520	10,210	17,330	13,850	14,900	15,320	9,740
CaO	0,170	0,154	0,788	1,300	1,362	0,786	1,153
Na <sub>2</sub> O	0,260	0,230	0,420	0,280	0,280	0,240	0,560
K <sub>2</sub> O	7,690	8,670	7,660	8,700	6,050	7,960	6,680
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,030	0,050	0,070	0,000	0,120	1,170	0,089
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,770	3,510	3,600	3,340	5,920	3,120	3,090
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,000	0,000	0,000	0,170	0,200	0,100	0,000
Сумма	99,620	99,504	99,088	98,900	99,802	97,256	99,202
Si	2,540	2,627	2,675	2,895	2,633	2,867	2,714
Al <sup>IV</sup>	1,460	1,373	1,325	1,105	1,367	1,133	1,285
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>VI</sup>	0,338	0,202	0,118	0,145	0,194	0,015	0,160
Fe <sup>3+</sup>	0,075	0,085	0,091	0,131	0,109	0,170	0,225
Fe <sup>2+</sup>	1,226	1,251	0,814	0,806	0,974	0,727	1,195
Mg	1,186	1,160	1,911	1,530	1,680	1,728	1,098
Mn	0,015	0,020	0,026	0,023	0,005	0,013	0,026
Ti	0,140	0,187	0,072	0,122	0,073	0,178	0,144
Y	2,980	2,905	3,032	2,758	3,036	2,831	2,849
Ca	0,014	0,013	0,062	0,103	0,110	0,064	0,093
Na	0,038	0,034	0,060	0,040	0,041	0,035	0,082
K	0,742	0,843	0,723	0,823	0,584	0,768	0,645
X	0,794	0,889	0,845	0,966	0,735	0,867	0,820
f	0,523	0,535	0,322	0,380	0,392	0,342	0,564
	14 б/81	71—26/81	55—16/81	49—16/81	49/81	80—16/81	73—26/81
SiO <sub>2</sub>	32,760	34,800	36,500	38,500	34,950	34,750	33,300
TiO <sub>2</sub>	2,740	2,790	2,250	1,520	2,400	2,800	0,100
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,440	18,500	17,200	16,100	17,950	17,650	18,300
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,530	2,410	1,890	0,800	0,900	4,200	3,450
FeO	20,490	18,090	18,540	13,400	20,170	18,700	20,870
MnO	0,410	0,330	0,290	0,180	0,310	0,180	0,290
MgO	9,280	9,190	9,800	14,410	9,190	8,480	7,390
CaO	0,068	0,190	0,570	1,460	0,190	0,140	0,440
Na <sub>2</sub> O	0,170	0,180	0,280	0,200	0,230	0,200	0,240
K <sub>2</sub> O	3,740	8,940	8,750	8,600	9,000	8,370	7,790
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,620	3,850	3,430	3,600	3,940	3,500	3,960
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,000	0,080	0,040	0,070	0,010	0,000	0,090
Сумма	99,318	99,350	99,540	98,840	99,240	98,970	96,220
Si	2,539	2,651	2,755	2,847	2,684	2,659	2,666
Al <sup>IV</sup>	1,461	1,349	1,245	1,153	1,316	1,341	1,334
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>VI</sup>	0,315	0,312	0,285	0,251	0,308	0,250	0,393
Fe <sup>3+</sup>	0,206	0,138	0,107	0,045	0,052	0,242	0,208
Fe <sup>2+</sup>	1,328	1,152	1,170	0,829	1,295	1,197	1,397
Mg	1,072	1,043	1,102	1,588	1,052	0,967	0,882
Mn	0,027	0,021	0,019	0,011	0,020	0,012	0,020
Ti	0,160	0,160	0,128	0,085	0,139	0,161	0,006
Y	3,107	2,827	2,811	2,808	2,866	2,829	2,906
Ca	0,006	0,016	0,046	0,116	0,016	0,011	0,038
Na	0,026	0,027	0,041	0,029	0,034	0,030	0,037
K	0,370	0,869	0,842	0,811	0,882	0,817	0,796
X	0,401	0,911	0,929	0,956	0,931	0,858	0,871
f	0,589	0,553	0,537	0,355	0,562	0,598	0,645

1-ое продолжение табл. 1

	72б/81	50—3б/81	89б/81	49—2б/81	92б/81	68б/81	74б/81
SiO <sub>2</sub>	34,250	33,400	32,950	33,300	31,650	35,050	34,400
TiO <sub>2</sub>	2,930	2,150	2,470	2,370	3,000	2,800	2,900
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,200	17,800	18,400	18,600	18,500	17,600	17,600
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,000	2,450	3,150	2,040	3,000	1,670	3,290
FeO	21,600	20,690	19,860	21,610	20,170	19,260	19,350
MnO	0,360	0,290	0,290	0,390	0,440	0,290	0,280
MgO	7,530	9,190	9,100	8,270	9,780	8,980	9,050
CaO	0,180	0,460	0,590	0,970	1,490	0,610	0,540
Na <sub>2</sub> O	0,140	0,160	0,180	0,330	0,180	0,190	0,140
K <sub>2</sub> O	9,040	7,550	6,850	5,800	4,980	8,980	8,590
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	4,080	5,050	5,300	5,590	6,260	4,010	3,190
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,090	0,020	0,000	0,010	0,000	0,010	0,110
Сумма	99,400	99,210	99,140	99,280	99,450	99,450	99,440
Si	2,655	2,606	2,565	2,595	2,475	2,685	2,626
Al <sup>-IV</sup>	1,345	1,394	1,435	1,405	1,525	1,315	1,374
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>-VI</sup>	0,318	0,243	0,254	0,304	0,180	0,273	0,210
Fe <sup>3+</sup>	0,058	0,144	0,185	0,120	0,177	0,096	0,189
Fe <sup>2+</sup>	1,400	1,350	1,293	1,409	1,319	1,234	1,235
Mg	0,870	1,069	1,056	0,961	1,140	1,025	1,030
Mn	0,024	0,019	0,019	0,026	0,029	0,019	0,018
Ti	0,171	0,126	0,145	0,139	0,176	0,161	0,167
Y	2,841	2,951	2,951	2,957	3,021	2,809	2,848
Ca	0,015	0,038	0,049	0,050	0,125	0,050	0,044
Na	0,021	0,024	0,027	0,577	0,027	0,028	0,021
K	0,894	0,751	0,680	0,081	0,497	0,877	0,837
X	0,930	0,814	0,757	0,707	0,649	0,956	0,901
f	0,626	0,583	0,583	0,614	0,567	0,565	0,580
	23б/81	43б/81	73б/79	35б/75	29б	17—4б/76	18б/75
SiO <sub>2</sub>	34,500	35,070	35,070	35,890	32,580	36,010	38,050
TiO <sub>2</sub>	3,280	2,800	3,120	3,060	2,080	2,960	4,370
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,210	17,030	17,700	15,110	17,310	15,680	11,860
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,760	3,050	2,500	3,040	5,170	2,860	2,680
FeO	19,700	18,520	19,420	19,600	25,660	14,130	12,960
MnO	0,340	0,210	0,250	0,530	1,180	0,280	0,330
MgO	9,620	10,120	7,840	10,190	1,930	12,420	17,410
CaO	0,390	0,700	0,441	1,212	0,180	3,060	0,848
Na <sub>2</sub> O	0,220	0,200	0,350	0,270	0,100	0,580	0,370
K <sub>2</sub> O	8,450	8,450	9,450	6,780	7,270	6,820	8,490
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,030	0,030	0,090	0,150	0,000	0,000	0,130
H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	3,610	3,250	3,440	3,450	4,390	3,650	1,660
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,200	0,000	0,000
Сумма	100,110	99,430	99,671	99,282	98,050	98,450	99,158
Si	2,625	2,661	2,680	2,733	2,655	2,710	2,783
Al <sup>-IV</sup>	1,375	1,339	1,320	1,267	1,345	1,290	1,217
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>-VI</sup>	0,168	0,184	0,275	0,089	0,317	0,100	—0,195
Fe <sup>3+</sup>	0,158	0,174	0,144	0,174	0,317	0,162	0,147
Fe <sup>2+</sup>	1,253	1,175	1,241	1,248	1,749	0,889	0,793
Mg	1,091	1,144	0,893	1,157	0,234	1,393	1,898
Mn	0,022	0,013	0,016	0,034	0,081	0,018	0,020
Ti	0,188	0,160	0,179	0,175	0,127	0,168	0,240
Y	2,879	2,850	2,748	2,878	2,826	2,730	2,903
Ca	0,032	0,057	0,036	0,099	0,016	0,247	0,066
Na	0,032	0,029	0,052	0,040	0,016	0,085	0,052
K	0,820	0,818	0,921	0,659	0,756	0,655	0,792
X	0,884	0,904	1,009	0,797	0,787	0,986	0,911
f	0,564	0,541	0,608	0,552	0,898	0,430	0,331

2-ое продолжение табл. 1

	126/76	396/81	93—26/74	546/81	696/81	256/75	9—16/75
SiO <sub>2</sub>	35,020	35,120	34,390	32,600	34,500	31,910	27,880
TiO <sub>2</sub>	4,730	2,600	2,900	3,600	2,700	3,960	2,560
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,170	16,350	18,910	18,500	18,800	16,350	19,280
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,250	2,340	2,040	1,920	1,850	3,950	2,860
FeO	17,570	19,270	16,610	21,170	18,760	15,240	24,120
MnO	0,360	0,350	0,080	0,260	0,320	0,770	0,460
MgO	6,530	11,050	11,340	7,900	9,720	12,220	10,090
CaO	3,170	1,130	0,740	1,290	0,120	3,870	1,300
Na <sub>2</sub> O	0,540	0,280	0,270	0,190	0,190	0,230	0,170
K <sub>2</sub> O	7,300	7,650	7,540	7,280	8,640	4,160	1,040
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,780	3,500	4,350	4,500	3,650	6,450	9,440
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,000	0,000	0,200	0,010	0,150	0,000	0,000
Сумма	99,420	99,670	99,370	99,220	99,400	99,110	99,200
Si	2,645	2,665	2,598	2,536	2,623	2,476	2,276
Al <sup>-IV</sup>	1,355	1,335	1,402	1,464	1,377	1,524	1,724
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>-VI</sup>	0,174	0,128	0,282	0,232	0,308	—0,029	0,131
Fe <sup>3+</sup>	0,242	0,134	0,116	0,112	0,106	0,231	0,176
Fe <sup>2+</sup>	1,110	1,223	1,049	1,377	1,193	0,989	1,647
Mg	0,735	1,250	1,277	0,916	1,102	1,413	1,228
Mn	0,023	0,022	0,005	0,017	0,021	0,051	0,032
Ti	0,269	0,148	0,165	0,211	0,154	0,231	0,157
Y	2,553	2,905	2,894	2,866	2,884	2,885	3,370
Ca	0,257	0,092	0,060	0,108	0,010	0,322	0,114
Na	0,079	0,041	0,040	0,029	0,028	0,035	0,027
K	0,703	0,741	0,727	0,722	0,838	0,412	0,108
X	1,039	0,874	0,826	0,859	0,876	0,768	0,249
f	0,648	0,520	0,477	0,619	0,541	0,463	0,597
SiO <sub>2</sub>	66/81	876/81	706/81	956/81	476/75	236/75	716/79
SiO <sub>2</sub>	32,820	32,320	35,100	32,200	32,970	32,280	33,530
TiO <sub>2</sub>	3,130	2,850	3,250	2,730	3,300	3,120	2,650
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,840	18,400	17,000	18,500	18,430	18,090	19,200
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,430	2,570	2,010	2,010	1,350	1,490	1,780
FeO	21,400	21,800	18,790	21,520	22,030	23,610	21,200
MnO	0,470	0,440	0,057	0,520	0,440	0,430	0,330
MgO	8,350	7,930	10,100	7,930	7,660	7,260	7,000
CaO	0,657	0,980	0,390	0,880	0,530	0,320	1,550
Na <sub>2</sub> O	0,190	0,140	0,180	0,180	0,140	0,160	0,260
K <sub>2</sub> O	6,270	6,240	8,650	7,060	8,180	8,550	6,440
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,600	5,570	3,730	5,470	4,070	3,520	5,210
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,000	0,000	0,120	0,080	0,000	0,000	0,000
Сумма	99,197	99,240	99,377	99,080	99,100	98,830	99,150
Si	2,522	2,540	2,675	2,542	2,570	2,540	2,607
Al <sup>-IV</sup>	1,478	1,460	1,325	1,458	1,430	1,460	1,393
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>-VI</sup>	0,228	0,245	0,202	0,263	0,262	0,218	0,367
Fe <sup>3+</sup>	0,198	0,152	0,115	0,119	0,079	0,088	0,104
Fe <sup>2+</sup>	1,375	1,433	1,198	1,421	1,436	1,554	1,379
Mg	0,956	0,929	1,147	0,933	0,890	0,851	0,811
Mn	0,031	0,029	0,004	0,035	0,029	0,029	0,022
Ti	0,181	0,168	0,186	0,162	0,193	0,185	0,155
Y	2,969	2,957	2,852	2,932	2,890	2,924	2,838
Ca	0,054	0,083	0,032	0,074	0,044	0,027	0,129
Na	0,028	0,021	0,027	0,028	0,021	0,024	0,039
K	0,615	0,626	0,841	0,711	0,813	0,858	0,639
X	0,697	0,730	0,899	0,813	0,879	0,910	0,807
f	0,622	0,630	0,534	0,623	0,630	0,659	0,646

3-ое продолжение табл. 1

	226/79	396/79	27—26/81	446/81	58—16/76	556/81	546/76
SiO <sub>2</sub>	33,220	33,600	34,330	35,150	33,710	35,610	35,060
TiO <sub>2</sub>	2,000	3,550	3,110	2,620	3,280	2,370	3,630
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,800	17,760	18,120	18,240	18,850	17,600	14,220
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,200	2,000	1,340	3,230	3,990	2,560	1,410
FeO	21,500	21,740	21,140	18,150	18,390	20,190	19,480
MnO	0,500	0,530	0,510	0,240	0,570	0,450	0,330
MgO	7,600	7,300	8,170	10,160	6,810	7,960	12,170
CaO	0,494	0,382	0,148	0,034	0,090	0,550	0,760
Na <sub>2</sub> O	0,230	0,100	0,170	0,290	0,270	0,300	0,090
K <sub>2</sub> O	5,740	7,000	9,410	8,550	8,580	8,300	7,820
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,050	0,120	0,100	0,050	0,000	0,000	0,000
H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	6,250	4,490	3,020	3,160	4,200	3,410	4,000
H <sub>3</sub> O <sup>-</sup>	0,000	0,100	0,000	0,000	0,270	0,080	0,000
Сумма	99,584	98,672	99,568	99,874	99,010	99,380	98,970
Si	2,602	2,627	2,632	2,641	2,611	2,718	2,699
Al <sup>IV</sup>	1,398	1,373	1,368	1,359	1,389	1,282	1,301
Z	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al <sup>VI</sup>	0,337	0,264	0,269	0,255	0,332	0,302	—0,011
Fe <sup>3+</sup>	0,189	0,118	0,077	0,183	0,233	0,147	0,082
Fe <sup>2+</sup>	1,408	1,422	1,355	1,140	1,191	1,289	1,254
Mg	0,887	0,851	0,933	1,138	0,786	0,906	1,396
Mn	0,033	0,035	0,033	0,015	0,037	0,029	0,022
Ti	0,118	0,209	0,179	0,148	0,191	0,136	0,210
Y	2,973	2,898	2,847	2,879	2,770	2,809	2,952
Ca	0,041	0,032	0,012	0,003	0,007	0,045	0,063
Na	0,035	0,015	0,025	0,042	0,041	0,044	0,013
K	0,573	0,698	0,920	0,819	0,848	0,808	0,768
X	0,650	0,745	0,958	0,864	0,896	0,898	0,844
f	0,643	0,644	0,605	0,538	0,644	0,613	0,489
	456/76						
SiO <sub>2</sub>	33,630						
TiO <sub>2</sub>	4,450						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,310						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,530						
FeO	19,710						
MnO	0,700						
MgO	11,680						
CaO	0,037						
Na <sub>2</sub> O	0,100						
K <sub>2</sub> O	6,270						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,240						
H <sub>3</sub> O <sup>+</sup>	5,400						
H <sub>3</sub> O <sup>-</sup>	0,200						
Сумма	99,183						
Si	2,630						
Al <sup>IV</sup>	1,370						
Z	4,000						
Al <sup>VI</sup>	—0,051						
Fe <sup>3+</sup>	0,149						
Fe <sup>2+</sup>	1,289						
Mg	1,362						
Mn	0,046						
Ti	0,262						
Y	3,057						
Ca	0,003						
Na	0,015						
K	0,626						
X	0,638						
f	0,514						

Таблица 2

Средние содержания рудных и редких элементов в биотитах разновозрастных пород Большого Кавказа (содержания в ppm).  
I—XI: порядковые номера формаций.

Элемент (ppm)	VII					IV					II			
	гранодиорит	биотит. гранит.	двуслюд. гранит.	пегматит	Среднее по В. ф. формации	пегматит	лексократ. гранит.	двуслюд. гранит.	биотит. гранит.	биотит. гранодиорит	Среднее по В. ф. формации	слюдяные сланцы	Q — Му сл. гнейсы	Среднее по В. ф. формации
Be	1,2	7,6	1,9	2	3,2	—	2	1	3,5	1,0	1,6	4,5	1,2	2,9
Sc	22,5	22,5	14,7	20,0	19,9	40	40	23,3	20	30	30,7	50	25	37,5
Pb	15,2	24,7	21,5	25,0	21,6	—	50	17,8	35	—	22	6,8	13,8	10,3
Sn	7,9	17,6	10,4	27,0	15,7	—	10	12,7	9	—	7,9	8,5	7,5	6,5
Nb	15,0	31,4	40,0	152,5	59,7	10	20	16,6	20	10	15,3	5,0	10,0	7,5
Ga	31,3	42,1	42,6	60,0	44,0	30	30	36,6	35	30	32,3	20,0	40,0	30,0
Mo	2,7	4,1	4,0	5	4,0	2	4	2	4,5	2	3,0	2,5	3,0	2,8
V	148,8	135,7	106,8	150,0	135,3	200	100	130	200	200	165	2500	1000	1750
Li	32,5	46,4	129,7	462,5	167,7	—	—	61,7	42,5	—	35,8	60	45	52,5
Cu	43,4	28,6	11,7	40,0	31,0	10,0	60,0	9	14,5	20	22,7	8,5	14	11,3
Zn	200	357	342	550	362	200	300	266	300	200	253	100	250	175
Co	26,3	260	18,9	20	22,8	30,0	30,0	23,3	17,5	30	26,2	35	35	35
Ni	33,8	33,6	17,9	55	35,0	40,0	50,0	23,3	50	40	40,7	140	30	85
Zr	127,5	298,5	231	200	214	—	200,0	166,6	200	100	136	100	140	120
Cr	52,5	48,2	25,2	50,0	44,0	40,0	30,0	36,6	45	90	48,3	350	110	230
Sr	175	115,7	112,6	95,0	124,6	100	100	133,3	100	100	106,7	100	132	116
Ba	450	456	515,8	340,0	440	500	70	266,6	90	400	265	300	550	425
La	—	41,4	28,4	40	30	—	—	—	—	—	10	—	—	—
Y	—	24,6	—	—	9,9	50	50	—	50	—	32,0	17,5	12,5	15,0
B	4,0	5,1	4,3	—	4,4	—	—	—	—	—	4	—	—	—
n	8	14	19	2	43	1	1	3	3	1	9	3	4	7



продолжение таб. 2

Элемент (ppm)	VII метатектиты (метасомат. гранодиорит)	III оптогенное лейкогранит. состав	I отнесено к опти. гранит. р. Мещерява	V				IX		X	XI	VIII пикрит (флогопит)
				габро	диорит	гранодиорит	Среднее по В. формации	гранодиорит	гранит	Среднее по В. формации	гранодиорит	гранит
Be	1,9	1	5	1	2	1	1,5	2,2	2,8	2,5	1	1
Sc	20	20	—	15	11,7	25	16,9	35	22	28,5	10	—
Pb	10	10	9,5	3,5	13,2	14,5	112	3,5	18	10,8	10	47
Sn	—	—	—	4	7,0	6,5	59	—	9,4	—	—	3,3
Nb	36	10	—	6,7	17,0	20	14,9	10	128	69	20	13,3
Ga	27,5	30	25	43,3	40	30	39,6	40	32,6	36,3	50	20
Mo	2	3	3,5	4	2,7	3	3,1	3	6	4,5	3	4,7
V	213	200	150	300	270	200	263	250	280	265	200	87
Li	94	—	240	25	50	25,0	43,8	163	138	151	500	—
Cu	35	10	50	40	37	25,0	33,8	34	30	32	50	120
Zn	123	200	150	200	133	150	150	150	240	195	100	70
Co	25	40	20	53,0	40	20	38,3	35	20	27,5	50	93
Ni	65	50	150	40,0	165	30	90,0	45	56	50,5	90	333
Zr	193	100	150	15,0	117	75	78,8	100	360	230	70	37
Cr	102,3	100	150	27	900	35	378	50	90	70	90	3000
Sr	187,5	80	150	113	107	95	117	150	64	107	200	200
Ba	430	300	1450	323	2230	400	1106	600	660	630	900	967
La	32,5	—	—	—	—	—	—	30	10	20	50	—
Y	11,3	—	—	—	—	—	—	42,5	15,0	28,8	—	—
B	—	—	—	—	—	—	—	4	6,2	5,1	9	9,3
n	4	3	3	3	3	2	8	3	5	8	2	3

Co, B = 7—9; Nb, Bi, Y = 10; La, Zn = 10—30; Li = 40—60. Кроме того, большинство из этих элементов определялось И. В. Басалаевой атомно-абсорбционным методом в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Авторы отдают себе отчет в том, что на результатах только полуколичественного спектрального анализа не возможно детальное рассмотрение геохимических особенностей биотитов. Однако, на основании этих данных были выявлены четкие различия биотитов из пород разной формационной принадлежности. Установлена корреляционная зависимость содержаний ряда элементов от общей железистости биотитов (рис. 4). Кро-

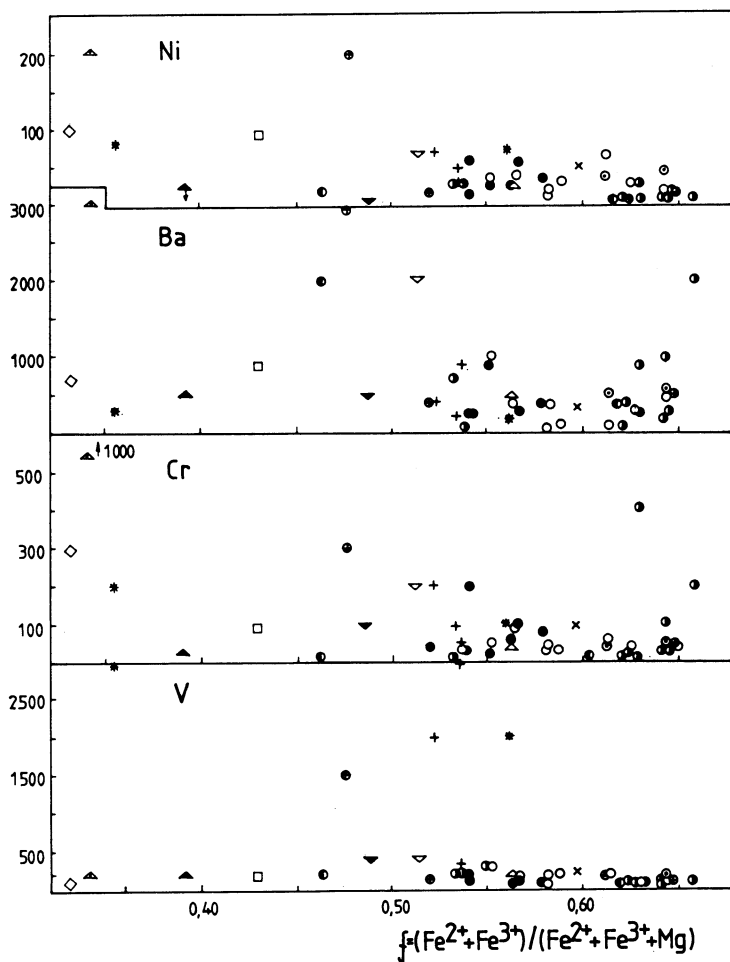


Рис. 4. Корреляция общей железистости биотитов с некоторыми микроэлементами. Услов. обозн. см. рис. 1. (ppm)

ме того в биотитах из пород последовательных фаз внедрения раннеорогенной диорит-гранитной формации наблюдается увеличение железистости с ростом их кремнекислотности. Если мы примем, что более кислые и соответственно более поздние породы интрузивных фаз этой формации являются более низкотемпературными, то намечается определенная закономерность, заключающаяся в том, что с понижением температуры расплава увеличивается железистость биотита, т. е. проявляется так называемый «восстановительный» тренд (W o n e s — E u g e s t e r, 1965). Изменения в окислительно-восстановительной обстановке в период кристаллизации наиболее четко отражаются с помощью буфера NN. Известно, что фугитивность кислорода, фиксирующаяся в гранитоидах минеральным парагенезисом биотит — магнетит — ильменит (Ф е р ш т а т е р, 1973), в равновесных условиях снижается с понижением температуры (S a g m i c h a e l et al., 1975). Следовательно, более высокотемпературные биотиты кристаллизовались при более высоком парциальном давлении кислорода. Повышение в расплаве количества трехвалентного железа обычно сопровождается образованием магнетита и магнезильного биотита. При понижениях температуры и фугитивности кислорода образуются железистые (с двухвалентным железом) биотиты и ильменит. Несмотря на ряд факторов, могущих осложнить вышеизложенную закономерность (например активность воды или титана) нами использовалась для интерпретации данных, в качестве критерия степени кристаллизации общая железистость биотита (f, см. рис. 4). Вариации содержаний редких щелочей и ряда редких элементов в зависимости от увеличения железистости биотита проиллюстрированы на рис. 6. Установлено отчетливое увеличение концентраций Rb и Li вплоть до 500 ppm и Rb до 1000 ppm в более железистых биотитах. Редкие щелочи являются типичными не совместимыми элементами и обычно они не входят в первые кристаллизующиеся минералы, а накапливаются в остаточном расплаве.

#### *Характеристики биотитов с учетом их формационной принадлежности*

Диорит-гранитная раннеорогенная формация (VII) позднепалеозойского возраста. По составу биотиты из пород последовательных фаз соответствуют дифференцированной диорит-гранитной серии и относятся к железистой разновидности ( $f = 0,53—0,66$ ). Для биотитов из последних дифференциатов характерны высокие содержания редких щелочей ( $Rb = 1000$  ppm,  $Li = 500$  ppm,  $Cs = 70$  ppm), а также  $Nb = 100$  ppm,  $Be = 30$  ppm и  $Sn = 40$  ppm. В целом, для биотита из пород этой формации характерны низкие концентрации рудных элементов, например  $Cr$  менее 100 ppm при максимальном значении до 200 ppm,  $Ni$  менее 60 ppm,  $V$  менее 300 ppm.

Биотиты из диоритов и гранодиоритов относятся в основном к политипной модификации  $1M$ , но иногда они содержат в виде небольшой примеси политип  $2M_1$ . Однако биотиты из крупных дифференцированных массивов имеют относительно высокие содержания политипа  $2M_1$  ( $1M + 2M_1$ ,  $2M_1 > 1M$ ). Слюды характеризуются средним и средне-низким совершенством структуры. Биотиты из биотитовых гранитов представлены

политипной модификацией 1M, в одном образце отмечена примесь политипа 2M<sub>1</sub>. По сравнению со слюдами из первой фазы эти биотиты отличаются более высоким совершенством кристаллической структуры. Для биотитов из двуслюдяных гранитов более характерен политип 1M, часто с небольшой примесью 2M<sub>1</sub>. Для образцов из центральных частей массива содержание политипа 2M<sub>1</sub> повышается ( $1M + 2M_1$ ,  $2M_1 > 1M$ ). Биотиты обладают средним совершенством структуры.

*Гранит-мigmatитовая формация (IV).* Биотиты из пород этой формации относятся к железистым и богатым глиноземом, очень часто они в разной степени хлоритизированы. От биотитов из пород раннеорогенной диорит-гранитной формации (VII) они отличаются более гомогенным составом, более низкими содержаниями Li (< 200 ppm), Rb (< 700 ppm), Cr, Ti, Mo, Zn, Ga, Zr, Ba — в 1,5—2 раза; Be, Sn — в 2—3 раза; Nb, Li — в 4 раза, а также повышенными содержаниями Sc, Cu, Co и Pb. В целом для этих биотитов характерны низкие концентрации ряда рудных элементов — Cr (< 100 ppm), Ni (< 60 ppm), V (< 300 ppm). По сравнению с биотитами из вмещающих метаморфических пород (слюдяные гнейсы Макерской серии) биотиты этой формации более железистые, но в тоже время они резко отличаются от первых низкими содержаниями рудных элементов (V, Cr, Ni, Zr) и повышенными содержаниями Pb, Nb, Zn, Y. Состав биотитов этой формации соответствует кремнекислотному характеру материнской породы и свидетельствует главным образом о магматическом (анатектическом) происхождении.

Для биотитов характерная политипная модификация 1M иногда с небольшой примесью 2M<sub>1</sub>, и среднее совершенство структуры. Три образцы биотита отнесены к второй группе. Для биотитов из метатектитов характерно высокое содержание политипной модификации 2M<sub>1</sub> ( $2M_1 > 1M$ ). Один образец представлен политипом 1M.

*Метаморфические породы Макерской серии (II).* Биотиты из пород этой серии относятся по составу к промежуточным железисто-магнезиальным с повышенным содержанием глинозема. Для них характерны высокие концентрации ряда рудных элементов — V (2000—3000 ppm), Cr (100—500 ppm) и Ni (максимальное 200 ppm). В метаморфическом биотите из пробы 49—1/81 (палеосома мигматита) установлены максимальные содержания V (3000 ppm), Cr (200 ppm) и Sc (80 ppm). Высокая концентрация скандия может быть обусловлена микровключениями аксессуарных ксенотима или циркона. Для биотитов этой серии, по сравнению с биотитами раннеорогенной диорит-гранитной формации, характерны пониженные содержания Zn, Ti, Be, Pb, Mo, Zr — в 1,5—2 раза; Sn — в 3 раза; Li — в 6 раз; Nb на порядок и повышенные концентрации Sc, Ni в 1,5 раза, Cr в 3 раза и V — на порядок.

Биотиты из метаморфических пород, подвергавшихся нагреванию до выплавки лейкосомы или расположенных вблизи крупного магматического тела, имеют высокое содержание политипа 2M<sub>1</sub> ( $2M_1 > 1M$  и  $1M + 2M_1$ ) и обладают средним совершенством структуры, тогда как для биотитов из пород расположенных на большем удалении от магматического тела отмечена политипная, модификация 1M (среднее совершенство структуры) и 1M.

Ортоклазовые огнейсованные граниты (I) р. Мошевой. По составу биотиты этих гранитов относятся к высокомагнезиальным ( $f = 0,32-0,38$ ) с низкими содержаниями  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ . Для них характерны повышенные содержания  $Ni$  (100—200 ppm) и  $Cr$  (100—200 ppm), что отражает специфику расплава из которого образовался гранит. Такой высокомагнезиальный биотит, являющийся частью парагенезиса кали-натровый полевой шпат + биотит + магнетит, обычно стабилен при высоких температурах. Этот вывод подтверждается также данными о полном соответствии в этих биотитах отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  буферу NN фиксирующему соответствующую фугитивность кислорода и давлением около 200 МПа, при которых температура стабильности биотита более 900 °С. Для этих биотитов, по сравнению с метаморфическими биотитами характерны повышенные концентрации  $Li$  — на порядок,  $Mo$ ,  $Co$ ,  $Cr$  — в 1,5 раза;  $Cu$  — в 2 раза;  $Be$ ,  $Ni$ ,  $Ba$  — в 2 раза и пониженные содержания  $Pb$ ,  $Sn$ ,  $Nb$ ,  $Zn$ ,  $Ga$  а  $V$  на порядок.

Для биотитов характерны хорошее и среднее совершенство структуры и политипная модификация 1М.

Габбро-диорит-плагиогранитная формация (V). Биотиты из пород этой формации сосуществуют с роговой обманкой и относятся к типичным магнезиальным с пониженным содержанием глинозема и с сильными вариациями в составе. Для биотитов характерны высокие концентрации  $Cr$  — до 1500 ppm,  $Ni$  — до 200 ppm,  $V$  — до 400 ppm,  $Co$  — до 70 ppm и низкие содержания редких щелочей. Следует отметить, что биотит из крупного (0,7 км<sup>2</sup>) ксенолита габбро, находящегося в двуслюдяных гранитах (формация VII), относящийся к магнезиальной разновидности, содержит  $Cr$  и  $Ni$  в «гранитных» количествах (30, 40 ppm). В биотитах из пород последовательных фаз внедрения наблюдается увеличение содержаний  $Nb$ ,  $Ba$  и уменьшение  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $V$ ,  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Zr$ . Для биотитов характерны среднее совершенство структуры и политипные модификации 1М.

Позднеорогенная диорит-гранитная формация (IX). Биотиты из пород второй и третьей интрузивных фаз охарактеризованы 3 химическими, 9 спектральными и 3 атомно-абсорбционными анализами. Это магнезиальные биотиты, отличающиеся от биотитов раннеорогенной диорит-гранитной формации (VII) более высокими концентрациями  $V$ ,  $Ti$  — в 2 раза;  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $Ba$ ,  $B$  — в 1,5 раза и более низкими содержаниями  $Sn$ ,  $Pb$  — в 2 раза;  $Zn$ ,  $La$  — в 1,5 раза. Из-за малого количества проанализированных проб не представляется возможным охарактеризовать по составу биотитов первичный тренд дифференциации, но тем не менее состав биотита из пород третьей интрузивной фазы (29б) свидетельствует о том, что дифференциация была очень эффективной. По составу (рис. 1) эта слюда соответствует сидерофилиту-лепидомелану (Foster, 1960) и в ней установлены максимальные для биотитов этой формации концентрации (ppm):  $Sn$  — 500,  $Li$  — 700,  $Pb$  — 2400,  $Cs$  — 88,  $Nb$  — 2000,  $Y$  — 1000 и фтора — 1,31 %. На основании химического состава слюды ( $f = 0,90$ ) можно сделать вывод об очень кислом характере материнского расплава, пониженной температуре кристаллизации и повышенной активности воды (Маракушев — Тарарин, 1970). Повышенные содержания



редких элементов могут свидетельствовать о том, что образование сидерофилита происходило во время эманационной концентрации элементов. Сидерофилит с такими геохимическими характеристиками обычно характерен для оловоносных и редкометальных гранитоидов, что в данном случае подтверждается и геологическими данными.

Биотиты представлены политипной модификацией 1М (в одном образце отмечено подчиненное количество политипа 2М<sub>1</sub>) и обладает средним совершенством структуры.

*Габбро-гранитная формация (X) средне-верхнеюрского возраста.* Биотит из пород этой формации относится к магнезиальной разновидности. По сравнению с биотитами габбро-диорит-плагиогранитной формации (V) для него характерны повышенные концентрации: Li (максимальная 500 ppm), Nb, Pb, Sn — на порядок, Gd и Zr — в 3 раза; Ti и Ba — в 2 раза; Sc, Mo, Cu — в 1,5 раза и пониженные содержания V, Co, Ni, Cr и Sr. Для этих биотитов характерны — среднее совершенство структуры и политипная модификация 1М.

*Гранитоидная вулканоплутоническая формация (XI) характерна магнезиальными, бедными глиноземом биотитами с резко повышенными (до 500 ppm) содержаниями Cu и La. Этим биотитам, по сравнению с биотитами из пород ранне- и позднеорогенных диорит-гранитных формаций (VII, IX), присущи повышенные содержания — Be, Sn, Ni, B в 1,5—2 раза; Pb, Co, Cr — в 3 раза; Cu и La — на порядок, а также пониженные концентрации — Sc, Zn, Nb, Mo — в 1,5—2 раза; V, Li — в 3 раза. Биотит характеризуется низким-средним совершенством структуры и наличием политипной модификации 1М.*

*Для биотитов из риолитовой раннеорогенной формации (VI) среднекарбонového возраста характерны: резко повышенное, по сравнению с биотитами всех других формаций, содержание TiO<sub>2</sub>; аналогичное, по сравнению с биотитами из пород раннеорогенной диорит-гранитной формации (VII) содержание MgO и пониженное содержание редких щелочей.*

#### *Некоторые петрогенетические аспекты изучения составов биотитов*

Авторы отдают себе отчет в том, что для более представительной петрогенетической интерпретации нужны данные о составах и других существующих с ними минералов, главным образом железомagneзиальных и акцессорных, которыми мы пока не располагаем. В связи с этим, мы рассматриваем на этом этапе исследований ряд общих закономерностей, выявленных при изучении составов только биотитов.

Анализ окислительно-восстановительных отношений, иллюстрируемых на диаграмме Fe<sup>3+</sup> — Fe<sup>2+</sup> — Mg (рис. 5) по Wones — Eugster (1965) позволил выявить ряд закономерностей. Отношение Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> для большинства исследованных биотитов соответствует фугитивности кислорода, фиксируемой буфером QFM—NN, однако, значительное количество образцов характеризуется и более высокой фугитивностью кислорода, но ни один из биотитов не достигает величин фугитивности, определяемых буфером НМ (гематит-магнетит).

Для биотитов из метаморфических пород Макерской серии и из меланосомы мигматитов (гранит-мигматитовая формация) характерны низкие величины  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  отношений. Величина коэффициента окисления  $f_0 = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) \times 100$  этих биотитов меньше чем 6,5, что соответствует фугитивности кислорода по буферу QFM. Наши данные хорошо согласуются с результатами исследований Ушаковой (1971) 389 метаморфических биотитов из метапелитов, показавшими, что величина коэффициента окисления ( $f_0$ ) для них довольно низкая и варьирует в пределах от 5 до 10. Низкая величина  $f_0$  по Кориловскому (1965) отражает скорее всего восстановительный эффект метапелитовой среды.

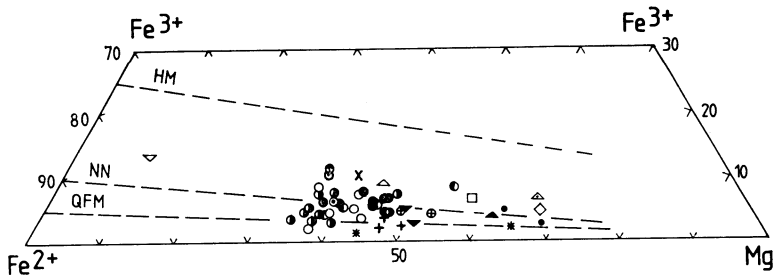


Рис. 5. Диаграмма  $\text{Mg} - \text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+}$  по Уонсу — Югстеру (1965). Линии HM, NN, QFM: приблизительные составы биотитов отношение  $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+})$  которых фиксировано буферами гематит-магнетит, Ni-NiO, кварц-фаялит-магнетит. Услов. обозн. см. рис. 1.

Установлено резкое различие биотита из ортогнейса гранитного состава (проба 80—1/81) от биотита из вмещающих его парагнейсов (проба 80/81) Макерской серии, выраженное в более высокой величине  $f_0 = 16,8$  и в более низких концентрациях V, Co, Ni, Cr, Zr, Sr, и Ba.

Для биотита из меланосомы мигматитов, образовавшихся по гнейсам Макерской серии характерны низкая степень окисления  $f_0 = 5,15$  и высокие содержания Mg ( $f = 0,355$ ), V — до 3000 ppm, что однозначно свидетельствует о его метаморфическом происхождении и устойчивости в процессе анатексиса.

Биотиты из пород гранит-мигматитовой (IV) и раннеорогенной диорит-гранитной (VII) формации имеют большие вариации в величине  $f_0 = 5—15$  располагаются соответственно ниже и выше буфера NN (рис. 5). В этом же диапазоне располагается и большинство фигуративных точек биотитов из пород разновозрастных магматических формаций. Биотитам габбро-диорит-плагиигранитной формации (V) присуща большая степень окисления ( $f_0 = 18$ ).

Биотиты, сосуществующие с калиевым полевым шпатом и магнетитом (раннеорогенная диорит-гранитная формация — VII), с фугитивностью кислорода соответствующей буферу NN, согласно Wones — Eugster (1965) должны быть стабильными (устойчивыми) при температурах 750—

—800 °C (давление  $P_{H_2O} = 200$  МПа). Высокомagneзиальный биотит из огнейсованных гранитов р. Мощевой (формация I), сосуществующий с магнетитом устойчив даже при температурах более 900 °C. В связи с тем, что такая высокая температура более характерна для вулканических пород, не исключается возможность того, что на субсолидовом этапе могло произойти перераспределение Mg/Fe отношения.

По данным М а р а к у ш е в а — Т а р а р и н а (1965) глиноземистость биотита является чутким индикатором характера среды минералообразо-

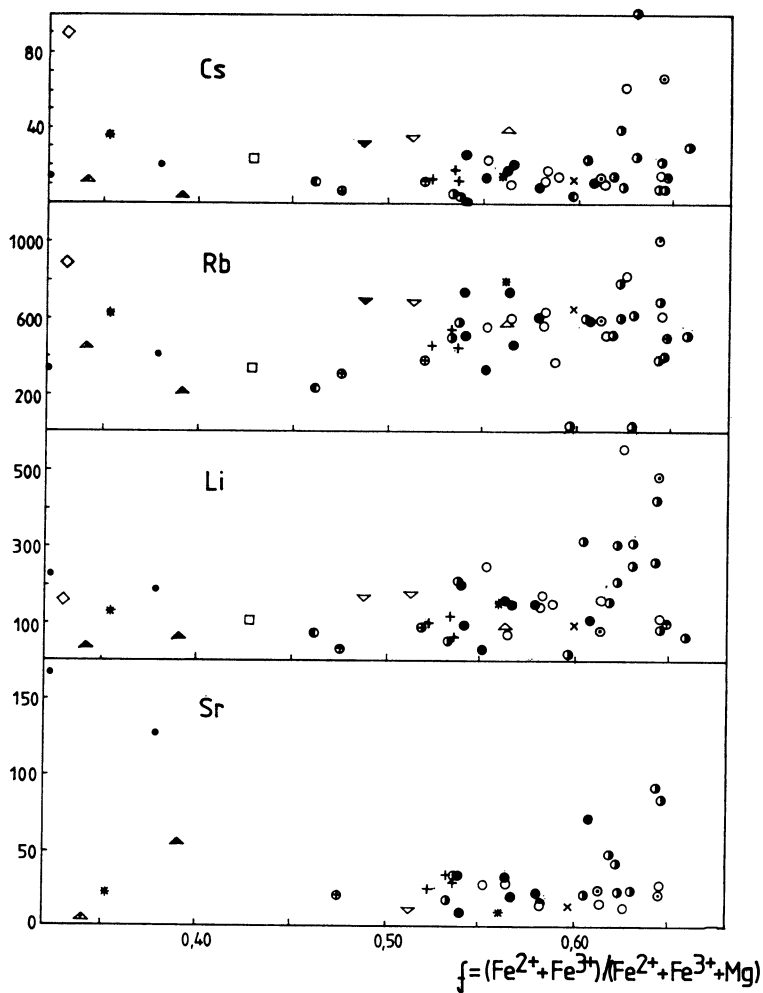


Рис. 6. Корреляция общей железистости биотитов с содержанием щелочей. Услов. обозн. см. рис. 1. (ppm).



вания — щелочного или кислотного. На рис. 7 с глиноземистостью выраженной в координатах  $\text{Si}/\text{Al}$  и  $(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{Al}$  показаны фигуративные точки составов исследованных биотитов. В поле I (пониженная щелочность) попадают биотиты богатые железом и глиноземом. Из исследованных образцов в поле I попадали только две пробы из раннеорогенной диорит-гранитной формации (VII) — двуслюдяной и лейкократовый граниты. Большинство же биотитов попадает в поле II с пониженной щелочностью. В поле нормальной щелочности располагаются биотиты из пород позднеорогенной диорит-гранитной (IX) и габбро-диорит-плагиогранитной (V) формаций.

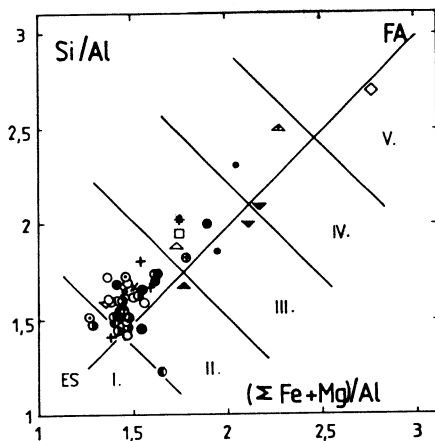


Рис. 7. Диаграмма кислотности-щелочности гранитоидов по глиноземистости биотитов, М а р а к у ш е в — Т а р а р и н (1965). Услов. обозн. см. рис. 1. (I—V поля возрастающей щелочности гранитов.)

Магнезиальные биотиты из ортоклазовых гранитов р. Мощевой попадают в поле повышенной щелочности (IV), что полностью соответствует предполагаемой высокой температуре их кристаллизации. Присутствие ортоклаза подтверждает высокую активность калия ( $\text{K}^+$ ) в расплаве.

Магнезиальный биотит (18/75) из гранита вулcano-плутонической формации (XI) попадает в поле V (высокая щелочность), что свидетельствует о высокой температуре его кристаллизации.

### Заклучение

Анализ химического и редкометального составов 152 проб биотитов из пород разновозрастных магматических и метаморфических формаций позволил выявить некоторые закономерности в содержаниях ряда характерных элементов, проявляющихся как в пределах формации сложной последовательными дифференциатами, так и между различными формациями.

Повышенная магнезиальность и главным образом, высокие содержания  $\text{Cr}$  (до 1500 ppm) в магматических биотитах габбро-диорит-плагиогранит-

ной формации (V) могут свидетельствовать об участии мантийных источников в образовании расплава. В процессе дифференциации в биотитах последовательных членов формации происходило накопление Pb, Mo, Sc, Nb и одновременное уменьшение концентраций V, Cu, Zn, Co, Ni, Zr.

Последовательные фазы внедрения диорит-гранитной формации (IX) вероятно являются продуктами эманационной дифференциации, о чем свидетельствует наличие в граните третьей интрузивной фазы железистой триоктаэдрической слюды — сидерофилит-лепидомелану с экстремальными содержаниями Fe, Rb, Li, Cs, Sn, Y, Nb и F. Эта ассоциация элементов обычно проявляется во флюидной фазе в ходе эманационной дифференциации редкометальных и оловоносных гранитов.

Установлены резкие различия в составах биотитов из пород диорит-гранитной (VII) и гранит-мigmatитовой (VI) формаций, которые часто пространственно сопряжены и имеют четкие геологические взаимоотношения и близкий химический состав. Так в процессе кристаллизационной дифференциации, в биотитах из последних интрузивных фаз формации VII наблюдается резкое увеличение содержаний несовместимых элементов — Rb, Li, Cs а также Zn, Pb, Sn, Zr, Mo, Be а Nb на порядок.

Для метаморфогенных биотитов из парагнейсов и сланцев Макерской серии характерно повышенное содержание глинозема и рудных элементов Cr, Ni и главным образом V — до 1375 ppm, являющимся хорошим индикаторным элементом.

Биотитам из ортоклазовых гранитов р. Мощевой присущи — высокая магнезиальность, пониженная глиноземистость, что свидетельствует о высокой щелочности расплава и высокой температуре их кристаллизации.

Из биотитов остальных магматических формации заслуживает внимания высокая магнезиальность ( $m = 0,67$ ) и очень низкая глиноземистость биотита из пород гранитоидной вулканоплутонической формации (XI) и самые высокие концентрации в нем: Cu — до 500 ppm, Co до 70 ppm, Ni — до 100 ppm, Cr — 300 ppm, что может свидетельствовать о высокой температуре кристаллизации и высокой щелочности исходного расплава.

Сравнивая кавказские биотиты с биотитами Западных Карпат, последние являются самые близкие биотитам диорит-гранитной (VII) формации, как по составу, так и с точки зрения формационной принадлежности. Более детальному сравнению будет посвящена самостоятельная статья, потому мы здесь только коротко отметим, что для биотитов посткинematических гранитных массивов Западных Карпат характерны в целом более широкие диапазоны содержаний главных элементов ( $f = 0,44—0,70$ ) и редких элементов. Например, содержания редких щелочей достигают (ppm): Rb — 1280, Cs — 180, Li — 1900 в лейкократовых дифференциатах (Petrík, 1980, 1985).

Нами установлено, что политипная модификация 1M для большинства биотитов, является либо единственной, либо преобладающей в смеси политипов 1M и 2M<sub>1</sub> и его относительное содержание часто связано с приуроченностью к определенным формациям или отдельным участкам в пределах формаций. Так, в диорит-гранитной формации (VII) проявление политипа 2M<sub>1</sub> установлено в биотитах из центральных частей крупных массивов двуслюдяных гранитов, кристаллизация которых проходила в спокойной тектонической обстановке, а также в биотитах из крупных дифферен-

цированных массивов более ранних высокотемпературных фаз внедрения. Для биотитовых гранитов политип 1М биотита является преобладающим.

Биотиты из метаморфических пород (II), находящихся на значительном удалении от магматического тела относятся к политипам 1М и 1Мd, тогда как по мере приближения к магматическому телу, а также в породах нагретых до выплавки лейкосомы (особенно в последних) содержание политипа 2М<sub>1</sub> возрастает, что, очевидно связано с преобразованием полтипа 1М в 2М<sub>1</sub>. В то же время биотиты из гранит-мigmatитовой формации (IV), относятся к политипу 1М.

В биотитах из метатектитов, испытавших значительный прогрев вызванный калиевым метасоматозом, наблюдается повышенное содержание политипа 2М<sub>1</sub>. Для биотитов из ортоклазовых гранитов, кристаллизовавшихся при высоких температурах, диагностированы политипы 1М, 1Мd.

Биотиты из формаций I, V, IX, X представлены только политипами 1М или редко 1Мd, что может быть связано с относительно высокотемпературными и неравновесными условиями их кристаллизации, но ограниченное количество следованных образцов не позволяет сделать более определенные выводы.

#### ЛОКАЛИЗАЦИЯ ПРОБ

- 29б/81 — р. Кубань, истоки в 2 км севернее гранитного карьера.  
 25—16/81 — р. Теберда, верхнее течение, правый борт долины, окраина курорта Теберда.  
 7б/81, 62б/75 — р. Мощевая, правый приток р. Бол. Лабы. В 1,5 км южнее поселка Бескес, правый борт долины.  
 50—16/78 — р. Черек Балкарский, верхнее течение, левый борт долины.  
 77б/74 — р. Урух, левый борт долины напротив селения Донифарс.  
 37б/77 — р. Терек, Дарьяльский массив, севернее ручья Кистинка, правый борт долины.  
 14б/81 — р. София, приток р. Бол. Зеленчук, хребет Чегет-Чат.  
 71—26/81 — р. Адыл-су, правый приток р. Баксан, левый борт долины в истоках.  
 55—16/81 — р. Баксан, левый борт долины, 72 км.  
 49—16/81, 49б/81, 49—26/81 — р. Аксаут, левый борт долины, верхнее течение.  
 50—16/78 — р. Черек Балкарский, верхнее течение, левый борт долины.  
 73—26/81, 72б/81 — р. Адыл-су, правый приток р. Баксан, истоки, левый борт долины.  
 50—3б/81 — р. Аксаут, верховье, левый борт долины.  
 89б/81 — р. Кубань, верховье, правый борт долины в 2 км севернее карьера.  
 92б/81 — р. Кубань, правый борт долины, севернее периферия зоны Главного хребта.  
 68б/81 — р. Баксан, левый ворт долины, в 1 км севернее пос. Верхний Баксан.  
 74б/81 — р. Баксан, правый борт долины, в 3 км севернее пос. Верхний Баксан.  
 23б/81 — р. Теберда, правый борт долины, окраина курорта Теберда.  
 43б/81 — р. Черек Балкарский, правый борт долины, в 8 км южнее села Верхняя Балкария.  
 73б/79 — р. Аксаур, верхнее течение, левый борт долины.  
 35б/75 — р. Урух, самые истоки ее притока р. Таймази.  
 12б/76 — р. Ардон, в 3 км южнее пос. Бурон, правый борт долины.  
 93—2б/74 — р. Адыр-су, правый приток р. Баксан, в 6 км к западу от альплагеря Джайлык.  
 25б/75 — р. Айгамура, правый приток р. Урух, правый борт долины у селения Галиат.  
 9—1/76 — долина р. Ардон, устье левого притока р. Садон.  
 6б/81 — р. София, приток р. Бол. Зеленчук, правый борт долины, хребет Чегет Чат.  
 87б/81 — р. Кубань, правый ворт долины, гранитный карьер.  
 70б/81 — р. Адыр-су, правый приток р. Баксан, левый борт долины, в 3 км к западу от альплагеря Джайлык.

- 956/81 — р. Аксаут, левый борт долины, верховье.  
 476/75 — р. Баксан, левый борт долины, в 2 км севернее пос. Эльбрус.  
 236/75 — р. Айгамуга, самые истоки под ледником, правый приток р. Урух.  
 716/79 — р. Аксаут, левый борт долины, верховье.  
 226/79 — р. Малая Лаба, в 1 км севернее кордона Умпырь.  
 396/76 — р. Кубань, правый борт, гранитный карьер.  
 27—26/81 — биотит из шпир в двуслюдяном граните, р. Кубань, правый борт, гранитный карьер.  
 446/81 — р. Черек Балкарский, правый борт в 7 км южнее пос. Верхняя Балкария.  
 58—16/81 — р. Кубань, правый борт долины в 3,5 км севернее гранитного карьера, г. Кебек-Джирин-Баши.  
 556/81 — р. Баксан, левый борт долины, 72 км.  
 546/76 — р. Аминкал, правый приток р. Кубань, в 24 км южнее г. Карачаевска.  
 456/76 — р. Индыш, правый приток р. Кубань, в 24 км южнее г. Карачаевска.  
 296 — р. Аликоновка, приток р. Подкумка.  
 17—46/76 — р. Цейдон, левый приток р. Ардон, в районе курорта Цей.  
 186/75 — р. Сангутидон, левый приток р. Айгамуга, истоки.  
 17—16/79 — р. Хацавитая, правый приток р. Малая Лаба.

### ЛИТЕРАТУРА

- АДАМИЯ, Ш. А., 1985: Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами. В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. Наука, Москва, с. 151—169.  
 АПЕЛЬЦИН, Ф. Р. — ГИНЗБУРГ, А. И. — АРХАНГЕЛЬСКАЯ, В. В. и др., 1970: Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, с. 146—188.  
 АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — АБДУЛЛАЕВ, Р. Н. — АЗИЗБЕКОВ, Ш. А. и др., 1968: Закономерности развития магматизма складчатых областей. Наука, Москва, с. 5—226.  
 АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — БОРСУК, А. М. — КОНДАКОВ, Л. А. и др., 1971: Конкретные магматические формации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающихся горно-складчатых систем. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геол. (Москва), 7, с. 3—27.  
 БОРСУК, А. М., 1979: Мезокайнозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Наука, Москва, с. 298.  
 ГОВОРОВ, И. Н. — НЕДАШКОВСКИЙ, П. Г. — ЛЕВАШОВ, Г. Б. и др., 1970: Признаки и факторы геохимической специализации Дальнего Востока. В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, с. 83—145.  
 ГУРБАНОВ, А. Г. — ЦАМБЕЛ, Б. — МАЦЕК, Ю., 1984: Сравнительный анализ варисийских гранитоидов Большого Кавказа и Западных Карпат. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava) 35, 1, с. 61—90.  
 ГУРБАНОВ, А. Г. — ЛЯХОВИЧ, Т. Т. — КАРТАШОВА, Л. Ф. — КОРИНА, Е. А., 1986: Редкие и рудные элементы в кварце из пород разновозрастных магматических формаций и метаморфических образований Большого Кавказа — индикаторы их геохимической специализации. В сб.: Особенности породообразующих минералов магматических пород. Наука, Москва, с. 84—101.  
 КОЗЛОВ, В. Д., 1969: К оценке степени концентрации редких элементов в дифференциатах гранитоидных интрузий по минералам-индикаторам. Геохимия (Москва), 3, с. 309—321.  
 КОЗЛОВ, В. Д. — СВАДКОВСКАЯ, Л. Н. — КАРПОВ, И. К., 1978: Слюдь магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов), Новосибирск, Наука, 149 с.  
 МАРАКУШЕВ, А. А. — ТАРАРИН, И. А., 1965: О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геол. (Москва), 3, 20—37.  
 ПАВЛИШИН, В. И., 1983: Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных условиях. Наукова думка, Киев, 232 с.  
 РУБ, М. Г. — РУБ, А. К. — ЛОСЕВА, Т. И., 1971: Слюдь как индикаторы рудоносности гранитоидов. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геол. (Москва), 10, с. 73—85.

- РУБ, М. Г. — РУБ, А. К. — ПАВЛОВ, В. А., 1975: Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов. В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. Недра, Москва, с. 130—155.
- СЫРИЦО, Л. Ф. — ЗЕЛЕШКОВА, Н. Е. — ЗОРИНА, М. Л. — СОКОЛОВА, Е. П., 1970: Слюды метасоматически измененных гранитоидов кислого ряда. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, (Москва), 99, 3, с. 261—276.
- УСЕНКО, И. С. — ЩЕРБАКОВ, И. Б. — ЗАЯЦ, А. П., 1972: Биотиты докембрия. Научная думка, Киев, 207 с.
- УШАКОВА, Е. Н., 1971: Биотиты метаморфических пород. Наука, Москва, 341 с.
- ФЕРШТАТЕР, Г. Б., 1973: Распределение титана и натрия между минералами гранитоидов как геологический термометр. Геохимия (Москва), 1, с. 74—83.
- ЧЕРНИЦИН, В. Б. — АНДРУЩУК, В. Л. — РУБЦОВ, Н. Ф., 1971: Металлогенетические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. Недра, Москва, с. 207.
- ЧЕРНЫШЕВ, И. В. — ГУРБАНОВ, А. Г. — СОНЮШКИН, В. Е. — БОРСУК, А. М., 1987: О возрасте цирконов из гнейсо-гранитов Северного Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР (Москва), 295, 2, 468—472.
- ШВЕЛИДЗЕ, И. У., 1986: Кристаллохимия и минералогия биотитов из метаморфитов Абхазии и Верхней Сванетии. Канд. дисс., ЛГУ, Ленинград, 1986.
- CARMICHAEL I. S. E. — TURNER, F. J. — VERHOOGEN, J., 1974: Igneous petrology. McGraw—Hill, New York, с. 714
- FOSTER, M. D., 1960: Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geol. Surv. Prof. Pap. (Washington), 354-B с. 48.
- HEWITT, D. — WONES D. R., 1975: Physical properties of some synthetic Fe-Mg-Al trioctahedral biotites. Amer. Mineralogist. (Washington), 60, с. 854—862.
- PETRIK, I., 1980: Biotites from granitoid rocks of the West Carpathians and their petrogenetic importance. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, с. 215—230.
- PETRIK I., 1985: Biotit a muskovit v granitoidných horninách Západných Karpát: geochémia a petrogenetický význam. Manuscript, Bratislava, 173 с.
- WONES, D. R. — EUGSTER, H. P., 1965: Stability of biotite: experiment, theory, and application. Amer. Mineralogist (Washington) 50, с. 1228—1272.

Рукопись получена 13-ого апреля 1988 г.