

БИОТИТЫ

Железисто-магнезиальные слюды из группы биотита достаточно широко распространены в горных породах третичных магматических формаций Центральной Камчатки и составляют от 5 до 20% общего объема пород.

Методика исследования

При изучении слюд основное внимание было уделено особенностям их химизма.

В нашем распоряжении было 15 полных химических анализов биотитов (14 из них публикуются впервые), причем 9 анализов наши, 5 заимствованы у М. М. Лебедева и Я. В. Илечко (КГУ, 1962 г.) и один у М. А. Фаворской (ИГЕМ, 1964 г.). Мономинеральные навески для анализов были получены путем выделения биотита из протолочных проб электромагнитным сепарированием и выделением в тяжелых жидкостях с дальнейшей отборкой его под бинокулярной лупой. Данные анализов были пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу (Булах, 1964).

В работе использовано также 65 определений показателей преломления биотитов; 54 из них произведены авторами, 5 заимствовано из материалов М. М. Лебедева и Я. В. Илечко (КГУ, 1962 г.) и 6 из работы К. В. Прохорова (1964).

На основании пересчетов химических анализов биотитов и определенных показателей их преломления был построен график зависимости общей железистости биотитов от показателей преломления (см. рис. 45) и путем интерполяции полученных данных проведена прямая, отражающая эту зависимость. По наклону она близка прямой, приведенной в работе В. С. Соболева (1950) для биотитов из гранитов, но отличается от нее сдвигом в сторону уменьшения железистости для минералов с одним и тем же показателем преломления. При дальнейшем массовом определении коэффициентов общей железистости биотитов из магматических пород Центральной Камчатки использовался именно этот, полученный экспериментальным путем график, а не график В. С. Соболева. Очевидно, что он может быть также использован для определения общей железистости биотитов при дальнейших петрологических работах в данном регионе.

В работе приводятся также диаграмма А. А. Маракушева и И. А. Та-

рарина (1965) $\frac{\text{Si}}{\text{Al}} - \frac{\text{Mg} + \text{Fe}}{\text{Al}}$ отражающая характер изменения глинозе-

мистости слюд: диаграмма щелочности $\frac{\text{K} + \text{Na}}{\text{Al}} \cdot 100\% \rightarrow \frac{\text{Al}}{\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Si}}$.

• 100%, предложенная авторами настоящей работы, а также треугольная диаграмма $(\text{FeO} + \text{MnO}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) : \text{MgO}$, предложенная Е. В. Гейнрихом (Heinrich, 1946) для выяснения изменения соотношений магния, окисного и закисного железа в биотитах в процессе кристаллизации магматических расплавов. Построены диаграммы на основании пересчетов химических анализов биотитов.

Результаты наблюдений

Формация габбро-плаггиогранитов

Биотит встречается во всех разностях пород формации, хотя содержание его колеблется в широких пределах: от 3—5% в роговообманковых габбро до 20% в плаггиогранитах. В биотитовых гранодиоритах— наиболее распространенном петрографическом типе пород формации —

он составляет 10—15%. Детальное изучение этого минерала проводилось на примере двухфазового массива в верховьях рек Юртиная, Кагнисин, Утудумец, а также на примере однофазового массива, который расположен в верховьях р. Средняя Воровская. Определение показателя преломления и химические анализы проведены для биотитов из пород первого массива. Использованы также химические анализы и определения показателей преломления для биотитов из пород Хейванского массива.

В распределении биотита в породах интрузивных массивов обнаруживаются определенные закономерности, связанные с формой массивов, характером их контактов и глубиной эрозионного среза. Так, в породах II фазы массивов, дифференцированных по фазам внедрения, количество биотита увеличивается по мере увеличения глубины эрозионного среза. Содержание биотита в областях пологого контакта таких массивов ниже, а степень изменения его выше, чем около крутых контактов. В массивах, дифференцированных в интрузивных камерах, распределение биотита более равномерное, хотя отмечается некоторое повышение содержания его в центральных частях массивов. В породах формации биотит встречается в виде коричневато-бурых пластинок размером от 0,1 до 1—2 мм в поперечнике. Биотит — один из самых поздних минералов. В габбро он корродирует плагиоклаз (№ 46—50), замещает роговую обманку, но отчетливо идиоморфен по отношению к кварцу, присутствующему в небольших количествах в основных породах. В биотитовых гранодиоритах он кристаллизуется вместе с плагиоклазом № 22—24 или несколько позже его. Часто в этих породах пластинки биотита включены в зерна более позднего калиевого полевого шпата.

Из вторичных изменений наиболее характерна хлоритизация биотита, причем обычно выделяется рудный минерал, окруженный оторочкой сфена.

Было проведено 31 измерение показателей преломления биотитов в породах формации (табл. 27). Анализ их показывает, что в породах I фазы величина показателя преломления колеблется от 1,643 до 1,652, а в породах II фазы — от 1,641 до 1,662 (за исключением одного аномально высокого значения, равного 1,678). Соответственно величина коэффициента общей железистости, определенного по диаграмме см. рис. 46,а, изменяется от 41 до 50% в породах I фазы и от 40 до 60% в породах II фазы. Следует отметить, что в последнем случае наблюдается более или менее отчетливое увеличение железистости биотита в наиболее кислых разновидностях пород. В пегматитах же, наоборот, биотиты высокомагнезиальные: коэффициенты железистости их 35—48%.

Химические анализы (см. табл. 31) полностью подтверждают приведенные данные относительно железистости биотитов. В трех анализах биотита из пегматитов (табл. 30) величина коэффициента общей железистости лежит в пределах 36,8—44,9%, причем наиболее магнезиальными оказываются биотиты из пегматитов, расположенных вне интрузивных тел в их экзоконтактных зонах. Коэффициент железистости биотитов из гранитов, по данным химических анализов, изменяется от 55 до 70%.

Формация габбро-сиенитов — трахиандезитов

В породах формации габбро-сиенитов — трахиандезитов биотит — довольно обычный породообразующий минерал. Изучение его в интрузивной фации проводилось на примере массивов, расположенных в бассейнах рек: Кувагдач, Евсейчиха, верховьев Озерной Камчатки илевой Андрюановки. В эффузивной фации биотит изучался в трахиандезито-базальтовых порфиритах района перевала Кирганикского. В этом же

Показатели преломления и общая железистость биотитов из пород формации габбро-плагиогранитов

Номер образца	Порéда	Цвет минерала	$n_g \sim N_m$	f'''	Место взятия образца
П о р о д ы I ф а з ы					
992	Кварцевый диорит	Буро-коричневый	1,648	45	Ручей Кагнисин
518/1	То же	Коричневый	1,648	45	Там же
633/2	» »	Тот же	1,643	41	» »
848/7	Кварцевый габбро-диорит	Буро-коричневый	1,646	44	р. Утудумец
953	Габбро-диорит	Темно-коричневый	1,652	49	Ручей Кагнисин
934/1	То же	Буро-коричневый	1,657	48	Там же
953/1	» »	Коричнево-бурый	1,647	44,5	» »
955	Габбро	Зеленовато-коричневый	1,644	42	
П о р о д ы II ф а з ы					
519	Биотитовый гранодиорит	Зеленовато-бурый	1,643	41	Ручей Кагнисин
884	То же	Буро-коричневый	1,641	39	р. Утудумец
203/3	» »	Коричневый	1,644	42	р. Юртиная
1011	Калишпатсодержащий плагиогранит	Буро-коричневый	1,648	45	Ручей Кагнисин
522	То же	Тот же	1,648	45	Там же
210/2	Лейкократовый биотитовый гранит	Коричневый	1,656	53	р. Юртиная
204/2	То же	Тот же	1,648	45	Там же
210	» »	» »	1,645	43	
235	» »	Светло-коричневый	1,644	42	р. Озерная
221	» »	Коричневый	1,648	45	р. Юртиная
222/1	» »	Тот же	1,649	46	Там же
422/3*	» »	» »	1,678	73	р. Левый Хейван
423*	» »	» »	1,660	57	Там же
446*	» »	» »	1,662	58	» »
I-550-в*	» »	» »	1,648	45	» »
335-15*	» »	» »	1,658	60	» »
				(69,8)**	
				(55,5)**	
				(58,2)**	
				(60,5)**	
				(59,8)	
Ж и л ы - а п о ф и з ы л е й к о к р а т о в ы х г р а н и т о в					
677/1	Эндоконтактовая часть билы биотитового гранодиорита	Буро-коричневый	1,630	29	Ручей Кагнисин
677	Центральная часть той же жилы	Светло-коричневый	1,620	—	» »
пр. 3	Жила лейкократового гранита	Буро-коричневый	1,659	57	» »
				(69)	
П е г м а т и т ы					
936/9	Пегматоидный шпир в кварцевых диоритах	Буро-коричневый	1,637	35	Ручей Кагнисин
936/10	Оторочка того же шпира	Буро-зеленый	1,650	48	» »
				(44,9)**	
5070/2	Пегматитовая жила (центр)	Буро-коричневый	1,639	37	» »
				(39,5)**	
5070/г	Пегматитовая жила (оторочка)	Бурый	1,640	38	» »
				(36,8)**	

* По данным Я. В. Илечко (КГУ. 1962 г.)

** Общая железистость биотитов, рассчитанная по химическому анализу.

районе исследовался этот минерал в пироксен-ортоклазовых метасоматитах среди порфиритов кирганикской свиты.

В качестве вкрапленников в вулканических и субвулканических породах биотит встречается в количестве на более 5% от общего их числа. Он присутствует здесь в виде отдельных чешуек размером 0,3—0,4 мм и интенсивно замещен вторичными минералами. Хлорит, эпидот, альбит, лейкоксен образуют в нем отдельные полосы, ориентированные вдоль спайности. Кроме того, в порфиритах присутствует биотит, развивающийся по пироксену и почти незамещенный вторичными минералами (изредка хлорит обрастает его с периферии).

В породах интрузивной фации содержание биотита меняется. В наиболее-распространенной разновидности пород — биотит-пироксеновом габбро — количество биотита достигает 10—15%. В сиенитах и роговообманковых монцонитах его не более 5%. В небольших количествах (до 3%) биотит отмечается также в пироксенитах. В биотит-пироксеновом габбро биотит образует пластины длиной от 0,5 до 1—1,5 мм, иногда достигая 8—10 мм. Большая часть биотита, особенно крупные чешуи, — явное наложенного характера: он обрастает и цементирует все породообразующие минералы, чешуи часто ориентированы и деформированы. Однако есть небольшие (0,3—0,5 мм) пластинки биотита, кристаллизующиеся в интерстициях между зернами пироксена и плагиоклаза. Возможно, образование этой генерации биотита связано с кристаллизацией габброидного расплава.

В зонах амфиболизации габбро биотит замещается роговой обманкой вплоть до полного исчезновения. В относительно свежих породах биотит также свежий. Преимущественно же он характеризуется, а также замещается эпидотом, лейкоксеном.

В сиенитах и роговообманковых монцонитах длина отдельных чешуек биотита обычно не превышает 0,7—0,8 мм. В большинстве случаев он замещается хлоритом и эпидотом.

Биотит пироксен-ортоклазовых метасоматитов среди порфиритов развит широко. Содержание его колеблется от 8—10% в биотит-пироксен-ортоклазовых зонах до 15—20% в биотит-ортоклазовых зонах. Выделяется три генерации этого минерала: крупнозернистый (1—2,5 мм), мелкозернистый (0,2—1 мм), полностью или почти полностью замещенный, и биотит, развивающийся исключительно по пироксену (от 0,1—0,3 до 0,6—0,8 мм). Биотит замещается хлоритом, эпидотом и кальцитом с выделением агрегата лейкоксена. В порфиритах, не затронутых метасоматозом, крупночешуйчатый биотит не встречается, так что, по-видимому, крупные листочки его являются метасоматическими образованиями.

Цвет минерала коричневый, плеохроизм резкий — от темно-коричневого по Ng до светло-коричневого или желтого по Nr. Два химических анализа биотита приведены в табл. 30. Один из них (10) выполнен из мономинеральной фракции проточной пробы габброидов массива р. Евсейчихи, а второй (11) из метасоматитов района перевала Кирганикского. Уже при беглом взгляде на результаты этих анализов четко видны отличия их от анализов биотитов из пород других формаций. В первом из анализов очень низкое содержание K_2O (2,58%) при очень высоком содержании H_2O^+ (7,76%). Этот минерал относится уже к гидрослюдам. Второй анализ отличается высокой магниезальностью ($MgO = 17,62\%$) и высоким содержанием K_2O (8,85%), причем эти значения максимальны по сравнению с анализами биотитов из других формаций.

При нанесении характеристик f'' (общая железистость) этих биотитов и их показателей преломления на диаграмму (см рис. 45) фигуративные точки, соответствующие биотиту из метасоматитов, находятся в

стороне от полученной нами экспериментальной прямой, отражающей зависимость между этими величинами. Таким образом, мы не располагаем достаточным фактическим материалом, чтобы судить о том, применима ли полученная нами экспериментальная кривая железистости биотитов для субщелочных и щелочных пород. Кривые железистости биотитов В. С. Соболева (1950) построены для гранитоидов и пегматитов. Л. Л. Перчук (1964) для определения железистости биотитов из щелочных пород пользуется модернизированной кривой В. С. Соболева для биотитов из пегматитов, богатых фтором. Эта кривая для нашего типа пород и нашего региона не приемлема.

Формация габбро-гранодиоритов

Для формации габбро-гранодиоритов биотит — достаточно типичный минерал. Он присутствует почти во всех разностях пород (за исключением некоторых амфиболовых и амфибол-пироксеновых габбро и габбро-диоритов), являясь единственным темноцветным минералом в жилах I этапа (аплитах, гранитах и пегматитах), а также в породах некоторых дополнительных интрузий гранитов (реки Юртиная и Утудумец).

Были изучены биотиты нескольких интрузивных массивов формации, как дифференцированных по фазам внедрения (реки Юртиная и Утудумец, Кенсол, Средняя Воровская), так и дифференцированных в интрузивных камерах (перевал Кврганикский ключ Начальный, реки Лунтос и Жупанка, ручей Кагнисин). Для биотитов массива в бассейне рек Юртиная и Утудумец и частично р. Кенсол определены показатели преломления и общая железистость f'' . Используются также определения показателей преломления К. В. Прохорова (1964) для биотитов из массивов бухты Ахомтен, бухты Большая Саранная и перевала Кирганикского.

В массивах, дифференцированных по фазам внедрения, биотит фиксируется во всех разностях пород, однако содержание его обычно не превышает 5—10% (очень редко оно достигает 12—15%). В кварцевых диоритах, гранодиоритах и гранитах он встречается в виде ксеноморфных, либо таблитчатых образований размером 0,3—0,7 мм. В габброидах ксеноморфные образования биотита достигают 0,8—1,0 мм, однако здесь же встречаются мелко таблитчатые выделения размером 0,08—0,1 мм.

Биотит корродирует пироксом, а также интрателлургическую роговую обманку (I генерации). Основная масса роговой обманки (II генерации) кристаллизуется совместно с биотитом (наличие многочисленных сростков), хотя начало кристаллизации последнего позже. Время кристаллизации биотита соответствует времени образования плагиоклаза № 22—30, причем основная масса его кристаллизуется совместно с плагиоклазом № 22—26. Реликты биотита фиксируются в калиевом полевоом шпате. Кроме того, он корродируется кварцем.

Характерно наличие в габброидах мелко таблитчатого биотита II генерации, который развивается вдоль спайности в роговой обманке II генерации и в плагиоклазах и отчетливо тяготеет к зонам экзоконтактового взаимодействия I и II фаз внедрения. Подобный биотит встречается также в эндоконтактовых зонах II фазы внедрения, а также в гранитах дополнительных интрузий. Такое распространение, а также характер взаимоотношений этой генерации биотита с другими минералами позволяет говорить о его авто- и контактово-метасоматическом происхождении.

Массивы, дифференцированные в интрузивной камере, также содержат от 3—5 до 10% биотита во всех разностях пород. Размер отдельных его табличек в среднем 0,8x0,6 мм; 1,2x0,6 мм, в порфириовидных разностях он достигает 2 мм. Биотит кристаллизуется позже роговой обманкой и близок по времени образования к калиевому полевоому шпату.

В породах описываемой формации цвет его темно-бурый, иногда красно-бурый; плеохроизм резко выражен по обычной схеме: Ng — темно-бурый, красно-бурый; Nm — темно-коричневый, коричневый; Np — коричнево-желтый. В породах эндоконтактовых частей массивов, дифференцированных в интрузивной камере, встречается буровато-светло-зеленый биотит II генерации волокнистого строения, слабо плеохроирующий. Биотит обычно свежий, иногда замещается хлоритом с одновременным выделением эпидота и магнетита.

Были проведены массовые замеры показателя преломления биотитов из пород формации (табл. 28). В породах I фазы массивов, дифферен-

Таблица 28

Показатели преломления и общая железистость (f^o) биотитов из интрузивных и жильных пород формации габбро-гранодиоритов

Номер образца	Порода	Цвет минерала	Ng ≈ Nm	f ^o	Место взятия образца
Массивы, дифференцированные по фазам внедрения					
I фаза					
849	Габбро-диорит	Буро-коричневый	1,652	49	Р. Утудумец
3141	То же	Буровато-зеленый	1,647	45	Р. Кенсол
				(39,8)**	
848/13	Кварцевый диорит	Буровато-зеленый	1,646	44	р. Утудумец
848-а	То же	Буро-зеленый	1,654	52	Там же
848/13-а	Кварцевый габбро-диорит	Буро-зеленый	1,652	49	» »
165*	Кварцевый диорит	Буро-коричневый	1,654	52	Бухта Ахомтен
II фаза					
52/III	Гранодиорит	Зеленовато-бурый	1,648	45	р. Утудумец
3735	То же	Буровато-зеленый	1,650	48	Р. Кенсэл
				(45,3)**	
258/1	» »	Зеленый	1,658	55	Р. Юртиная
710/3	» »	Буро-зеленый	1,656	53	Р. Утудумец
711	» »	Буровато-зеленый	1,660	57	Там же
793	Гранит	Буро-зеленый	1,653	53	Р. Юртиная
256	Жила гранита	Тот же	1,665	61	Там же
Проба I	Гранодиорит	Буро-коричневый	1,653	50	ручей Кагнисин
12*	Гранит	Коричневый	1,656	53	Бухта Ахомтен
4*	Аляскит	Тот же	1,654	52	Там же
51*	Адамеллит	» »	1,654	52	» »
Массивы, дифференцированные в интрузивных камерах					
1122*	Кварцевый диорит	Буро-коричневый	1,654	52	Бухта Большая Саранная
105*	Гранодиорит	Тот же	1,652	49	Перевал Кирганинский

* Замеры заимствованы у К. В. Прохорова (1964).

** Общая железистость по данным химического анализа.

цированных по фазам внедрения, показатель преломления биотита колеблется от 1,646 до 1,654, что соответствует изменению общей железистости (см. рис. 46, б) минерала от 44 до 52%. По наибольшему количеству замеров, показатель преломления равен 1,652—1,654 (общая железистость 49—52%). В породах II фазы формации габбро-гранодиоритов показатель преломления изменяется от 1,648 до 1,665, что соответствует колебанию общей железистости в пределах 45—61%, при-

чем до 70% замеров имеют значения показателя преломления от 1,654 до 1,658 (общая железистость соответственно 52—55%). Наиболее железистым в породах второй фазы является биотит (см. табл. 28, обр. 256) из жилы гранитов (дайка I этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову).

Приведенные данные показывают, что в породах II фазы биотит более железистый, чем в породах I фазы. Такой вывод подтверждается химическими анализами минерала из габбро-диоритов I фазы и из гранодиоритов II фазы массива в бассейне р. Кенсол (см. табл. 30). Первый из анализируемых биотитов обогащен алюминием и магнием и обеднен железом, титаном и кальцием по сравнению со вторым.

Формация гранодиорит-порфиров — дацитов

Биотиты пород этой формации были изучены на примере нескольких интрузивных массивов (в верховьях р. Касанги, районе перевала Кирганикского, верховьях ручья Кагнисин) и дайковых полей района перевала Кирганикского, рек Кенсол и Поперечная. При определении показателей преломления и общей железистости (f'') были использованы биотиты района р. Касанги, перевала Кирганикского и ручья Кагнисин.

В породах формации рассматриваемый минерал встречается в большинстве разностей. В кварцсодержащих и кварцевых диорит-порфиритах, а также в дацитах он отмечается среди вкрапленников в количестве 5—10%. В гранодиорит-порфирах содержание биотита несколько возрастает. В хорошо раскристаллизованных порфировидных гранитах района р. Касанги этот минерал встречается не только во вкрапленниках, но и в основной массе. Содержание его возрастает до 12—15%. В наиболее кислых разностях биотит является единственным темноцветным минералом.

Биотит во вкрапленниках коричнево-бурый и темно-бурый, размер вкрапленников от 0,5—0,7 до 2—5 мм. Характерна опацификация пластинок минерала, коррозия и обрастание их поздней генерацией роговой обманки, коррозия вкрапленников биотита основной массой породы. В хорошо раскристаллизованной основной массе породы этот минерал образует листочки и ксеноморфные выделения размером от 0,3—0,5 до 1 мм буро-коричневого, реже зеленоватого-бурого цвета, которые часто корродируются кварцем и калиевым полевым шпатом. Из вторичных изменений наиболее характерны хлоритизация и эпидотизация биотита. При этом выделяются сфен и рудный минерал.

Измерения показателей преломления биотитов дают значения от 1,644 до 1,665, причем большинство замеров лежит в пределах 1,655—1,662, что соответствует общей железистости минерала 52—59% (табл. 29).

Следует отметить, что в кварцевых диорит-порфиритах и гранодиорит-порфирах, слагающих мелкие интрузивные тела и дайки, показатели преломления биотитов ниже, чем биотитов из более крупного интрузивного тела р. Касанги, сложенного более кислыми (порфировидные граниты) разностями пород.

Имеющиеся в нашем распоряжении два анализа биотитов из пород формации приведены в табл. 30. Один из них выполнен из биотита пород интрузивной фации (интрузия г. Касанги), а другой из биотита эффузивной фации (экструзия в бассейне р. Паратунки). При близком химическом составе исходных пород (интрузивная фация — гранит, эффузивная фация — липарит) биотит из эффузивной фации отличается заметно большей магниезильностью ($f'' = 34,6$, при $f'' = 56,0$ для биотита из гранита) при заметно большей роли окисного железа.

Показатели преломления и общая железистость (f'') биотитов из интрузивных пород формации гранодиорит-порфиров—дацитов

Номер образца	Порода	Цвет минерала		f''	Место взятия образца
582/5	Гранодиорит-порфир	Коричнево-бурый	1,644	42	Ручей Кагнисин
628	То же	Зеленовато-бурый	1,647	44,5	Там же
1317/1	Порфириовидный гранит	Коричнево-бурый	1,665	61 (56)**	р. Касанга
1339	То же	Зеленовато-коричневый	1,660	57	Там же
1317/3	» »	Зеленовато-бурый	1,652	49	» »
1330	» »	Коричнево-бурый	1,662	59	» »
1003	Гранодиорит-порфир	Желтовато-бурый	1,661	58	р. Кирганик
1327	Порфириовидный гранит	То же	1,655	52	р. Касанга
1094/3	Кварцевый диорит—порфирит	» »	1,656	53	р. Кирганнк
548*	Экструзия липаритов	Коричнево-бурый		34,6***	р. Паратунка
57**	То же		1,660	57	р. Карымчина
168**	» »		1,650	47	Сопка Бархатная

* Материалы М. Д. Фаворской и др. (1965).

** Общая железистость по данным химического анализа.

Обсуждение результатов

К настоящему времени мы располагаем пятнадцатью химическими анализами биотита из различных пород магматических формаций Центральной Камчатки (табл. 30). Анализы пересчитаны по катионному методу (Булах, 1964; Борнеман-Старынкевич, 1964).

Как явствует из результатов пересчета, в некоторых формулах не хватает элементов группы щелочей и, кроме того, имеется некоторый избыток H_2O^+ , который можно счесть за ион оксония (H_3O^+) и таким образом восполнить отмеченный недостаток (Борнеман-Старынкевич, 1964).

Сравнивая анализы биотитов (см. табл. 30), можно отметить некоторые характерные особенности их химизма в породах разных формаций и уловить общие закономерности изменения их составов при переходе от более древних образований к более молодым. Прежде всего обращает на себя внимание высокое содержание глинозема в слюдах из формации габбро-плагиогранитов, заметно превышающее количество его в биотитах других магматических формаций. В формулах минерала это отражается в наличии значительного количества Al (от 0,34 до 0,69) в шестерной координации. Исключение составляет только анализ биотита из пегматита в породах I фазы, где количество Al как общее весовое (14,31), так и в шестерной координации (0,03) невелико (см. табл. 30). В слюдах из пород других магматических формаций содержание Al в шестерной координации незначительное (от 0,04 до 0,23 в формуле) либо он отсутствует вовсе (см. табл. 30). Следует отметить также, что в биотитах из пород формации габбро-плагиогранитов количество Al в группе катионов «У», за исключением упомянутого анализа из пегматита, заметно превышает количество Fe, тогда как в биотитах из пород других формаций картина обратная (исключение составляет анализ биотита из габбро-диорита I фазы формации габбро-гранодиоритов, см. табл. 30).

Изменение глиноземистости слюд связано главным образом с изоморфизмом $(Mg, Fe) O + SiO_2, Al_2O_3$, в результате которого состав биотита изменяется в ряду (флогопит-аннит) (астонит-сидерофиллит).

На диаграмму; (рис. 43), предложенную А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным (1965), нанесены результаты 15 химических анализов биотитов из различных пород изученных магматических формаций. В левом нижнем углу диаграммы должны располагаться составы биотитов, близких к ряду истонит — сидерофиллит, а в правом верхнем углу сосредоточены составы флогопит-аннитовых биотитов. Ближе всех к ряду истонит — сидерофиллита стоят биотиты из пород формации габбро-плагиогранитов. Это, как уже указывалось, наиболее глиноземистые слюды. Достаточно близок к слюдам этого рода биотит из метасоматитов

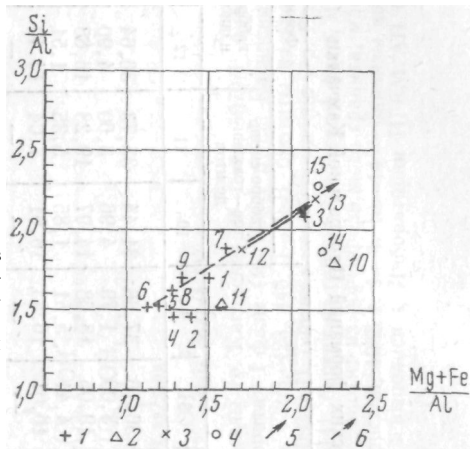


Рис. 43. Относительная глиноземистость биотитов из plutонических образований различных магматических формаций Центральной Камчатки.

1—4— биотиты: 1—из габбро-плагиогранитов, 2 — из габбро-сиенитов — трахиандезитов, 3 — из габбро-гранодиоритов, 4 — из гранодиорит-порфиров-дацитов; 5 — направление эволюции биотитов внутри формации габбро-гранодиоритов; 6 — направление эволюции составов биотитов выделенного формационного ряда (номера анализов биотитов на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 30)

формации габбро-сиенитов — трахиандезитов (анализ 11). Биотиты формаций гранодиорит-порфиров — дацитов и габбро-гранодиоритов по своей глиноземистости приближаются к ряду флогопит-аннита так же, как и биотит из габбро формации габбро-сиенитов — трахиандезитов.

Таким образом, в ряду гранитоидных формаций при переходе от более древней габбро-плагиогранитовой к более молодым (габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров — дацитов) наблюдается отчетливое уменьшение глиноземистости биотитов. В связи с этим можно отметить также, что для формации габбро-гранодиоритов биотит из пород I фазы (анализ 12) более глиноземистый, чем из пород II фазы (анализ 13), а для формации габбро-плагиогранитов (за исключением анализа 2) наименее глиноземисты биотиты пегматитов. Само обеднение глиноземом, как указывалось, происходит в основном за счет алюминия, находящегося в шестерной координации, и только для анализов 13, 10 и 14 при этом происходит уменьшение содержания алюминия, находящегося в четверной координации.

Интересно проследить так же, как на фоне обеднения глиноземом меняется титанистость рассматриваемых биотитов. Если биотиты формации габбро-плагиогранитов (включая и наиболее титанистые пегматиты — анализы 1 и 3) в среднем содержат 3,2% TiO_2 , то в биотитах формации габбро-гранодиоритов его уже 4,9—5,95, а в биотитах формации гранодиорит-порфиров — дацитов — до 4,36—5,3 %.

Таким образом, с уменьшением глиноземистости биотитов возрастает их титанистость. Это возрастание связано с увеличением содержания Ti в шестерной координации, а в трех анализах (13, 10 и 14) титан входит также в тетраэдрические слои (четверная координация).

А А Маркушев и И. А. Тарарин (1965) уменьшение глиноземистости слюд при изоморфизме $Al_2O_3 (Mg, Fe)O + SiO_2$ в ряду: (истонит + сидерофиллит) (флогопит+аннит) связывают, с одной стороны, с увеличением температуры их образования, а с другой, — с увеличением их щелочности. Они указывают также, что одновременно происходит изоморфное замещение алюминия титаном в шестерной координации

Химические анализы биотита из пород различных магматических формаций Центральной Камчатки

Компоненты	Габбро-плагиогранитов									Формация					
										габбро-сиенитов—трахиандезитов		габбро-гранодиоритов		гранодиорит-порфиоров—дацитов	
	1	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	14	15		
SiO ₂	36,44	35,84	35,46	33,44	35,98	36,2)	36,48	36,16	37,66	31,44	35,73	36,64	35,62	31,38	37,20
TiO ₂	4,23	2,82	4,54	3,40	3,00	3,50	2,70	3,00	1,79	4,96	3,60	4,90	5,95	5,30	4,30
Al ₂ O ₃	18,34	20,58	14,31	19,57	20,13	20,41	16,60	19,05	18,68	14,97	19,23	16,65	13,93	14,20	13,92
Fe ₂ O ₃	—	1,99	6,48	2,14	3,19	2,39	4,54	4,41	5,51	1,85	5,35	1,51	3,52	6,73	9,59
FeO	15,78	12,87	12,88	22,68	17,16	20,29	16,71	16,01	16,43	16,61	7,04	14,40	15,50	18,44	6,11
MnO	0,18	0,15	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,53
MgO	13,57	14,08	12,93	6,24	7,56	5,46	9,37	8,14	7,99	16,16	17,62	13,38	12,72	10,85	15,58
CaO	0,90	0,80	1,04	0,12	1,44	1,00	2,01	1,58	1,00	3,22	0,42	0,66	1,98	1,34	0,06
Na ₂ O	0,67	0,22	0,43	0,60	—	—	0,30	—	0,44	0,2)	0,40	0,33	0,41	0,43	0,93
K ₂ O	7,44	7,27	8,00	6,85	7,58	7,58	7,50	7,88	7,82	2,58	8,85	7,40	6,72	8,23	7,94
H ₂ O ⁺	2,69	3,33	3,20	4,04	3,48	2,52	2,94	2,92	—	7,76	1,82	3,40	3,16	2,73	2,30
F	0,49	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,09
Стандартная железистость	39,6	34,0	35,9	67,4	56,1	67,6	50,0	52,6	53,6	36,6	18,4	37,6	40,6	48,9	18,0
Общая железистость (f ^{''})	39,5	36,8	44,9	69,0	59,8	69,8	55,5	58,2	60,5	39,0	27,2	39,8	45,3	56,0	34,6
$\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si} \cdot 100\%$	27,0	23,9	19,3	26,7	27,0	27,5	22,4	23,7	24,7	19,8	24,2	21,8	18,8	19,8	18,4
Ng ≈ Nm	1,639	1,640	1,650	1,659	1,658	1,678	1,660	1,662	1,648	1,645	1,640	1,645	1,650	1,656	—
$\frac{Na+K}{Al} \cdot 100\%$	51,6	40,7	66,9	38,1	41,3	41,2	52,9	48	48,8	21	52,7	52,4	57,6	68,2	72,6

Кристаллохимические формулы

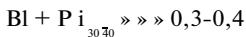
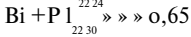
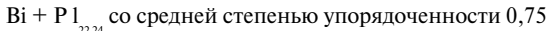
- 1 — $(K_{0,74}Na_{0,09}Ca_{0,07})_{0,90}(Mg_{1,52}Fe_{0,89}^{2+}Mn_{0,01}Ti_{0,24}Al_{0,34})_{3,00}(Si_{2,73}Al_{1,27})_{4,00}O_{10}(O_{0,52}OH_{1,36}F_{0,12})_{2,00}$.
- 2 — $(K_{0,69}Na_{0,03}Ca_{0,07})_{0,79}(Mg_{1,52}Fe_{0,79}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Mn_{0,01}Ti_{0,15}Al_{0,37})_{3,00}(Si_{2,60}Al_{1,40})_{4,00}O_{10}(O_{0,29}OH_{1,60}F_{0,11})_{2,00}$.
- 3 — $(K_{0,80}Na_{0,07}(H_2O)_{0,05}Ca_{0,08})_{1,00}(Mg_{1,49}Fe_{0,83}^{2+}Fe_{0,33}^{3+}Mn_{0,01}Ti_{0,26}Al_{0,03})_{3,00}(Si_{2,73}Al_{1,27})_{4,00}O_{10}(O_{0,74}OH_{1,26})_{2,00}$.
- 4 — $(K_{0,60}Na_{0,09}(H_2O)_{0,21}Ca_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,72}Fe_{1,49}^{2+}Fe_{0,12}^{3+}Ti_{0,22}Al_{0,45})_{3,00}(Si_{2,64}Al_{1,36})_{4,00}O_{10}(O_{0,56}OH_{1,44})_{2,00}$.
- 5 — $(K_{0,76}(H_2O)_{0,12}Ca_{0,12})_{1,00}(Mg_{0,88}Fe_{1,12}^{2+}Fe_{0,19}^{3+}Ti_{0,18}Al_{0,63})_{3,00}(Si_{2,79}Al_{1,21})_{4,00}O_{10}(O_{1,09}OH_{0,91})_{2,00}$.
- 6 — $(K_{0,77}(H_2O)_{0,15}Ca_{0,08})_{1,00}(Mg_{0,63}Fe_{1,34}^{2+}Fe_{0,14}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,69})_{3,00}(Si_{2,82}Al_{1,18})_{4,00}O_{10}(O_{0,09}OH_{0,91})_{2,00}$.
- 7 — $(K_{0,76}Na_{0,05}(H_2O)_{0,01}Ca_{0,17})_{1,00}(Mg_{1,10}Fe_{1,09}^{2+}Fe_{0,26}^{3+}Ti_{0,16}Al_{0,39})_{3,00}(Si_{2,86}Al_{1,14})_{4,00}O_{10}(O_{0,92}OH_{1,01})_{2,00}$.
- 8 — $(K_{0,84}(H_2O)_{0,02}Ca_{0,14})_{1,00}(Mg_{0,94}Fe_{1,04}^{2+}Fe_{0,26}^{3+}Ti_{0,18}Al_{0,58})_{3,00}(Si_{2,83}Al_{1,17})_{4,00}O_{10}(O_{1,17}OH_{0,83})_{2,00}$.
- 9 — $(K_{0,77}Na_{0,06}Ca_{0,08})_{0,91}(Mg_{0,91}Fe_{1,06}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Ti_{0,11}Al_{0,61})_{3,00}(Si_{2,91}Al_{1,09})_{4,00}O_{10}(O_{1,04}OH_{0,96})_{2,00}$.
- 10 — $(K_{0,25}Na_{0,03}(H_2O)_{0,46}Ca_{0,26})_{1,00}(Mg_{1,83}Fe_{1,96}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Ti_{0,01})_{3,00}(Si_{2,40}Al_{1,33}Ti_{0,27})_{4,00}O_{10}(O_{0,05}OH_{1,95})_{2,00}$.
- 11 — $(K_{0,82}Na_{0,05}Ca_{0,03})_{0,90}(Mg_{1,88}Fe_{0,44}^{2+}Fe_{0,23}^{3+}Ti_{0,19}Al_{0,23})_{3,00}(Si_{2,55}Al_{1,45})_{4,00}O_{10}(O_{0,35}OH_{1,65})_{2,00}$.
- 12 — $(K_{0,73}Na_{0,04}(H_2O)_{0,10}Ca_{0,05})_{0,92}(Mg_{1,51}Fe_{0,91}^{2+}Fe_{0,03}^{3+}Ti_{0,27}Al_{0,23})_{3,00}(Si_{2,76}Al_{1,24})_{4,00}O_{10}(O_{0,53}OH_{1,42})_{2,00}$.
- 13 — $(K_{0,66}Na_{0,06}(H_2O)_{0,12}Ca_{0,16})_{1,00}(Mg_{1,45}Fe_{1,09}^{2+}Fe_{0,22}^{3+}Ti_{0,33})_{3,00}(Si_{2,73}Al_{1,25}Ti_{0,02})_{4,00}O_{10}(O_{0,75}OH_{1,25})_{2,00}$.
- 14 — $(K_{0,84}Na_{0,06}Ca_{0,010})_{1,00}(Mg_{1,23}Fe_{1,22}^{2+}Fe_{0,39}^{3+}Ti_{0,11})_{3,00}(Si_{2,46}Al_{1,32}Ti_{0,22})_{4,00}O_{10}(O_{0,41}OH_{1,59})_{2,00}$.
- 15 — $(K_{0,76}Na_{0,14}Ca_{0,01})_{0,91}(Mg_{1,75}Fe_{0,39}^{2+}Fe_{0,51}^{3+}Al_{0,04}Ti_{0,25}Mn_{0,03})_{3,00}(Si_{2,81}Al_{1,29})_{4,00}O_{10}(O_{0,80}OH_{0,72}F_{0,48})_{2,00}$.

Примечание. 1—обр. 5070/2. биотит из центральной части пегматитовой жилы (р. Кагнисин); 2 - обр. 5070/Г, биотит из оторочки той же пегматитовой жилы; 3—обр. 936/10, биотит из пегматитовой жилы в кварцевых диоритах I фазы (массив у ручья Кагнисин); 4— обр. 3. биотит И5 жилы лейкократового гранита, (массив у ручья Кагнисин); 5—9 —обр. 335-15, 422/3, 423, 446, I-550-B, биотиты из гранитов II фазы (массив у р. Хейван, материалы М. М. Лебедева и Я. В. Илечко, КГУ, 1962 г.); 10 — обр. 3093-2-II, биотит из габбро, массив у р. Евсейчихи; 11—обр. 3901, биотит из биотит-ортоклазового метасоматита, перевал Кирганикский; 12 — обр. 3141, биотит из габбро-диоритов I фазы, массив у р. Кенсол; 13— обр. 3735, биотит из гранодиоритов II фазы, массив у р. Кенсол; 14 — обр. 1317/I. биотит из порфировидного гранита, массив у р. Касанга; 15 — обр. 548, биотит из экструзии липаритов, р. Паратунка, материалы М. А. Фаворской, 1963 г. 1—4, 10—14 — анализы выполнены в лаборатории ИВ СО АН СССР, аналитики И. М. Бндер, Т. В. Долгова, 1963-1965 гг.; 15 — анализ выполнен в Лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Т. Митюшина.

и только при значительном увеличении щелочности титан изоморфно замещает кремний в четверной координации.

Д. П. Сердюченко (1948) также приходит к выводу о том, что при низких температурах в кислой среде титан в слюдах стоит гораздо ближе к магнию и алюминию, чем к кремнию, и степень изоморфного замещения кремния титаном увеличивается с повышением температуры и щелочности среды.

Об изменении температурных условий кристаллизации биотитов рассматриваемых формаций магматических пород можно судить по следующим косвенным данным. В ряду гранитоидных формаций габбро-плагиограниты габбро-гранодиориты гранодиорит-порфиры — дациты степень гипабиссальности увеличивается. Для того же ряда наиболее распространенными парагенетическими ассоциациями биотита с плагиоклазом являются следующие:



Таким образом, при переходе от формации габбро-плагиогранитов к формации гранодиорит-порфиров— дацитов кристаллизация биотитов происходит в условиях все большей гипабиссальности, одновременно с плагиоклазами все большей основности, оптика которых приближается

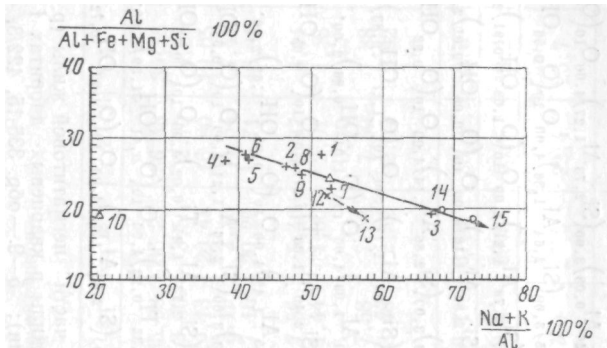


Рис. 44. Относительная щелочность биотитов из плутонических образований различных магматических формаций Центральной Камчатки. Условные обозначения те же, что на рис. 43

к высокотемпературной. На этом основании, вероятно, можно сделать вывод, и о температурных условиях кристаллизации рассматриваемых биотитов. Наиболее высокотемпературными, по всей вероятности, являются биотиты формации гранодиорит-порфиров — дацитов, тем более, что часть их встречается в виде вкрапленников интрателлурического происхождения.

Чтобы нагляднее представить зависимость глиноземистости биотитов от их щелочности, была построена диаграмма (рис. 44). На ней очень четко видно, как при переходе от более древних формаций к более молодым уменьшение глиноземистости биотитов сопровождается увеличением их щелочности. Резко повышенную щелочность имеет биотит из пегматита, связанного с I фазой формации габбро-плагиогранитов (анализ 3).

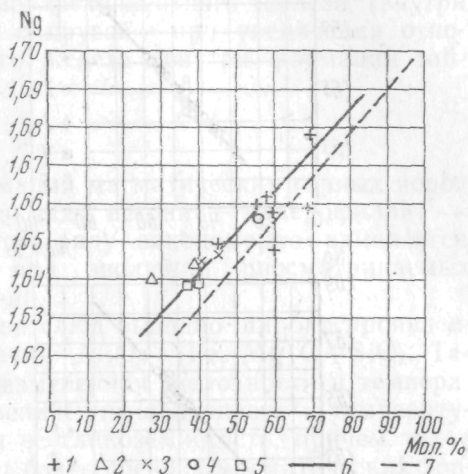
В стороне располагается также фигуративная точка анализа гидробиотита из габбро формации габбро-сиенитов — трахиандезитов (анализ 10), в котором щелочи замещены ионом оксония (H_3O^+).

Таким образом, для слюд рассматриваемых формаций при изоморфизме $Al_2O_3 (Mg, Fe)O + SiO_2$ в ряду (истонит + сидерофиллит) (флогопит + аннит) сказывается влияние обоих факторов — температуры и щелочности.

Одной из важнейших величин, характеризующих железисто-магнезиальные минералы, служит коэффициент железистости. Расчеты его по данным химических анализов слюд и сравнение с данными, полученными по показателям преломления, при использовании графика В. С. Соболева (1950) для гранитоидов показали неприменимость этого графика для слюд из гранитоидов Центральной Камчатки. Все они по сравнению с данными В. С. Соболева отличаются меньшей железистостью при одинаковых показателях преломления. Поэтому на основании пересчетов

Рис. 45. Зависимость показателей преломления биотитов от их общей железистости для плутонических образований различных магматических формаций Центральной Камчатки.

1—5 — биотиты: 1 — из габбро-плагиогранитов, 2 — из габбро-сиенитов — трахнандезитов, 3 — из габбро-гранодиоритов, 4 — из гранодиорит-порфиров — дацитов, 5 — из пегматитов габбро-плагиогранитов; 6 — кривая для определения железистости слюд в гранитоидах; 7 — то же, по В. С. Соболеву (1950)



химических анализов биотитов и определений их показателей преломления был построен экспериментальный график $Ng - f''$, который и использовался в дальнейшем (рис. 45).

Отличие полученного графика от графика В. С. Соболева может быть вызвано, на наш взгляд, гипабиссальными условиями становления плутонических образований данного формационного ряда и может указывать на иную степень упорядоченности изученных биотитов по сравнению с теми, которые были использованы В. С. Соболевым. Подобные отклонения устанавливаются и для биотитов гипабиссальных интрузий других регионов (в частности, Урала и Приморья).

В. С. Соболевым было показано, что при одинаковой железистости показатель преломления биотитов зависит от содержания в них летучих, особенно фтора (при увеличении содержания летучих показатель преломления снижается, поэтому биотиты из пегматитов при той же железистости характеризуются меньшими показателями преломления, чем биотиты из гранитов).

Исходя из этих предпосылок, можно предположить, что полученный нами график отвечает биотитам, содержащим меньше летучих, чем биотиты, использованные В. С. Соболевым.

Последнее обстоятельство находится в соответствии с гипабиссальными условиями становления интрузий, когда кристаллизация магм происходит в условиях систем, приближающихся к открытым.

На графике (рис. 46) сведены данные о железистости биотитов из различных магматических формаций Центральной Камчатки. Железистость биотитов в породах всех формаций лежит в пределах 40—60%, хотя внутри этого интервала распределение точек, характеризующих железистость биотитов из разных формаций, не одинаково. Единый интервал, очевидно, отражает единство всего формационного ряда. В то же время при переходе от более древних формаций к более молодым рой точек постепенно смещаются в сторону увеличения общей железистости.

Рассматривая приведенные графики, можно сделать еще несколько частных выводов. Например, в формации габбро-гранодиоритов биотиты I фазы более магнезиальные, чем биотиты из пород II фазы. Для формации габбро-плагиигранитов наиболее магнезиальны биотиты пегматитов.

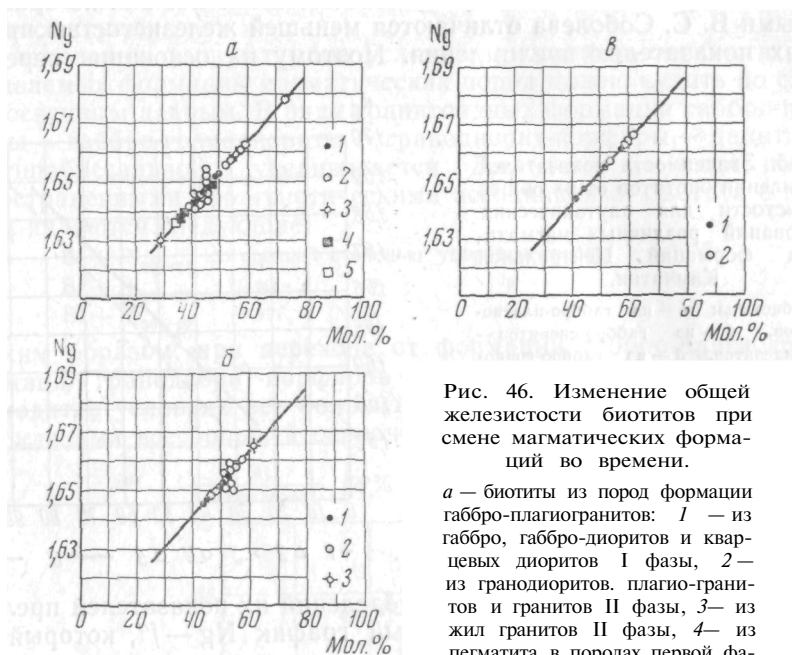
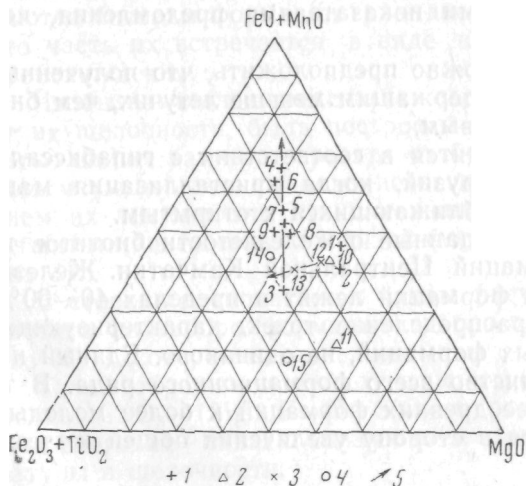


Рис. 46. Изменение общей железистости биотитов при смене магматических формаций во времени.

а — биотиты из пород формации габбро-плагиигранитов: 1 — из габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов I фазы, 2 — из гранодиоритов, плагиигранитов и гранитов II фазы, 3 — из жил гранитов II фазы, 4 — из пегматита в породах первой фазы, 5 — из пегматитов в породах II фазы; *б* — биотиты из пород формации габбро-гранодиоритов: 1 — из габбро, габбро-диоритов I фазы, 2 — из гранодиоритов и гранитов II фазы, 3 — из жил гранитов; *в* — биотиты из пород формации субвулканических гранодиорит-порфиров — дацитов: 1 — из гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров, 2 — из порфировидных гранитов

Следует также обсудить вопрос о том, за счет каких компонентов (Fe , Fe^{3+} и Mg) происходит изменение железистости в биотитах из разных формаций. На диаграмме (рис. 47), предложенной Е. В. Гейнрихом (Heinrich, 1946), отчетливо видно, что для формации габбро-плагиигранитов характерно обогащение биотита двухвалентным железом, а биотиты формации габбро-гранодиоритов от более ранних (в I фазе) к более поздним (во II фазе) обогащаются трехвалентным железом. Биотит на экструзии липаритов формации гранодио-



риформации габбро-гранодиоритов от более ранних (в I фазе) к более поздним (во II фазе) обогащаются трехвалентным железом. Биотит на экструзии липаритов формации гранодио-

Рис. 47. Зависимость MgO ($FeO + MnO$) — $(Fe_2O_3 + TiO_2)$ в биотитах из пород различных магматических формаций Центральной Камчатки. 1—4 — то же, что на рис. 43; S — направление увеличения общей железистости биотитов

рит-порфиров — дацитов (анализ 15) отличается резким преобладанием окисного железа над закисным; по-видимому, здесь сказывается приповерхностный характер формирования этого тела. Биотиты формации габбро-сиенитов — трахиандезитов магнезиальны, причем в биотите из метасоматитов окисного железа больше, чем в биотите из габбро.

Анализируя диаграмму на рис. 46, можно говорить о двух различных путях возрастания общей железистости слюд: с одной стороны, при увеличении относительного количества трехвалентного железа (внутри формации габбро-гранодиоритов), а с другой — при увеличении относительного количества двухвалентного железа (внутри формации габбро-плагиогранитов).

ВЫВОДЫ

1. Биотиты рассматриваемых формаций магматических горных пород относятся к промежуточному типу в ряду истонит — сидерофиллит флогопит — аннит. Состав их в этом ряду закономерно изменяется в направлении флогопит-аннитов при эволюции рассматриваемых магматических образований во времени.

2. Закономерное изменение состава слюд вызвано широко проявленным процессом изоморфного замещения: $Al_2O_3 (Fe, Mg)O + SiO_2$. Такое замещение находится в связи с изменением щелочности и температуры образования минерала. При увеличении щелочности и температуры образования слюды уменьшается ее глиноземистость, причем такое изменение происходит закономерно от более древних магматических формаций к более молодым. Можно наметить следующие пределы изменения коэффициента относительной щелочности $(Na+K / Al \cdot 100\%)$ биотитов для формаций:

габбро-плагиогранитов И габбро-сиенитов —	
трахиандезитов	38—53
габбро-гранодиоритов	52—58
гранодиорит-порфиров — дацитов	67—73

3. При уменьшении глиноземистости изученных слюд происходит возрастание их титанистости. В ряде случаев титан появляется и в четверной координации, т. е. происходит замещение кремния титаном.

4. Железистость изученных слюд колеблется от 40 до 60%. В рассматриваемом формационном ряду происходит закономерное возрастание железистости биотитов при переходе от более древних магматических образований к более молодым.

5. Построенный по нашим материалам график, отражающий зависимость общей железистости минерала от показателя преломления, отличается от предложенного В. С. Соболевым. При одном и том же показателе преломления биотиты из пород изученных магматических формаций имеют меньшую железистость. Возможно, это связано с гипабиссальными условиями становления плутонических образований данного формационного ряда.