

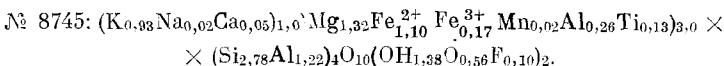
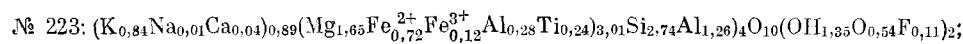
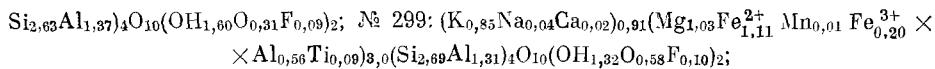
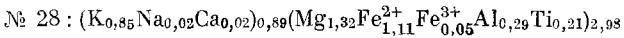
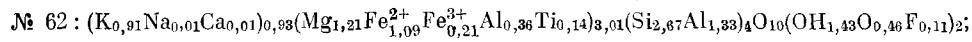
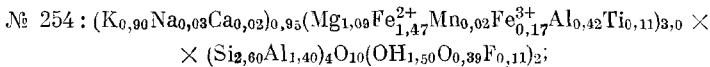
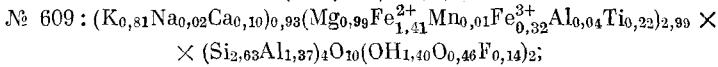
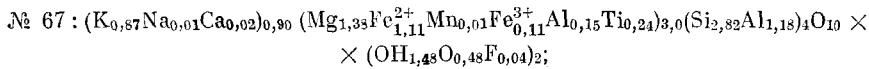
Б. С. СИТДИКОВ, В. И. ФИЛИППОВСКИЙ

**БИОТИТЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ДОРИФЕЙСКОГО
ФУНДАМЕНТА ТАТАРСКОГО СВОДА**

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 14 IX 1971)

В кристаллических породах фундамента встречаются биотиты различного химического состава и происхождения, однако с достаточной полнотой исследовано лишь несколько проб⁽⁴⁾, исключая чисто микроскопические описания в прозрачных шлифах^(1, 5, 7) и др.).

В табл. 1 и 2 приведены парагенетические и химические характеристики изученных биотитов, а также некоторые коэффициенты и оптические константы. Кристаллохимические формулы, рассчитанные по катионному методу, приводятся ниже (по 8 скважинам):



По компонентному составу большая часть биотитов относится к аннит-сидерофиллитам (см. рис. 1). В правой стороне диаграммы обособляются

биотиты высокоглиноземистых пород, в левой — биотиты гранито-гнейсов, метадиоритов и широксенодержащих пород. Под микроскопом первые выделяются своей ярко-коричневато-красной (рыжей) окраской по N_m , вто-

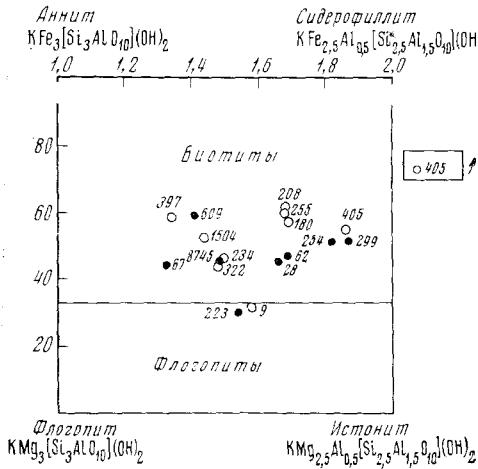


Рис. 1. Составы слюд серии флогопита — биотита по⁽³⁾ из пород фундамента Татарского свода. I — здесь и на рис. 2—4 — данные⁽⁴⁾

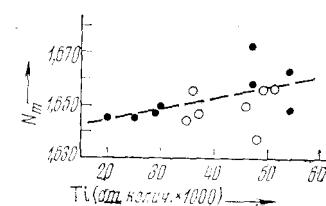


Рис. 2. Зависимость N_m биотитов от содержания титана

Таблица 1

Минеральные парагенезисы биотитсодержащих пород Татарии

Разведочная площадь	№	Порода	Парагенезис	Аксессорные	Взаимоотношения биотита с другими минералами
Северный купол	67	Двупироксеновый плагиогнейс	Пл ₃₂₋₃₈ + Ги ± + Би + Кв + Ди + + Рог	Ап + Пир	Самостоятельные выделения
Степноозерская	609	Метадиорито-гнейс	Пл ₃₂ + Кв + Рог + + Би + Гр	Цир + Ап + + Маг	Участками замещается зеленым хлоритом
Ямашинская	254	Гранато-биотитовый гнейс	Пл ₂ + Би + Кв ± ± Ми + Гр + Му	Пир 2% + + Цир + + иксенотит	Самостоятельные выделения изредка в срастании с Му То же
Сулинская	62	То же, гранитизированный	Пл ₂₆ + Кв + Би + + Ми + Гр + Му	Цир + Маг + + Мон + Пир	Иногда включен в зерна Гр
Азово-Салаватская	28	То же	Пл ₂₄ + Кв + Би + + Ми + Гр	Цир + Мон	Иногда в сростках с Сил и Му
Уральминская	299	Окварцованный биотит-силиманитовый гнейс	Кв + Би + Сил + + Гр + Корд + Му + + Пл	Мон + Пир + + Цир	
Ново-Елховская	223	Гранато-гиперстеновый гнейс с прослойками гранато-силиманитового	Пл ₆ + Ги + Ди + + Кв + Би + Сил + + Шп (сапфирин)	Ап + Цир + + Маг	Самостоятельные выделения
Сарамоновская	8745	Диорит катаклизированный	Пл ₃₂ + Кв + Би	Цир + Ап	То же, часто замещаемые хлоритом

Приимечание. Пл — плагиоклаз, Кв — кварц, Би — биотит, Ди — диопсид, Рог — роговая обманка, Гр — гранат, Ми — микроклин, Му — мусковит, Ги — гиперстен, Сил — силиманит, Шп — шпинель, Корд — кордиерит, Ап — апатит, Пир — пирит, Цир — циркон, Маг — магнетит, Мон — монацит.

Таблица 2

Химический состав биотитов из фундамента Татарии (%)

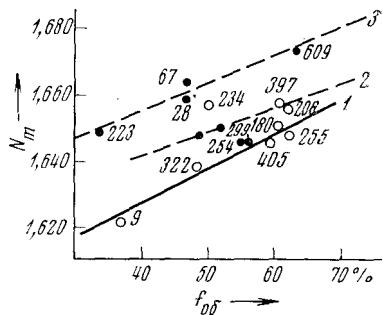
Компонент	Номера скважин							
	67	609	254	62	28	299	223	8745
SiO ₂	37,44	32,96	33,92	34,96	34,80	35,20	37,12	35,98
TiO ₂	4,30	3,73	2,03	2,36	3,73	1,62	4,30	2,30
Al ₂ O ₃	14,95	15,03	20,10	18,85	18,68	20,76	17,61	16,33
Fe ₂ O ₃	1,87	5,37	3,12	3,58	0,96	3,48	2,41	2,90
FeO	17,69	21,12	18,28	17,00	17,63	17,39	11,68	16,96
MnO	0,14	0,24	0,31	0,07	0,06	0,06	Не обн.	0,29
MgO	12,32	8,34	9,55	10,62	11,70	9,06	15,00	11,48
CaO	0,32	1,20	0,20	0,16	0,24	0,20	0,48	0,56
Na ₂ O	0,06	0,11	0,16	0,07	0,08	0,26	0,04	0,13
K ₂ O	9,04	7,95	9,15	9,33	8,88	8,75	8,94	9,40
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,16				Не обнаружено		
H ₂ O ⁺	2,19	3,76	2,98	2,39	2,91	3,52	3,00	3,34
F	0,20	0,58	0,47	0,47	0,38	0,40	0,48	0,40
Сумма	100,49	100,31	100,27	99,86	100,05	100,70	100,76	100,07
O=F ₂	0,08	0,24	0,16	0,49	0,16	0,16	0,18	0,16
Сумма	100,41	100,07	100,08	99,67	99,89	100,54	100,58	99,91
f _{об} , %	46,9	63,6	55,2	51,8	47,0	56,1	33,7	48,9
f, %	44,6	58,7	51,7	47,4	45,8	52,0	30,5	45,4
a, %	28,7	35,9	43,6	41,3	35,3	48,4	34,8	34,0
N _g ≈ N _m	1,663	1,672	1,645	1,649	1,658	1,545	1,648	1,647
N _p	1,587	1,604	1,580	1,584	1,590	1,587	1,584	1,582

Приимечание. Аналитик А. И. Гусева, Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии АН СССР; f_{об} = (FeO + 2Fe₂O₃)/(FeO + 2Fe₂O₃ + MgO); f = FeO/(FeO + MgO); a = (Fe₂O₃ + Al₂O₃)/(FeO + MgO + MnO); N_g ≈ N_m определялось в тонких спайных листочках в обычном иммерсионном препарате, N_p — на приборе ПИМ-1 методом В. Г. Фекличева. Точность определений ±0,004.

рые обнаруживают большее разнообразие в цветах: коричневые со слабыми красноватыми и зеленоватыми оттенками в пироксен- и амфиболсодержащих породах и темно-бурые до буровато-зеленых в гранитоидах.

Выводы об условиях образования биотитов Татарского свода⁽⁴⁾ были сделаны на основании коэффициента a по⁽¹⁰⁾. По a изученные

Рис. 3. Соотношение общей железистости и показателей преломления изученных биотитов. 1 — для гранулитовой фации по⁽⁴⁾, по нашим данным она соответствует соотношению $N_m - f_{ob}$ для биотитов высокоглиноземистых пород амфиболитовой фации; 2 — для биотитов из гранитоидов; 3 — для пород среднего состава, содержащих пироксены и амфиболов. N_m биотита № 208 переопределен по обраzu из скв. № 208 нашей коллекции



нами биотиты №№ 67; 609; 223; 28 и 8745 можно считать возникшими в условиях гранулитовой фации, а 299; 62 и 254 — в условиях амфиболитовой, что, за исключением № 8745, согласуется с парагенетическими наблюдениями. Однако есть мнение⁽⁹⁾, что рекомендации⁽¹⁰⁾ недостаточно обоснованы, поэтому ниже рассмотрены также кристаллохимические особенности биотитов, которые обычно связываются со степенью метаморфизма (Al^{IV} , Al^{VI} , Al_2 , Ti).

По возрастающей роли алюминия в тетраэдрических позициях наши биотиты располагаются в следующей последовательности: 67; 8745; 223; 299; 62; 28; 609; 254 и в глиноземистом ряду — 223; 299; 62; 28; 254. Скв. №№ 223, 67 вскрыли парагенезисы гранулитовой фации (табл. 1), но степень замещения Si на Al^{IV} в биотитах из этих парагенезисов сравнительно низкая и, следовательно, не отражает степени метаморфизма.

По возрастанию количества алюминия в октаэдрических позициях исследованные биотиты располагаются в порядке: 609; 67; 8745; 223; 28; 62; 254; 299, а биотиты глиноземистых пород — 223; 28; 62; 254; 299, что более соответствует парагенетическим наблюдениям и подтверждает гипотезу об увеличении количества Al^{VI} в биотитах с падением температуры^(2, 8, 11) и др.).

Таблица 3

Химический состав некоторых биотитсодержащих пород, охарактеризованных в табл. 1 (в вес. %)

Компонент	Номера скважин			Компонент	Номера скважин		
	254	609	67		254	609	67
SiO_2	63,04	62,80	50,83	P_2O_5	0,05	0,08	0,05
TiO_2	0,48	0,79	1,24	H_2O^-	0,08	0,01	0,11
Al_2O_3	16,46	15,96	16,87	П.п.п.	1,51	0,89	Не обн.
Fe_2O_3	2,49	1,00	2,66	Сумма	99,94	99,53	99,04
FeO	4,70	5,76	8,62	f_{ob} , %	75,19	70,23	51,68
MnO	0,68	0,08	0,15	f , %	67,00	67,22	45,45
MgO	1,29	1,56	5,82	a , %	197,92	135,83	68,80
CaO	2,31	5,20	8,53	Ti (ат. колич. $\times 1000$)	6	10	15
Na_2O	3,50	1,52	3,42				
K_2O	3,43	3,89	0,85				

Примечание. Аналитики — А. Юсупова и Л. Жилкина (Институт геологии Башкирского филиала АН СССР).

Отчетливая связь суммарного алюминия в биотите с исходным составом породы выявляется уже при рассмотрении рис. 1.

На рис. 2 показано, что содержание Ti изменяется от 20 до 55, причем биотиты отчетливо разделяются на две группы: содержание 20–37 и 45–55 Ti. В последней группе располагаются биотиты лишь гранулитовых парагенезисов. Заметно также общее увеличение показателя преломления биотитов с увеличением титана, что согласуется с данными (6).

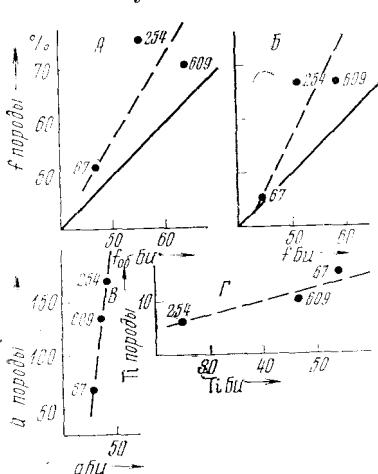


Рис. 4. Соотношения $f_{\text{об}}$, f , a , Ti в породах и биотитах из этих пород (Ti — ат. колич. $\times 1000$)

В табл. 3 приведены результаты химических анализов и коэффициенты — a , $f_{\text{об}}$, f , Ti трех образцов пород, из которых изучены биотиты. На рис. 4 B , G отчетливо видно возрастание a и количества Ti в биотитах с увеличением этих же показателей для пород. Однако обогащение биотита алюминием происходит гораздо медленнее, чем породы, тогда как содержание Ti в биотите увеличивается значительно быстрее, чем в породе. Первое обстоятельство, очевидно, связано с наличием других минералов в породе, в которые Al входит предпочтительнее, тогда как почти весь Ti породы входит в решетку биотита. Менее четкую связь обнаруживают железистости биотитов и пород (рис. 4 A , B).

Таким образом, кристаллохимические особенности отдельных биотитов не могут служить критерием при установлении степени метаморфизма, так как они в значительной мере зависят от химических потенциалов элементов вмещающей породы, являющихся функциями не только физических параметров, но и концентраций.

Казанский государственный университет
им. В. И. Ульянова-Ленина

Поступило
2 IX 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ С. В. Богданова, Т. А. Лапинская, ДАН, 194, № 5 (1970). ² Д. А. Великославинский, Сборн. Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, «Наука», 1965. ³ У. А. Дири, Р. А. Хауди, Дж. Зусман, Породообразующие минералы, З, 1966. ⁴ Н. К. Дмитриенко, ДАН, 178, № 6 (1968). ⁵ Т. А. Лапинская, Е. Г. Журавлев, Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газопефтеносной провинции и ее геологическое значение, 1967. ⁶ Б. Г. Лутц, Петрология гранулитовой фации Анабарского массива, «Наука», 1964. ⁷ Б. С. Сидиков, Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР, 1968. ⁸ В. С. Соболев, Введение в минералогию силикатов, Львов, 1949. ⁹ Е. Н. Ушакова, В кн. Фации метаморфизма, 1970. ¹⁰ И. Б. Щербаков, Укр. геол. журн., 25, в. 1 (1965). ¹¹ А. Е. И. Engel, C. G. Engel, Geol. Soc. Am. Bull., 69, № 11 (1958). ¹² А. Miyashiro, J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser. II, 11 (1958).