МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 509

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Г. В. Поляков*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1981

УДК 552.3

Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1981.

На основе новых материалов рассмотрены вопросы геологии, состава, происхождения и рудоносности конкретных магматических формаций ряда складчатых регионов Сибири. Выделены различные по составу типы ультрабазит-базитовых формаций Юго-Западного Забайкалья с разной рудной специализацией. Установлены новые геологические и вещественные особенности разнотипных гранитоидов Восточной Тувы и уточнены их возрастные отношения. С использованием комплекса методов, включая палеонтологический, впервые надежно датированы девонские вулканические толщи и интрузии Агульского прогиба в Восточном Саяне. Две разные по геолого-петрографическим особенностям и металлогении группы выделены среди девонских щелочносиенитовых интрузивов Сыдо-Ербинской впадины (Минусинский прогиб). На примере вулканических комплексов Восточного Казахстана доказывается участие процессов магматического замещения в образовании глубинных щелочносалических магм. Все статьи сборника сопровождаются обширными аналитическими данными.

Книга адресована лицам, интересующимся проблемами региональной геологии и магматизма складчатых областей, формационного анализа и петрологии магматических пород.

М $\frac{20805 - 871}{055(02) - 81}$ 209.81.1904020000.

© Издательство «Наука», 1981.

Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, П. А. Балыкин,
А. П. Кривенко, Т. Е. Петрова

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ФОРМАЦИОННЫХ ТИПАХ ГАББРОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Каледониды Юго-Западного Забайкалья, охватывающие восточную часть Саяно-Байкальской и Хамсара-Джидино-Витимской каледонских складчатых зон [Гордиенко и др., 1978], увязываются в рамках этих структур с соседней областью салаирид Восточного Саяна и обнаруживают элементы сходства с этой областью в геологическом строении и магматизме. Общность проявляется, в частности, в составе раннеорогенных габброидных и следующих за ними синиверсионных гранитоидных комплексов, широко распространенных в этих районах. Опыт изучения ультрабазит-базитовых и базитовых плутонических формаций Алтае-Саянской области и полученные новые данные о составе габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья позволили авторам уточнить формационную принадлежность этих комплексов и сопоставить их с известными формационными типами базитовых интрузий Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей.

Палеозойские базитовые интрузии Юго-Западного Забайкалья описываются в составе разнообразных габброидных комплексов: атарханского (хаильского), моностойского, бирамьинского, икатского и др.— и обычно объединяются в единую габброидную [Прудовский и др., 1972; Гордиенко и др., 1978] или габбро-анортозитовую [Грудинин и др., 1974; Грудинин, 1979] формацию. Сюда же в последнее время стали относить малые догранитные габбровые тела, включавшиеся раньше в состав сложных гранитоидных комплексов (баргузинского и джидинского) в качестве производных ранних фаз их становления [Прудовский и др., 1972]. Вместе с тем выявляются резкие, радикальные различия в составах ряда габброидных комплексов и массивов, указывающие на их принадлежность к разным типам базитовых ассоциаций.

Анализируя ранее известные и вновь полученные данные о петрографическом, минеральном и химическом составе габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья*, мы пришли к выводу, что они распадаются, как и базитовые ассоциации других районов Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей, на две резко различные по составу группы: 1) существенно базитовые ассоциации щелочноземельного ряда, повышенной магнезиальности, низкой щелочности и титанистости и 2) базитовые ассоциации, характеризующиеся сравнительно с предыдущими в целом несколько меньшими общей меланократовостью и магнезиальностью, но относительно более высокими щелочностью и титанистостью. Кроме того, выделяются массивы перидотит-пироксенит-габбро-норитового состава, заметно отличающиеся по петрографическим, минеральным и петрохимическим особенностям от массивов названных выше групп.

Представителем первой группы ассоциаций является Шильдырхейский габбро-троктолитовый массив, неправильно, на наш взгляд, объеди-

* В статье рассматриваются комплексы дифференцированных, с элементами расслоенности, базитовых и ультрабазит-базитовых массивов, в число которых не входят субвулканические габбро-диорит-диабазовые ассоциации.

нявшийся прежде с габброидами повышенной щелочности в моностойский комплекс. Этот массив находится в восточной части хр. Хамар-Дабан (восточные отроги) среди карбонатных отложений нижнего кембрия или верхнего протерозоя. По данным Э. Л. Прудовского и М. И. Грудинина [Грудинин, 1979], это эллипсоидальный в плане интрузив площадью около 20 кв. км, обрезанный на востоке дизъюнктивным нарушением, с чем связана асимметричность массива.

Массив характеризуется четко выраженным расслоенным внутренним строением. Директивные планпараллельные текстуры (трахитоидность и полосчатость) имеют почти повсеместно восток-юго-восточные падения. В восточной части массива намечаются легкое выполаживание и признаки замыкания элементов внутренней структуры массива, что может свидетельствовать о близости структурного его центра, срезанного, судя по всему, разломом, ограничивающим массив на востоке. Таким образом, в современном виде это, по всей вероятности, лишь часть нарушенного тектоническими разрывами расслоенного интрузива первоначально воронко-либо пластинообразной формы.

По нашим данным, в разрезе этой части массива, пройденном от северо-западного контакта в юго-восточном направлении вкрест простирания магматической расслоенности и других элементов протоструктур, преобладают оливиновые габбро и троктолиты, варьирующие по меланократовости в широком диапазоне: от оливиновых лейкогаббро до меланократовых габбро и меланотроктолитов. Безоливиновые габбро играют в общем подчиненную роль. В отдельных относительно маломощных горизонтах и линзах встречаются анортозиты и плагиоперидотиты. Оливиновые габбро и троктолиты высокой основности особенно резко доминируют в западной (нижней) части разреза. Непосредственно в северо-западном контакте массива находится зона реакционных пород: пироксенитов и весьма неустойчивых по составу габброидов, часто амфиболизированных. В средней части разреза заметно возрастает количество безоливиновых и с малыми содержаниями оливина габброидов относительно меньшей основности. Наконец, в восточной обрывающейся дизъюнктивом части массива снова главенствующее значение приобретают высокоосновные оливиновые габбро и троктолиты, причем без каких-либо признаков приконтактовых изменений, что согласуется с тектоническим характером юго-восточного контакта. Количественный минеральный состав различных пород массива иллюстрируется табл. 1 и гистограммами распределения содержаний породообразующих минералов (рис. 1).

Состав породообразующих минералов меняется в разрезе закономерно и согласованно, отражая явления скрытой расслоенности в массиве. Плагиоклазы характеризуются в целом высокой основностью, отвечающей лабрадор-битовнитам. Наиболее распространены плагиоклазы An_{65-75}, плагиоклазы меньшей или более высокой основности встречаются реже (см. рис. 1). Относительно высокой основностью (обычно An_{65} и выше) обладают плагиоклазы господствующих в массиве оливиновых габбро и троктолитов. В безоливиновых и с низкими содержаниями оливина габброидах средней части разреза плагиоклазы в целом менее основные (чаще всего An_{50-65}). В соответствии с общей основностью пород и составом плагиоклаза меняется железистость темноцветных минералов. Состав оливинов варьирует от 19—20% Фа в плагиоперидотитах и троктолитах с плагиоклазом An_{70-75} до 30—32% Фа в оливинсодержащих габброидах с плагиоклазом An_{60-65}.

По химическому составу породы изученной части разреза Шильдырхейского массива отвечают в общем лейкобазитовым ассоциациям повышенной магнезиальности, низкой общей щелочности и крайне низкой титанистости. Особенно обращают на себя внимание высокая магнезиальность пород и крайне низкие содержания титана и фосфора (табл. 2, рис. 2). По этим и другим петрохимическим показателям Шильдырхей-

Таблица 1

Количественный минеральный состав пород Шильдырхейского массива

№п/п	№ пробы	Пл	Ол	МП	Ам	Би	Руд	% Ан	% Фа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	6390	0,1	99,9	Нет	Нет	Нет	Нет	75,5	
2	6399	31,5	68,4	0,1	»	»	»	70,0	20,0
3	6388	42,0	53,0	5,0	»	»	»	76,0	
4	П3107	54.0	46,0	Нет	»	»	»	71,0	24,0
5	6395	53,5	35,5	11,0	»	»	»	75,5	
6	6387	67,0	32,5	0,5	»	»	»	77,0	
7	П3093	52,5	23,0	24,0	»	»	0,5	68,0	
8	П3114	85,0	15,0	0,0	»	»	Нет	74,5	
9	П3104	73,0	26,9	0,1	»	»	»	66,5	
10	П3101а	75,5	24,0	0,5	»	»	»	73,0	
11	П3106	90,0	9,0	1,0	»	»	»	71,5	
12	6411	70,0	29,0	1,0	»	»	»	77,5	
13	П3108	71,5	17,0	11,5	»	»	»	77,0	
14	6409	83,0	8,5	8,5	»	»	»	75,0	
15	П3102	55,0	32,5	12,5	»	»	»	71,0	
16	П3109	70,0	Нет	30,0	»	»	»	72,0	
17	П3083а	61,0	35,4	3.5	»	»	0,1	64,0	26,0
18	6427	73,0	27,0	0,0	»	»	Нет	75,5	19,0
19	6410	83,5	15,5	1,0	»	»	»	77,0	22,0
20	П3091	63,5	14,5	22,0	»	»	»	67,5	
21	6419	84,0	16,0	0,0	»	»	»	78,0	
22	П3098	81,0	15,0	4,0	»	»	»		
23	6384	88,4	8,5	3,1	»	»	»	75,5	
24	6404	58,0	10,0	32.0	»	»	»	73,0	
25	6439	73,0	10,0	16,0	0,2	0,7	0,1	71,0	26,0
26	П3092	72,0	9,5	18,5	Нет	Нет	Нет	68,0	
27	П3112	63,0	6,5	30,5	»	»	»		
28	П3100	70,0	10,5	19,5	»	»	»	67,0	
29	П3111	38,0	7,0	55.0	»	»	»	73,0	
30	6437	75,0	5,0	19.9	»	0,1	0,0	70,0	
31	П3086	66,0	8,0	26.0	»	Нет	0,0	70,0	
32	П3103	70,0	Нет	30,0	»	»	Нет	67,5	
33	П3088	63,5	9,0	27.5	»	»	»	60,0	30,0
34	6435	10,0	Нет	72.0	16,5	»	1,5	57,0	
35	6378	63,5	»	36,5	Нет	»	Нет	70,0	
36	П3079	54,0	6,0	40,0	»	»	0,0	60,0	
37	6391	69,0	Нет	31,0	»	»	0,0	70,0	
38	П3085	48,0	2,5	49,5	»	»	0,0	60,0	
39	П3082	40,0	3,0	57.0	»	»	0,0	60,0	
40	П3090	83,0	0,0	16,6	»	»	0,4	65,0	
41	П3079б	87,5	12,5	0,0	0,0	»	Нет	61,5	
42	6438	69,0	Нет	30.5	0,3	»	0,2	51,0	
43	6386	88,5	11,3	0,2	Нет	»	Нет	80,0	
44	П3089	99,9	0,1	Нет	»	»	»	66,5	
45	П3090а	100,0	Нет	»	»	»	»	61,5	
46	Кр3154	Нет	»	57,0	1,0	»	42,0		
47	Кр3153	58,0	6,0	27,0	Нет	6,5	2,5	55,0	32,0
48	Кр3151	49,0	Нет	50,0	0,9	Нет	0,1	84,0	
49	6448	27,8	»	72,0	0,1	»	0,1	38,5	

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
50	6447	22,7	»	75,0	1,0	1,0	0,3	51,0	
51	Кр3155	53,5	»	46,0	0,5	Нет	Нет	55,0	
52	П3098а	74,0	14,5	11,5	Нет	»	»	67,0	
53	П3080а	43,5	Нет	56,0	0,0	0,0	0,5	59,0	

Примечание. 1 — серпентинит; 2 —меланотроктолит; 3, 4, 6, 8—12, 17—19, 21—23, 41 — троктолиты; 5, 7, 13—15, 20, 24—31, 33, 36, 38, 39, 47 — оливиновые габбро; 16, 32, 35, 37, 40, 42, 48—51 — габбро; 34 — амфиболовое меланогаббро; 43—45 — анортозиты; 46 — рудный пироксенит; 52—53 — жильные габбро.

ский массив обнаруживает большое сходство с дунит-троктолитовым или перидотит-троктолитовым типом ультрабазит-базитовых ассоциаций и резко отличается от существенно габброидных ассоциаций повышенной щелочности и титанистости. В региональном плане в рамках Юго-Западного Забайкалья он может быть сопоставлен с массивами габбро-перидотитовой [Гурулев, 1965; Грудинин, 1979] или оливинит-перидотит-троктолитовой [Конников, 1978] формаций Байкальской горной области. В частности, Шильдырхейский массив обнаруживает большое петрохимическое сходство с расположенными в той же Селенгино-Каларской зоне массивами горы Острая сопка и участка Рассошинский, в которых наряду с габброидами достаточно полно проявлены свойственные этому типу ассоциаций перидотиты (табл. 3).

Вторую, резко отличную от рассмотренной выше, группу базитовых ассоциаций образуют существенно габброидные массивы повышенной щелочности и титанистости (Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и др.), которые объединяются в моностойский комплекс. Наиболее типичным представителем этого вида ассоциаций является Арсентьевский массив, расположенный в центральной части хр. Моностой в пределах Кондинской зоны каледонского складчатого пояса Юго-Западного Забайкалья [Богатиков, 1966]. Этот массив хорошо изучен и детально охарактеризован О. А. Богатиковым [1966] как габбро-сиенитовый. Позднее на основании взаимоотношений Арсентьевского массива с раннепалеозойскими гранитами габброиды были отнесены к образованиям, предшествующим раннепалеозойским гранитам, а прорывающие эти граниты сиениты и граносиениты, которые прежде объединялись с габброидами в габбро-сиенитовую ассоциацию,— к интрузиям более молодым — среднепалеозойского или даже мезозойского возраста [Гордиенко и др., 1978]. Габброиды Арсентьевского массива должны рассматриваться в этом случае в качестве собственно базитовой плутонической ассоциации, не включающей сиениты. Однако, обладая отчетливо выраженной повышенной щелочностью, они все же сопоставляются по этому и ряду других

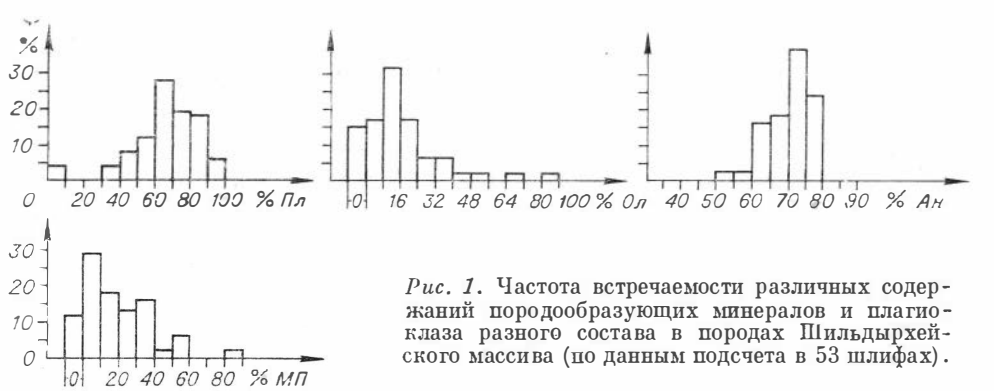


Рис. 1. Частота встречаемости различных содержаний породообразующих минералов и плагиоклаза разного состава в породах Шильдырхейского массива (по данным подсчета в 53 шлифах).

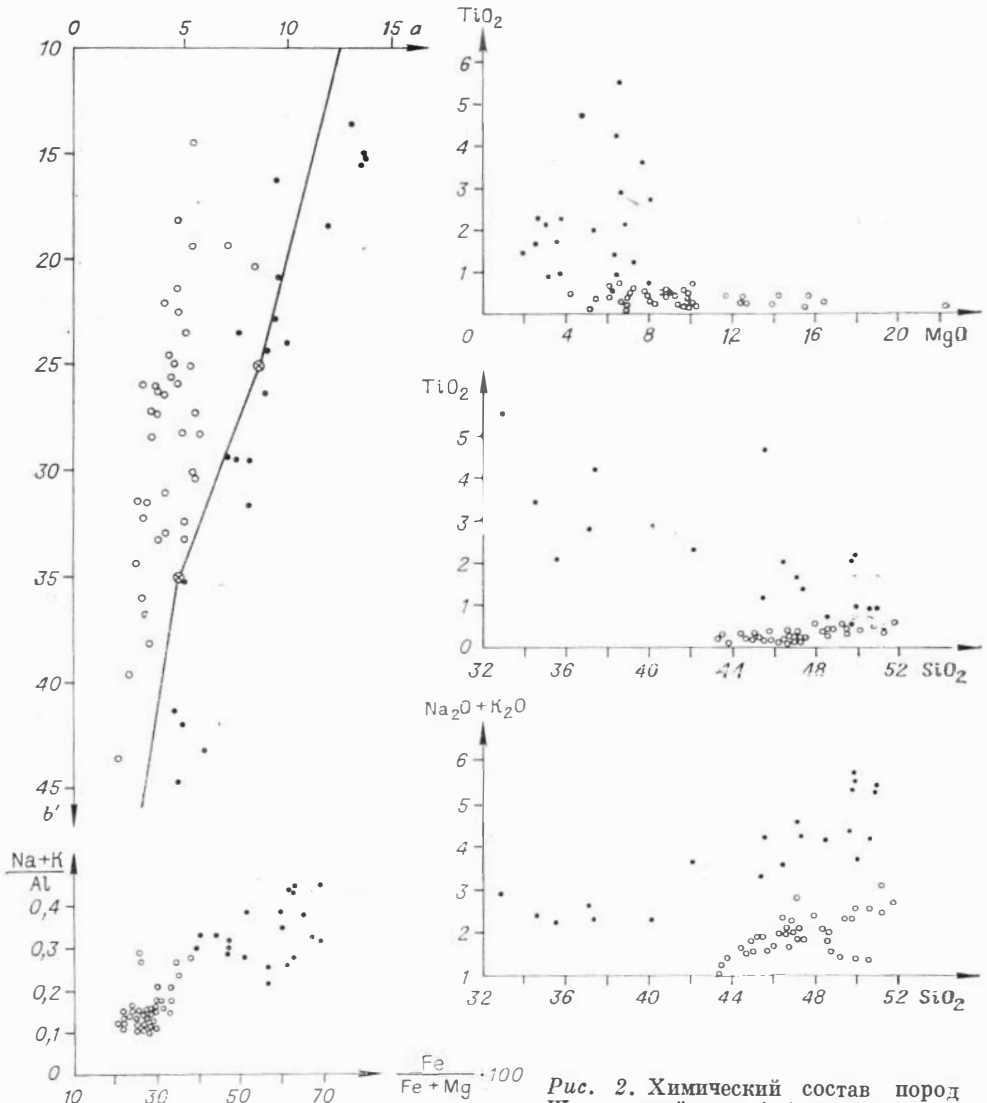


Рис. 2. Химический состав пород Шильдырхейского (○) и Арсентьевского (●) массивов (*a* — показатель общей щелочности по А. Н. Заварицкому; *b'* — показатель меланократовости по Д. С. Штейнбергу).

признаков с базитовыми ассоциациями повышенной щелочности и титанистости.

Собственно габброидная часть Арсентьевского массива представляет собой автономное интрузивное тело зонального строения и воронкообразной в разрезе формы. Элементы протоструктур (падения трахитоидности и полосчатости) направлены от периферии к центру интрузива. Во внешней, периферической его части преобладают меланократовые и мезократовые оливиновые и безоливиновые габбро и различного состава диоритоиды, включая биотит-пироксеновые диориты, по всей вероятности связанные с габброидами как одна из их производных, а также пестрые по составу диоритоиды, образующиеся в результате изменений габбро (их амфиболизации, биотитизации, калишпатизации и т. д.) в контакте с гранитами и сиенитами. В связи с мелано- и мезократовыми габброидами периферической зоны встречаются богатые титаномагнетитом и апатитом косьвиты и казанскиты. Центральная часть массива сложена преимущественно лейкократовыми габбро и анортозитами.

Таблица 2

Химический состав пород Шильдырхейского массива

№п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	S	Сумма
						Ультраосновные породы									
1	6390	35,15	0,33	3,87	12,21	4,23	0,19	30,32	1,70	0,13	0,01	0,02	10,85	0,00	99,01
2	6399	38,47	0,35	9,14	7,53	6,27	0,19	25,85	3,73	0,57	0,06	0,02	7,49	0,00	99,67
						Габброидная группа пород									
3	6388	40,97	0,19	14,26	4,41	6,27	0,13	20,99	5,99	0,94	0,06	0,10	4,58	0,00	98,89
4	П3107	41,89	0,26	16,14	5,11	5,98	0,13	16,39	9,01	1,14	0,06	0,08	4,32	0,00	100,51
5	6395	42,03	0,11	18,65	2,45	5,67	0,12	15,52	9,81	1,35	0,07	0,00	3,57	0,01	99,36
6	6387	43,14	0,19	20,98	2,39	4,81	0,09	13,97	9,29	1,43	0,06	0,07	2,60	0,00	99,02
7	П3093	43,81	0,35	16,32	2,03	9,91	0,20	15,58	8,45	1,60	0,10	0,12	1,32	0,18	99,97
8	П3114	43,97	0,18	22,95	3,19	4,52	0,09	9,72	11,26	1,50	0,11	0,06	2,10	0,00	99,65
9	П3104	44,29	0,23	20,26	1,88	7,29	0,11	12,55	9,29	1,80	0,10	0,04	1,20	0,02	99,06
10	П3101а	44,46	0,35	19,01	2,76	6,12	0,15	12,45	11,44	1,73	0,10	0,02	1,72	0,00	100,31
11	П3106	44,55	0,17	21,70	1,10	5,68	0,11	10,12	11,82	1,53	0,10	0,09	2,42	0,00	99,39
12	6411	44,75	0,20	23,84	1,74	4,95	0,09	9,50	11,21	1,83	0,08	0,07	1,08	0,00	99,34
13	П3108	45,34	0,19	22,97	0,99	4,08	0,07	9,88	11,63	1,53	0,10	0,06	2,17	0,00	99,01
14	6409	45,50	0,17	24,83	1,11	3,93	0,09	6,90	12,05	2,10	0,15	0,07	2,38	0,00	99,28
15	П3102	45,52	0,38	16,22	3,66	7,00	0,26	14,17	10,42	1,53	0,09	0,09	0,89	0,01	100,24
16	П3109	45,61	0,13	26,89	1,91	3,06	0,06	6,88	11,82	1,87	0,10	0,06	1,90	0,00	100,29
17	П3083а	45,65	0,17	18,11	2,58	8,91	0,19	12,50	7,71	2,26	0,12	0,02	0,60	0,00	98,82
18	6427	45,78	0,25	22,23	1,43	4,37	0,09	9,90	11,07	1,92	0,10	0,16	2,08	0,04	99,42
19	6410	45,95	0,10	27,97	1,44	2,33	0,05	5,30	13,03	2,10	0,11	0,06	1,15	0,03	99,62
20	П3091	46,23	0,42	17,57	1,72	8,02	0,17	11,74	10,98	1,87	0,13	0,07	1,13	0,00	100,05
21	6419	46,63	0,25	23,39	1,16	3,06	0,09	6,70	15,14	1,67	0,08	0,06	1,07	0,05	99,35
22	П3098	46,77	0,22	22,05	1,73	6,71	0,11	10,02	9,25	2,72	0,16	0,06	1,18	0,03	101,01
23	6384	47,02	0,25	24,03	1,06	3,34	0,08	8,27	13,46	2,00	0,11	0,00	0,15	0,00	99,77
24	6404	47,33	0,41	21,60	1,75	4,08	0,15	8,86	14,03	1,78	0,10	0,12	0,42	0,00	100,63

25	6439	47,35	0,58	20,80	0,69	5,96	0,08	7,26	13,46	2,16	0,26	0,10	1,02	0,00	99,72
26	П3092	47,85	0,41	20,44	1,75	4,08	0,11	7,08	12,67	2,10	0,16	0,12	2,44	0,01	99,22
27	П3112	47,88	0,45	19,36	1,75	3,21	0,11	7,89	15,76	1,50	0,09	0,09	2,01	0,00	100,10
28	П3100	47,91	0,32	20,44	2,07	3,94	0,11	8,10	13,51	1,87	0,15	0,07	1,15	0,00	99,64
29	П3111	47,99	0,54	16,60	1,26	3,79	0,13	9,72	15,86	1,31	0,09	0,09	1,64	0,00	99,02
30	6437	48,26	0,47	19,00	1,18	4,01	0,09	7,80	16,82	1,58	0,12	0,03	0,55	0,04	99,95
31	П3086	48,54	0,42	23,03	1,81	3,79	0,09	6,17	14,26	1,93	0,17	0,02	0,34	0,00	100,57
32	П3103	48,91	0,45	19,11	1,43	3,06	0,13	7,08	16,05	1,33	0,08	0,01	1,32	0,00	98,96
33	П3088	48,98	0,41	17,95	2,17	5,10	0,11	9,21	12,20	2,20	0,11	0,02	0,56	0,00	99,02
34	6435	48,99	0,75	15,78	0,21	6,11	0,13	6,65	16,82	2,32	0,35	0,00	1,75	0,00	99,86
35	6378	49,15	0,47	15,06	1,75	3,35	0,09	8,70	17,45	1,35	0,19	0,10	1,56	0,00	99,22
36	П3079	49,99	0,40	18,10	1,21	4,38	0,08	8,87	14,16	2,66	0,14	0,02	0,43	0,00	100,44
37	6391	50,11	0,71	13,63	1,91	4,08	0,09	10,08	16,96	1,33	0,10	0,02	0,49	0,00	99,51
38	П3085	50,41	0,50	15,96	0,88	4,82	0,11	8,87	15,00	2,56	0,15	0,04	0,95	0,00	100,25
39	П3082	51,01	0,50	13,81	0,55	5,55	0,13	9,88	15,56	2,38	0,13	0,00	0,12	0,00	99,62
40	П3090	51,14	0,45	21,52	1,76	2,48	0,07	4,25	14,80	2,94	0,21	0,06	0,99	0,00	100,67
41	П3079б	51,22	0,30	21,34	0,43	3,21	0,10	5,44	13,88	3,42	0,46	0,02	0,63	0,00	100,45
42	6438	51,73	0,64	15,60	0,53	6,25	0,15	6,05	15,98	2,42	0,34	0,03	0,99	0,00	100,71
43	6386	47,69	0,11	32,37	0,63	1,17	0,37	1,01	14,64	2,18	0,13	0,07	0,26	0,00	100,63
44	П3089	48,97	0,21	27,61	1,13	1,31	0,04	0,81	12,39	3,26	0,35	0,02	3,07	0,00	99,17
45	П3090а	50,98	0,11	28,62	1,12	0,73	0,02	0,00	11,82	4,32	0,28	0,06	0,95	0,00	99,01
	Породы эндоконтактовой зоны массива														
46	Кр3154	46,21	2,54	4,48	6,23	8,45	0,20	11,33	18,58	0,82	0,13	0,07	0,61	0,00	99,65
47	Кр3153	47,84	2,07	15,79	2,19	9,77	0,20	6,07	11,54	2,76	0,77	0,36	0,00	0,08	99,44
48	Кр3151	48,23	0,91	16,14	2,72	4,66	0,14	6,88	17,73	1,37	0,22	0,05	0,87	0,00	99,92
49	6448	48,75	1,05	9,96	1,53	6,25	0,12	8,97	18,23	1,80	0,60	0,04	1,66	0,00	98,96
50	6447	49,59	0,93	8,97	0,36	6,83	0,14	11,09	18,23	1,60	0,24	0,01	1,84	0,00	99,83
51	Кр3155	50,91	0,61	15,60	1,91	4,37	0,09	7,29	16,05	2,00	0,25	0,12	0,81	0,00	100,01
	Породы жильной фации массива														
52	П3098а	46,78	0,35	18,83	2,37	6,71	0,17	9,11	12,64	1,94	0,12	0,09	0,65	0,00	99,76
53	П3080а	49,58	1,16	13,81	2,55	5,39	0,15	7,49	16,33	1,94	0,31	0,09	0,44	0,00	99,24

Примечание. Количественный минеральный состав пород приведен в табл. 1. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

Таблица 3

Средний химический состав пород (в вес. %, приведенных к 100) массивов перидотит-троктолит-габбрового типа

Тип пород	Число анализов	Параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ΣFeO
Шильдырхейский массив														
1	2	$\overline{X}$	40,80	0,38	7,15	11,01	5,80	0,21	31,22	2,99	0,38	0,04	0,02	15,71
2	40	$\overline{X}$	47,68	0,35	20,09	1,81	5,02	0,12	9,88	12,94	1,90	0,14	0,06	6,65
		S	2,36	0,17	3,60	1,05	1,76	0,04	3,65	2,83	0,50	0,08	0,04	2,24
Массив горы Острой														
1	12	$\overline{X}$	42,33	0,29	6,28	3,58	8,84	0,20	30,32	7,37	0,60	0,11	0,07	12,06
		S	2,65	0,16	1,22	1,43	1,90	0,08	4,90	2,97	0,20	0,10	0,02	1,83
2	22	$\overline{X}$	47,15	0,32	17,85	1,97	5,18	0,13	12,72	13,36	1,13	0,14	0,05	6,95
		S	2,65	0,20	4,60	0,65	1,84	0,05	5,96	2,28	0,39	0,10	0,04	2,03
Массив Рассошинский														
1	5	$\overline{X}$	45,71	0,53	6,82	3,84	6,60	0,21	24,57	10,57	0,81	0,29	0,06	10,06
		S	3,58	0,21	1,67	2,14	1,94	0,06	7,64	5,45	0,20	0,04	0,02	2,64
2	21	$\overline{X}$	48,82	0,55	18,48	2,61	4,41	0,18	9,47	12,95	1,83	0,60	0,09	6,76
		S	3,75	0,50	2,89	1,44	1,40	0,07	3,63	3,10	0,96	0,66	0,08	2,27

Примечание. 1 — ультраосновные породы; 2 — габброиды. Параметры химических составов пород для массивов горы Острой и Рассошинского вычислены по данным Э. Л. Прудовского и др.

Отношения между породами, слагающими различные части массива, не вполне однозначные. Согласная ориентировка полосчатости и трахитоидности в этих породах и общность некоторых специфических черт их минерального состава свидетельствуют как будто бы в пользу объединения пород различных зон массива в единую дифференцированную (расслоенную) серию. Вместе с тем наличие ксенолитов оливиновых габбро в лейкогаббро указывает на фазовые отношения этих пород.

О возможности фазовых отношений между габброидами и диоритами свидетельствуют часто встречающиеся в габброидах дайки мелкозернистых диоритов. Таким образом, намечается следующий порядок формирования массива: 1) мелано- и мезократовые оливиновые и безоливиновые габбро; 2) лейкогаббро и анортозиты; 3) диориты и, возможно, монцодиориты.

Первая группа пород включает помимо перемежающихся друг с другом мелано- и мезократовых оливиновых и безоливиновых габбро близкие к ним по минеральному составу биотит- и керсутитсодержащие габбро, а также обогащенные титаномагнетитом и апатитом феррогаббро, косьвиты и казанскиты. Подробное описание этих пород содержится в работе О. А. Богатикова [1966]. Лейкогаббро и анортозиты центральной части массива также чередуются в разрезе друг с другом. Среди них, как и в первой группе, встречаются керсутитсодержащие и обогащенные титаномагнетитом разности, широко распространены амфиболизированные лейкогаббро. В группе диоритоидов характерны биотит-пироксеновые диориты, которые встречаются в других габброидных комплексах (например, когтахском Кузнецкого Алатау) как производные следующих за габброидами фаз внедрения. Вместе с тем в Арсентьевском массиве эта категория пород ассоциирует с амфиболизированными, биотитизированными и калишпатизированными габброидами и рассматривается в качестве продуктов диоритизации габбро [Богатиков, 1966].

Минеральный состав пород Арсентьевского массива весьма специфи-

Таблица 4

Количественный минеральный состав пород Арсентьевского массива

№п/п	№ пробы	Пл	Ол	МП	РП	Ам	Би	Руд	Ап	% Ан	% Фа
1	Кр3139	32,0	13,5	34,5	Нет	0,5	0,5	14,5	4,5	54	
2	6348	29,0	15,0	33,0	»	Нет	1,5	16,5	5,0	47	
3	П3076	52,5	Нет	14,5	0,5	23,0	0,5	5,5	3,5	53,5	
4	Кр3136	36,0	»	43,0	Нет	3,5	1,0	12,5	4,0	53,5	
5	Кр3135	54,0	»	19,5	»	4,5	6,0	13,0	3,0	53	
6	Кр3141	70,5	10,5	10,5	»	1,0	2,5	2,5	2,5	54	
7	Кр3127	57,0	Нет	23,0	1,0	5,5	3,5	9,8	0,2		
8	6352	59,0	»	31,9	Нет	2,0	1,0	6,0	0,1	47	
9	6349	84,5	6,5	0,5	»	Нет	1,0	6,0	1,5	47	27
10	Кр3140	86,0	10,0	0,5	»	»	1,0	2,5	0,0	55	
11	Кр3122	80,0	14,0	1,8	»	0,2	2,0	2,0	0,0	52	27
12	Кр3117	81,0	16,0	0,3	»	0,4	1,5	0,8	0,0	53	27
13	Б1795	72,5	Нет	11,5	1,5	Нет	7,5	5,0	2,0	44	
14	Кр3148	72,5	7,5	17,0	Нет	0,5	1,0	1,0	0,5	57	
15	6350	79,0	Нет	3,5	»	7,5	5,5	2,0	2,5	45,5	
16	П3064	80,0	»	17,0	»	1,0	1,5	0,5	0,0	53	
17	Б1800	95,5	»	1,0	»	Нет	0,5	3,0	0,0	51,5	
18	Кр3137	0,5	10,0	Нет	»	»	Нет	88,0	1,5	57	
19	Кр3138	6,5	3,5	5,0	»	7,5	»	76,0	1,5	55	
20	П3072а	2,0	Нет	33,0	»	35,0	»	24,5	5,5	52	
21	П3058	71,5*	»	4,0	2,5	Нет	18,0	1,5	2,5	27	
22	Б1782	76,0*	»	6,0	0,5	»	14,0	2,5	1,0	31	
23	6366	77,0*	»	10,0	4,0	»	7,0	1,8	0,2	43	
24	Б1783	93,5*	»	0,4	0,1	»	5,0	0,5	0,5	31	
25	6342	77,0*	»	9,0	5,0	»	1,0	7,5	0,5	29	

Примечание. 1, 2, 9 — оливиновые рудные габбро; 6, 10, 11, 12, 14 — оливиновые габбро; 4, 5, 8 — рудные габбро; 15, 16 — габбро; 17 — анортозит; 3, 7, 13 — рудные габбро-нориты; 18—20 — рудные перидотиты и пироксениты; 21—25 — биотит-двупироксеновые и биотитовые монцодиориты и диориты. Звездочкой отмечены суммарные содержания плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

чен (табл. 4, рис. 3). Все породы, включая мелано- и мезократовые оливиновые габбро, характеризуются относительно невысокой основностью плагиоклаза (см. рис. 3). Для габброидов и анортозитов максимальная основность плагиоклазов составляет An_{57}, а наиболее распространенная — An_{45-55}. В диоритоидах основность плагиоклазов, в целом еще более низкая, варьирует в диапазоне An_{20-45}. Железистость оливинов достигает 27—30% Фа. Среди пироксенов доминирует титанистый авгит. Во всех породах почти постоянно присутствуют биотит и керсутит, указывающие на повышенную щелочность пород. Характерны высокие содержания в породах титаномагнетита, ильменита и апатита.

Соответственно проявлены и петрохимические свойства Арсентьевского массива. Слагающие его породы отвечают по всем петрохимическим признакам базитовым ассоциациям повышенной щелочности и титанистости. Им свойственна относительно низкая магнезиальность, но соответственно высокая железистость. Обращают на себя внимание в целом высокие содержания в породах P_2O_5, составляющие в среднем 1,29% и достигающие в отдельных случаях 6,53% (табл. 5).

При сопоставлении минеральных и петрохимических свойств пород Арсентьевского и ранее рассмотренного Шильдырхейского массивов между ними обнаруживаются резкие, коренные различия, свидетельствующие о принадлежности этих массивов к различным типам базитовых ассоциаций. Породы ведущей базитовой группы различаются прежде всего по их

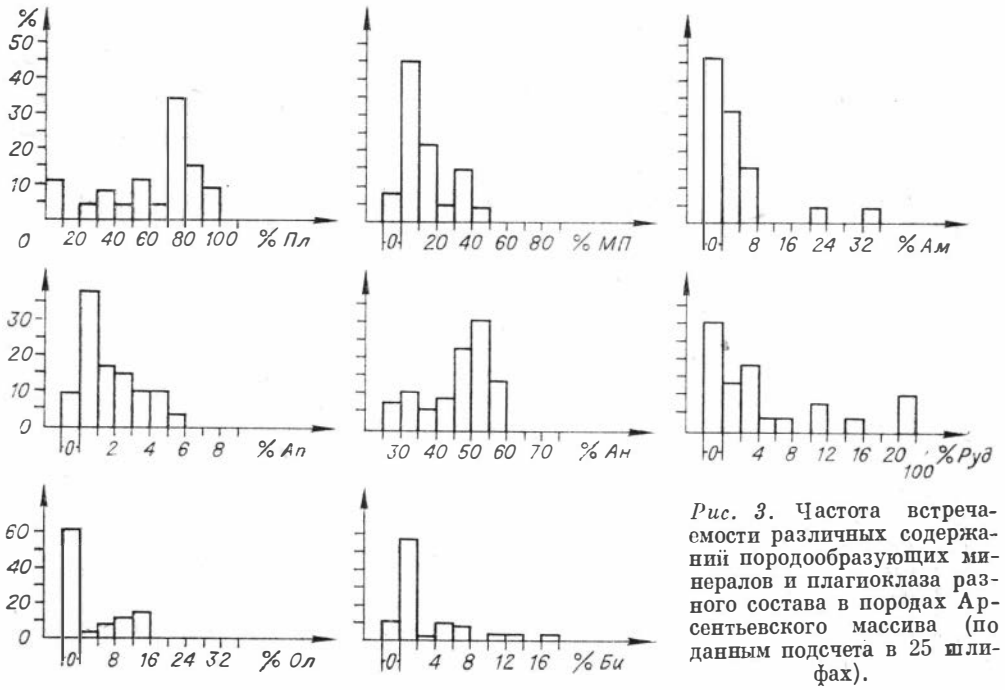


Рис. 3. Частота встречаемости различных содержаний породообразующих минералов и плагиоклаза разного состава в породах Арсентьевского массива (по данным подсчета в 25 шлифах).

магнезиальности и общей щелочности. Габброиды Шильдырхейского массива характеризуются относительно высокой магнезиальностью, но очень низкой общей щелочностью, располагаясь в поле крайне низкощелочных базитов, тогда как породы Арсентьевского массива находятся в поле субщелочных лейкобазитов (см. рис. 2). Особенно резко они обособляются на диаграмме в координатах d и F (модуль щелочности — железистость) и на диаграмме в координатах MgO и TiO_2. На диаграмме TiO_2—SiO_2 (см. рис. 2) обращает на себя внимание противоположная тенденция в поведении титана для габброидов Шильдырхейского и Арсентьевского массивов.

Рассмотренные радикальные различия в минеральном и химическом составе пород Шильдырхейского и Арсентьевского массивов свидетельствуют об их принадлежности к разным типам базитовых ассоциаций. Шильдырхейский массив, как это отмечалось выше, относится по всем признакам к дунит-троктолитовому или перидотит-троктолит - габбровому типу ассоциаций, характеризующихся высокой основностью и магнезиальностью пород, низкой общей щелочностью и весьма низкими содержаниями в них титана и фосфора. От типичных представителей этой формации (массивы Довырен в Северном Прибайкалье и Лукинда в Становой области Верхнего Приамурья) Шильдырхейский массив отличается относительно малым количеством ультраосновных пород, что, по-видимому, связано с неглубоким уровнем денудационного среза, при котором вскрыта лишь верхняя существенно габброидная его часть. В массивах горы Острой и участка Рассошинский, которые сопоставляются с Шильдырхейским и, по всей вероятности, принадлежат к одной с ним формации, соотношения ультраосновных и основных пород более обычные для ультрабазит-базитовых ассоциаций этого типа.

Арсентьевский интрузив по характеру породного парагенеза, особенностям минерального и химического состава габброидной группы пород и весьма специфических ультрабазитов близок к пироксенит-габбровым и сиенит-габбровым массивам соседних районов Алтае-Саянской складчатой области (Кизирский, Осередок, Патынский, Большой Таскыл и др.). Если же принять во внимание ассоциирующие с габброидами Арсентьевского

Таблица 5

Химический состав пород Арсентьевского массива (вес. %)

№п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	S	Сумма
						Габброиды									
1	Кр3139	35,43	2,08	13,50	10,29	9,93	0,24	6,85	12,57	2,00	0,24	6,32	0,02	0,00	99,47
2	6348	35,87	6,60	10,80	9,84	10,93	0,26	7,89	12,10	2,18	0,28	3,27	1,21	0,00	101,23
3	П3076	36,60	2,76	14,60	8,08	7,88	0,19	8,09	12,72	2,28	0,31	4,83	0,84	0,03	99,21
4	Кр3136	37,36	4,25	12,50	12,00	8,46	0,18	6,45	13,74	1,91	0,31	2,77	0,26	0,01	100,20
5	Кр3135	41,84	2,27	17,67	9,17	5,55	0,19	3,83	12,76	3,22	0,45	2,23	0,48	0,01	99,67
6	Кр3141	45,04	1,20	17,80	3,73	8,03	0,14	7,33	10,79	2,86	0,46	1,65	0,27	0,12	99,42
7	Кр3127	45,63	4,72	16,73	6,11	7,15	0,18	4,84	9,81	3,48	0,78	0,25	0,24	0,02	99,94
8	6352	46,12	2,04	16,14	8,15	7,12	0,18	5,44	10,37	3,04	0,54	0,12	1,08	0,00	100,34
9	6349	46,74	1,70	18,47	6,75	5,81	0,09	3,63	10,37	3,84	0,73	0,97	0,74	0,00	99,84
10	Кр3140	47,17	1,37	20,80	4,05	6,28	0,17	6,25	8,83	3,66	0,62	0,25	0,20	0,08	99,73
11	Кр3122	47,81	0,75	19,90	1,46	8,32	0,17	8,06	7,63	3,64	0,50	0,14	0,92	0,06	99,36
12	Кр3117	48,48	0,50	20,80	1,63	7,45	0,14	6,25	7,91	3,82	0,48	0,08	0,82	0,06	98,42
13	Б1795	48,97	2,12	19,90	3,03	6,00	0,13	3,02	9,25	4,58	0,74	0,65	0,86	0,02	99,27
14	Кр3148	49,21	0,90	19,00	2,30	5,40	0,17	6,45	10,79	3,04	0,57	0,50	0,76	0,06	99,15
15	6350	49,33	1,72	20,98	3,92	4,38	0,13	2,02	8,55	5,00	1,11	1,74	0,25	0,00	99,13
16	П3064	50,19	0,95	22,41	2,50	3,80	0,14	3,83	10,79	3,58	0,61	0,18	0,66	0,00	99,64
17	Б1800	51,97	0,28	27,25	Не обн.	3,07	0,03	0,20	11,21	4,82	0,14	0,32	0,40	0,05	99,74
						Рудные перидотиты и пироксениты									
18	Кр3137	9,77	12,25	7,25	34,87	24,20	0,34	5,24	3,09	0,45	0,14	0,41	2,69	0,00	100,70
19	Кр3138	10,98	13,25	8,50	35,04	22,31	0,41	5,46	3,09	0,62	0,16	0,34	0,00	0,00	100,16
20	П3072а	28,80	7,24	8,20	19,72	3,79	0,16	10,52	11,87	1,33	0,21	6,53	0,86	0,01	99,24
						Монцодиориты и диориты									
21	П3058	50,20	2,12	20,70	2,22	5,91	0,14	3,22	4,35	5,16	3,32	1,13	0,26	0,01	98,74
22	Б1782	51,77	2,05	19,72	2,89	4,98	0,12	3,02	5,32	5,06	3,40	0,51	0,15	0,05	99,04
23	6366	52,58	0,89	19,01	2,11	6,83	0,12	4,23	7,01	3,60	2,66	0,29	1,08	0,00	100,41
24	Б1783	52,63	1,87	19,81	2,59	4,54	0,10	2,41	5,60	5,06	3,20	0,46	0,16	0,03	98,46
25	6342	54,16	1,30	18,65	4,23	4,53	0,08	2,42	5,75	4,22	4,10	0,45		0,02	99,91
						Породы жильной фации массива									
26	П3059	51,74	0,15	17,03	3,75	4,53	0,14	3,83	6,03	4,66	2,42	0,78	3,40	0,01	98,47
27	6358	55,72	1,49	17,93	3,27	4,22	0,08	2,02	3,93	5,40	3,16	0,96	1,04	0,03	99,25

Примечание. Количественный минеральный состав пород приведен в табл. 4; 26 — порфировидный биотитовый микродиорит, карбонатизированный; 27 — биотитовый микродиорит. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

массива биотит-пироксеновые диориты и монцодиориты как составную часть (дифференциаты) базитов, то появляются признаки сходства этого интрузива с массивами габбро-монцодиорит-диоритовой формации Алтае-Саянской области и ряда других районов Сибири [Поляков и др., 1973, 1976; Кривенко и др., 1979; Балыкин и др., 1979]. Оба типа ассоциаций, с которыми сопоставляются Арсентьевский и другие массивы моностойского комплекса, в общем близки по составу друг к другу, объединяясь в рамках группы существенно базитовых ассоциаций повышенной щелочности и титанистости. Вместе с тем они резко отличаются по основным показателям состава от дунит-троктолитового типа ассоциаций и других ультрабазит-базитовых формаций щелочноземельного ряда.

Наряду с рассмотренными на примере Шильдырхейского и Арсентьевского массивов резко различными по составу и генезису типами габброидных плутонических ассоциаций в Юго-Западном Забайкалье имеются массивы ультраосновных и основных пород, принадлежность которых к той или иной группе ассоциаций и соответственно формационное положение недостаточно определенные. К такого рода образованиям относятся, в частности, массивы атарханского комплекса: Атарханский, Хаильский, Орефьевский и другие массивы, расположенные в бассейне верхнего течения р. Курба в пределах Удино-Витимской зоны. Они залегают в венд-нижнекембрийских осадочно-метаморфических толщах, а также среди прорывающих их нижнепалеозойских гранитоидов.

Наиболее сложным строением характеризуется Атарханский плутон, находящийся в приустьевой части р. Атархан (правый приток р. Абага). Он состоит из двух интрузивных тел, разобщенных небольшой перемычкой вмещающих пород. Одно из них, расположенное в левом борту р. Атархан в 8—10 км выше ее устья среди осадочно-метаморфических пород нижнего кембрия, сложено комплексом ультраосновных и основных пород, варьирующих по составу от лейкогаббро и габбро-норитов до плагиоперидотитов. Второе тело вскрывается в левом борту р. Атархан на протяжении около 4 км от ее устья и выше в поле более поздних гранитоидов. Оно сложено преимущественно биотит-пироксеновыми диоритами и, в меньшей мере, габбро-норитами.

Ульрабазит-базитовый интрузив имеет форму удлиненного в субширотном направлении тела протяженностью около 4 км при ширине от 0,5 до 1,5 км. На западе он обрывается дизъюнктивным нарушением, а на юго-востоке срезается более поздними гранитами [Прудовский и др., 1972]. Интрузив обладает расслоенным внутренним строением. Горизонты и линзы пород разного состава имеют в общем согласные с его удлинением субширотные простирания и достаточно крутые (50 — 60°) падения южного и юго-западного направлений. Таким образом, это, вероятнее всего, уплощенное крутопадающее интрузивное тело, первоначальные залегания и формы которого нарушены более поздними тектоническими движениями и интрузией гранитов. Среди пород, слагающих это тело, преобладают оливиновые габбро и габбро-нориты, в маломощных горизонтах и линзах находятся лейкогаббро и анортозиты, обогащенные магнетитом рудные габбро, а в качестве крайних ультраосновных дифференциатов — плагиоперидотиты и плагиооливиниты. В юго-западной части интрузива вскрываются биотитсодержащие двупироксеновые диориты, аналогичные диоритам габбро-норит-диоритового тела в устье р. Атархан. Характерна значительная амфиболизация всех пород этого интрузива, связанная с метаморфизующим воздействием на них более поздних гранитов.

Форму и первичный состав габбро-норит-диоритового тела, расположенного в устье р. Атархан, восстановить еще более трудно, так как оно представляет собой, по всей вероятности, часть останца в кровле более крупного гранитоидного плутона, повсеместно инъецировано гранитами и подвергается вследствие этого различного рода преобразованиям. Наи-

Таблица 6

Количественный минеральный состав пород Атарханского массива

№ п/п	№ пробы	Пл	Ол	МП	РП	Ам	Би	Руд	% Ан	% Фа
1	П3155а	10,8	75,7	12,4	Нет	0,7	Нет	0,4	80,0	
2	П3147	7,5	43,1	37,8	»	9,1	»	2,5	88,0	
3	П3155	20,8	65,4	4,0	»	8,5	»	1,3	84,0	17,0
4	Кр3234	6,8	Нет	67,9	17,2	4,7	»	3,4	77,0	
5	Кр3235	15,0	4,2	66,3	6,3	2,1	»	6,1	77,0	
6	П3157а	57,9	Нет	14,8	14,8	3,3	»	9,2	75,0	
7	П3145	43,3	8,5	39,1	1,7	7,3	»	0,1	85,0	20,0
8	П3152	45,9	7,8	29,8	Нет	16,5	»	Нет	81,5	
9	Кр3240	19,9	Нет	49,1	14,6	4,6	»	11,8	73,5	
10	Кр3231а	21,5	»	50,2	8,9	12,9	»	6,5	72,0	
11	П3150	27,7	17,7	50,5	Нет	4,1	»	Нет	88,0	19,0
12	Кр3223	51,6	Нет	30,3	10,7	2,6	»	4,8	77,0	
13	Кр3230	27,6	»	29,5	28,7	7,0	»	7,2	70,0	
14	Кр3238	28,9	»	50,2	12,3	0,8	»	7,8	75,5	
15	П3156	78,2	»	20,6	Нет	1,2	»	Нет	77,0	
16	Кр3229	46,5	»	28,9	13,6	6,4	»	4,6	70,0	
17	Кр3228	39,4	»	20,4	15,6	17,1	»	7,5	70,0	
18	Кр3226	40,5	»	34,6	10,6	8,4	»	5,9	70,0	
19	П3168	59,8	»	7,8	1,5	19,8	2,4	8,7	57,0	
20	П3158	53,0	»	17,0	10,6	Нет	16,4	3,0	42,0	
21	П3171	68,0*	»	12,5	4,5	0,8	11,7	2,5	55,0	
22	П3173	66,8*	»	16,6	4,0	Нет	9,9	2,7	41,0	
23	П3175	70,4*	»	16,8	Нет	0,9	9,7	2,2	39,0	

Примечание. 1, 2 — перидотит; 3 — меланотроктолит; 4 — вебстерит; 5, 7 — оливиновые габбро-нориты; 6, 9, 10, 12—14, 16—19 — рудные габбро-нориты; 8, 11 — оливиновые габбро; 15—габбро; 20—23 — габбро-нориты и диориты. Звездочкой отмечены суммарные содержания плагиоклаза с незначительной примесью калиевого полевого шпата.

более основными и меланократовыми породами в этом теле являются амфиболизированные и биотитизированные габбро-нориты, состав плагиоклаза в которых достигает $Ан_{55-57}$. Преобладают, же, здесь биотитсодержащие двупироксеновые диориты с плагиоклазом $Ан_{35-45}$, авгитом и гиперстеном. Они также подвержены амфиболизации.

В минеральном составе габброидов и диоритов обнаруживаются некоторые черты сходства и вместе с тем существенные различия (табл. 6, рис. 4). Общим для этих пород является отчетливо выраженный норитовый уклон в минеральном составе: как в тех, так и в других широко распространены в качестве одного из главных породообразующих минералов ортопироксены гиперстен-бронзитового ряда. Различия же состоят прежде всего в основности плагиоклазов: в габброидах расслоенного ультрабазитового интрузива она находится в диапазоне $Ан_{70-88}$, а в породах габбро-норит-диоритового интрузива — в интервале $Ан_{39-57}$ (см. рис. 4). Кроме того, габброиды характеризуются в целом более высокой меланократовостью, широким развитием в составе породообразующих минералов оливина высокой магнезиальности ($Фа_{19-24}$) и отсутствием биотита, тогда как в лишенных оливина диоритоидах содержания биотита составляют в среднем 5—10%.

По химическому составу породы расслоенного габброидного интрузива относятся к базитам высокой магнезиальности, низкой щелочности и в общем низкой титанистости (табл. 7, рис. 5). Диоритоиды же отвечают лейкобазитам повышенной щелочности и несколько более высокой по сравнению с габброидами титанистости.

К Атарханскому близок по составу Хаильский массив, находящийся

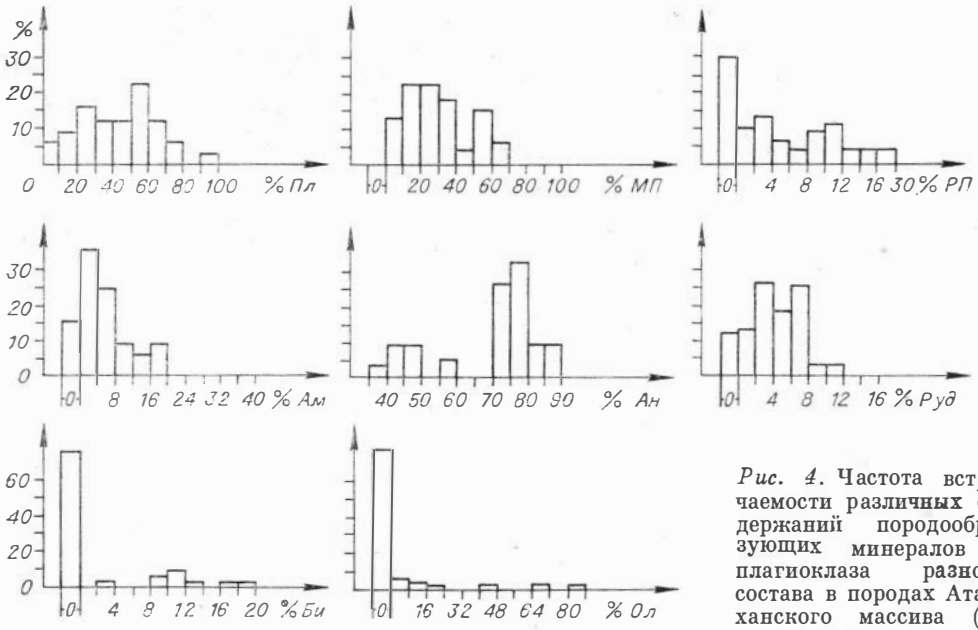


Рис. 4. Частота встречаемости различных содержаний породообразующих минералов и плагиоклаза разного состава в породах Атарханского массива (по данным подсчета в 23 шлифах).

в виде небольшого (около 6 кв. км) изометричного в плане тела в кровле крупного гранитоидного плутона. В нем также обнаруживаются признаки расслоенности, которая подчеркивается согласно ориентированными планпараллельными текстурами (полосчатостью и трахитоидностью) в габбро. Вместе с тем первоначальное внутреннее строение массива полностью восстановить не представляется возможным в силу его фрагментарности и блокированности.

Соответственно и состав массива в различных его частях неодинаков. Центральная часть сложена преимущественно оливиновыми и, в меньшей мере, безоливиновыми габбро, варьирующими по меланократовости в широком диапазоне: от лейкогаббро до меланократовых пород, приближающихся по составу к плагиопироксенитам и троктолитам. В небольших количествах встречаются габбро-нориты и анортозиты, а в отдельных маломощных горизонтах и линзах — обогащенные титаномагнетитом рудные габбро.

Судя по резко меняющейся ориентировке полосчатости и трахитоидности в габбро и также резкой перестройке составов породных парагенезов, участки, расположенные в правом и левом бортах р. Хаил, представляют собой разные блоки центральной части массива. В правобережье преобладают мезократовые габбро, среди которых наряду с оливиновыми широко распространены безоливиновые разности, в меньших количествах присутствуют меланократовые и лейкократовые габбро, здесь же встречаются обогащенные апатитом пироксениты и титаномагнетитовые рудные габбро. В левобережном блоке доминируют оливиновые, иногда биотит- и керсутитсодержащие лейкогаббро, с которыми ассоциируют близкие к ним по составу породообразующих минералов оливинсодержащие анортозиты. Имеющиеся в сравнительно небольших количествах меланократовые, также преимущественно оливиновые, габброиды в ряде случаев приближаются по составу к троктолитам. Изредка встречаются габбро-нориты. В периферической зоне массива отмечаются амфиболизированные габбро- и пироксеновые диориты иногда с повышенными содержаниями апатита. Количественный минеральный состав пород массива приведен в табл. 8 и иллюстрируется гистограммами распределения породообразующих минералов (рис. 6).

Таблица 7

Химический состав пород Атарханского массива

№ п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	S	Сумма
						Перидотиты									
1	П3155а	39,95	0,20	6,45	4,60	11,22	0,21	28,50	5,89	0,35	0,04	0,10	3,44	0,02	100,97
2	П3147	40,43	0,17	7,17	3,48	10,78	0,21	28,76	5,88	0,48	0,08	0,02	3,03	0,04	100,53
3	П3155	41,36	0,20	6,63	2,99	10,71	0,19	27,10	6,73	0,44	0,05	0,07	2,76	0,03	99,26
						Вебстериты									
4	Кр3234	47,24	0,97	8,96	4,52	9,91	0,19	15,20	11,21	0,85	0,08	0,14	1,10	0,22	100,59
5	Кр3235	47,29	0,90	8,15	5,01	9,40	0,19	15,40	11,49	0,85	0,08	0,16	1,04	0,23	100,19
						Габброиды									
6	П3157а	44,29	1,65	16,04	6,39	9,83	0,16	7,70	10,51	1,38	0,20	0,31	1,94	0,22	100,62
7	П3145	44,49	0,32	13,89	1,97	7,07	0,19	16,80	12,33	0,81	0,08	0,04	1,83	0,04	99,86
8	П3152	44,70	0,27	18,28	1,74	5,32	0,09	12,10	13,87	0,94	0,13	0,05	1,87	0,00	99,36
9	Кр3240	44,91	1,27	11,29	7,19	9,47	0,19	12,60	11,49	0,93	0,09	0,07	1,10	0,04	100,64
10	Кр3231а	45,26	1,07	13,80	5,26	8,60	0,19	10,80	12,05	1,15	0,12	0,21	1,06	0,00	99,57
11	П3150	45,46	0,32	12,73	2,05	6,12	0,14	4,00	27,47	0,87	0,08	0,03	1,45	0,03	100,75
12	Кр3233	45,63	1,02	15,51	5,11	8,30	0,14	10,50	11,63	1,20	0,11	0,16	0,92	0,12	100,35
13	Кр3230	45,75	1,10	13,17	5,01	9,91	0,19	11,40	11,77	1,00	0,13	0,21	1,10	0,04	100,78
14	Кр3238	45,99	1,17	11,11	6,55	9,47	0,19	12,40	11,21	1,08	0,09	0,12	1,12	0,04	100,54
15	П3156	46,00	0,22	26,26	1,19	2,62	0,09	4,10	16,40	1,31	0,09	0,02	1,07	0,02	99,39
16	Кр3229	46,36	1,02	16,22	4,70	8,01	0,21	9,50	11,49	1,31	0,13	0,21	0,98	0,01	100,15
17	Кр3228	46,69	1,17	14,52	4,61	8,45	0,19	10,40	11,07	1,54	0,18	0,07	1,17	0,01	100,07
18	Кр3226	47,45	0,90	16,67	8,90	3,87	0,14	7,30	11,63	1,61	0,17	0,14	0,56	0,04	99,38
						Габбро-нориты, диориты									
19	П3168	47,16	1,57	17,39	5,35	7,14	0,14	5,60	10,93	2,86	0,50	0,80	1,06	0,15	100,65
20	П3158	54,36	1,32	17,12	2,54	6,99	0,14	4,70	7,71	3,56	1,80	0,46	0,00	0,02	100,72
21	П3171	56,14	1,02	17,12	2,79	5,39	0,14	4,20	7,29	3,56	1,90	0,50	0,01	0,02	100,08
22	П3173	57,64	1,02	16,67	2,47	5,17	0,12	4,30	6,58	3,56	2,62	0,35	0,04	0,02	100,56
23	П3175	57,91	1,10	15,95	2,22	5,83	0,14	4,00	6,45	3,56	2,50	0,35	0,04	0,01	100,06

Примечание. Количественный минеральный состав пород приведен в табл. 6. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

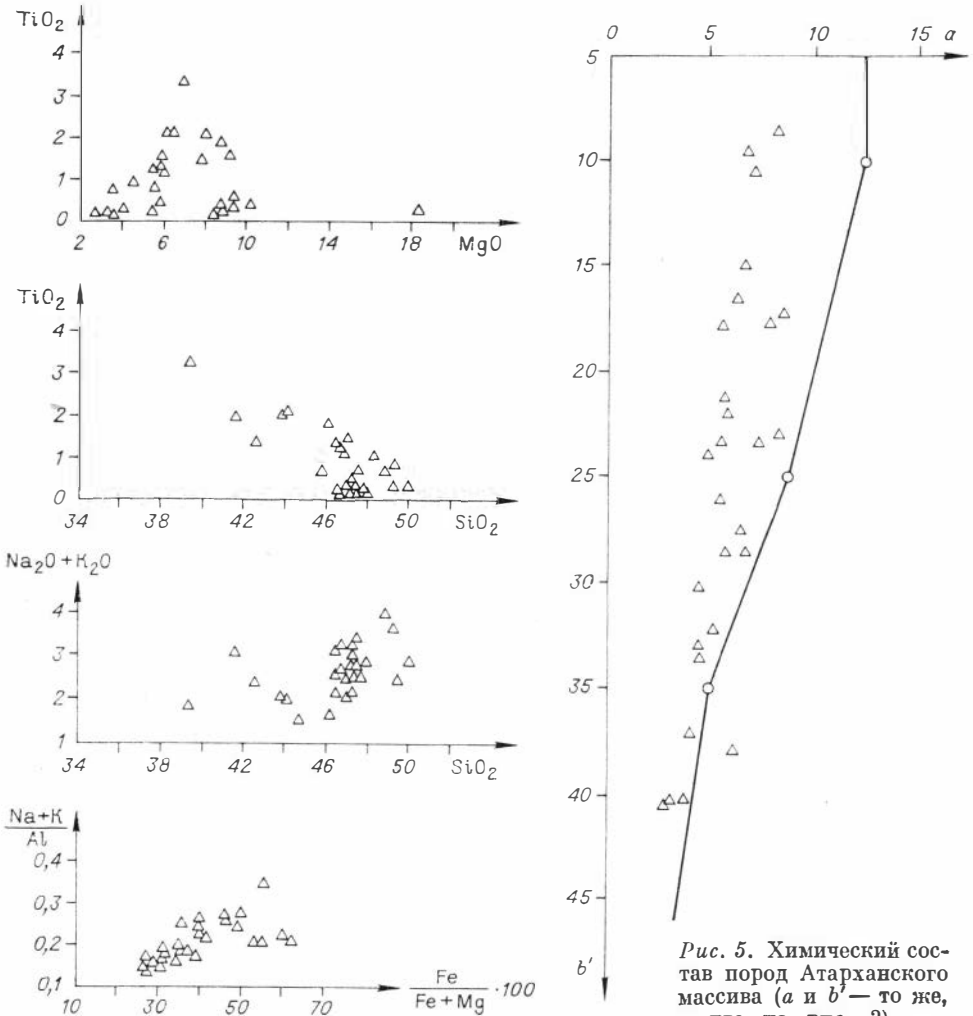


Рис. 5. Химический состав пород Атарханского массива (*a* и *b'* — то же, что на рис. 2).

Состав породообразующих минералов меняется в не очень широком диапазоне, причем наиболее заметные устойчивые различия выявляются в составах минералов из габброидов упоминавшихся выше разных блоков интрузива. Общей чертой пород Хаильского массива, сближающей их с габброидами Атарханского плутона, является высокая основность слагающих их плагиоклазов (см. рис. 6). Особенно это характерно для преимущественно оливиновых габброидов восточного, левобережного, блока, основность плагиоклазов в которых колеблется в интервале An_{70-75}, опускаясь до An_{57-60} лишь в отдельных случаях в безоливиновых или с малыми содержаниями оливина разновидностях габбро. В габброидах западного, правобережного, блока с относительно небольшим количеством оливиновых разностей плагиоклазы характеризуются заметно меньшей основностью: An_{53-63}. Плагиоклазы более высокой основности (An_{70} и выше) встречаются здесь лишь в отдельных обогащенных оливином разновидностях пород.

Другие породообразующие минералы меняются по составу еще в меньшей степени. Железистость оливинов варьирует от 22 (в габброидах с основностью плагиоклаза An_{70} и выше) до 27% Фа (в габброидах с основностью плагиоклаза ниже An_{63}). В оливиновых габбро левобережного блока очень часто обнаруживаются, хотя и в небольших количествах, биотит и керсутит. В габброидах правобережной части массива эти ми-

Таблица 8

Количественный минеральный состав пород Хаильского массива

№ п/п	№ пробы	Пл	Ол	МП	РП	Ам	Би	Руд	Ап	% Ан	% Фа
1	П3138	46,0	Нет	40,5	Нет	0,0	0,5	13,0	Нет	62,5	
2	6507	41,5	»	23,5	10,5	0,0	10,0	13,0	1,5		
3	6509	65,5	»	17,5	2,0	1,0	4,0	9,5	0,5		
4	П3118а	47,0	43,5	9,0	Нет	Нет	0,5	0,0	Нет	70,0	
5	П3127	57,5	Нет	35,5	»	0,5	0,5	6,0	»	59,0	
6	П3125	52,5	»	42,5	»	Нет	0,5	4,5	»	63,5	
7	П3141а	32,0	»	62,0	»	»	Нет	0,0	6,0	60,0	
8	П3120	26,0	»	66,0	»	1,5	1,5	5,0	Нет	57,0	
9	Б1835	76,0	14,0	6,0	»	4,0	0,0	0,0	»	73,5	22,0
10	6490	84,5	4,5	10,0	»	Нет	0,0	1,0	»	71,0	
11	П3140	39,5	Нет	59,5	»	»	0,0	1,0	»	59,0	
12	П3137	75,0	12,5	9,5	»	»	2,0	1,0	»	62,5	
13	6513	70,0	Нет	20,0	2,5	0,3	2,5	4,5	0,2	63,5	
14	6501	92,5	6,5	0,0	Нет	0,7	0,3	0,0	Нет	71,5	24,0
15	Б1830	90,8	8,0	Нет	»	Нет	1,0	0,2	»	70,0	22,0
16	П3135	26,0	Нет	70,0	»	2,5	0,5	1,0	»	63,0	
17	Б1837	75,0	7,0	12,0	»	5,0	0,5	0,5	»	70,0	
18	Б1847	60,0	5,5	26,0	5,5	Нет	1,5	1,5	»	70,0	
19	6498	96,0	0,5	0,3	Нет	0,5	2,5	0,2	»		
20	Б1836	81,0	14,0	2,5	»	Нет	2,5	0,0	»		
21	П3118в	92,5	5,0	0,4	»	»	2,0	0,1	»	56,0	27,0
22	П3119	61,5	Нет	32,5	»	0,5	0,0	5,5	»	53,5	
23	6493	97,0	2,5	0,3	»	Нет	0,1	0,1	0,0	70,0	
24	Б1833	85,0	14,8	0,1	»	0,0	0,1	0,0	Нет	70,0	
25	П3133	81,5	Нет	16,5	»	Нет	1,5	0,5	»	63,0	
26	П3132	86,0	8,5	2,0	Нет	2,5	0,7	0,1	0,2	62,5	22,0
27	П3116	82,0	Нет	17,7	»	0,0	Нет	0,3	Нет	72,0	
28	П3138б	10,5	»	30,5	»	Нет	»	59,0	»	60,0	
29	6496	99,1	»	0,9	»	»	»	Нет	»	74,0	
30	П3121	99,0	»	0,0	»	0,8	»	0,2	»	63,5	

Примечание. 1, 5, 8, 22 — рудные габбро; 6, 7, 11, 16, 25, 27 — габбро; 2, 3, — рудные габбро-нориты; 13, 18 — габбро-нориты; 4, 9, 10, 12, 17, 20, 26 — оливиновые габбро; 14, 15, 19, 21, 23, 24, 29, 30 — лейкотроктолиты и анортозиты; 28 — рудный пироксенит.

нералы встречаются реже и в меньших количествах. В этом блоке, как уже отмечалось выше, встречаются обогащенные титаномагнетитом рудные габбро и пироксениты с относительно высокими концентрациями апатита.

По химическому составу габброиды Хаильского массива в целом относятся к щелочноземельному ряду базитов со слабо выраженным лейкократовым уклоном (табл. 9, рис. 7). Причем породы восточного блока характеризуются отчетливо обозначенным лейкобазитовым уклоном, тогда как габброиды западной части массива принадлежат в основном к категории мезократовых базитов как с лейко-, так и с меланобазитовыми вариациями состава. По щелочности габброиды Хаильского массива отвечают в целом умеренно щелочным базитам, но иногда обнаруживают слегка повышенные содержания щелочей. Содержания титана в породах массива в общем невысокие ($\overline{X} = 0{,}92$), однако в некоторых разновидностях габбро они достигают 2—3%, а в рудных пироксенитах—7,36%. Столь же неравномерное распределение характерно и для P_2O_5, средние содержания которого составляют 0,23%, а максимальные — 1,92% в габбро и 2,82% в апатитоносных пироксенитах (см. табл. 9).

Таблица 9

Химический состав пород Хаильского массива

№ п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	S	Сумма
						Габброиды									
1	П3138	38,55	3,23	13,62	12,80	9,20	0,22	6,85	12,05	1,54	0,17	0,08	1,20	0,34	99,85
2	6507	40,65	1,95	13,29	9,11	10,01	0,22	7,86	9,53	2,18	0,89	1,92	1,41	0,01	99,03
3	6509	41,80	1,38	16,82	7,49	8,91	0,18	5,64	11,49	1,81	0,59	1,92	1,14	0,01	99,18
4	П3118а	43,45	0,10	14,88	4,93	7,30	0,18	17,74	7,01	1,23	0,25	0,04	2,40	0,00	99,51
5	П3127	43,60	2,11	16,49	6,70	7,88	0,18	6,42	13,46	1,83	0,23	0,08	0,65	0,00	99,63
6	П3125	43,65	2,11	16,13	7,99	6,57	0,18	6,42	14,02	1,83	0,26	0,08	0,60	0,00	99,84
7	П3141а	45,10	0,73	7,71	3,98	5,84	0,22	8,46	22,15	1,45	0,15	2,82	0,90	0,01	99,52
8	П3120	45,65	1,82	10,85	4,76	7,74	0,18	9,67	16,26	1,36	0,30	0,40	1,00	0,00	99,99
9	Б1835	45,82	0,25	23,12	1,29	5,71	0,10	9,17	10,51	1,92	0,31	0,31	0,40	0,07	98,98
10	6490	45,90	0,14	26,89	1,27	3,21	0,08	5,24	11,87	2,54	0,24	0,02	1,70	0,00	99,10
11	П3140	46,00	1,21	18,64	1,57	5,84	0,13	5,84	16,54	2,26	0,47	0,08	1,65	0,00	100,23
12	П3137	46,00	1,16	20,98	3,48	6,57	0,13	5,44	11,21	2,78	0,47	0,04	1,08	0,08	99,42
13	6513	46,15	1,38	18,12	4,61	6,86	0,13	5,89	12,89	2,72	0,47	0,04	0,65	0,15	100,06
14	6501	46,30	0,14	29,48	0,46	2,19	0,04	3,23	13,18	2,46	0,29	0,05	1,20	0,00	99,02
15	Б1830	46,45	0,20	24,74	0,48	5,42	0,09	8,66	11,21	2,36	0,28	0,11	0,80	0,05	100,85
16	П3135	46,50	1,53	12,91	3,98	5,99	0,18	9,07	16,54	1,75	0,34	0,08	1,15	0,00	100,02
17	Б1837	46,64	0,32	21,15	2,22	6,30	0,13	9,87	9,25	2,10	0,43	0,16	0,87	0,06	99,50
18	Б1847	46,67	0,50	18,19	3,84	5,86	0,15	9,27	12,05	1,61	0,59	0,14	0,16	0,05	99,08
19	6498	46,95	0,14	29,76	1,16	1,86	0,04	2,68	13,18	2,92	0,39	0,08	1,80	0,04	101,00
20	Б1836	46,99	0,32	23,12	0,78	6,59	0,10	8,66	10,65	2,10	0,43	0,08	0,22	0,05	100,09
21	П3118в	47,00	0,73	24,74	2,70	4,82	0,07	5,44	9,81	2,92	0,61	0,04	0,40	0,00	99,28
22	П3119	47,35	1,09	17,93	3,35	4,23	0,11	5,84	15,14	2,46	0,63	0,08	1,70	0,02	99,93
23	6493	47,35	0,14	28,68	0,46	2,92	0,11	3,42	12,83	2,54	0,38	0,04	0,70	0,00	99,57
24	Б1833	47,38	0,12	24,47	0,50	5,56	0,12	8,36	10,37	2,36	0,19	0,07	0,43	0,03	99,95
25	П3133	47,95	0,73	23,13	1,09	4,53	0,08	3,42	13,18	2,46	1,60	0,04	2,35	0,00	100,56
26	П3132	48,95	0,43	24,21	1,56	4,38	0,08	5,64	9,85	2,28	0,57	0,08	0,98	0,00	99,01
27	П3116	49,10	0,36	23,48	2,88	2,19	0,07	4,03	14,58	2,18	0,27	0,04	1,25	0,00	100,43
28	П3138б	17,20	7,36	7,17	39,16	15,62	0,35	5,09	6,16	0,50	0,07	0,01	1,73	0,00	100,42
						Анортозиты									
29	6496	47,90	0,14	31,91	0,32	1,02	0,04	0,41	14,02	2,92	0,32	0,02	0,50	0,00	99,52
30	П3121	50,00	0,10	28,86	1,11	1,61	0,04	0,82	12,34	3,36	0,31	0,04	1,00	0,00	99,59

Примечание. Количественный минеральный состав пород приведен в табл. 8. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ.

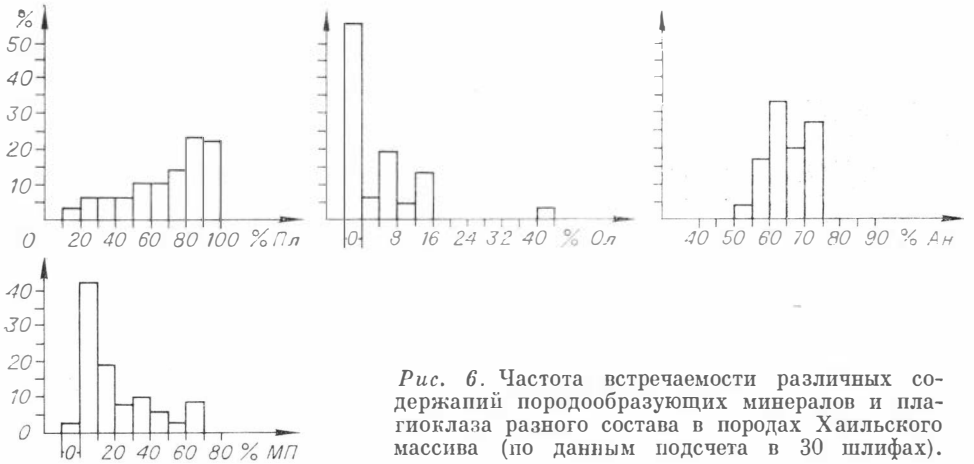


Рис. 6. Частота встречаемости различных содержаний породообразующих минералов и плагиоклаза разного состава в породах Хаильского массива (по данным подсчета в 30 шлифах).

В целом Атарханский, Хаильский и другие массивы атарханского комплекса обладают сравнительно с рассмотренными выше на примере Шильдырхейского и Арсентьевского плутонов крайними типами базитовых ассоциаций (щелочноземельных низкотитанистых и повышенной щелочности высокотитанистых) признаками тех и других, образуя вместе с тем обособленную, промежуточную по составу группу базитовых массивов (рис. 8). С ассоциациями первого типа, представленными Шильдырхейским массивом, атарханский комплекс сходен тем, что в нем имеются высокомагнезиальные низкощелочные и низкотитанистые габброиды. Особенно широко распространена такая категория пород в расслоенной

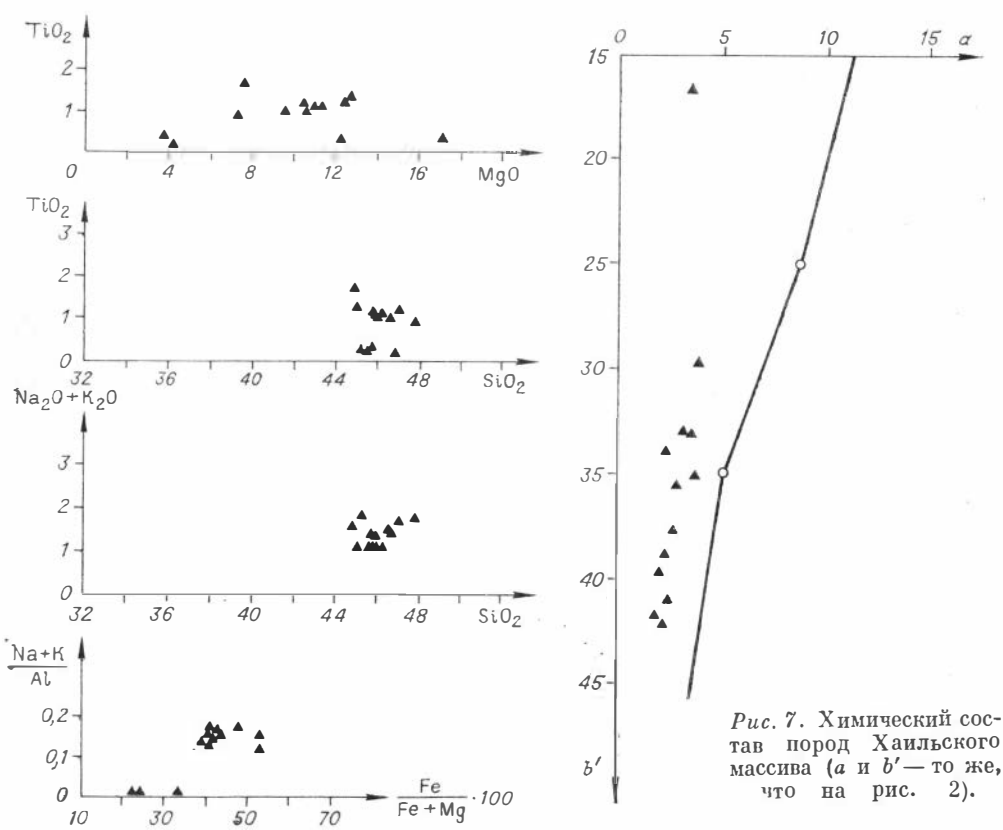


Рис. 7. Химический состав пород Хаильского массива (*а* и *b′* — то же, что на рис. 2).

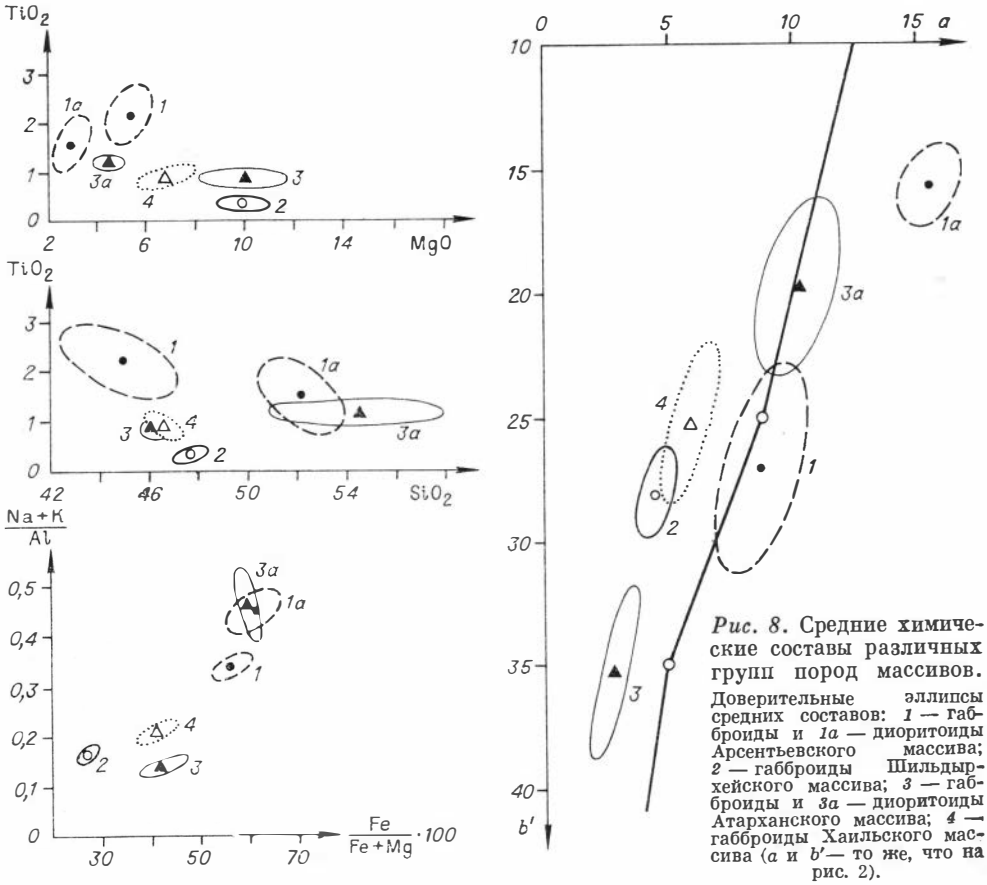


Рис. 8. Средние химические составы различных групп пород массивов.

Доверительные эллипсы средних составов: *1* — габброиды и *1а* — диоритоиды Арсентьевского массива; *2* — габброиды Шильдырхейского массива; *3* — габброиды и *3а* — диоритоиды Атарханского массива; *4* — габброиды Хаильского массива (*а* и *b'* — то же, что на рис. 2).

ультрабазит-базитовой серии Атарханского плутона. Аналогичные породы имеются и среди обогащенных оливином габброидов восточного блока Хаильского массива.

Атарханский, Хаильский и другие массивы атарханского комплекса обнаруживают ряд общих черт петрографического, минерального и петрохимического состава и с массивами моностойского комплекса, в частности Арсентьевским. Прежде всего в них (особенно это характерно для Хаильского массива) достаточно широко представлены диоритоиды и габбро, содержащие биотит, а в ряде случаев и керсутит, что наряду с петрохимическими данными свидетельствует о наличии в этой ассоциации основных и среднеосновных пород повышенной щелочности. В связи с этим заметим, что в ряде других массивов атарханского комплекса (Дунда-Унытейском, Туколамском и др.) в ассоциации с габбро-норитами и диоритами описываются пироксен-роговообманковые и биотит-пироксеновые монцонитоиды [Гордиенко и др., 1978]. Сходство массивов атарханского комплекса с базитовыми ассоциациями повышенной щелочности и титанистости проявляется, кроме того, в наличии среди слагающих их пород габброидов, диоритоидов и пироксенитов, обогащенных титаном и фосфором, хотя в целом содержания этих компонентов в породах атарханского комплекса сравнительно невысокие (табл. 10, рис. 8).

В общем же рассмотренные массивы атарханского комплекса обладают свойствами самостоятельного типа ассоциаций, обособляясь по ряду главных петрохимических параметров как от Шильдырхейского, так и от Арсентьевского массива (см. рис. 8). Нам представляется, что атарханский комплекс в целом может быть сопоставлен с габбро-норит-диоритовой формацией Алтае-Саянской складчатой области [Поляков и др., 1973, 1976; Гордиенко, 1977; Гордиенко и др., 1978].

Таблица 10

Средний химический состав габброидной и дноритоидной групп пород базитовых массивов Юго-Западного Забайкалья (в вес. %, приведенных к 100)

Тип породы	Число анализов	Параметр	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ΣFeO
			Шильдырхейский массив											
1	40	$\bar{X}$	47,68	0,35	20,09	1,81	5,02	0,12	9,88	12,94	1,90	0,14	0,06	6,65
		S	2,36	0,17	3,60	1,05	1,76	0,04	3,65	2,83	0,50	0,08	0,04	2,24
			Ханльский											
1	27	$\bar{X}$	46,47	0,92	20,95	3,56	5,74	0,13	6,92	12,39	2,24	0,46	0,23	8,94
		S	2,39	0,83	5,34	3,12	2,17	0,05	3,12	2,36	0,50	0,29	0,51	4,66
			Атарханский											
1	13	$\bar{X}$	46,16	0,89	15,54	4,72	7,55	0,16	10,09	13,46	1,18	0,12	0,13	11,79
		S	0,86	0,46	4,01	2,37	2,35	0,04	3,59	4,55	0,26	0,04	0,09	3,76
2	5	$\bar{X}$	54,55	1,20	16,83	3,07	6,10	0,14	4,55	7,79	3,41	1,86	0,49	8,86
		S	4,26	0,24	0,59	1,31	0,92	0,01	0,65	1,86	0,30	0,84	0,19	1,90
			Арсентьевский											
1	21	$\bar{X}$	44,91	2,20	18,37	6,24	6,73	0,16	5,36	10,68	3,41	0,65	1,29	12,35
		S	6,09	1,34	3,26	4,09	2,12	0,05	1,98	2,49	1,08	0,33	1,67	5,25
2	7	$\bar{X}$	52,23	1,54	19,45	3,27	5,42	0,12	3,02	6,14	4,77	3,03	1,01	8,36
		S	2,54	0,79	1,03	1,04	0,90	0,02	0,93	1,26	0,61	0,75	1,09	1,06

Примечание. 1 — породы габброидной группы; 2 — диориты и монцодиориты.

В исследованном районе Юго-Западного Забайкалья помимо охарактеризованных выше видов плутонических базитовых ассоциаций выделяются своеобразные массивы «апатитоносных диоритов» и сиенито-диоритов ошурковского типа [Андреев и др., 1972]. С учетом имеющихся данных по такого рода образованиям Юго-Западного Забайкалья и соседних районов Алтае-Саянской складчатой области мы пришли к выводу об их происхождении за счет габброидных массивов, подвергающихся различного рода преобразованиям, гранитизации и сиенитизации, связанным с интрузиями более поздних гранитов [Поляков и др., 1980]. В Юго-Западном Забайкалье «апатитоносные диориты» ошурковского типа образуются, по всей вероятности, за счет габброидов моностойского либо атарханского комплекса.

Таким образом, рассмотренные новые данные о составе габброидных массивов Юго-Западного Забайкалья, сравнительный их анализ и проведенные формационные сопоставления позволяют утверждать, что в исследованном районе могут быть выделены три типа базитовых ассоциаций: 1) перидотит-троктолит-лейкогаббровый (массивы Шильдырхейский, горы Острой, Рассошинский и др.) как вариант никеленосной дунит-троктолитовой формации; 2) моностойский комплекс габброидов повышенной щелочности и титанистости (Арсентьевский, Оронгойский, Зуйский и другие массивы, принадлежащие к пироксенит-габбровым либо к габбро-монцодиорит-диоритовым типам ассоциаций), сопровождается титаномагнетитовым оруденением и апатитовой минерализацией; 3) атарханский перидотит (пироксенит) — габбро-норитовый комплекс (Атарханский, Хаильский и другие массивы, которые сопоставляются по ряду признаков с массивами габбро-норит-диоритовой формации Алтае-Саянской области), сопровождается, как и моностойский комплекс, титаномагнетитовой и апатитовой минерализацией.

Эти данные хорошо согласуются с поступающими в последние годы сведениями о большом разнообразии формационных типов раннеорогенных базитовых комплексов Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей и вместе с тем свидетельствуют о возможности их корреляции.

Авторы весьма признательны А. Н. Кузнецову, участие которого в полевых исследованиях было очень полезным и чрезвычайно облегчило решение первоначальной задачи ознакомления с изученными массивами и сбор необходимых полевых материалов.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г. В., Гордиенко И. В., Кузнецов А. Н., Кравченко А. И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1972. 159 с.

Балыкин П. А., Богнибов В. И., Поляков Г. В. Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья.— В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, 1979, с. 3—32.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 238 с.

Гордиенко И. В. Палеозойские магматические формации юго-восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 148—152.

Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.

Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

Грудинин М. И., Прудовский Э. Л., Елизарьева Т. И. Формации основных и ультраосновных пород Байкальской горной области.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 10, с. 40—48.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Поко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 124 с.

Конников Э. Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 119 с.

Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балыкин П. А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 3—96.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—21.

Поляков Г. В., Богнибов В. И., Кривенко А. П., Балыкин П. А. О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации ошурковского типа на юге Сибири.— Геол. и геофиз., 1980, № 6, с. 19—26.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 61—73.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 87—111.

Прудовский Э. Л., Летягин В. С., Грудинин М. И. Габброидная формация Центральной Бурятии.— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 109—125.

А. Н. Дистанова

СТРОЕНИЕ ПЛУТОНОВ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ КААХЕМСКОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В структурах северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют большое развитие раннепалеозойские комплексы батолитовых синиверсионных гранитоидов. Плутоны их хорошо распространены в ранних каледонидах Алтае-Саянского, Западно-Забайкальского и Северо-Монгольского складчатых регионов. Они довольно детально исследованы теперь для целого ряда районов Алтае-Саянской и Западно-За-

байкальской областей. В то же время для некоторых регионов, в том числе и для Тувы, изученность формационной позиции раннепалеозойских гранитоидных комплексов остается пока недостаточной.

Сведения о раннепалеозойских гранитоидах Тувы содержатся уже в работах Ф. Хаузена и З. А. Лебедевой. З. А. Лебедева [1938] первая описала «досилурийские серые граниты байсютского типа». Впоследствии они стали известны в литературе как гранитоиды таннуольского комплекса.

Впервые комплекс выделен В. А. Кузнецовым [1946]. Под этим названием были описаны сложные интрузивные массивы хр. Восточный Танну-Ола. Позднее понятие «таннуольский комплекс» распространилось на другие аналогичные по составу раннепалеозойские интрузии Тувы [Кузнецов, Пинус, 1949]. И с тех пор это название прочно вошло в геологическую литературу.

Изучением раннепалеозойских интрузивных образований Тувы, объединяемых в рамках таннуольского комплекса, были заняты в разные годы многие исследователи [Благонравов, Шенкман, 1956; Дорофеева, 1965; Еремеев, 1950, 1959; Иванова, 1957, 1963; Ковалев, Бухаров, 1979; Кузнецов, Пинус, 1949; Лебедева, 1938; Лебедев, Гинзбург, 1953; Леонтьев, 1953; Леонтьев, Ипатов, 1953; Пинус, 1955, 1961а; Шенкман, 1959, 1964, 1978; и др.]. Большинство из них понимает под таннуольским комплексом сложную интрузивную ассоциацию базитовых, ультрабазитовых и гранитоидных пород и относит ее к типу габбро-плагиогранитных формаций [Пинус, 1961а; Шенкман, 1978; и др.]. Всеми авторами признается при этом важная роль в формировании таннуольского комплекса процессов ассимиляции и гибридизма. Некоторые исследователи, например В. П. Еремеев [1950] и Л. Н. Леонтьев [1953], склонны видеть в этих процессах единственную причину всего многообразия пород таннуольского комплекса.

Первая крупная работа, содержащая подробную геолого-петрографическую характеристику таннуольского комплекса, принадлежит Г. В. Пинусу [1961а]. В ней впервые сведены все данные по раннепалеозойским базитам и гранитоидам Тувы. Они объединены этим автором в составе единого трехфазного длительно формировавшегося салаирского комплекса. Более поздние специальные исследования гранитоидных интрузий таннуольского комплекса принадлежат Т. Н. Ивановой [1963], Э. Ф. Дорофеевой [1965] и Я. Д. Шенкману [1978]. В работах этих авторов развиваются, в общем, аналогичные идеи. Представления о многофазном составе таннуольских интрузий, объединяющих в своем объеме и базиты, и гранитоиды, сохраняются и по сей день.

Между тем накопленный в последние годы по Туве геологический материал свидетельствует о необходимости разделения таннуольских интрузий на два комплекса. Самостоятельное формационное значение группы ультрабазитов — базитов впервые установлено для района хр. Восточный Танну-Ола. Соответственно этому из состава таннуольского комплекса здесь выделен мажалыкский догранитоидный габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс [Волохов и др., 1971, 1972].

Аналогичные догранитоидные базиты выделяются теперь и в Восточной Туве. В 1976—1979 гг. на площадях развития палеозойских интрузивных комплексов Восточной Тувы проводила комплексные исследования группа сотрудников лаборатории магматических формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР (Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, А. Н. Дистанова, А. Е. Телешев). В результате этих работ установлено, что находящиеся в полях развития таннуольских гранитоидов крупные тела базитов являются представителями мажалыкского комплекса [Поляков, Богнибов, 1978, 1979].

К аналогичным выводам пришел при изучении раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и автор настоящей статьи. Нашими исследо-

ваниями была охвачена главным образом площадь Каахемского ареал-плутона в западной части бассейна р. Каа-Хем. В восточной его половине наблюдения носили более отрывочный характер, охватывая р. Каа-Хем между с. Эржей и р. Ужеп и среднее течение р. Ханга. Главные итоги выполненных здесь автором исследований сводятся к следующему. Таннуольский комплекс, выделяемый в литературе в традиционных рамках, представляет собой ассоциацию двух самостоятельных комплексов. Находящиеся в полях развития раннепалеозойских гранитоидов тела базитовых и ультрабазитовых пород не являются ранними интрузивными членами гранитоидной формации, а принадлежат к самостоятельному догранитоидному комплексу. Сохраняя название «таннуольский комплекс», мы не включаем в него, таким образом, догранитоидные базиты. В формировании тел раннепалеозойских гранитоидов большую роль играли процессы магматического замещения. Формация раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы принадлежит, таким образом, к типу батолитовых формаций (по Ю. А. Кузнецову [1964]). И в этом отношении таннуольский комплекс не является исключением из ряда других аналогичных по геологическому положению раннепалеозойских гранитоидных комплексов соседних зон ранних каледонид.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Как показано ранее [Пинус, 1961а], плутоны гранитоидов таннуольского комплекса Тувы пространственно приурочены к салаирским и реже к байкальским структурам и сконцентрированы в виде таких обширных ареал-плутонов, как Таннуольский, Хамсаринский, Бийхемский и Каахемский.

Изучение тектоники Тувы и особенностей кембрийского геосинклинального вулканизма этого региона показало существование здесь ряда разновозрастных структурно-фациальных зон [Кузнецов В. А., 1966; Пинус и др., 1958; Пинус, 1961б; Кудрявцев, 1966; Волков, 1970; Волков, Лапин, 1970; Зайков, 1976; и др.]. Главная масса раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и хр. Восточный Танну-Ола размещается при этом в пределах крупных изометричных геоантиклинальных блоковых зон салаирид, выполненных главным образом нижнекембрийскими вулканитами риолит-дацитового состава (Восточно-Таннуольская и Бурен-Ондумская зоны). Небольшое развитие имеют раннепалеозойские гранитоиды в пределах Каахемской линейной приразломной зоны (рис. 1). Эта фиксируемая поясом гипербазитов зона характеризуется андезито-базальтовым составом продуктов кембрийского вулканизма. Меньшая насыщенность таких троговых зон раннепалеозойскими интрузиями уже отмечалась ранее [Пинус, 1961а]. Подмечено также, что значительная часть гранитоидных массивов раннепалеозойского возраста Восточной Тувы концентрируется на стыке салаирских и байкальских структурных блоков, составляя в целом так называемый Восточно-Тувинский гранитоидный пояс [Кудрявцев, 1966].

В районе нижнего течения р. Каа-Хем, охватывающем Бурен-Ондумскую и Каахемскую зоны салаирид и западную часть Каргинской зоны байкалид, нижнекембрийские отложения имеют двухчленное строение разреза. Нижняя (туматтайгинская) свита представлена преимущественно кислыми по составу (риолит-дацитовыми) вулканогенными образованиями и реже карбонатными породами. Большое распространение они имеют в Бурен-Ондумской зоне. Верхняя (тапсинская) свита сложена карбонатно-терригенными отложениями: эффузивно-осадочными граувак-

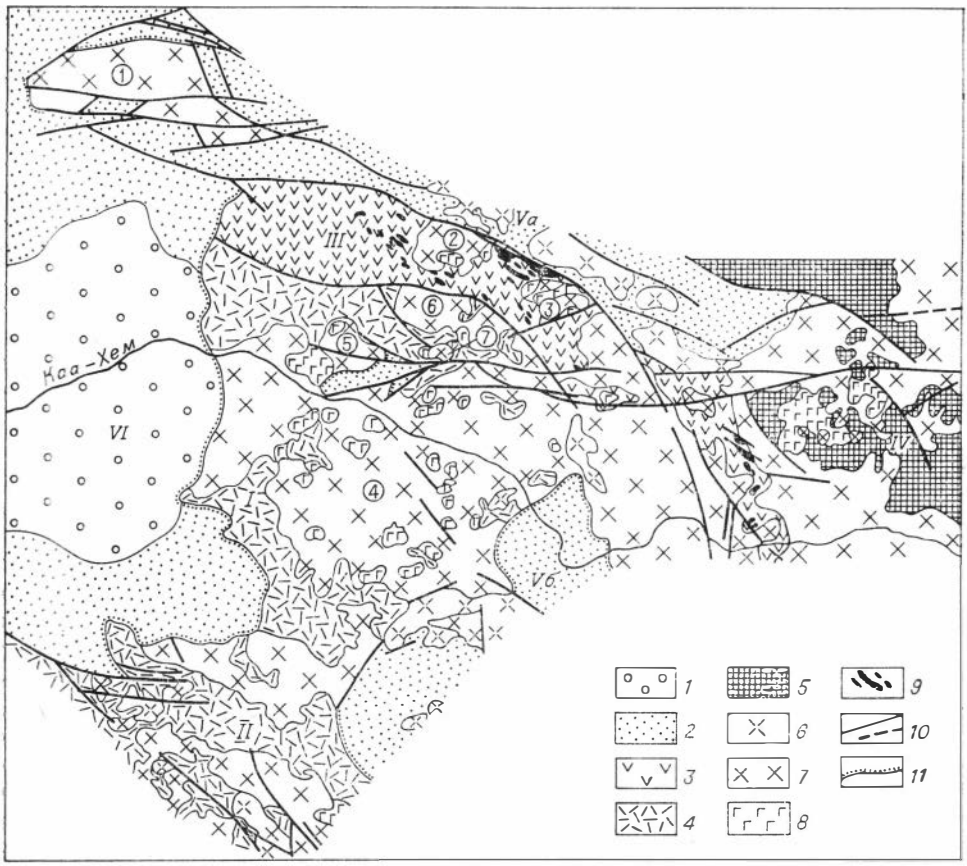


Рис. 1. Схема размещения раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы (составлена автором с использованием данных В. Б. Агентова, В. В. Агентовой, В. А. Благонравова, В. И. Богнибова, Р. Т. Богнибовой, В. В. Волкова, В. В. Зайкова, А. В. Ильина, Т. А. Ильиной, Б. Н. Лапина, Г. И. Лукашева, В. А. Меткина, Г. В. Полякова, А. Е. Телешева, А. И. Щеглова).

1 — мезозойские отложения; *2* — девонские, силурийские и ордовикские отложения наложенных прогибов, мульд и грабен-синклиналей; *3* — нижнекембрийские отложения зоны трогового типа с риолит-базальтовым и андезит-базальтовым составом вулканических продуктов; *4*— нижнекембрийские отложения изометричных геоантиклинальных блоковых зон с вулканическими продуктами риолитового и дацитового, иногда андезитового и базальтового состава; *5* — протерозойские и синийские отложения стабильных структур; *6* — интрузивные массивы и поля даек среднепалеозойского (бреньского) гранитоидного комплекса; *7* — гранитоиды раннепалеозойского (таннуольского) комплекса; *8* — базиты догранитоидного раннепалеозойского (мажалыкского) комплекса; *9* — гипербазиты актовракского комплекса; *10* — тектонические нарушения; *11* — границы несогласного налегания.

Цифры на рисунке: I — Бурен-Ондумская; II — Восточно-Таннуольская и III — Каахемская приразломная подзоны Таннуольско-Хамсаринской структурно-фациальной зоны; IV — Каргинская подзона (Агойский выступ) Восточно-Тувинской структурно-фациальной зоны; Va — Улугойско-Дерзигская зона грабенов; Vб — Бельбейский грабен; VI — Тувинский прогиб.

Гранитоидные массивы: 1 — Ожинский; 2 — Тапсинский; 3 — Караосский; 4 — Каахемский; 5 — Буренский; 6 — Байсют-Коптинский; 7 — Тардан-Коптинский.

ковыми образованиями среднего и основного состава, алевролитами, туффитами и известняками. Преимущественное развитие эти терригенные отложения имеют в Каахемской линейной зоне. Полнота и мощность кембрийского разреза здесь больше, чем в соседней Бурен-Ондумской блоковой зоне. Позднепротерозойские отложения Каргинской зоны представлены мраморами, кварцитами, различными кристаллическими сланцами и гнейсами. Плутоны таннуольского гранитоидного комплекса прорывают в рассматриваемом районе и отложения нижнего кембрия, и образования протерозоя (см. рис. 1).

Более молодые отложения, слагающие следующий структурный ярус рассматриваемой области, представлены континентальными осадками верхов кембрия — низов ордовика и среднепалеозойскими образова-

ниями, из которых заметное развитие имеют красноцветные терригенные осадки силура и вулканогенные образования девона, выполняющие структуры типа наложенных прогибов, мульд и грабен-синклиналей (Тувинский прогиб, Бельбейский грабен, Улугойско-Дерзигская зона грабенов и др.).

Ордовикские отложения имеют существенное значение лишь на крайнем северо-западе Каахемского района. Они развиты в области сопряжения структур Западного Саяна и Тувинского прогиба на стыке Улугойской и Каахемской зон. Здесь находится Ожинский гранитоидный плутон. Он приурочен к ядру горстовой структуры, сложенной ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями. Все они трансгрессивно перекрывают Ожинский плутон (см. рис. 1).

Размещение интрузивных тел района контролировалось разрывной тектоникой. Особенно четко это видно на примере гипербазитового пояса Каахемской зоны. Роль крупных региональных глубинных разломов проявилась и в локализации крупных ареалов раннепалеозойского гранитоидного магматизма Тувы. Ориентировка длинных осей гранитоидных плутонов совпадает с простиранием структурных элементов вмещающих структур [Пинус, 1961а].

Вопрос о возрасте гранитоидов таннуольского комплекса одно время был дискуссионным. Большинство исследователей связывало время его формирования с главной фазой салаирской складчатости, т. е. с поздним кембрием [Кузнецов В. А., 1946; Кузнецов, Пинус, 1949; Пинус, 1961а; Иванова, 1963; и др.]. По мнению другой группы авторов, интрузии таннуольского комплекса связаны с таконской складчатостью (А. Л. Додин, Л. Н. Леонтьев, Г. А. Кудрявцев и др.). Издавна известные факты прорыва таннуольскими гранитоидами отложений нижнего кембрия и факты трансгрессивного перекрывания размытых гранитоидов осадками силура (район с. Зубовка и др.) не давали основания для четкого определения пределов их возраста. Следует отметить, что позднекембрийские и раннеордовикские отложения в Туве довольно редки, локализуясь, как правило, в небольших грабен-синклинальных структурах, удаленных от полей развития таннуольских гранитоидов. В бассейне р. Бий-Хем (реки Систиг-Хем, Уза, Чаваш) был обнаружен ряд пунктов, где красноцветные отложения фаунистически охарактеризованного нижнего ордовика трансгрессивно перекрывают гранитоиды таннуольского комплекса и содержат гальку этих пород в основании [Благонравов, 1959; Шенкман, 1959; Зайков и др., 1971; Чучко, 1971; и др.]. Соответственно этому границы геологического возраста комплекса были сужены. Доордовикское время формирования таннуольского комплекса было подтверждено также и находками гальки таннуольских гранитоидов в основании фаунистически охарактеризованной аласугской серии верхнего кембрия — нижнего ордовика [Благонравов, 1959; Чучко, 1971]. Таким образом, вполне четко определилась верхняя возрастная граница таннуольского комплекса. Поэтому данные Н. И. Рафиенко [1955] о прорыве таннуольскими гранитоидами Ожинского массива нижнеордовикских песчаников заставили некоторых авторов предположить существование в Туве двух сходных разновозрастных раннепалеозойских комплексов — доордовикского и ордовикского. Поздние факты прорыва Ожинским массивом нижнеордовикских пород, однако, не подтвердились [Пинус, 1961а].

Следует к этому еще добавить, что доордовикский возраст таннуольских гранитоидов Ожинского массива подтверждается и геологосъемочными работами (В. В. Зайков и др.). В канавах, вскрывающих экзо- и эндоконтакты этого массива, видно, что гранитоиды не прорывают и не метаморфизуют песчаники нижнего ордовика и что в гальке песчаников представлены гранитоиды, аналогичные ожинским. В этом мы имели возможность убедиться в маршрутах, выполненных совместно с В. В. Зайковым по юго-западной и северо-западной окраинам Ожинского массива.

Микроскопическое изучение гальки гранитоидов из нижнеордовикских песчаников показало, что они ничем не отличаются от существенно плагиоклазовых гранитов самого Ожинского массива.

Определения калий-аргонового возраста таннуольских гранитоидов из различных массивов Тувы [Иванова, Полевая, 1956] указывают, согласно последней геохронологической шкале, на позднеордовикский, т. е. явно заниженный возраст (443—448 млн. лет).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Рассматриваемый в настоящей работе район охватывает площадь Каахемского ареала раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы, располагаясь в пределах Бурен-Ондумской и Каахемской зон. Он находится в бассейне р. Каа-Хем, протягиваясь от р. Дерзиг на востоке до устья рч. Ондум на западе. Южная граница района проходит в правобережье р. Бол. Ажик, северная пересекает верховья р. Копто.

Гранитоидные образования этой площади ранее изучались главным образом в связи с геологической съемкой региона (А. В. Ильин, Т. А. Ильина, В. Б. Агентов, В. В. Агентова и др.). Специальные исследования раннепалеозойских гранитоидов этого района принадлежат В. А. Благонравову, Я. Д. Шенкману, А. П. Лебедеву и И. В. Гинзбург, П. Ф. Ковалеву, А. С. Бухарову и др. Они рассматриваются этими авторами в составе традиционно выделяемого многофазного таннуольского комплекса, включающего раннюю интрузивную фазу основных и ультраосновных пород. Нами последние относятся к самостоятельному догранитоидному комплексу.

Как показывают наши наблюдения, на рассматриваемой площади раннепалеозойский гранитоидный комплекс представлен главным образом кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами и существенно плагиоклазовыми гранитами. Гранодиориты и двуполевошпатовые граниты имеют здесь очень незначительное развитие и встречаются главным образом на востоке района (рис. 2).

Внутри гранитоидных массивов располагаются неравномерно размещающиеся в них отдельные реликтовые тела и группы тел измененных догранитоидных базитов мажалыкского (?) комплекса, а также останцы ороговикованных и диоритизированных кембрийских пород. Общая площадь выходов догранитоидных базитов составляет в целом не более 5—10% от общей площади раннепалеозойских интрузивов.

Раннепалеозойские гранитоиды занимают значительную часть всей территории района, слагая крупный сложно очерченный в плане Каахемский гранитоидный плутон, или, точнее, ареал-плутон, рассекаемый в широтном направлении р. Каа-Хем, и еще два сравнительно небольших (менее 200 кв. км) изолированных плутона на севере района (Тапсинский и Караосский).

Общая площадь Каахемского ареал-плутона составляет не менее 10 000 кв. км. Восточная половина плутона находится за пределами рассматриваемого района и размещается в структурах Каргинской зоны байкалид (см. рис. 1). Западная половина плутона располагается в пределах Бурен-Ондумской геоантиклинальной блоковой зоны и прорывает отложения вулканогенной туматтайгинской и терригенной тапсинской свит нижнего кембрия, трансгрессивно перекрываясь силурийскими осадками дерзигской свиты (см. рис. 2). На западе гранитоиды плутона несогласно перекрыты юрскими отложениями Кызыльской впадины.

Тапсинский и Караосский плутоны располагаются уже в пределах Каахемской приразломной зоны, залегая среди терригенных граувакковых пород тапсинской свиты.

D3
J
$\epsilon_1 tp$
$\epsilon_1 tp_1$
$\epsilon_1 tm$
$\epsilon_1 tm$
$\epsilon_1 tm$
$\epsilon_1 tm$
$S_{1-2} dr$
J
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

D1sl
D1sl
ϵ1tp
ϵ1tp
ϵ1tm
D1sl
D1sl
1
2
3
4
B

Рис. 2. Схема геологического строения района нижнего течения р. Каа-Хем (составлена автором с использованием данных В. Б. Агентова, В. В. Агентовой, В. И. Богнибова, Т. А. Ильиной, А. В. Ильина, Г. В. Полякова).

1 — современные рыхлые отложения; *2* — песчаники, конгломераты и другие отложения юры; *3* — песчаники, конгломераты, алевролиты верхнего девона; *4* — эффузивы нижнего девона (сайлыгская свита); *5* — песчаники, алевролиты, известняки и другие отложения силура (дерзигская свита); *6* — туффиты, туфы, туфопесчаники, алевролиты, туфобрекчии, известняки, порфириты среднего и основного состава нижнего кембрия (тапсинская свита); *7* — известняки, доломиты нижнего кембрия (тапсинская свита, нижняя подсвита); *8* — кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры, порфириты, известняки нижнего кембрия (туматтайгинская свита); *9* — гранитоиды среднего палеозоя, в том числе дайковые образования (бреньский комплекс); *10—20* — образования раннепалеозойского гранитоидного (таннуольского) комплекса: *10* — дайки лейкократовых аплитовидных и мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров, *11* — лейкократовые мелко- и мелкосреднезернистые граниты, *12* — двуполевошпатовые среднезернистые граниты, *13* — существенно плагиоклазовые среднезернистые граниты, *14* — гранодиориты, *15* — кварцевые сиенито-диориты, *16* — плагиограниты (и реже тоналиты), *17* — тоналиты (местами также плагиограниты), *18* — кварцевые диориты (изредка также тоналиты, гранодиориты), *19* — калишпатсодержащие кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты, *20* — диоритизированные породы; *21* — габбро, габбро-нориты, плагиоперидотиты и другие породы раннепалеозойского базитового (мажалыкского) комплекса; *22* — гипербазиты (и метагаббро) актоврakского комплекса; *23* — линии тектонических нарушений; *24* — элементы залегания.

Цифровые и буквенные обозначения (в кружках): 1—6 — гранитоидные массивы: 1 — Тапсинский, 2 — Караоосский, 3 — Байсют-Коптинский, 4 — Тардан-Коптинский, 5 — Буренский, 6 — Терехтиг-Чедерский; а — ж — базитовые интрузивные массивы: а — Зубовский, б — горы Калбак-Даг, в — горы Брунган, г — Тарбанныг, д — Усть-Коптинский, е — р. Бол. Ажик, ж — водораздела рек Копто и Мал. Копто.

В строении южной (левобережной) части Каахемского плутона принимают участие главным образом неоднородные и варьирующие по структуре и составу тоналиты, плагиограниты и реже кварцевые диориты. Все они тесно связаны между собой постепенными взаимопереходами и содержат многочисленные весьма крупные останцы и мелкие реликтовые включения диоритизированных и ороговикованных вмещающих кембрийских пород и габброидов. На западе левобережной части района развиты весьма однородные существенно плагиоклазовые граниты Терехтиг-Чедерского массива, составляющего крайнюю западную оконечность Каахемского плутона. В отличие от тоналитов, плагиогранитов и кварцевых диоритов граниты Терехтиг-Чедерского массива, как правило, лишены реликтовых включений, но изобилуют поздними дайками лейкогранитов (см. рис. 2). Небольшие участки аналогичных существенно плагиоклазовых гранитов встречаются и на востоке района.

Здесь уместно пояснить, что разделение нами гранитных пород на «плагиограниты» и «существенно плагиоклазовые граниты» неслучайно. Оно обосновано необходимостью различать: а) неоднородные и негомогенные (т. е. обогащенные реликтовыми включениями) бескалишпатовые граниты, являющиеся фациальным аналогом тоналитов и кварцевых диоритов («плагиограниты»), и б) вполне гомогенные весьма выдержанные по составу граниты, богатые плагиоклазом, но содержащие калишпат («существенно плагиоклазовые граниты»). Те и другие хорошо разделяются по содержанию K_2O, по общей щелочности и по многим другим петрохимическим параметрам. Под тоналитами нами подразумеваются лишенные калишпата и богатые кварцем породы, имеющие химический состав, промежуточный между составами кварцевых диоритов и плагиогранитов.

Северная (правобережная) часть Каахемского плутона, контактирующая с вмещающими его толщами кислых эффузивов и известняков нижнего кембрия, слагается главным образом кварцевыми диоритами, местами также тоналитами и кое-где в небольших участках гранодиоритами. В полях развития этих пород распространены останцы измененных кембрийских вулканитов, известняков и габброидов. Плагиограниты развиты в северо-западной части плутона (район с. Зубовка). Они слагают здесь большую часть так называемого Буренского массива. Он граничит с севера и северо-востока с вмещающими его кислыми вулканитами кембрия, а на западе с более древним Зубовским габброидным массивом и трансгрессивно перекрывается с юга и юго-востока силурийскими осадочными породами дерзигской свиты. Буренский массив интересен присутствием в нем тела ощелоченных гранитоидов, соответствующих по составу кварцевым сиенит-диоритам.

На востоке правобережной части Каахемского плутона среди кварцевых диоритов и сменяющих их местами тоналитов встречаются довольно протяженные выходы гранодиоритов (реки Шан, Дерзиг) и двуполевошпатовых гранитов (р. Оштан). Последние слагают довольно крупные (до 15—20 кв. км) штокообразные тела и имеют с вмещающими их кварцевыми диоритами и тоналитами то довольно расплывчатые и неясные, то вполне четкие интрузивные контакты.

Северная часть Каахемского плутона, представленная Байсют-Коптинским массивом, срезается с севера тектоническими нарушениями, являющимися южным ограничением Каахемской приразломной зоны. Этот массив слагается кварцевыми диоритами, сменяющимися в отдельных участках тоналитами или гранодиоритами. В западной половине Байсют-Коптинского массива по р. Бай-Сют вскрывается довольно крупное (до 30 кв. км) тело весьма однородных существенно плагиоклазовых гранитов чедерского типа.

Расположенный на водоразделе рек Бай-Сют и Копто небольшой Тардан-Коптинский массив сложен весьма однообразными массивными гранодиоритами и отчасти тоналитами. Этот массив, судя по всему, представляет собой самостоятельное интрузивное тело.

Тапсинский и Караосский плутоны приурочены к северной окраине района и находятся, как уже говорилось, в пределах Каахемской линейной приразломной зоны. Это относительно некрупные зональные по строению тела, в строении краевых частей которых большую роль играют диоритизированные вмещающие породы кембрия и догранитоидные базиты. Сами гранитоиды представлены здесь главным образом четко гнейсовидными кварцевыми диоритами и тоналитами.

Ниже приводится геолого-петрографическая характеристика основных типов пород, составляющих таннуольский комплекс. Все участвующие в строении названных массивов образования таннуольского раннепалеозойского комплекса по особенностям вещественного состава и химизма разделяются нами главным образом на следующие четыре основные группы.

А. Диоритизированные и гранитизированные породы, развивающиеся по боковым породам и останцам кровли.

Б. Обширная группа неустойчивых по составу и связанных постепенными взаимопереходами пород, в том числе богатые реликтовыми включениями породы кварцево-диоритового, тоналитового и плагиогранитового, а также частично гранодиоритового состава. Эта группа объединяет образования, к которым применим традиционный термин «гибридные».

В. Существенно плагиоклазовые (и изредка двуполевошпатовые) граниты, иногда слагающие отдельные небольшие участки среди пород второй группы, а чаще всего — самостоятельные и относительно крупные «поля» вполне выдержанных по составу гранитов, играющие роль дополнительных интрузивов. Временной их разрыв с породами второй группы, однако, в этом случае очень незначительный.

Г. Лейкократовые аплитовидные и мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, изредка гранит-пегматиты. Обычно это двуполевошпатовые разности. Они являются самыми поздними гранитоидными образованиями таннуольского комплекса (жилы, дайки, реже штокообразные тела).

Встречающиеся в составе таннуольских гранитоидных массивов конечные интрузивные члены комплекса, соответствующие дайкам второго этапа, не играют в его составе существенной роли. Нами они специально не изучались.

Положение в названном ряду таких мало распространенных в данном районе гранитоидных пород, как гранодиориты (р. Шан) или кварцевые сиенито-диориты (с. Зубовка), не вполне определенно. В большинстве случаев по условиям формирования ближе всего они стоят, по-видимому, к существенно плагиоклазовым и двуполевошпатовым гранитам.

Следует заметить, что выделенные здесь для рассматриваемого района и характеризуемые нами ниже группы раннепалеозойских гранитоидных образований ни в коей мере нельзя рассматривать как традиционно выделяемые многими и строго фиксируемые во времени «фазы» гранитоидной интрузии, хотя они и отражают в определенной мере последовательность формирования гранитоидного комплекса. Они соответствуют прежде всего определенным фациальным типам пород, различающимся по условиям формирования.

Диоритизированные и гранитизированные породы

К этой группе принадлежат разнообразные меланократовые диорито- и мигматитоподобные породы, представляющие собой различные диоритизированные и гранитизированные роговики по кембрийским осадочно-вулканогенным вмещающим породам и древним габброидам. Подобные образования впервые были выделены и изучены на примере гранитоидных массивов хр. Восточный Танну-Ола [Еремеев, 1950; Леонтьев, 1953]. Позднее они детально исследовались здесь Г. В. Пинусом [1961а], Т. Н. Ивановой [1963] и Э. Ф. Дорофеевой [1965]. Обычно они именуются «метасоматическими диоритами», реже «псевдодиоритами». Формирование их связывается с процессами гибридизации, метасоматоза и палингенеза в контактах гранитоидных плутонов. Принято считать, что все такого рода породы таннуольских интрузий были образованы по кембрийским вулканитам. Наблюдения гранитоидных плутонов в Каахемском районе показывают, однако, что аналогичные образования полигенны и являются результатом преобразования и вулканогенных, и осадочных, и габброидных вмещающих пород. Это хорошо видно в многочисленных «полях» диоритизированных пород в правобережье и левобережье р. Каа-Хем (см. рис. 2).

Рассматриваемые ниже диоритизированные и гранитизированные породы являются метасоматическими образованиями, типичными для гранитоидных плутонов, формировавшихся путем процессов магматического замещения. Диоритизация накладывалась на породы, предварительно уже претерпевшие в той или иной степени роговиковую перекристаллизацию. В останцах обычно наблюдается тесная перемежаемость выходов роговиков и образованных по ним диоритизированных и гранитизированных пород. В роговиках местами сохраняются реликты первоначально вещественного состава.

Минеральные парагенезисы роговиков в останцах и экзоконтактах отвечают амфиболитовой («амфибол-роговиковой», по В. В. Ревердатто [1970]), фации, являясь в то же время функцией исходного состава пород. Наиболее распространенные ассоциации минералов в роговиках, образованных по основным и среднеосновным вулканитам и туфам, по граувакковым породам и по габброидам: роговая обманка — плагиоклаз, биотит — роговая обманка — плагиоклаз, пироксен — роговая обманка — плагиоклаз. Массивные разности кварцевых альбитофиров или туфов в экзоконтактах гранитоидных тел ороговикованы, как правило, лишь частично (реки Бурен, Баян-Кол, Копто ниже Мал. Копто и др.). В останцах кровли в результате наиболее полной роговиковой перекристаллизации кислых туфов или туффитов кислого состава образуются кварц-плагиоклазовые роговики, состоящие из альбита и кварца; альбита, кварца, мусковита и эпидота (р. Бол. Ажик, правобережье р. Каа-Хем выше устья р. Бай-Сют, левый склон р. Каа-Хем ниже устья р. Шан и т. д.). Нередко такие роговики обнаруживают метасоматические прожилки альбита. Гнейсовидные разности светлых кварц-плагиоклазовых роговиков внешне очень похожи на гранитогнейсы.

Богатые глиноземом сланцы и туффиты превращены в роговики с такими парагенезисами, как кварц — плагиоклаз — андалузит — биотит;

кварц — плагиоклаз — ставролит — (дистен) — биотит и другие (реки Дерзиг, Каа-Хем напротив с. Сарыг-Сеп).

Роговики, образованные по известковистым сланцам и другим карбонатным породам, характеризуются ассоциациями диопсид—плагиоклаз, роговая обманка—диопсид—плагиоклаз, гроссуляр—диопсид—плагиоклаз и др. Более крупнозернистые разности таких известково-силикатных роговиков очень сходны при этом с послемагматическими скарнами. Описываемые породы обычно переслаиваются с кварц-плагиоклазовыми амфибол-плагиоклазовыми роговиками и мраморами. Местами все они в равной мере пересечены жилами и дайками плагиогранитов.

Вблизи выходов карбонатных пород в ассоциации с останцами измененных габброидов встречаются также своеобразные довольно крупнозернистые плагиоклаз-диопсидовые породы, содержащие нередко примесь микроклина. Эти метасоматические образования, вероятно, являются более поздними, чем роговики (гора Темир-Даг, район горы Чурек, р. Копто выше р. Мал. Копто, р. Шан, водораздел рек Бурен—Бай-Сют, р. Дерзиг и др.).

Текстурные особенности роговиков весьма четко наследуют текстурные черты исходных пород. Роговики, образованные по массивным породам (порфириты, габброиды и др.), имеют массивное сложение. Роговики по слоистым и сланцеватым породам всегда обнаруживают гнейсовидность. Такая унаследованность текстурных элементов вмещающих пород обычно четко прослеживается далее и в образованных по роговикам диоритизированных и гранитизированных породах.

Диоритизированные роговики в описываемом районе развиты весьма широко и представляют собой массивные или гнейсовидные тонко-, мелко- и среднезернистые меланократовые метасоматические породы с гранобластовыми и гипидиобластовыми микроструктурами. Тесно ассоциируя с останцами ороговикованных вмещающих вулканогенных пород и габбро, они связаны с ними постепенными взаимопереходами. Главные парагенезисы минералов в диоритизированных роговиках: средний плагиоклаз — роговая обманка; средний плагиоклаз—роговая обманка—биотит. В крупных «полях» этих пород всегда обнаруживаются останцы и разных размеров ксенолиты ороговикованных порфиритов, туфов или туффитов с прослоями ороговикованных и иногда гранитизированных кислых эффузивов, мраморов и известково-силикатных роговиков, а также весьма многочисленные реликтовые тела древних габброидных интрузий (район горы Хайарлыг, р. Бол. Ажик и т. д.). Все эти образования представляют собой измененные остатки кровли гранитоидных тел (см. рис. 2). В рельефе они четко занимают самое высокое гипсометрическое положение в отличие от ассоциирующих с ними тоналитов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, которые тяготеют, как правило, к пониженным участкам рельефа, изобилуя при этом многочисленными реликтовыми включениями измененных роговиков. Переходы от измененных диоритизированных пород кровли к сменяющим их кварцевым диоритам и тоналитам большей частью совершенно постепенные. Особенно хорошо это все можно наблюдать на левобережье р. Каа-Хем — к востоку от оз. Чедер, к югу от горы Брунган, в бассейне р. Бол. Ажик, в пади Хайарлыг, в районе горы Тарбаган-Бедик и на многих других участках. Большие по площади выходы диоритизированных роговиков, сменяющихся ороговикованными кембрийскими вулканитами, сланцами, мраморами и древними габброидами, прослеживаются среди гранитоидных массивов и в правобережье р. Каа-Хем (реки Копто, Мал. Копто и т. д.).

Диоритизированные роговики по осадочно-вулканогенным среднеосновным породам кембрия представляют собой массивные тонко-, мелко- и среднезернистые метасоматические породы. Они выделяются иногда относительно выдержанным на значительных площадях постоянством

структурно-текстурных признаков. Этим они отличаются от пространственно связанных с ними диоритизированных и перекристаллизованных габброидов, хотя во многих случаях четкое разделение тех и других невозможно. Особенности вещественного состава и строения диоритизированных вулканогенных пород в целом повторяют неоднократно рассматриваемые в литературе особенности аналогичных образований. Начальная стадия диоритизации роговиков фиксируется в виде появления в них неравномерной сети роговообманковых прожилков, жилок и гнезд, приуроченных к трещинкам или плоскостям сланцеватости. Эти преобразования можно наблюдать в останцах различных кембрийских пород в верхнем течении р. Оштан, в верховьях р. Копто, по р. Копто ниже р. Мал. Копто, в бассейне р. Бол. Ажик, в районе горы Соя-Нур и в других местах.

Наиболее полно диоритизированные породы, сохраняющие, однако, в том или ином количестве реликтовые участки роговиков, имеют облик полнокристаллических неравномерно-зернистых пород с грано- и гипидиобластовыми структурами, нередко сменяющимися вполне гипидиоморфными. В отдельных участках в них наблюдаются некрупные порфиробласты среднего плагиоклаза и роговой обманки. Встречаются отдельные пегматоидного характера метасоматические прожилки кварца, плагиоклаза и роговой обманки.

Наиболее измененные роговики очень похожи на такситовые кварцевые диориты. Они выделяются довольно крупнозернистым строением и относительно лейкократовым составом и содержат довольно много таких новообразованных минералов, как кварц, средний плагиоклаз, роговая обманка, иногда также биотит, и приближаются по своему составу и строению к кварцевым диоритам или тоналитам. Зерна кварца в них при этом имеют нередко форму характерных пойкило- и порфиробласт. Измененные таким образом диоритизированные роговики очень часто содержат большое количество неясно очерченных и разнонаправленных жилок и жил плагиогранитного материала. Нередко они наблюдаются и в менее перекристаллизованных роговиках. Обилие плагиогранитных жилок и жил обусловливает образование характерных текстур. Материал, выполняющий жилы, чаще всего представляет собой мелкозернистый такситовый плагиогранит с обычной гипидиоморфной микроструктурой. Иногда микроструктура близка к гранофировой и обусловлена сложными взаимопрорастаниями плагиоклаза и кварца. Весь этот неравномерно распределяющийся в диоритизированных роговиках жильный плагиогранитный материал ясно носит характер образованного на месте. Очень часто он дополняется секущими маломощными интрузивными даечками такситовых биотит-роговообманковых плагиогранитов или существенно плагиоклазовых гранитов, которые содержат большое количество реликтового материала роговиков. Все эти близкие к кварцевым диоритам и тоналитам неравномерно диоритизированные и гранитизированные разности роговиков постепенно сменяются полями обычных, богатых реликтовыми включениями таннуольских гранитоидов.

Следует заметить, что в диоритизированных роговиках, образованных по слоистым и сланцеватым средним и основным по составу породам кембрия, развитие зонок гранитизации и плагиогранитных жилок и жил четко носит «послойный» характер, отчетливо контролируясь главным образом плоскостями слоистости или сланцеватости. Породы приобретают в итоге большое внешнее сходство с типичными мигматитами (Тапсинский массив в верховьях р. Копто, левобережье р. Каа-Хем выше рч. Кара-Суг, нижнее течение р. Дерзиг и др.). Кстати, можно отметить, что мигматитоподобные образования таннуольского гранитоидного комплекса широко развиты и за пределами рассматриваемой здесь территории: например, на площади Ожинского массива или восточнее показанной на рис. 2 площади (р. Каа-Хем выше руч. Эржей, р. Ханга). Здесь, в восточной поло-

вине Каа-Хемского района, эти породы образованы по кристаллическим сланцам протерозоя.

Иное, чем диоритизация, выражение метасоматического преобразования боковых пород представляют собой наблюдаемые кое-где явления **гранитизации** кварц-плагиоклазовых роговиков. Исходные роговики образованы по небольшим останцам кислых туффитов, кварцевых альбитофиров и туфов. Нередко они наблюдаются в прослоях среди диоритизированных среднеосновных вулканитов, подчеркивая, таким образом, избирательный характер преобразований боковых пород. Явления гранитизации кварц-плагиоклазовых роговиков выражаются в осветлении, собирательной перекристаллизации и метасоматическом окварцевании пород и в появлении в них кварц-плагиоклазового жильного материала. В конечном итоге возникают светлые тонкозернистые гранитоподобные породы (р. Мерген, район горы Тарбанныг, падь Бурганныг, р. Дерзиг и др.). Они сложены кварцем и олигоклазом или кварцем и альбитом. В зависимости от текстур исходных пород это породы или массивные, похожие на аплитовидные граниты, или же гнейсовидные, напоминающие гранитогнейсы. Микроструктуры гранитизированных кварц-плагиоклазовых роговиков гранобластовые или гипидиоморфные, нередко гранофироподобные, обусловленные развитием своеобразных амебовидных пойкилобласт новообразованного кварца. Формирование названных гранитизированных пород в отличие от диоритизации основных и среднеосновных вулканитов происходило, как видно, без существенного привноса — выноса вещества.

С рассмотренными выше изменениями останцов кембрийских вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ связано формирование пространственно ассоциирующих с ними тоналитов и плагиогранитов.

Преобразования в связи с раннепалеозойскими гранитоидами пород древней базитовой интрузии по своей направленности в целом довольно близки изменениям основных и среднеосновных вулканитов, туфов и туффитов, хотя и отличаются меньшей интенсивностью процессов диоритизации.

Догранитоидные базиты обычно рассматриваются или как породы первой фазы таннуольского комплекса, или как его гибридные образования. По нашим данным, базиты являются представителями самостоятельного комплекса, но изменены в связи с влиянием гранитоидов.

Наиболее крупные тела догранитоидных базитов имеют размер порядка нескольких квадратных километров. Породы их изменены обычно довольно слабо. К ним принадлежат такие, как Зубовский, гор Калбак-Даг, Поом, Брунган, Усть-Коптинский, гор Тарбанныг, Шарагай, р. Бол. Ажик и др. (см. рис 2). Многие из них обнаруживают черты расслоенных дифференцированных интрузий и детально охарактеризованы недавно Г. В. Поляковым и В. И. Богнибовым [1979]. Из числа других аналогичных массивов довольно отчетливыми признаками расслоенности обладают Усть-Коптинский и в меньшей степени Тарбанныгский массивы. Усть-Коптинский массив сложен средне- и грубозернистыми меланократовыми и лейкократовыми оливинсодержащими габбро, а также плагиоперидотитами и перидотитами. Несмотря на проявленные со стороны гранитоидов изменения, довольно хорошо видны следы первоначальной расслоенности. В Тарбанныгском массиве и продолжающем его к западу массиве горы Казнак элементы расслоенности проявлены значительно хуже. Здесь преобладают довольно сильно измененные габбро и мезократовые и лейкократовые оливиновые габбро-нориты. Встречаются в небольшом количестве перидотиты, плагиоперидотиты и изредка габбро-пироксениты.

При наблюдении изменений, прослеживаемых в базитовых телах вблизи прорывающих их таннуольских гранитоидов, четко видно, что наиболее глубокие преобразования испытали именно габброидные члены базитовой интрузии. Ультраосновные разности пород изменены по срав-

нению с ними очень слабо. Весьма свежий облик этих пород и довольно хорошо сохранившийся в них первичный минеральный состав в свое время послужили основанием для выделения их не в первую фазу сложного таннуольского комплекса, как обычно, а в третью [Пинус, 1961а] или же в самостоятельную послегранитоидную раннепалеозойскую интрузию [Лебедев, Гинзбург, 1953].

Мелкие реликтовые тела габброидов обнаруживают весьма заметные преобразования, хотя породы часто сохраняют при этом реликты первичных минералов и следы трахитоидности. Это хорошо видно на водоразделе рек Копто и Мал. Копто, по рекам Шан и Дерзиг, в районе к югу от с. Медведевка, в верховьях р. Копто, по р. Терехтиг, в левобережье р. Каа-Хем близ устья рч. Кара-Суг и в других местах. Кварцевые диориты и тоналиты вблизи таких остаточных тел габбро нередко обнаруживают шлиры темноцветных минералов и реликты пироксенов и имеют гнейсовидность, ориентировка элементов которой близка к ориентировке трахитоидности в габбро. По реликтам минерального состава и следам первичной расслоенности пород в расположенных по соседству остаточных телах базитов иногда можно судить о конфигурации и примерных размерах первоначальных массивов (район с. Медведевка, бассейн р. Бол. Ажик, нижнее течение р. Копто и др.).

Слагающие такие тела габброидные породы (габбро, габбро-нориты, оливинсодержащие габбро, оливиновые габбро-нориты и др.) изменены вполне однотипно. Последовательность и характер преобразования их в целом выдерживаются довольно одинаковыми — от ранних проявлений актинолитизации и начала роговиковой перекристаллизации вплоть до образования участков такситовых кварцевых диоритов и тоналитов, а иногда и до появления плагиогранитных жил. Это — первый тип преобразований. Наряду с этим намечается и другой малораспространенный тип преобразования габброидов, развитый узколокально. Он приводит в итоге к появлению ощелоченных разностей пород (район Зубовки, р. Шан и др.).

Преобразования первого типа очень широко распространены. Они прослеживаются в многочисленных реликтовых участках габбро и габбро-норитов в левобережье р. Каа-Хем, начиная чуть восточнее оз. Чедер и кончая нижним течением р. Бурен к югу от устья Дерзига. В левобережье р. Каа-Хем эти изменения захватывают группы многочисленных реликтовых тел базитов в районах гор Калбак-Даг, Поом, Тарбанныг, Брунган и т. д. В правом склоне р. Каа-Хем данный тип изменения габброидов устанавливается в западной части Зубовского массива, в габброидных телах района с. Тардан, в Усть-Коптинском массиве и в габброидных телах устьевой части р. Мал. Копто, а также в габброидах из верховьев р. Копто и по р. Мал. Копто.

Начальные изменения габброидов выражаются в появлении секущих актинолитовых прожилков и жилок и в актинолитизации пироксенов и иногда плагиоклазов. Нередко актинолит в таких слабо измененных базитах оказывается не единственным новообразованным амфиболом, замещая еще более ранний, развитый по моноклинному пироксену бесцветный актинолит (?). Актинолитизация часто приводит к образованию в породах характерных и довольно крупных скелетных пойкилобласт и гнезд актинолита. Во многих участках актинолитизация сопровождается явлениями катаклаза, дробления или рассланцевания и выражается в появлении своеобразных и многочисленных «струйчатых» или «сетчатых» зонок актинолита. В ряде участков параллельно с актинолитизацией происходит и роговиковая перекристаллизация. Чаще всего, однако, она проявляется уже позже, совпадая с кристаллизацией более поздней, чем актинолит, зеленой или буро-зеленой роговой обманки, замещающей и актинолит, и плагиоклаз.

Образовавшиеся при этом неравномерно-зернистые роговиковые по-

роды имеют роговообманково-плагиоклазовый (роговообманково-андезиновый) или пироксен-роговообманково-плагиоклазовый состав. Местами в роговиках встречаются немногочисленные метасоматические пегматоидные прожилки из плагиоклаза, кварца и роговой обманки.

В случае более интенсивного преобразования габброиды обнаруживают не только роговиковую перекристаллизацию и амфиболизацию, но и диоритизацию. Это проявляется в развитии среди ороговикованных базитов многочисленных участков неравномерно-зернистых диоритоподобных роговообманково-плагиоклазовых пород. Местами к ним приурочены более поздние зонки осветления (гранитизации), отвечающие по составу и строению такситовым мелкозернистым кварцевым диоритам. Постепенное и неравномерное разрастание этих зонок ведет к появлению все более заметных по размерам участков кварцевых диоритов. В целом эти преобразования очень близки к тому, что мы наблюдаем в диоритизированных вулканогенных породах, хотя габброиды изменяются, как правило, менее интенсивно и более неравномерно, с сохранением весьма многочисленных реликтовых включений и блоков слабо измененных исходных габбро. Местами роговиковая перекристаллизация проявлена совсем слабо, но хорошо выражены амфиболизация и диоритизация. Образованные по габброидам кварцевые диориты обнаруживают гнейсовидность, являющуюся результатом унаследования элементов трахитоидности. И в измененных габброидах, и в сменяющих их постепенно кварцевых диоридах иногда довольно широко распространены многочисленные даечки контаминированных существенно плагиоклазовых мелкозернистых гранитов и еще более поздние жилы лейкократовых аплитовидных гранитов и гранит-пегматитов.

Своеобразным выражением гранитизации базитов являются преобразования габброидных тел в левобережье р. Каа-Хем выше с. Бояровка и в районе с. Медведевка. Эти изменения связаны с кварц евым порфиро бластезом, сопровождавшим роговиковую перекристаллизацию базитов. Образованные в результате этого породы представляют собой такситовые и довольно меланократовые разности, обогащенные довольно крупными округлыми порфиробластами кварца. Внешне породы напоминают тоналиты. Под микроскопом видно, что они сохраняют реликты пироксена и частично деанортитизированного пятнистого основного плагиоклаза. Значительная часть объема пород слагается пойкилобластами и сегрегациями новообразованной зеленой роговой обманки и порфиро- и пойкилобластами кварца. Иногда наряду с роговой обманкой присутствует и более ранний актинолит. В отдельных участках вместе с кварцем встречается в небольшом количестве и новообразованный средний плагиоклаз. Структуры пород сложные — бластические с участками гипидиоморфных. В полях развития описываемых тоналитоподобных пород встречаются не только останцы малоизмененных габбро, габбро-норитов и оливинсодержащих габбро, но и остатки кровли ороговикованных и диоритизированных среднеосновных порфиритов и туффитов. В них тоже видны явления кварцевого порфиробластеза. Останцы всех этих измененных пород прорываются одиночными даечками своеобразных сильно контаминированных и неоднородных плагиогранит-порфиров и изредка аплитов. С удалением от останцов кровли тоналитоподобные такситовые породы постепенно сменяются полями вполне однородных обычных таннуольских тоналитов.

Ультраосновные породы древней базитовой интрузии изменены слабо. Как видно в ряде реликтовых расслоенных базитовых тел, сохраняющих «прослои» меланократовых оливин-пироксеновых габбро, перидотитов и плагиоперидотитов, изменения их сводятся главным образом к частичной актинолитизации, а в отдельных участках и к слабой роговиковой перекристаллизации, кое-где дополняемой появлением отдельных метасоматических прожилков кварца, плагиоклаза, амфибола. Это можно наблюдать в массиве устья р. Копто и в группе базитовых тел в бассейне

р. Бол. Аккик. Изредка вместе с актинолитом встречается и новообразованная роговая обманка, частично замещающая более ранний актинолит. Присутствие вместо роговой обманки актинолита во многих случаях, по-видимому, не является показателем более низкотемпературных условий, по отражает бедность глиноземом и недосыщенность кремнеземом исходных пород [Ревердатто, 1970]. Актинолитизация их выражена в развитии актинолитовых жилок и прожилков и в частичном замещении первичных пироксенов с образованием скелетных пойкилобласт актинолита. Каемки таких пойкилобласт местами могут быть представлены вторичной буро-зеленой роговой обманкой. По оливину развиты серпентин или иддингсит. Избирательность преобразования описываемых пород подчеркивается тем, что «переслаивающиеся» с ними или залегающие по соседству габброиды и кембрийские вулканиты изменены несравненно полнее. Они всегда частично или полностью ороговикованы, часто также диоритизированы и прорваны жилами контаминированных плагиогранитов и тоналитов. В плагиоперидотитах и перидотитах плагиогранитные жилы вообще очень редки, а изменения, как видно, не выходят за рамки начальной стадии роговиковой перекристаллизации.

Все рассмотренные выше преобразования базитов наблюдаются в останцах, размещенных среди полей кварцевых диоритов и тоналитов.

Второй, очень редкий для данного района, тип изменений базитов выражается в биотитизации и калишпатизации. Наиболее полно он проявился в восточной половине Зубовского габбро-норитового массива. Здесь, в правобережье р. Каа-Хем в правом борту р. Бурен, развиты интенсивно и неравномерно биотитизированные и калишпатизированные трахитоидные габбро-нориты. Они имеют здесь облик очень неоднородных и такситовых монцодиоритов и сиенито-диоритов и содержат большое количество крупных пойкилобласт замещающего пироксен новообразованного биотита и пойкилобласт неравномерно «пропитывающего» породы калишпата. Последний активно замещает плагиоклаз, а иногда и биотит с образованием характерных пойкило- и порфиробласт. В небольшом количестве присутствует более ранняя, чем биотит, новообразованная роговая обманка. В неправильных мелких пойкилобластах местами встречается кварц. Калишпат (микроклин) является самым поздним минералом. Местами в породах видны неясно очерченные метасоматические жилы существенно калишпатовых сиенитов, сохраняющих реликты пироксена. Кое-где встречаются также неясно обособленные жилы гранит-пегматита. Несколько выше по р. Бурен, в 1,5 км от с. Зубовка, описываемые метасоматические монцодиориты и сиенито-диориты сменяются слабоизмененными габбро-норитами, уже не содержащими калишпата и биотита и лишь частично ороговикованными и актинолитизированными. В западной части Зубовского массива (р. Баян-Кол) изменения габбро-норитов носят обычный, уже рассмотренный вначале характер. Они ороговикованы, амфиболизированы, окварцованы, содержат и актинолит, и роговую обманку. Встречаются участки с пойкилобластами биотита. Наиболее сильно измененные габброиды приобретают здесь в отдельных участках облик и состав обычных таннуольских кварцевых диоритов и пересекаются единичными жилами плагиогранитов.

Южное окончание тела зубовских монцодиоритов и сиенито-диоритов, содержащих участки плагиоклаз-диопсидовых пород, прослеживается в левом борту р. Каа-Хем. С восточной же его частью граничит тело раннепалеозойских порфировидных кварцевых сиенито-диоритов, занимающее приустьевую часть р. Бурен и часть водораздела рек Бурен и Бай-Сют. Эти породы в отличие от зубовских имеют вполне типичные магматические порфировидные структуры. Смена биотитизированных и калишпатизированных габброидов зубовского типа этими кварцевыми сиенито-диоритами весьма резкая. Последние с приближением к Зубовскому массиву становятся резко порфировидными, «закаленными». В калишпати-

зированных габброидах вблизи контакта наблюдаются жилки и жилы обогащенных калишпатом гранит-порфиров, которые можно, на наш взгляд, рассматривать как апофизы или жильные образования кварцевых сиенито-диоритов. И зубовские монцодиориты, и контактирующие с ними раннепалеозойские кварцевые сиенито-диориты трансгрессивно перекрываются красноцветными осадками силура. К востоку от тела кварцевых сиенито-диоритов (см. рис. 2), сменяющихся здесь постепенно гранодиоритами, в правобережье р. Бай-Сют вскрываются мелкие реликтовые тела довольно сильно ороговикованных, амфиболизированных и биотитизированных габбро, ассоциирующих с выходами скарнированных и мраморизованных карбонатных пород кембрия и метасоматических калишпат-диопсид-плагиоклазовых пород.

Сходные с зубовскими такситовые монцодиоритовые и сиенито-диоритовые породы наблюдаются также в низовьях р. Шан и в междуречье Копто—Шан и встречаются здесь в полях биотит-пироксен-роговообманковых кварцевых диоритов, содержащих мелкие реликтовые тела амфиболизированных и ороговикованных габбро-норитов. Между всеми названными разновидностями пород переходы совершенно постепенные. Кварцевые диориты состоят здесь из среднего зонального плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, моноклинного и ромбического пироксенов. Встречаются также кое-где и реликты оливина. Характерная особенность описываемых кварцевых диоритов — присутствие в них крупных пойкилобласт замещающего пироксены позднего биотита. Встречается частично деанортитизированный реликтовый плагиоклаз очень неоднородного пятнистого строения. Местами появляется реакционно развивающийся по плагиоклазу поздний калишпат, и породы приобретают тогда состав, довольно близкий к составу зубовских сиенито-диоритов.

Аналогичные такситовые кварцевые сиенито-диориты встречаются и в низовьях р. Шан. Здесь в них наблюдаются единичные жилы кварц-диопсид-плагиоклазовых пород.

Монцодиоритовые и кварцево-сиенит-диоритовые пироксенсодержащие такситовые породы таннуольского комплекса наблюдаются и по р. Дерзиг выше р. Мал. Шивелиг-Ос. Здесь они содержат ксенолиты измененных габброидов и полосчатых роговиков по породам кембрия. Ниже по р. Дерзиг встречено небольшое тело базитов, залегающее в толще метаморфизованных осадочных пород кембрия. Базиты представлены здесь неравномерно ороговикованными и амфиболизированными габбро-норитами, габбро и габбро-пироксенитами и местами содержат ксенолиты роговиков. Вмещающие базиты кембрийские породы превращены в полосчатые и массивные роговообманково-диопсид-плагиоклазовые, диопсид-плагиоклазовые, диопсид-гроссуляровые и гроссуляровые скарновые породы и мраморы, пересеченные жилками гранитного материала. Кое-где среди них встречаются также выходы сравнительно крупнозернистых микроклин-диопсид-плагиоклазовых пород. Еще ниже по Дерзигу все эти породы сменяются затем очень неоднородными калишпатсодержащими кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Следует подчеркнуть, что перечисленные выше участки калишпатизированных габброидов и пространственно связанных с ними монцодиоритовых и сиенито-диоритовых пород тяготеют к выходам раннепалеозойских гранодиоритов и кварцевых сиенито-диоритов, т. е. к выходам наиболее ощелоченных гранитоидов таннуольского комплекса. Вероятно, как раз формированию последних и обязаны своим появлением метасоматические образования Зубовского массива, рек Шан и Дерзиг. С другой стороны, неслучайна, по-видимому, также и намечающаяся пространственная связь калишпатизированных габброидов с метасоматизированными карбонатными породами. Присутствие последних, возможно, также определяло как-то особые условия щелочности процессов.

Бурен—Ондумская

Окислы, характеристики	Кварцевые диориты (n=12)		Тоналиты (n=10)		Плагиограниты (n=8)		Существенно плагиоклазовые граниты (n=10)	
	$\overline{X}$	s	$\overline{X}$	s	$\overline{X}$	s	$\overline{X}$	s
SiO_2	59,58	3,56	65,76	1,96	72,29	2,30	70,82	1,18
TiO_2	0,85	0,18	0,56	0,10	0,40	0,08	0,30	0,06
Al_2O_3	17,24	1,01	15,41	0,84	13,94	1,37	15,74	0,44
Fe_2O_3	2,63	0,99	2,16	0.64	1,69	0,67	1,13	0.21
FeO	4,64	0,90	4,19	1,06	2,68	0,39	1,93	0.51
MnO	0,13	0,02	0,10	0,03	0,09	0,04	0,05	0,01
MgO	3,32	0,96	2,11	0,41	0,74	0,47	0,78	0,36
CaO	6,42	1,47	5,40	0,75	4,22	0,70	3,17	0,55
Na_2O	3,60	0,53	3,27	0,69	3,41	0,49	4,14	0,33
K_2O	1,37	0,44	0,94	0,73	0,46	0,18	1,84	0.34
P_2O_5	0,33	0,12	0,09	0,05	0,09	0,04	0,08	0,04
ΣFeO	7,01	1,23	6,14	1,54	4,20	0,84	2,96	0,60
a	10,0	1,60	8,6	2,39	8,0	1,23	11,5	0,88
c	6,6	1,40	6,0	1,07	4,9	0,76	3,8	0.68
b'	13,9	3,80	10,1	1,99	5,4	1,02	4,1	1,09
f'	49,8	6,06	57,7	7,37	68,2	15,58	49.9	11,60
m'	40,4	3,50	35,3	5.47	19,2	10,99	23,0	10,72
c'	6,7	9,95	4,2	7,33	—	—	—	—
a'	—	—	—	—	4,8	15.62	26,8	20,29
n	80,4	4,41	86,0	8,81	92,0	2,57	77,4	3,33
φ	16,3	4,96	17,9	3,16	24,0	10,03	17,0	4,23
t	1,1	0,27	0,6	0,12	0,4	0,07	0,3	0,07
Q	+12,0	6,55	+27,4	6,14	+41,3	6,88	+31,2	2,82
d	0,4	0,08	0,4	0,11	0,4	0,05	0,6	0,05
F	54,6	4,05	61,5	6,39	77,1	13,0	69,7	10,56

Примечание. $b'=b-\frac{a'b}{100}$; $d=\frac{Na+K}{Al}$; $F=\frac{Fe}{Fe+Mg}\cdot 100$. Химический анализ пород А. В. Сухаренко, И. М. Фоминых.

Кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты

Этот обширный ряд, как правило, тесно связанных между собой постепенными переходами пород объединяет три различные по вещественному составу группы гранитоидов. По минеральному составу и химизму они разграничиваются более или менее определенно. По весьма выдержанным петрохимическим чертам особенно четко обособлена группа плагиогранитов (табл. 1).

В пределах гранитоидных массивов резкой пространственной обособленности названных групп не существует. Как можно видеть во многих участках право- и особенно левобережья р. Каа-Хем, и кварцевые диориты, и тоналиты, и плагиограниты обычно слагают единые, пестрые по составу гранитоидные массивы, изобилующие реликтовыми включениями и останцами боковых пород. В показанных на рис. 2 полях тоналитов повсеместно встречаются участки плагиогранитов. В массивах кварцевых диоритов как фациальные аналоги их всегда присутствуют в том или ином количестве тоналиты. Последние наблюдаются и в телах плагиогранитов. Общей особенностью и кварцевых диоритов, и тоналитов, и плагиогранитов является их негомогенность, почти повсеместная «зараженность» их

Таблица 1

нитоидов таннуольского комплекса

зона						Каахемская зона (Тапсинский массив)			
Двуполевошпатовые граниты (n=8)		Гранодиориты (n=13)		Лейкократовые граниты (n=8)		Кварцевые диориты (n=3)		Тоналиты (n=3)	
$\overline{x}$	s	$\overline{x}$	s	$\overline{x}$	s	$\overline{x}$	s	$\overline{x}$	s
72,41	2,02	67,73	1,49	74,53	1,88	60,81	0,64	65,59	0,60
0,38	0,08	0,55	0,15	0,19	0,10	0,94	0,11	0,62	0,04
14,34	0,87	15,18	0,62	13,97	0,85	15,78	0,69	16,22	0,26
1,01	0,23	1,56	0,47	0,70	0,44	2,47	1,15	1,46	0,42
1,77	0,49	2,84	0,56	1,25	0,44	4,85	0,05	3,49	0,32
0,05	0,02	0,07	0,02	0,04	0,03	0,11	0,02	0,09	0,01
0,58	0,47	1,59	0,30	0,20	0,40	3,62	0,57	2,17	0,21
2,71	0,55	3,77	0,55	2,15	0,62	5,55	0,73	4,48	0,24
3,54	0,41	3,76	0,40	3,52	0,49	3,77	0,20	3,99	0,11
3,16	0,82	2,80	0,63	3,40	0,93	1,88	0,35	1,71	0,21
0,04	0,03	0,13	0,05	0,05	0,05	0,22	0,03	0,17	0,04
2,68	0,52	4,25	0,61	1,88	0,62	7,07	1,08	4,80	0,17
12,1	0,83	12,2	1,31	12,3	0,93	10,9	0,56	11,3	0,55
3,1	0,69	3,8	0,83	2,5	0,72	5,0	0,40	5,2	0,34
3,6	1,27	7,4	1,22	2,1	1,06	14,6	0,57	8,6	0,39
66,8	13,95	53,0	5,89	67,2	20,32	46,7	7,92	53,9	2,24
20,3	14,45	34,6	3,50	7,2	11,98	41,8	6,27	42,6	2,10
—	—	6,1	14,06	—	—	11,5	2,88	2,5	4,03
6,8	15,43	—	—	19,2	24,98	—	—	—	—
63,2	8,09	67,3	4,78	61,4	9,48	75,4	3,89	78,0	1,68
23,4	9,00	17,3	5,04	20,4	10,40	14,4	6,98	14,3	3,53
0,4	0,09	0,6	0,18	0,2	0,10	1,1	0,12	0,7	0,05
+34,2	4,04	+24,6	3,89	+37,4	3,71	+12,0	2,43	+22,2	1,35
0,6	0,07	0,6	0,08	0,7	0,08	0,5	0,03	0,5	0,03
76,9	15,87	60,1	2,49	89,9	14,98	52,2	7,74	55,4	1,81

выполнен в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитики Л. С. Зоркина,

в разной степени измененными реликтовыми включениями вмещающих пород.

К группе **кварцевых диоритов** отнесены гранитоиды, минеральный состав и химизм которых в целом более или менее соответствует составу «стандартных» магматических кварцевых диоритов ($20 > b' > 9{,}5$; $Q < 20$; $SiO_2 = 55$—62%). В то же время обилие переработанного реликтового материала боковых пород, нередко двойственный характер микроструктур, большая изменчивость состава и строения и постепенные переходы к диоритизированным вулканитам и габбро указывают на то, что данная группа пород представляет собой главным образом неперемещенные, образованные на месте негомогенные гранитоиды. В зависимости от характера исходных пород вещественный состав кварцевых диоритов имеет в различных массивах и участках свою специфику. Это выражается и в вариациях структурно-текстурных признаков.

Условия залегания кварцевых диоритов довольно различны. Большая по объему часть кварцевых диоритов слагает довольно протяженные массивы и представлена то такситовыми среднезернистыми разностями, то весьма однородными мелкозернистыми породами. Определенная часть кварцево-диоритовых пород образует, как уже говорилось, очень неболь-

шие (первые метры — десятки метров) участки среди образованных по кембрийским вулканитам диоритизированных роговиков или среди измененных габбро (с. Тардан, гора Поом, р. Баян-Кол, район горы Брунган и т. д.).

Довольно широко развиты пойкилобластовые кварцевые диориты, названные так по обилию находящихся в них характерных крупных пойкилобласт биотита. Они встречаются в правобережье р. Каа-Хем выше р. Бай-Сют, в левобережье р. Каа-Хем к югу и юго-востоку от с. Сарыг-Сеп, в Тапсинском массиве в междуречье Тапса—Копто, по р. Мал. Копто и т. д. Особенности вещественного состава пойкилобластовых кварцевых диоритов (присутствие реликтов моноклинного и ромбического пироксенов, останцы габброидов, реакционные структуры и т. п.) не оставляют, на наш взгляд, сомнения в том, что эти породы образованы по древним габбро.

Как отмечалось выше, кварцевые диориты связаны постепенными взаимопереходами с измененными габбро и различными диоритизированными породами останцов кровли. Наблюдаются также постепенные взаимопереходы, связывающие кварцевые диориты не только с тоналитами, но и с гранодиоритами и кварцевыми сиенито-диоритами (бассейн рек Шан, Дерзиг, Мал. Копто и др.). Взаимоотношения кварцевых диоритов с существенно плагиоклазовыми гранитами иные и свидетельствуют, как видно, об интрузивных контактах. На это указывает прежде всего резкая смена одних другими (район оз. Чедер, р. Бай-Сют, район к северу от горы Баксаган). Кроме того, в кварцевых диоритах часто встречаются дайки мелкозернистых существенно плагиоклазовых гранитов, вполне аналогичных чедерским (район к югу от с. Федоровка, левобережье р. Каа-Хем выше с. Бояровка и многие другие участки).

По внешнему виду кварцевые диориты представляют собой массивные или гнейсовидные, как правило, очень такситовые породы. По зернистости они варьируют в весьма больших пределах — от средне- и крупнозернистых до мелкозернистых. Встречаются участки, где кварцевые диориты представлены вполне однородными и выдержанными по составу разностями с типичными гипидиоморфными «магматическими» структурами. Но чаще всего микроструктуры «смешанного» характера, т. е. гипидиоморфные и бластические, с широко развитыми явлениями реакционного замещения одних минералов другими. Эта особенность свойственна большинству кварцево-диоритовых пород.

По минеральному составу кварцевые диориты обычно отвечают довольно меланократовым биотит-роговообманковым разностям. Количественные соотношения биотита и роговой обманки могут быть при этом самыми разными. Часть роговой обманки обычно присутствует в сегрегациях и пойкилобластах, которые указывают на их ксеногенную природу. Средний варьирующий по основности плагиоклаз, являющийся главным породообразующим минералом, имеет концентрически-зональное или пятнисто-зональное строение. Биотит нередко представлен в виде характерных крупных пойкилобласт. Как уже отмечалось выше, вблизи реликтовых тел габбро в таких обогащенных пойкилобластами биотита кварцевых диоритах нередко содержатся реликты моноклинного и ромбического пироксенов, иногда также остатки оливина (водоразделы Тапса—Копто, Шан—Копто и др.). Очень редко присутствует в виде единичных зернышек поздний калишпат.

Петрохимические черты кварцевых диоритов в общем отражают особенности их минерального состава (см. табл. 1). Непостоянство последнего обусловливает прежде всего большой разброс значений содержания окислов, т. е. большие величины дисперсии. Далее для кварцевых диоритов характерны весьма большие величины параметра b', отражающие повышенную меланократовость пород ($b' = 10—18$), затем относительно высокие значения параметра n и относительно небольшие величины пара-

метра a, что указывает соответственно на низкую щелочность и натровую специализацию щелочей. Последнее свойственно всей данной группе гранитоидов. Примечательны также довольно большие величины параметра t, показывающие повышенную титанистость пород. Довольно высокая меланократовость пород, нередко связанная, как видно, с присутствием в них реликтового метаморфогенного амфибола, отражается и в повышенных (против фоновых) содержаниях элементов-примесей группы железа.

Под названием **«тоналиты»** нами объединяются бескалишпатовые магматические породы с содержанием SiO_2 в 63—68%. По величине параметра Q ($Q > 20$) они довольно близки гранитам. От плагиогранитов тоналиты отличаются большей основностью плагиоклаза и большей меланократовостью ($b' > 8$), от кварцевых диоритов — бо́льшими содержаниями кварца ($> 20\%$) и меньшим количеством темноцветных минералов.

Тоналиты слагаются ритмически-зональным, реже пятнисто-зональным плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. Содержания темноцветных компонентов и их количественные соотношения довольно сильно варьируют. Роговая обманка нередко бывает представлена в виде своеобразных пойкилобласт или шлиров. В некоторых переходных к плагиогранитам разностях тоналитов встречается еще и вторичная синезеленая роговая обманка.

Структуры тоналитов варьируют от мелко- до грубозернистых. Под микроскопом они гипидиоморфные, часто с характерным отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза, а местами также бластические. Текстуры массивные или гнейсовидные. Ориентированность их вполне согласуется с ориентировкой текстурных элементов в измененных останцах и ксенолитах, что хорошо видно, например, в районе к северу от горы Баксаган.

В своем пространственном размещении тоналиты обычно очень тесно связаны с плагиогранитами. Примерами этого могут служить протяженные поля тех и других в районе горы Тарбаган-Бедик, в районе падей Сурпулун и Саргол и в бассейне р. Бол. Ажик. Переходы от плагиогранитов к тоналитам постепенные. В правобережной части р. Каа-Хем и в Тапсинском плутоне тоналитовые разности обычно развиты меньше и являются здесь фациальными аналогами кварцевых диоритов. В Буренском плагиогранитном массиве тоналиты присутствуют главным образом в его южной части.

В бассейне р. Бол. Ажик (падь Бурганныг, район горы Соя-Нур и др.) средне- и мелкозернистые тоналиты слагают относительно небольшие и неясно обособленные среди полей плагиогранитов участки. Они выделяются здесь заметной меланократовостью пород, обилием в них рогово-обманковых пойкилобласт, нередко также четкой гнейсовидностью и присутствием особенно многочисленных останцов и ксенолитов. Последние представлены ороговикованными, диоритизированными и гранитизированными вулканитами разного состава, а местами также «пропластками» известково-силикатных роговиков и мраморов. Останцы тяготеют, как и всюду, к перегибам вершин и хребтиков.

В районе падей Сурпулун и Саргол и к северу от горы Брунган развиты поля вполне однородных грубозернистых гнейсовидных тоналитов, кое-где сменяющихся плагиогранитами. Местами они обогащены останцами ороговикованных альбитофиров и кварцево-плагиоклазовых роговиков. Севернее, в районе горы Тарбаган-Бедик, тоналитов значительно меньше.

Следует добавить, что гранитизация роговиков проявляется в тоналитах по-разному: или путем неравномерно накладывающегося кварцевого порфиробластеза и сопутствующей ему перекристаллизации, как в останцах древних габброидов восточнее горы Бом, или путем «послойной» гранитизации, как, например, в останцах и ксенолитах сланцев в районе с. Медведевка. Судя по составу замещенных пород, формирование главной массы тоналитов связано с магматическим замещением осадочно-вулканогенных пород.

Петрохимические особенности тоналитов показаны в табл. 1 и 2. Для главной массы тоналитов характерны очень низкая щелочность ($a_{ср}$, около 9), очень высокая натровость ($n_{ср} > 85$) и очень высокая кремнеземистость ($Q_{ср}$ около 28). Значения параметров b' и c меньше, чем в кварцевых диоритах.

Плагиограниты составляют особую по химизму и часто очень своеобразную по фациальному облику группу гранитоидов. Особенно развиты они в массивах Бурен-Ондумской зоны и слагают здесь сравнительно большие массивы, в строении которых помимо плагиогранитов принимают также участие тоналиты. Наиболее крупные из них — Буренский в правобережье р. Каа-Хем, массив горы Тарбаган-Бедик и массив бассейна р. Бол. Ажик.

Характерной особенностью плагиогранитов является полное отсутствие в них калишпата и очень высокое (до 40%) содержание кварца. Плагиоклаз представлен более ранним андезином или олигоклаз-андезином и более поздним альбитом. Темноцветные минералы (биотит и роговая обманка) обычно присутствуют в очень небольшом количестве, слагая мелкие шлиры, и часто замещены вторичными минералами. В загрязненных реликтовыми включениями разностях плагиогранитов и вблизи останцов осадочно-вулканогенных пород кембрия часто содержится еще и диопсид.

Во многих участках плагиограниты катаклазированы и обнаруживают вторичные эпимагматические и автометасоматические изменения. Они выражаются в актинолитизации, эпидотизации и хлоритизации цветных минералов, в образовании актинолитовых, эпидотовых и кварцевых прожилков, а также в появлении таких вторичных автометасоматических минералов, как сине-зеленая (типа гастингсита) роговая обманка, вторичный биотит, а кое-где также вторичные альбит и магнетит.

Текстуры плагиогранитов, как правило, массивные, лишь в разностях, переходных к тоналитам, гнейсовидные. Структуры средне- и мелкозернистые, часто порфировидные с обильными округлыми зернами кварца. Под микроскопом видно, что структуры не везде одинаковы. В одних случаях это, как и в тоналитах, обычные гипидиоморфные структуры. В других случаях они аналогичны структурам, свойственным гипабиссальным образованиям. В таких порфировидных плагиогранитах, имеющих мелкозернистую гранофироподобную основную массу, состоящую из альбита и обильного кварца, видны некрупные порфировые выделения более раннего, среднего по составу плагиоклаза, кварца, иногда роговой обманки. Порфировые выделения плагиоклаза обычно обрастают при этом альбит-кварцевым агрегатом основной массы. Плагиограниты с такими неравномерно-зернистыми структурами тяготеют, как правило, к приапикальным участкам массивов. При переходе к ним отчетливо видно общее уменьшение зернистости пород, иногда вплоть до появления тонкозернистых и аплитовидных разностей. В таких тонкозернистых плагиогранитах особенно распространены явления катаклаза, окварцевания, эпидотизации.

Взаимоотношения плагиогранитов с вмещающими породами не везде одинаковы. В экзоконтактах Буренского массива вмещающие кислые эффузивы изменены довольно слабо, и контакты массива достаточно четкие. Кембрийские породы, представленные здесь кварцевыми альбитофирами, кислыми туфами и туфобрекчиями, большей частью ороговикованы лишь не полностью. В останцах боковые породы, напротив, изменены весьма интенсивно, что хорошо видно на примере останцов в массивах горы Тарбаган-Бедик и р. Бол. Ажик (в районе пади Бурганныг).

В массиве пади Бурганныг развиты очень неоднородные такситовые плагиограниты. Местами они постепенно сменяются тоналитами. Ближе к тоналитам в плагиогранитах появляются довольно обильные реликтовые включения роговиков, многочисленные пойкилобласты роговой обманки и местами диопсид. Все эти «контаминированные» разности плагиогранитов обычно имеют гнейсовидные и теневые текстуры. Содержащиеся в них

Таблица

Химический состав и петрохимические характеристики гранитоидов таннуольского комплекса Бурен-Ондумской зоны

Окислы, характеристики	Тоналиты										Плагиограниты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	61,78	62,60	63,0	63,10	63,72	65,00	65,92	66,40	67,60	67,90	68,36	68,72	69,00
TiO_2	0,67	0,51	0,55	0,67	0,53	0,63	0,43	0,64	0,43	0,45	0,43	0,37	0,25
Al_2O_3	15,40	14,35	16,17	15,42	15,76	15,04	15,39	13,90	16,25	13,95	14,10	14,14	15,93
Fe_2O_3	3,14	2,92	1,82	2,41	1,67	2,13	1,96	2,51	1,16	1,53	2,16	2,02	1,03
FeO	5,04	5,93	3,67	4,59	3,87	3,01	3,01	4,87	2,84	4,39	3,13	2,81	2,32
MnO	0,12	0,14	0,09	0,16	0,10	0,05	0,10	0,07	0,08	0,11	0,07	0,10	0,17
MgO	2,27	2,19	2,28	2,61	2,51	2,26	2,01	1,47	1,50	1,69	1,34	0,75	1,14
CaO	6,00	6,56	5,09	5,74	5,24	4,42	4,89	5,44	4,19	5,49	4,07	4,54	4,38
Na_2O	2,76	2,28	3,50	2,89	3,45	4,50	3,63	2,80	3,91	2,48	3,83	3,67	3,88
K_2O	0,28	0,34	1,73	0,19	1,92	1,43	1,54	0,27	1,38	0,20	0,37	0,38	0,67
H_2O	0,38	0,16	0,21	0,36	0,20	0,20	0,18	0,20	0,22	0,20	0,26	0,34	0,13
P_2O_5	0,08	Сл.	0,14	0,10	0,11	0,15	0,05	0,06	0,12	0,02	0,06	0,07	0,15
П. п. п.	1,76	1,35	1,93	1,47	0,58	0,93	0,50	0,86	0,44	1,20	1,86	1,81	1,28
Сумма	99,68	99,33	100,18	99,73	99,66	99,75	99,61	99,74	100,14	99,61	100,04	99,72	100,33
a	6,7	5,7	10,5	6,8	10,5	11,9	10,3	6,7	10,6	5,8	9,0	8,9	9,5
c	7,4	7,1	5,9	7,2	5,4	4,1	5,2	6,1	5,1	6,6	5,0	5,2	5,3
b'	12,1	13,5	9,7	11,3	10,6	9,8	8,8	10,1	6,3	8,8	7,2	6,2	5,2
f'	65,0	63,0	54,2	59,6	49,7	48,0	52,7	68,9	51,9	64,5	68,2	73,2	51,3
m'	3,0	28,3	40,8	40,1	40,6	38,8	38,7	25,1	35,0	33,0	31,7	20,7	30,5
c'	2,0	8,7	5,0	—	9,7	13,2	8,6	6,0	—	2,5	—	6,1	—
a'	—	—	—	0,3	—	—	—	—	13,1	—	0,1	—	18,3
n	93,7	91,1	75,4	95,8	73,2	82,7	78,2	94,0	81,1	95,0	94,0	93,6	89,8
φ	23,0	19,1	16,4	18,7	13,6	18,5	19,1	21,6	13,7	15,1	25,8	28,2	13,9
t	0,8	0,6	0,6	0,8	0,6	0,7	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3
Q	+26,6	+29,1	+21,1	+28,2	+20,7	+20,4	+25,6	+34,9	+27,9	+39,3	+34,4	+36,7	+33,2
d	0,3	0,3	0,5	0,3	0,5	0,6	0,5	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,4
F	66,0	68,7	56,6	59,2	54,5	55,0	57,1	73,1	59,2	65,7	68,0	77,6	61,5

Продолжение табл. 2

Окислы, характеристики	Плагиограниты					Существенно плагиоклазовые граниты							
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	70,70	71,74	73,48	74,00	74,52	68,50	68,60	69,12	69,36	69,48	69,96	70,50	70,58
TiO_2	0,41	0,37	0,51	0,38	0,43	0,33	0,42	0,33	0,28	0,25	0,21	0,29	0,31
Al_2O_3	14,76	13,71	12,10	13,49	11,74	15,45	14,97	16,09	15,06	15,08	16,49	15,48	15,47
Fe_2O_3	1,37	1,76	1,55	0,69	2,76	1,03	1,11	1,44	1,28	1,40	0,73	1,02	1,18
FeO	3,10	2,44	2,81	2,08	2,44	2,35	2,69	2,29	1,83	1,72	1,43	2,32	1,92
MnO	0,10	0,11	0,03	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	0,92	0,92	0,08	0,57	0,08	1,00	1,30	0,75	0,83	1,17	0,83	0,48	0,75
CaO	4,07	3,26	3,51	5,56	3,96	3,02	3,67	4,07	3,02	2,79	2,91	3,90	2,91
Na_2O	3,36	3,36	3,18	2,40	3,18	3,82	3,80	4,10	4,20	4,40	4,60	3,50	4,40
K_2O	0,57	0,72	0,38	0,25	0,26	2,29	2,00	1,38	2,14	2,14	1,85	1,47	1,43
H_2O	Не обн.	0,24	0,32	0,11	0,14	0,20	0,09	0,10	0,24	0,26	0,26	0,25	0,16
P_2O_5	0,05	0,12	0,09	0,06	0,12	0,05	0,11	0,09	0,06	0,05	0,07	0,15	0,10
П. п. п.	0,84	1,36	1,37	0,84	0,18	1,50	0,83	0,58	1,30	1,31	0,63	0,97	0,71
Сумма	100,15	100,11	99,41	100,49	99,86	99,59	99,65	100,41	99,65	100,10	100,02	100,38	99,97
a	8,1	8,3	7,6	5,6	7,2	11,7	11,3	11,0	12,4	12,7	12,6	9,8	11,5
c	4,9	3,9	4,3	6,2	4,1	3,7	4,4	4,9	3,7	3,4	3,5	4,7	3,5
b'	5,7	5,4	4,2	4,1	5,4	4,8	5,8	4,7	4,3	4,8	3,4	3,9	4,1
f'	56,9	52,6	94,3	63,2	85,8	48,9	61,0	64,9	60,6	52,6	36,1	58,5	47,8
m'	21,0	0,9	3,2	23,3	2,5	26,2	37,7	23,7	29,6	36,2	5,0	15,2	21,1
c'	—	—	—	13,5	11,8	—	1,3	—	—	—	—	—	—
a'	22,1	26,5	2,5	—	—	24,9	—	11,4	9,8	11,2	38,9	26,2	31,1
n	90,0	87,6	92,7	93,6	94,9	71,7	74,3	81,9	74,9	75,7	79,1	78,3	82,4
φ	15,8	20,2	31,1	14,2	42,8	13,6	16,3	23,0	23,0	21,9	11,1	16,3	16,8
t	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3
Q	+38,2	+40,4	+48,5	+50,7	+48,0	+29,1	+30,0	+30,0	+30,0	+28,3	+28,1	+35,9	+31,5
d	0,4	0,5	0,5	0,3	0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6
	72,5	71,0	96,7	72,6	97,2	64,7	61,4	72,8	66,8	58,8	58,5	79,1	69,0

Продолжение табл. 2

Окислы, характеристики	Существенно плагиоклазовые граниты		Двуполевошпатовые граниты								Гранодиориты		
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO_2	71,06	71,60	69,14	69,58	69,90	70,80	71,58	72,68	73,00	76,14	64,10	65,18	65,22
TiO_2	0,33	0,24	0,37	0,49	0,41	0,43	0,37	0,36	0,34	0,21	0,77	0,52	0,47
Al_2O_3	15,53	15,70	15,43	14,68	14,43	14,10	14,14	13,72	14,24	12,64	14,96	15,54	66,01
Fe_2O_3	1,02	0,98	0,83	0,70	1,28	1,38	0,95	1,02	1,02	0,82	1,56	2,52	1,63
FeO	1,48	1,07	2,24	2,37	1,83	2,04	1,83	1,32	1,33	1,06	3,73	2,21	2,87
MnO	0,05	0,01	0,07	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,09	0,05	0,07
MgO	0,51	0,08	1,08	0,69	1,08	1,00	0,58	Не обн.	0,08	0,08	2,11	1,59	1,67
CaO	2,58	2,46	3,26	3,05	3,25	2,67	2,79	1,98	2,58	1,86	4,61	3,84	4,19
Na_2O	3,91	4,09	4,00	3,38	3,82	2,93	3,83	3,67	3,36	3,00	4,00	4,00	3,83
K_2O	1,71	1,75	2,29	2,54	2,71	4,00	2,29	4,21	2,93	4,07	2,17	2,85	2,29
H_2O	0,12	0,24	0,36	0,56	0,16	0,14	0,28	0,36	0,08	0,12	0,14	0,20	0,22
P_2O_5	0,10	Не обн.	0,08	0,02	0,07	0,01	0,09	0,04	Не обн.	0,01	0,20	0,21	0,10
П. п. и.	1,12	1,47	0,70	1,36	0,60	0,04	0,80	0,50	0,86	0,41	1,33	1,06	1,13
Сумма	99,52	99,69	99,86	99,46	99,59	99,63	99,58	99,89	99,86	100,43	99,77	99,77	99,70
a	10,9	11,4	12,1	11,2	12,2	12,1	11,7	13,9	11,5	12,1	12,0	13,0	11,9
c	3,1	2,9	4,0	3,7	3,5	3,2	3,4	2,1	3,1	2,1	4,1	4,0	4,9
b'	3,1	2,0	4,7	4,1	5,1	4,8	3,5	2,4	2,3	1,8	10,1	7,8	7,4
f'	35,1	34,0	54,4	55,9	55,9	63,4	65,4	86,7	62,9	90,2	49,1	55,6	57,6
m'	13,0	2,5	34,3	22,6	35,4	33,9	24,7	0,7	3,9	7,1	35,4	34,8	38,9
c'	—	—	—	—	8,7	—	—	12,6	—	2,7	15,5	9,5	3,5
a'	51,8	63,6	11,3	21,5	—	2,7	9,9	—	33,1	—	—	—	—
n	77,6	78,0	72,6	66,9	68,2	52,7	71,8	57,0	63,5	52,8	73,7	68,1	71,8
φ	13,2	15,2	13,3	11,6	21,2	23,6	20,5	35,0	25,3	36,6	13,2	27,9	19,2
t	0,3	0,2	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,9	0,6	0,5
Q	+34,2	+34,9	+29,1	+33,7	+30,4	+32,2	+35,4	+33,1	+38,0	+41,5	+19,5	+20,3	+22,7
d	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,7	0,6	0,6	0,5
F	72,5	93,2	60,8	70,9	60,8	64,8	72,2	99,2	94,0	92,6	57,7	61,2	59,3

Продолжение табл. 2

Окислы, характеристики	Гранодиориты										Кварцевые сиенито-диориты			
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO_2	65,60	66,02	66,55	66,60	66,70	68,00	68,20	68,20	68,88	68,80	61,16	62,00	62,15	63,92
TiO_2	0,88	0,62	0,54	0,58	0,58	0,47	0,40	0,54	0,31	0,43	0,78	0,91	0,63	0,63
Al_2O_3	15,00	15,48	15,51	14,01	14,20	15,37	14,98	14,68	14,09	14,75	15,36	15,51	15,45	16,33
Fe_2O_3	0,95	2,15	1,39	1,83	1,55	1,09	1,76	0,98	1,13	1,45	1,33	2,25	2,06	1,69
FeO	4,00	2,84	2,81	2,70	3,11	2,55	2,38	2,54	2,12	2,57	4,81	4,46	3,85	3,70
MnO	0,06	0,09	0,07	0,07	0,04	0,07	0,08	0,05	0,03	0,09	0,06	0,11	0,11	0,09
MgO	1,87	1,59	1,35	1,68	1,65	1,34	1,46	1,14	1,08	1,87	3,12	2,93	2,02	2,26
CaO	3,67	3,61	4,22	3,80	4,20	3,02	3,67	3,43	3,49	2,60	4,92	4,97	4,20	4,89
Na_2O	3,80	4,20	2,96	3,27	2,96	4,10	3,75	4,00	3,83	3,50	2,93	3,88	2,83	3,45
K_2O	3,14	2,71	2,04	3,33	2,55	2,85	2,39	2,83	4,43	2,33	2,26	2,00	3,59	2,29
H_2O	0,18	0,22	0,44	0,56	0,32	0,22	0,19	0,14	0,18	0,21	0,48	0,16	0,52	0,18
P_2O_5	0,13	0,21	0,10	0,06	0,10	0,12	0,13	0,15	0,07	0,12	0,10	0,24	0,18	0,14
П. п. п.	1,12	0,70	1,71	1,46	1,52	0,66	1,06	0,94	0,83	1,66	1,99	1,18	1,80	0,70
Сумма	99,63	100,04	99,69	99,90	99,48	99,86	100,44	99,62	100,47	100,38	99,40	100,60	99,38	100,27
a	12,8	13,1	9,7	12,0	10,3	13,1	11,7	12,9	14,5	10,9	10,0	11,4	11,8	11,0
c	3,6	3,8	5,2	3,4	4,5	3,7	4,2	3,4	2,0	3,1	5,6	4,7	4,8	5,5
b'	8,7	7,9	6,3	8,3	7,9	5,7	6,6	6,0	6,9	6,8	12,0	12,6	9,7	9,4
f'	53,5	58,3	54,2	50,5	55,2	59,3	58,1	54,7	42,5	40,6	49,6	49,7	58,6	54,0
m'	36,3	33,9	31,6	34,3	35,7	39,4	37,4	32,0	25,8	34,1	45,5	39,3	36,3	40,9
c'	10,1	7,8	—	15,2	9,1	—	4,5	13,3	31,7	—	4,9	11,0	5,1	5,1
a'	—	—	14,1	—	—	1,3	—	—	—	25,2	—	—	—	—
n	64,8	70,2	68,8	59,9	63,8	68,6	70,4	68,2	56,8	69,5	66,3	74,7	54,5	69,6
φ	9,3	23,2	16,4	18,9	16,9	16,2	22,8	13,9	13,6	13,4	9,8	15,3	18,9	15,5
t	1,0	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,6	0,3	0,5	0,9	1,1	0,8	0,7
Q	+20,6	+20,5	+30,8	+25,1	+29,4	+25,0	+27,6	+26,4	+22,3	+29,1	+19,1	+15,0	+18,8	+20,4
d	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5
F	59,3	62,7	62,8	59,2	60,5	59,6	60,4	62,7	62,0	53,7	51,9	55,4	61,3	56,4

Примечание. 1 — р. Бурен; 2 — падь Сурпулун; 3 — левобережье р. Каа-Хем, район горы Хаиралыг-Даг; 4 — правый берег р. Каа-Хем выше с. Федоровка; 5 — левобережье р. Каа-Хем, рч. Кара-Суг; 6 — р. Мерген; 7 — левобережье р. Каа-Хем ниже с. Медведевка; 8 — левобережье р. Каа-Хем, район горы Хатныг-Пуд; 9 — левобережье р. Каа-Хем в устье рч. Кара-Суг; 10 — левобережье р. Каа-Хем выше с. Бояровка; 11 — р. Бурен; 12 — там же; 13 — левобережье р. Каа-Хем, падь Хапыралыг; 14 — гора Чурек, район с. Зубовка; 15 — там же; 16 — р. Бурен ниже рч. Чинге-Хем; 17 — левобережье р. Каа-Хем, район горы Хатныг-Пуд; 18 — левобережье р. Каа-Хем, район к северу от горы Шарагай; 19 — р. Бай-Сют; 20 — там же; 21 — устье рч. Кара-Суг; 22 — р. Бай-Сют, рч. Хорлелиг; 23 — там же; 24 — район оз. Чедер; 25 — левобережье р. Каа-Хем в районе с. Федоровка (дайка); 26 — р. Бай-Сют; 27 —рч. Терехтиг-Хем; 28 — район оз. Чедер; 29 — р. Мерген; 30 — устье р. Шан; 31 — р. Оштан; 32 — верховье рч. Кара-Суг, левобережье р. Каа-Хем; 33 — р. Оштан; 34 — там же; 35 — правый берег р. Каа-Хем ниже р. Оштан; 36 — р. Оштан; 37 — р. Мал. Копто; 38 — нижнее течение р. Бурен к северу от с. Бурен-Бай-Хаак; 39 — р. Оштан; 40 — р. Мал. Копто; 41 — р. Дерзиг ниже р. Мал. Шивелиг-Ос; 42 — левобережье р. Каа-Хем, падь Сурпулун; 43 — устье р. Шан; 44 — правый берег р. Каа-Хем выше с. Бояровка; 45 — р. Дерзиг ниже р. Мал. Шивелиг-Ос; 46 — водораздел Копто—Бай-Сют; 47 — р. Мал. Копто; 48 — р. Мерген; 49 — водораздел Копто—Бай-Сют; 50 — правый берег р. Каа-Хем, ниже р. Шан; 51 — р. Мал. Копто; 52 — водораздел Бурен—Бай-Сют; 53 — р. Дерзиг ниже р. Бол. Шивелиг-Ос. Значения b', d, F см. в табл. 1.

Химические анализы пород выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитики Л. С. Зоркина, А. В. Сухаренко, И. М. Фомичев.

ксенолиты и останцы кембрийских пород представлены измененными в разной степени массивными или гнейсовидными роговиками. По составу это роговообманково-плагиоклазовые, диопсид-роговообманково-плагиоклазовые, диопсид-плагиоклазовые и кварцево-плагиоклазовые разности. В них часто развиты многочисленные жилки и жилы контаминированных плагиогранитов и неясно обособленные зонки осветления, представленные новообразованным плагиоклазом и кварцем, к которым местами присоединяются роговая обманка, диопсид, магнетит. Переходы от таких осветленных пятнистых роговиков к контаминированным плагиогранитам часто весьма нечеткие и постепенные. О первичном осадочно-вулканогенном составе ороговикованных пород позволяют судить реликты вкрапленников, остатки сферолитовых структур, следы слоистости и пр. В некоторых наиболее крупных и малоизмененных останцах кембрийских пород хорошо видно переслаивание слабо ороговикованных кварцевых альбитофиров и образованных по карбонатным породам гранатсодержащих известково-силикатных роговиков или ороговикованных плагиоклазовых порфиритов, альбитофиров и скарноидов. Следует отметить, что довольно заметная роль среди таких остатков кембрийских толщ измененных кислых эффузивов характерна не только для описываемого района пади Бурганныг (р. Бол. Ажик), но и для района горы Тарбаган-Бедик.

Возвращаясь к характеристике измененных пород кровли плагиогранитного массива пади Бурганныг, можно добавить, что во многих разновидностях гранитизированных роговиков здесь присутствует своеобразный и обильный интерстициальный магнетит. Точно такие же выделения интерстициального магнетита наблюдаются и в самих плагиогранитах. Магнетит, выделившийся в них до кварца, занимает промежутки между зернами плагиоклаза. Считается, что подобная ранняя кристаллизация магнетита может указывать на высокий окислительный потенциал процессов кристаллизации, что, очевидно, должно свидетельствовать в данном случае об относительно малоглубинных условиях формирования плагиогранитов. Об этом говорят и наблюдаемый в них характер структур и приуроченность порфировидных разностей к наиболее высоким в рельефе прикровельным участкам массивов. Можно, таким образом, сделать вывод, что плагиограниты представляют собой приапикальную и наиболее гомогенизированную фацию тоналит-плагиогранитных массивов и что формирование их связано, как и в случае тоналитов, с магматическим замещением осадочно-эффузивных кембрийских пород.

Заканчивая геолого-петрографическую характеристику плагиогранитов, необходимо, несколько забегая вперед, отметить, что жильная серия их в подавляющем большинстве случаев наследует особенности их состава. Она представлена жилами плагиогранит-порфиров и аплитовидных плагиогранитов. Это четко видно и в Буренском массиве, и в массиве

горы Тарбаган-Бедик. Жильные плагиограниты часто имеют здесь типичные микропегматитовые порфировидные структуры. В некоторых случаях в них обнаруживаются участки сферолитового строения. Такие жильные породы очень сходны по структуре с частично измененными кембрийскими альбитофирами.

По петрохимическим особенностям плагиограниты — высококремнеземистые ($Q = 33$—50) и низкощелочные ($a < 9{,}5$) породы с относительно небольшими значениями параметров c ($c < 6$) и b' ($b' < 8$), большими величинами параметра F (см. табл. 1, 2), высокой натровостью ($n > 90$). Необходимо добавить также, что плагиограниты характеризуются очень небольшой по сравнению с тоналитами (и особенно с кварцевыми диоритами) дисперсией значений окислов, что, вероятно, косвенно указывает на то, что плагиограниты являются наиболее гомогенными магматическими образованиями в ряду кварцевый диорит—тоналит—плагиогранит.

Существенно плагиоклазовые граниты

Существенно плагиоклазовые среднезернистые граниты, составляющие третью выделяемую нами группу пород таннуольского комплекса, слагают такие весьма крупные тела, как Терехтиг-Чедерский и Бай-Сютский массивы (см. рис. 2). Они прорывают кварцевые диориты и другие связанные с ними породы. Небольшое тело аналогичных среднезернистых гранитов находится в верховьях рч. Кара-Суг. Западная часть самого большого Терехтиг-Чедерского массива погружается под перекрывающие его юрские отложения Кызыльской мульды. Бай-Сютское тело составляет центральную часть западной половины крупного Байсют-Коптинского массива. Взаимоотношения существенно плагиоклазовых гранитов с вмещающими их кварцевыми диоритами говорят в пользу интрузивных контактов. Об этом прежде всего свидетельствует резкая смена одних пород другими. Соотношения с плагиогранитами неясны. К аналогам описываемых гранитов, очевидно, следует относить также и интрузивные дайки мелкозернистых гранитов, которые прорывают кварцевые диориты и диоритизированные породы.

Рассматриваемые здесь граниты представляют собой лейкократовые, существенно плагиоклазовые по составу разности, содержащие весьма незначительную примесь калишпата. По химизму от выделяемых нами плагиогранитов они весьма четко отличаются по меньшим значениям Q ($Q < 36$) и n ($80 > n > 72$) и бóльшим величинам a ($a > 11$). В литературе по Каахемскому району существенно плагиоклазовые граниты рассматриваются обычно в одной группе с плагиогранитами.

Примечательная особенность существенно плагиоклазовых гранитов — отсутствие в них ксенолитов. Это видно и в массиве района оз. Чедер, и в Байсют-Коптинском массиве. Граниты, слагающие дайки в кварцевых диоритах, нередко обнаруживают, однако, некоторую контаминацию.

Как хорошо видно на примере Терехтиг-Чедерского и Бай-Сютского массивов, минеральный состав среднезернистых существенно плагиоклазовых гранитов очень выдержан. Он отвечает составу весьма лейкократовых биотитовых, изредка роговообманково-биотитовых разностей. Последние встречаются в Бай-Сютском массиве. Кислый плагиоклаз является главным породообразующим минералом и обычно имеет ритмически-зональное строение. Калишпат представлен высококалиевым беспертитовым, иногда слабо решетчатым микроклином. Кое-где в нем встречаются точечные пертиты. В отдельных небольших участках содержание калишпата возрастает иногда до 15—20%. Граниты оказываются тогда близкими по составу к нормальным двуполевошпатовым разностям (район к северу от оз. Чедер). Количество кварца в отличие от повышенного содержания

его в плагиогранитах обычное для гранитов. Из эпимагматических минералов гранитов распространен мусковит.

Текстуры описываемых гранитов всегда массивные. Микроструктуры среднезернистые, гипидиоморфные, монцонитоподобные, иногда гранулитовые. Очень слабо развиты реакционные структуры. Они наблюдаются в связи с частичным замещением плагиоклаза калишпатом. Последний является в гранитах самым поздним породообразующим минералом.

Как видно, вещественный состав описываемых гранитов отличается от состава плагиогранитов. Те и другие особенно хорошо разделяются по петрохимическим параметрам. Существенно плагиоклазовые граниты характеризуются совсем незначительной дисперсией (S) значений окислов, являясь, таким образом, наиболее выдержанной по составу группой гранитоидов (см. табл. 1). Как показала проверка по критерию Вилкоксона, существенно плагиоклазовые граниты отличаются от плагиогранитов большей щелочностью (a), меньшей натровостью (n) и кремнеземистостью (Q), меньшими значениями параметров c, b' и φ (см. табл. 2). Различия значимы для 95%-ного доверительного интервала. Доказывается, таким образом, самостоятельность этих двух групп гранитов.

В массивах существенно плагиоклазовых гранитов встречаются дайки и жилы поздних лейкократовых гранитов. Особенно много их в Терехтиг-Чедерском массиве (см. рис. 2). Они представлены здесь мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, реже гранит-пегматитами. Количественные соотношения плагиоклаза и калишпата в этих породах довольно сильно варьируют.

Особенности геологического положения и вещественного состава существенно плагиоклазовых гранитов позволяют говорить о том, что они представляют собой дополнительную интрузию.

Аналогами рассмотренных выше гранитов являются, по нашему мнению, мелкозернистые биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты, слагающие дайки в диоритизированных породах и кварцевых диоритах. Больше всего они развиты на левобережье р. Каа-Хем к югу от р. Мерген и южнее горы Поом, в левом борту р. Каа-Хем выше с. Даниловка, в Тапсинском массиве и в других участках. В некоторых случаях тесная пространственная связь их с массивами среднезернистых существенно плагиоклазовых гранитов совершенно очевидна и позволяет говорить о том, что они являются апофизами последних (рч. Кара-Суг). В других случаях эта связь не доказывается, хотя по особенностям минерального состава и структур мелкозернистые дайковые граниты практически не отличаются от среднезернистых гранитов. Различие состоит в присутствии среди дайковых гранитов роговой обманки и в частом загрязнении их материалом вмещающих пород. Особенностью дайковых гранитов является частое присутствие в них ортита и циркона.

Двуполевошпатовые среднезернистые граниты

К двуполевошпатовым гранитам нами отнесены граниты, калиевость которых определяется величиной n, меньшей 72. По минеральному составу и химизму эти породы в целом довольно близки к существенно плагиоклазовым гранитам. Они сходны с ними и по своей геологической позиции и представляют собой, по нашему мнению, фациальные аналоги существенно плагиоклазовых гранитов. В некоторых случаях двуполевошпатовые разности гранитов залегают среди существенно плагиоклазовых гранитов чедерского типа, являясь здесь, таким образом, несомненным фациальным аналогом последних. Главная же масса двуполевошпатовых гранитов слагает небольшие самостоятельные массивы и штокообразные тела размером до первых десятков квадратных километров. В отличие от существенно плагиоклазовых гранитов чедерского типа, тяготеющих

к западной части Каахемского плутона, тела двуполевошпатовых гранитов концентрируются в его восточной половине, слагая массивы в правобережье (по рекам Оштан и Мерген) и в левобережье (к югу от р. Мерген и в низовьях р. Бурен) р. Каа-Хем (см. рис. 2). Они прорывают здесь кварцевые диориты, а иногда тоналиты и гранодиориты. Местами состав их меняется до состава существенно плагиоклазовых гранитов. Наблюдения показывают, что двуполевошпатовые граниты имеют с кварцевыми диоритами довольно четкие интрузивные контакты. Граниты у контактов становятся резко порфировидными, переходя в гранит-порфировые разности (р. Оштан). С гранодиоритами таких четких контактов не наблюдается, а местами переходы между ними постепенные (р. Шан). Аналоги двуполевошпатовых гранитов сильно развиты за пределами восточной половины района, располагаясь в основном в соседней Каргинской зоне (см. рис. 1).

Граниты чедерского типа и двуполевошпатовые граниты весьма близки между собой и по химизму, и по минеральному составу. Граница между ними определяется для двуполевошпатовых гранитов лишь бо́льшими (до 15—20%) содержаниями калишпата и соответственно большей калиевостью ($n < 72$). С другой стороны, среднезернистые двуполевошпатовые граниты оказываются весьма сходными и с некоторыми разностями дайковых лейкогранитов.

Двуполевошпатовые граниты обычно отличаются от среднезернистых гранитов чедерского типа заметными розоватыми тонами окраски. Иногда в результате пелитизации полевые шпаты имеют ярко-розовый цвет, и граниты приобретают тогда внешнее сходство со среднепалеозойскими аляскитовыми гранитами бреньского типа. Местами граниты имеют слабо выраженные порфировидные структуры за счет развития более крупных выделений калишпата. Ксенолиты очень редки и обычно сильно изменены. Местами наблюдается обогащенность шлирами биотита.

По особенностям минерального состава двуполевошпатовые граниты, как и граниты чедерского типа, являются типичными представителями раннепалеозойских гранитов батолитового типа. Это довольно лейкократовые граниты с характерным зональным плагиоклазом и беспертитовым калишпатом, слагающим своеобразные интерстициальные зерна типа зарождающихся порфиробласт. В количественном отношении плагиоклаз, как правило, преобладает над калишпатом. Из цветных минералов присутствуют биотит и нередко подчиненная ему в количественном отношении роговая обманка. Акцессорные представлены магнетитом и сфеном, иногда также цирконом и ортитом.

Текстуры пород, как правило, массивные, очень редко слабо гнейсовидные. Микроструктуры такие же, как в существенно плагиоклазовых гранитах.

По химизму двуполевошпатовые граниты весьма близки к гранитам чедерского типа (см. табл. 2). Как видно из сравнения петрохимических параметров тех и других по критерию Вилкоксона (с 95%-ным доверительным интервалом), по большинству петрохимических характеристик они не различаются. Существуют лишь значимые различия по параметрам n и d.

Подобно существенно плагиоклазовым гранитам двуполевошпатовые разности прорываются дайками и жилами поздних лейкократовых аплитовидных гранитов таннуольского комплекса, т. е. являются более ранними, чем последние.

Как показывают все приведенные факты, двуполевошпатовые граниты занимают то же место в ряду гранитоидных образований раннепалеозойского комплекса, что и граниты чедерского типа. Те и другие относятся к дополнительным интрузиям комплекса, предшествуя дайковым и жильным лейкогранитам.

Гранодиориты и кварцевые сиенито-диориты

Ниже описывается еще одна группа пород таннуольского комплекса, выделяющихся несколько повышенной против обычного калиевостью. К ним относятся гранодиориты и кварцевые сиенито-диориты. Геологическая позиция их различна.

Гранодиориты в таннуольском комплексе данного района распространены незначительно. Относительно крупные, самостоятельные тела их весьма редки. Большое развитие они получают лишь за восточной границей района. На описываемой площади гранодиориты чаще всего являются фациальными аналогами кварцевых диоритов, слагая в них отдельные небольшие участки (водораздел рек Копто — Мал. Копто, рч. Кара-Суг и др.). С другой стороны, гранодиориты бывают связаны постепенными переходами с кварцевыми сиенито-диоритами и двуполевошпатовыми гранитами, являясь в этом случае, как видно, компонентами дополнительных интрузий (водораздел Бурен — Бай-Сют, р. Оштан, рч. Биче-Ажик).

По составу и строению гранодиориты таннуольского комплекса являются типичными представителями батолитовых гранитоидов. Они довольно близки в этом отношении к рассмотренным выше двуполевошпатовым гранитам, но очень неоднородны и часто содержат реликтовые включения или шлиры темноцветных минералов. По общей щелочности и калиевости граподиориты почти не отличаются от двуполевошпатовых гранитов, имея $a_{ср} > 12$ и $n_{ср}=67{,}3$ (см. табл. 1). В то же время для них характерна несколько повышенная меланократовость ($b' = 7{,}4$).

Особое положение занимают, судя по всему, гранодиоритовые породы Тардан-Коптинского массива (см. табл. 2, ан. 46, 49). Это среднезернистые и очень однородные разности гранодиоритов, по составу являющиеся переходными к существенно плагиоклазовым гранитам и реже к тоналитам. У контактов они сменяются мелкозернистыми калишпатсодержащими кварцевыми диоритами. Отсутствие ксенолитов и выдержанность состава пород свидетельствуют, как видно, об интрузивном характере Тардан-Коптинского массива.

Заслуживает особого внимания группа ощелоченных гранитоидов района Зубовки (водораздел рек Бурен—Бай-Сют). Выше они уже рассматривались нами в связи с описанием калишпатизированных габброидов Зубовского массива. **Кварцевые сиенито-диориты** района Зубовки требуют более детального рассмотрения в связи с имеющимися в настоящее время высказываниями об их самостоятельном формационном положении. Действительно, «запрещенный» состав данных пород не укладывается в рамки традиционных понятий о типовом (натровом) составе гранитоидов таннуольского комплекса. Между тем наблюдения показывают, что эти кварцево-сиенито-диоритовые породы являются представителями раннепалеозойского таннуольского комплекса.

Кварцевые сиенито-диориты водораздела Бурен — Бай-Сют слагают небольшое (площадью не более 10 кв. км) тело, являющееся южной окраиной Буренского массива (см. рис. 2). На западе оно контактирует с Зубовским массивом габбро-норитов, на юге и юго-востоке трансгрессивно перекрывается силурийскими осадками. Для пород характерно четко выраженное порфировидное строение, особенно хорошо проявленное в западной половине тела. Здесь можно видеть линейную ориентировку порфировых выделений калишпата и плагиоклаза. Отличительные особенности пород — повышенные против обычных содержания калишпата и хорошо выраженные гипидиоморфные магматические структуры, свидетельствующие о двухэтапной кристаллизации минералов (I — калишпат, плагиоклаз, II — калишпат, кварц, плагиоклаз, темноцветы). В основной массе наблюдаются участки структур, близких к гранофировым. Калишпат не отличается от калишпата в типичных таннуольских гранодиоритах и гра-

нитах. Это высококалиевый, практически лишенный пертитовых вростков микроклин.

В восточной части тела кварцевых сиенито-диоритов содержание калишпата постепенно и заметно убывает параллельно с возрастанием количества плагиоклаза и темноцветных минералов, появляются сильно измененные реликтовые включения и шлиры, и кварцевые сиенито-диориты постепенно сменяются типично таннуольскими такситовыми гранодиоритами. Меняется при этом характер строения. В гранодиоритах на смену порфировидным магматическим структурам приходят обычные монцонитоподобные реакционные структуры. Калишпат при этом остается (как обычно в таннуольских гранитоидах) лишь в числе самых поздних минералов. В гранодиоритах здесь встречаются останцы и ксенолиты метасоматизированных габбро и скарнированных известняков.

Заканчивая характеристику кварцевых сиенито-диоритов, следует отметить, что повышенные содержания калишпата наблюдаются и в прорывающих их жильных лейкократовых гранитах и гранит-порфирах.

Представление о химизме кварцевых сиенито-диоритов дает приведенный в табл. 2 анализ. Здесь же для сравнения приведены три анализа кварцевых сиенито-диоритов, являющихся фациальными аналогами кварцевых диоритов (водораздел Шан — Копто, реки Мал. Копто, Дерзиг). Как видно, химизм их в общем довольно близок. По главным петрохимическим характеристикам все эти породы являются промежуточными между кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Фациальное положение кварцевых сиенито-диоритов района Зубовки не вполне ясно. С одной стороны, как уже отмечалось, они связаны постепенными переходами с типичными негомогенными и такситовыми гранодиоритами таннуольского комплекса. С другой стороны, особенности структурных вариаций кварцевых сиенито-диоритов (порфировидные магматические структуры, структуры закаливания в контактах с Зубовским габброноритовым массивом), ориентированные текстуры и практическое отсутствие в западной части тела ксенолитов могут свидетельствовать в пользу самостоятельной интрузии кварцевых сиенито-диоритов. Судя по тому, что они прорываются лишь дайками поздних аплитовидных лейкократовых гранитов, можно также предполагать принадлежиость их к дополнительной интрузии. Причина ощелоченности пород остается пока неясной.

Лейкократовые граниты

Эта группа объединяет варьирующие по составу дайковые и жильные мелкозернистые лейкократовые граниты. Возрастная позиция их определяется тем, что они прорывают все другие гранитоиды таннуольского комплекса, являясь, таким образом, самыми поздними гранитами. Ксенолиты в них почти не встречаются.

Форма тел довольно разнообразна — от жил и даек до небольших штокообразных тел размером до 0,5—2,5 кв. км. Чаще всего встречаются жилы и маломощные (доли метра и первые метры) дайки. Распространены они в гранитоидных массивах весьма неравномерно. Обычно это единичные и малочисленные дайки. Исключение составляет Терехтиг-Чедерский массив, где дайки лейкократовых гранитов образуют весьма многочисленные рои (см. рис. 2). Штокообразные тела редки. Они наблюдались нами: а) в левобережье р. Каа-Хем в районе горы Темир-Даг и б) к юго-западу от Федоровки, в) к югу от горы Тарбаган-Бедик в районе горы Элезиннг-Даг и г) в районе горы Соя-Нур.

По минеральному составу граниты очень разнообразны и варьируют от нормальных двуполевошпатовых до существенно плагиоклазовых гранитов и даже плагиогранитов. Как уже попутно отмечалось выше, нередко можно проследить отчетливую связь состава жильных гранитов с составом

вмещающих их гранитоидов. В плагиогранитах, например, преобладают жилы плагиоаплитов и плагиогранит-порфиров (р. Бурен, гора Тарбаган-Бедик). В существенно плагиоклазовых гранитах чедерского типа развиты главным образом дайки двуполевошпатовых и существенно плагиоклазовых гранитов. В кварцевых сиенито-диоритах водораздела Бурен — Бай-Сют наряду с преобладающими здесь нормальными двуполевошпатовыми дайковыми гранитами встречаются также существенно калишпатовые лейкограниты, иногда меняющиеся по составу до граносиенитов или кварцевых сиенитов. В целом в составе жильной серии комплекса преобладают обычные двуполевошпатовые лейкограниты.

Следует отметить, что гранит-пегматиты в составе раннепалеозойского комплекса описываемого района развиты совсем незначительно. Но они широко распространены среди раннепалеозойских гранитоидов к востоку от данного района ближе к Каргинской зоне. Это указывает на большую глубину формирования раннепалеозойских гранитоидов в этой зоне. В рассматриваемом же районе жильные граниты представлены главным образом мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, лишь иногда переходящими в отдельных участках в микропегматиты. Изредка встречаются гранит-порфиры и кое-где редкие кварц-полевошпатовые жилы. В штокообразных телах граниты довольно хорошо раскристаллизованы и имеют мелко- и мелкосреднезернистое строение, иногда переходя в зальбандах тел в пегматиты.

Наиболее распространенные дайковые и жильные граниты представляют собой лейкократовые двуполевошпатовые граниты, содержащие примесь биотита. Количественные соотношения калишпата, плагиоклаза и кварца непостоянны, однако чаще всего близки к эвтектоидным. Калишпат обычно не содержит пертитов. Примечательная особенность жильных гранитов — частое присутствие в них циркона и ортита. Нередко наблюдается также примесь акцессорного граната.

В лейкократовых гранитах очень распространена мусковитизация. Это хорошо видно на примере дайковых гранитов Терехтиг-Чедерского массива. В штокообразных телах мусковитизация особенно интенсивна, как, например, в телах к югу от с. Федоровка или в районе горы Темир-Даг, где в них встречаются и кварцевые жилы. В некоторых гранит-пегматитах наблюдаются поздний альбит и турмалин (район горы Бом).

Некоторые исследователи относят лейкократовые граниты штокообразных тел к среднепалеозойскому бреньскому комплексу. На наш взгляд, принадлежность их к раннепалеозойскому таннуольскому комплексу не вызывает сомнения. Мелко- и мелкосреднезернистые граниты этих тел по особенностям минерального состава и химизма практически не отличаются от типичных представителей жильной серии таннуольского гранитоидного комплекса. Как и последние, они нередко имеют существенно плагиоклазовый (а не калишпатовый) и всегда двуполевошпатовый состав. Развитая в лейкократовых гранитах штокообразных тел мусковитизация повсеместно наблюдается и в дайковых таннуольских гранитах.

Химические анализы наиболее типичных представителей лейкократовых аплитовидных гранитов (см. табл. 1) показывают, что они всегда пересыщены кремнеземом. Характерны, таким образом, большие величины параметра Q ($Q_{ср} = 37{,}4$), меньшие, однако, чем в плагиогранитах. По значениям a и n лейкократовые граниты не отличаются от очень сходных с ними двуполевошпатовых гранитов. Обычна очень высокая железистость ($F_{ср}$ около 90). Соотношения щелочей в целом очень непостоянны, однако значения n обычно не превышают 72. По параметрам c и b' породы относятся к самым кислым и лейкократовым гранитоидам таннуольского комплекса. Примечательны также низкие значения «дисперсии» S. Необходимо добавить, что, по данным полуколичественных спектральных анализов, содержания в лейкократовых гранитах таких редкоземельных элементов-примесей, как лантан, цирконий и иттрий, превышают фоновые.

Особенности геологического положения и вещественного состава лейкократовых гранитов говорят о том, что они являются конечными, наиболее гомогенизированными и «дебазифицированными» гранитными образованиями раннепалеозойского комплекса. Большая часть их тел сосредоточена в существенно плагиоклазовых и двуполевошпатовых гранитах. Непостоянство вещественного и химического состава жильных гранитов и тесная связь их с составом вмещающих гранитоидов могут свидетельствовать о том, что процессы дебазификации остаточных расплавов в разных массивах и участках протекали по-своему, что подчеркивает, как нам кажется, весьма небольшую перемещенность большинства жильных гранитов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГРАНИТОИДОВ ТАННУОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Характер преобразования боковых пород и особенности состава таннуольского гранитоидного комплекса рассмотренного района свидетельствуют о принадлежности его к типу гранитоидных батолитовых формаций пестрого состава (по Ю. А. Кузнецову [1964]). В формировании его массивов большую роль играли процессы магматического замещения. Это подтверждают невыдержанность состава гранитоидов и обилие в них реликтового материала вмещающих пород, большое развитие диоритизированных и гранитизированных разностей боковых пород и постепенные переходы их в кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты. Прямую зависимость состава гранитоидов от состава боковых пород здесь однозначно показать трудно. Тем не менее можно говорить о том, что кварцевые диориты в большинстве случаев принадлежат к автохтонным образованиям и являются главным образом продуктами преобразования габброидов, а тоналиты и плагиограниты связаны с магматическим замещением эффузивных пород смешанного, в основном кислого состава. Нельзя не заметить сходства в особенностях химизма тоналитов и плагиогранитов, с одной стороны, и риолит-дацитовых вулканитов вмещающих толщ кембрия — с другой. Последние, как известно, в Бурен-Ондумской зоне весьма широко развиты и, подобно тоналитам и плагиогранитам, как правило, заметно пересыщены кремнеземом. Содержание SiO_2 достигает в них 75—78%, а максимальные значения Q равны 38—43 [Волков, Лапин, 1970]. Следует, правда, оговориться, что в некоторых случаях очень высокие содержания в тоналитах SiO_2 могут быть обусловлены присутствием в их составе ксеногенного («недоплавленного») кварца.

Неясно пока влияние на состав гранитоидов карбонатных вмещающих пород. Возможно, что именно ему обязаны сравнительно большим распространением в Байсют-Коптинском массиве калишпатсодержащие кварцевые диориты, местами переходящие в гранодиориты.

Соответственно с представлениями Д. С. Коржинского можно отметить, что парагенезисы минералов в наиболее распространенных и типичных гранитоидах таннуольского комплекса (плагиоклаз + роговая обманка + биотит(+ кварц)) указывают на то, что главная масса таннуольских гранитоидов формировалась в условиях высокого химического потенциала натрия. Появление наиболее поздних калишпатсодержащих гранитов знаменовало постепенное повышение роли химического потенциала калия. Оно происходило уже в процессе гомогенизации расплавов, о чем свидетельствуют вещественный и химический составы гранитов дополнительных интрузий и дайковой серии.

По особенностям состава и условий формирования с рассмотренными гранитоидами очень сходны гранитоиды раннепалеозойского возраста Восточно-Таннуольской зоны, а также расположенного несколько обособленно Ожинского плутона. Все они, располагаясь в пределах единой

Таннуольско-Хамсаринской зоны ранних каледонид, принадлежат к одной раинепалеозойской гранитоидной формации.

Что касается особенностей гранитоидов, размещающихся в Каахемской приразломной зоне (Тапсинский и Караосский плутоны), можно сказать, что в химизме главных типов этих гранитоидов каких-либо существенных различий не обнаруживается. Сравнение по критерию Вилкоксона кварцевых диоритов и тоналитов из массивов Бурен-Ондумской зоны и аналогичных пород из Тапсинского массива показало, что различий между ними практически нет (см. табл. 1). Обнаружились лишь значимые различия по параметрам F и m между тоналитами. Тоналиты Тапсинского плутона имеют меньшие значения характеристики F и бо́льшие величины характеристики m, что свидетельствует о бо́льшей магнезиальности пород. Есть некоторые отличия, обусловленные, как нам представляется, спецификой геолого-тектонических условий формирования гранитоидов этих плутонов. Они выражаются в определенной количественной роли основных типов гранитоидов. Тапсинский массив сложен главным образом кварцевыми диоритами и тоналитами. Плагиограниты и встречающиеся в виде единичных даек существенно плагиоклазовые граниты имеют в нем в отличие от массивов Бурен-Ондумской зоны весьма незначительное развитие. Очень редки гранодиориты и поздние лейкократовые жильные граниты. Таким образом, количество кислых гранитоидов здесь меньше, чем в массивах Бурен-Ондумской зоны.

Как уже говорилось выше, намечается увеличение общей щелочности и калиевости гранитоидов в восточной половине района. Это выражается прежде всего в возрастании площадей, занятых двуполевошпатовыми гранитами и гранодиоритами. Еще бо́льшую роль они играют в пределах соседней Каргинской зоны («Агойский выступ»). Последнее уже отмечалось ранее рядом исследователей и объясняется приуроченностью ощелоченных кислых гранитоидов к наиболее приподнятым древним блокам [Шенкман, 1978; Телешев, Поляков, 1979]. Я. Д. Шенкманом в составе таннуольского комплекса Тувы, относимого им к типу многофазных габбро-плагиогранитных или габбро-гранодиоритовых формаций, выделяются два типа ассоциаций, или две «ветви», гранитоидов, состав которых определяется различным тектоническим положением. В изометричных блоковых зонах это адамеллит-гранодиоритовый тип, в линейных межблоковых зонах — плагиогранит-тоналитовый.

Распространенность в составе раинепалеозойского гранитоидного комплекса восточной части бассейна р. Каа-Хем более ощелоченных кислых гранитоидов наблюдалась А. Е. Телешевым, Г. В. Поляковым, В. И. Богнибовым и нами. Следует здесь отметить, что многими геологами бо́льшая часть этих ощелоченных и «нетипичных» для таннуольского комплекса раннепалеозойских гранитоидов обычно включается в состав среднепалеозойской бреньской интрузии. Несостоятельность этих представлений показана недавно А. Е. Телешевым и Г. В. Поляковым [1979]. Не имея возможности здесь подробно охарактеризовать особенности раннепалеозойских гранитоидных массивов этой зоны, укажем только, что они слагаются и типичными существенно натровыми гранитоидами типа тоналитов и плагиогранитов (р. Ханга), и гранитоидами с несколько повышенными против обычных щелочностью и калиевостью (р. Каа-Хем ниже р. Ужеп). К ним относятся гранодиориты и порфировидные двуполевошпатовые граниты, сопровождаемые прорывающими их жильными лейкократовыми гранитами повышенной кремнеземистости и калиевости. Для сравнения указанных пород с гранитоидами Бурен-Ондумской зоны ниже приводится химический состав соответствующих, изучавшихся нами типов раинепалеозойских пород из правобережной части р. Каа-Хем выше руч. Эржей (табл. 3). Видно, что последние обладают по сравнению с гранитоидами Бурен-Ондумской зоны (см. табл. 2) значительно более высокими щелочностью ($a = 14—15$) и калиевостью ($n = 57—69$).

Таблица 3

Химический состав и петрохимические характеристики гранитоидов из района верхнего течения р. Каа-Хем

Окислы, характеристики	Кварцевые диориты		Кварцевые сиенито-диориты			Порфировидные гранодиориты		Порфировидные граниты	Лейкократовые жильные граниты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	61,80	62,30	62,30	62,80	64,00	66,60	68,20	70,60	72,70	75,90
TiO_2	0,67	0,68	0,82	0,70	0,64	0,54	0,43	0,28	0,28	0,14
Al_2O_3	16,70	16,40	17,25	15,44	15,60	15,85	15,50	15,40	13,70	12,35
Fe_2O_3	2,05	2,19	2,24	2,33	1,78	0,52	1,39	0,84	0,74	0,28
FeO	3,92	3,61	3,30	3,76	3,98	2,87	1,77	1,50	1,50	1,37
MnO	0,11	0,11	0,14	0,11	0,11	0,07	0,08	0,05	0,04	0,03
MgO	2,11	2,44	1,62	2,28	2,36	0,98	0,32	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	6,27	5,56	4,61	5,32	5,09	2,84	3,19	2,25	1,77	1,06
Na_2O	3,70	3,80	4,50	3,40	3,60	4,75	4,00	4,00	3,60	3,10
K_2O	1,46	1,73	2,29	1,87	2,00	3,14	3,88	4,43	4,85	5,39
H_2O	0,15	0,08	0,11	0,20	0,06	0,30	0,18	0,09	0,13	0,12
P_2O_5	0,16	0,17	0,26	0,29	0,14	0,12	0,16	0,11	0,08	0,20
П. п. п.	1,12	1,01	0,95	1,88	0,92	0,98	1,02	0,54	0,68	0,47
a	10,5	11,0	13,5	10,4	10,9	15,1	14,5	15,1	14,6	14,1
c	6,2	5,6	5,0	5,3	5,0	3,1	3,2	2,7	1,7	0,9
b'	11,0	10,0	8,7	11,0	10,6	5,3	4,2	2,2	2,5	1,8
f'	52,0	50,2	60,3	52,6	51,1	61,0	70,0	97,4	81,5	81,5
m'	33,3	38,4	31,9	35,9	37,9	32,5	12,9	0,7	0,7	0,9
c'	14,7	11,4	7,8	11,5	11,0	6,5	17,1	1,8	17,9	17,6
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	79,4	76,9	74,9	73,4	73,2	69,5	61,0	57,8	53,0	46,6
φ	16,3	17,4	22,3	18,5	14,4	7,8	28,2	31,9	24,6	12,4
t	0,8	0,8	1,0	0,8	0,7	0,6	0,5	0,3	0,3	0,1
Q	+17,6	+17,2	+13,6	+20,5	+20,2	+19,7	+24,1	+27,0	+31,4	+37,2
d	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	0,8	0,9
F	60,5	56,2	64,8	59,0	57,0	65,3	84,1	99,2	99,2	98,9

Примечание. 1 — р. Каа-Хем выше р. Шуй; 2 — р. Каа-Хем выше руч. Эржей; 3 — р. Каа-Хем ниже руч. Холодного; 4 — устье рч. Кара-Джарик; 5 — р. Каа-Хем выше руч. Эржей; 6—10 — р. Каа-Хем, район быв. заимки Стародумова. Буквенные обозначения см. в табл. 1.
Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик И. М. Фоминых.

Сопоставление таннуольского комплекса с другими раннепалеозойскими гранитоидными комплексами соседних зон ранних каледонид Алтае-Саяно-Байкальской эвгеосинклинальной области показывает, что в особенностях их вещественного состава, строения и геологической позиции очень много общего. Таннуольский комплекс Бурен-Ондумской зоны особенно сходен с раннепалеозойским джидинским комплексом Западного Забайкалья. Оба они представляют раннекаледонские синінверсионные батолитовые гранитоидные формации натрового уклона щелочности. Не вдаваясь в подробности сопоставлений, следует, однако, отметить, что при всем большом сходстве между названными комплексами существуют и некоторые различия. Для породного состава таннуольского комплекса характерна, например, гораздо более важная, чем для джидинского комплекса, роль плагиогранитов и существенно плагиоклазовых гранитов. Гранитоиды таннуольского комплекса отличаются при этом большей пересыщенностью кремнеземом и более низкой общей щелочностью. Это хорошо видно при сравнении средних составов гранодиоритов и существенно плагиоклазовых гранитов таннуольского (см. табл. 1) и джидинского [Дистанова, 1978, с. 78] комплексов. Гранодиориты и граниты Бурен-Ондумской зоны характеризуются более низкими значениями параметра a и более высокими значениями параметров Q и n. Несомненно, что все эти особенности таннуольского комплекса связаны со спецификой его геолого-тектонической позиции и прежде всего, очевидно, с большим развитием во вмещающих его толщах осадочно-вулканогенных пород кислого состава.

Таннуольский комплекс изученного района Тувы отличается также от джидинского комплекса Забайкалья и бо́льшей «дифференцированностью» состава, т. е. бо́льшим участием в строении его плутонов дополнительных гранитоидных интрузий и гранитов жильной серии. В отличие от джидинского комплекса, где существенно плагиоклазовые граниты и гранодиориты являются в основном образованиями in situ, в таннуольском комплексе формирование этих пород несколько оторвано во времени от формирования главной массы кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов.

Если же говорить о наблюдающейся латеральной изменчивости таннуольских гранитоидов, то следует отметить, что примеры подобной изменчивости устанавливаются и для Джидинской зоны Забайкалья, к юго-западному и наиболее приподнятому древнему блоку которой приурочены сравнительно большие объемы раннепалеозойских гранодиоритов и гранитов Купчинского плутона. Последние имеют здесь при этом повышенные общую щелочность и калиевость [Дистанова, 1978]. Аналогичную зависимость состава батолитовых гранитоидов от их тектонического положения мы видим и на примере рассмотренных выше гранитоидов Восточной Тувы.

ЛИТЕРАТУРА

Благонравов В. А. Об аласугской и систигхемской свитах бассейнов рек Систигхема, Узы, Чаваша, Ала-Суга.— Труды ВАГТ, 1959, вып. 5, с. 38—43.

Благонравов В. А., Шенкман Я. Д. О соотношении между гранитоидами нижнего течения р. Каа-Хем (Восточная Тува).— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 88—93. (Труды ВАГТ, вып. 2).

Волков В. В. Кембрийская тектоника Тувы.— В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970, с. 126—138.

Волков В. В., Лапин Б. Н. Вулканизм.— В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970, с. 59—125; Некоторые особенности связи тектоники и вулканизма, там же, с. 139—153.

Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутов Н. В. и др. Базиты и гипербазиты «третьей фазы таннуольского комплекса» — формационно-самостоятельная интрузивная ассоциация габбро-пироксенит-дунитового типа.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 2, с. 415—418.

Волохов И. М., Иванов В. М., Арпаутов Н. В. и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 130—145.

Дистанова А. Н. Формационный тип гранитоидов Купчинского плутона (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49—80.

Дорофеева Э. Ф. О гетерогенности пород Таннуольского магматического комплекса (Тува).— Записки Ленингр. горного ин-та им. Плеханова, 1965, т. 49, вып. 2, с. 69—84.

Еремеев В. П. Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактовые процессы.— Труды ИГН, 1950, вып. 107. Петрограф. серия, № 31, с. 71—83.

Еремеев В. П. О калиевом метасоматозе в гранитах Юго-Восточной Тувы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1959, № 10, с. 100—114.

Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

Зайков В. В., Рогов Н. В., Анастасьев Н. С. и др. Ордовикский вулканизм Восточной Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1971, с. 3—20.

Иванова Т. Н. Роль ассимиляции в формировании интрузий таннуольского комплекса (Тувинская автономная область).— Петрограф. сб., № 2. Материалы ВСЕГЕИ, 1957, вып. 21. Новая серия, с. 89—93.

Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 167 с.

Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузии таннуольского комплекса (Тувинская АО).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3, с. 65—68.

Ковалев П. Ф., Бухаров Н. С. Сравнительная характеристика гранитоидных массивов таннуольского комплекса Центральной и Восточной Тувы.— Материалы по геол. Тувинской АССР. Кызыл, 1979, вып. IV, с. 71—85.

Кудрявцев Г. А. Тектоника.— В кн.: Геология СССР. Т. 29. Тувинская АССР. М.: Наука, 1966, с. 333—384.

Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1946, № 5, с. 91—104.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской обл. Новосибирск, 1966, с. 16—27.

Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении.— Докл. АН СССР, т. 65, № 1, 1949, с. 69—71.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 389 с.

Лебедев А. П., Гинзбург И. В. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральпой Тувы.— Труды ИГН. Петрограф. серия, 1953, вып. 147, (№ 43), с. 223—247.

Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 280 с. (Труды Монг. комиссии АН СССР, № 26).

Леонтьев Л. Н. О таннуольском интрузивном комплексе Тувы.— Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 5, с. 1199—1202.

Леонтьев Л. Н., Ипатов М. М. О возрасте некоторых каледонских гранитов хр. Восточный Танну-Ола (Тува).— Докл. АН СССР, 1953, т. 33, № 1, с. 141—143.

Пинус Г. В. Петрохимические особенности пород Таннуольского интрузивного комплекса.— Докл. АН СССР, 1955, т. 104, № 2, с. 306—309.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961а. 110 с.

Пинус Г. В. Нижнекембрпйский вулканизм Тувы. Новоспбирск: Изд-во СО АН СССР, 1961б. 119 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Поляков Г. В., Богнибов В. И. Дифференцированные габброидные интрузии салаирид Юго-Восточной Тувы.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1194—1197.

Поляков Г. В., Богнибов В. И. Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 118—126.

Рафиенко Н. И. Об ордовикском возрасте пород в районе пос. Кызык-Чадр в Тувинской АО.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 3, с. 541—542.

Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.

Телешев А. Е., Поляков Г. В. Соотношения палеозойских гранитоидных комплексов правобережья рек Кызыл-Хем и Нижний Кадраус (Вост. Тува).— В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 23—40.

Чучко В. Н. К вопросу о возрасте таннуольского комплекса Северо-Восточной Тувы.— В кн.: Материалы по геол. Тувинской АССР. Вып. II. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1971, с. 22—36.

Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. (Труды ВАГТ, вып. 5).

Шенкман Я. Д. Фазы становления палеозойских интрузий Восточной Тувы.— Геол. и геофиз., 1964, № 11, с. 134—136.
Шенкман Я. Д. О зависимости между составом и структурным положением гранитоидных интрузий таннуольского комплекса Тувы.— Труды ВСЕГЕИ, 1978, Новая серия, т. 270, с. 80—85.

А. Е. Телешев

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ БРЕНЬСКОГО ПЛУТОНА С ДЕВОНСКИМ ВУЛКАНИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСОМ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Представления о широком распространении в складчатых структурах Восточной Тувы юнокаледонского комплекса красных плагиоклаз-калишпатовых гранитов, граносиенитов и других пород повышенной щелочности, отличного от более древнего комплекса «серых гранитов», возникли на ранних этапах геологического изучения Тувы, после работы экспедиций Седерхольма в 1914—1918 гг. и З. А. Лебедевой [1938]. В дальнейшем за раннепалеозойским комплексом гранитоидов повышенной основности закрепилось название таннуольского, более молодой, девонский по общепринятым представлениям, комплекс получил наименование бреньского — по широкому развитию характерных для него пород в бассейне левого притока Мал. Енисея р. Бурен. Активные контакты бреньских гранитов с девонскими вулканическими породами были установлены в низовье р. Сизим, правобережье р. Дерзиг и в других местах [Благонравов, Шенкман, 1956; Шенкман, 1959, 1971 и др.; Телешев, Поляков, 1979 и др.], и к настоящему времени представления о девонском возрасте бреньского комплекса являются общепризнанными. Между тем А. В. Ильин и Т. А. Ильина, картировавшие большую часть самого Бреньского плутона, указывали на возможную разновозрастность слагающих его пород и условность их объединения в один девонский комплекс. Петрографическое сходство части раннепалеозойских гранитоидов нижнего течения р. Каа-Хем с породами девонского комплекса подчеркивали В. А. Благонравов и Я. Д. Шенкман [1956]. В последующем возобладала точка зрения о принадлежности богатых калишпатами гранитоидов к девонскому бреньскому комплексу и противопоставлении их породам таннуольского комплекса, однако продолжали накапливаться и противоречащие этому факты. В западном контакте Бреньского массива у д. Владимировка Б. Н. Лапиным [1969] отмечены обломки гранитов в девонских туфобрекчиях и на этом основании сделан вывод о принадлежности гранитов и вулканических пород к единому вулкано-плутоническому комплексу. К сожалению, обломки эти не были изучены петрографически, повторить же подобные находки в этом районе не удалось. Единичные микроксенолиты гранофировых гранитов в дефонских туфах были затем встречены нами севернее, в устье лога Бол. Ажик, а среди гранитоидов Бреньского плутона установлены типично раннепалеозойские по вещественно-структурным особенностям породы, что также поставило под сомнение объем и возраст комплекса в самом его петротипе. Данные о разновозрастности объединяемых в бреньский комплекс гранитоидов стали появляться и при изучении соседних районов Восточной Тувы [Коваленко, Пополитов, 1970, см. с. 17—18; Телешев, Поляков, 1979 и др.]. Наблюдениями многих исследователей подтверждается досилурийский возраст монцонитов и сиенитов из окрестностей с. Зубовка, образование которых прежде также связывалось со среднепалеозойскими гранитами [Пинус, 1961]. Выяснилось также, что не девонскими, а раннепалеозойскими являются аналоги бреньского комплекса в некоторых байкало-каледонских структурах Восточного Саяна [Митрофанов, 1962;

Телешев, Федосеев, 1970; Ящук, 1975]. Подобные неясности, касающиеся объема и содержания палеозойских плутонических комплексов, требуют дополнительного изучения эталонотипных массивов и в особенности их взаимоотношений со стратифицированными образованиями среднего палеозоя.

К весьма немногочисленным (из-за пространственной разобщенности пород бреньского комплекса и малораспространенных девонских и силурийских отложений, слабой обнаженности или иных причин) доступным для изучения примерам таких отношений принадлежит участок совместного развития вулканических пород и гранитов бреньского комплекса в нижнем течении р. Каа-Хем между ручьями Эржей и Таргин. В материалах предшествующих исследований содержатся многочисленные указания на прорыв гранитами левого борта р. Каа-Хем ниже д. Усть-Сизим кислых вулканических пород [Шенкман, 1959 и др.]. В ряде геологических отчетов повторяется утверждение финских геологов о постепенных переходах между гранитами и залегающими выше девонскими эффузивами. В лучше обнаженном правом борту р. Каа-Хем ниже руч. Ниж. Ходавалар нами установлена более сложная последовательность. Наряду с бесспорно активными контактами порфировидных граносиенитов и пертитовых лейкогранитов и аляскитов с девонскими вулканическими породами обнаружены и обратные отношения, когда красные лейкограниты — по общепринятым понятиям, принадлежащие к бреньскому комплексу — предшествуют вулканическим породам, попадая в них в виде обломков. Особенно многочисленны эти обломки в выявленных здесь эксплозивных брекчиях, непосредственно контактирующих с гранитами. Эти же граниты прорваны многочисленными дайками диабазов, которые не заходят в тело послевулканических гранитов и в свою очередь секутся жилами микрозернистых аляскитов. Несмотря на сходство послевулканических и более древних гранитоидов, преобладающих в составе северной части бреньского плутона и его сателлитов, между этими двумя типами пород удается выявить и существенные различия. Ниже дана характеристика обособляющихся таким образом групп изверженных пород (довулканических гранитоидов, дайковой свиты, вулканогенных образований, послевулканических интрузивных пород) и их отношений по материалам, полученным нами в основном в 1977—1978 гг.

ДРЕВНИЕ (ДОВУЛКАНИЧЕСКИЕ) ГРАНИТОИДЫ

Помимо такситовых кварцевых диоритов и гранодиоритов и вмещающих их биотит-полевошпатовых амфиболитов, объединяемых предшествующими исследователями в таннуольский комплекс и не рассматриваемых в дальнейшем, к довулканическим образованиям нами отнесены двуполевошпатовые биотитовые и амфибол-биотитовые лейкограниты северной части Бреньского плутона. На имеющихся геологических картах эти породы показаны как девонские. Они развиты в основном в левобережной части района, переходя на правый борт р. Каа-Хем у д. Эржей, где закартированы В. Б. Агентовым в виде вытянутой на северо-запад вдоль ручьев Ниж., Верх. Ходавалар и Хактыг линзовидной апофизы площадью около 25 кв. км (рис. 1). Вторую, несколько больших размеров, правобережную апофизу Бреньского плутона образуют резко порфировидные мезократовые гранодиориты и граниты, обнажающиеся вдоль меридионального отрезка р. Каа-Хем и руч. Стародумова от порога Москва до пос. Шуй. Третий тип гранитоидов представлен дымчато-серыми лейкократовыми гранитами, менее богатыми микроклином. Они слагают небольшие тела в районе Байбалыгского порога. Из этих трех типов гранитоидов, для краткости именуемых в дальнейшем по их местонахождению эржейским, стародумовским и байбалыгским, наибольший интерес представляет

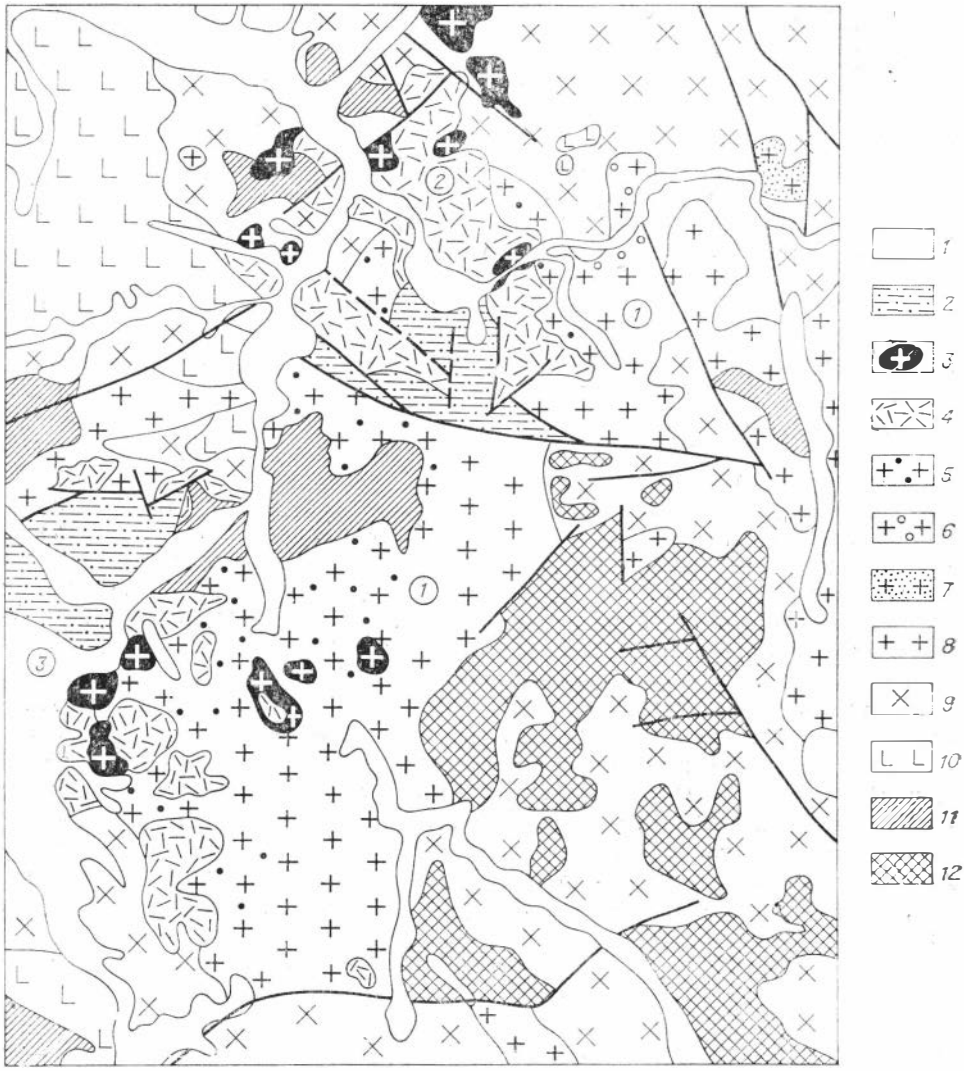


Рис. 1. Схема геологического строения Бреньского плутона. Составлена по материалам государственных геологических съемок с изменениями и дополнениями автора.

1 — четвертичные отложения; *2* — красноцветные отложения балгазинской свиты D_3; *3* — девонские пертитовые аляскиты и лейкограниты бреньского комплекса (послевулканические); *4* — кварцевые и базокварцевые липаритовые и дацитовые плагиопорфиры, туфы, игнимбриты, андезитовые порфириты сайлыгской свиты D_{1-2}; *5—8* — граниты бреньского комплекса: *5* — довулканические двуполевошпатовые граниты (в том числе лейкократовые и плагиоклаз-микроклиновые, мелкозернистые, порфировидные, гранофировые) и гранодиориты эржейского типа, *6* — порфировидные микроклин-плагиоклазовые гранодиориты, граносиениты и граниты стародумовского типа, *7* — двуполевошпатовые, существенно плагиоклазовые биотитовые граниты байбалыгского типа, *8* — нерасчлененные, вероятно, большей частью додевонские граниты бреньского комплекса; *9* — поля развития гранитоидов таннуольского комплекса (двуполевошпатовых, частью существенно плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов, тоналитов, кварцевых диоритов) среди амфибол-полевошпатовых, биотит-кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев и гнейсов и раннекембрийских вулканогенно-осадочных образований; *10* — поля распространения раннепалеозойских плутонических базитов, большей частью гранитизированных; *11* — осадочные и вулканические породы раннего кембрия; *12* — докембрийские образования.

Цифры в кружках: 1 — Бреньский плутон; 2 — Бельбейская, 3 — Балгазинская мульды.

первый, поскольку принадлежащие к нему породы непосредственно контактируют с девонскими вулканогенными породами сайлыгской свиты. Два других заслуживают внимания, с одной стороны, из-за преемственности ряда их петрографических особенностей с эржейскими гранитами, с другой — из-за достаточно очевидного их сходства с гранитоидами раннепалеозойских батолитовых комплексов других раннекаледонских структур Сибири.

Распространенные в окрестностях поселков Эржей, Сизим и Усть-Сизим граниты представляют собой наиболее характерные породы бреньского комплекса в его петротипе. Это крупно- или среднезернистые двуполевошпатовые амфибол-биотитовые или биотитовые лейкограниты, достаточно разнообразные по внешнему облику благодаря изменчивым соотношениям породообразующих минералов, структурным вариациям и особенно разному характеру и степени выветривания. Относительно свежие разности обладают более или менее однородной структурой с четко индивидуализированными светло-серыми таблитчатыми зернами плагиоклаза, красноватыми более крупными зернами калинатрового полевого шпата и ксеноморфными зернами или крупными гнездами сиренево-дымчатого кварца. Нередко калинатровый полевой шпат резко превосходит по величине зерен другие компоненты, обусловливая тем самым порфировидную структуру, внешне сближающую эржейские граниты с гранодиоритами стародумовского типа. При дальнейшем выветривании калиевый полевой шпат приобретает более интенсивную окраску, вследствие чего граниты представляются на вид более богатыми им, чем на самом деле. В дальнейшем происходит общее покраснение пород, нивелирующее цветовые контрасты минералов, и они приобретают облик однополевошпатовых мясокрасных граносиенитов или бедных кварцем (который также маскируется в результате выветривания) гранитов, присутствие плагиоклаза в них устанавливается с большим трудом, иногда только на отдельных поверхностях штуфа. Именно такой облик и характерен для большинства эржейских гранитов.

В шлифах двуполевошпатовый характер эржейских гранитов устанавливается повсеместно и отчетливо. Плагиоклаз большей частью преобладает количественно над калинатровым полевым шпатом, иногда уступая ему. Постоянным компонентом породы является биотит, составляющий от долей процента до 5—8, обычно 3—4%. Обыкновенная роговая обманка редка, исключая разности, контаминированные вмещающими более основными породами. Акцессорные минералы чаще всего представлены магнетитом, апатитом, сфеном и ортитом. Часты мелкие бипирамидальные зерна циркона.

Распределение, структурно-морфологические особенности и взаимоотношения породообразующих минералов эржейских гранитов очень изменчивы. Преобладают, как уже отмечено, породы с небольшим, редко существенным преобладанием плагиоклаза над калинатровым шпатом в целом при весьма неоднородном их распределении. При этом в одних участках плагиоклаз образует скопления субпризматических зерен длиной до 3—5 мм или блок-кристаллы, в интерстициях которых располагаются более поздние пертит, кварц, биотит. В других случаях разобщенные зерна плагиоклаза образуют включения в калинатровом полевом шпате и агрегатах его с кварцем и биотитом. Часто в составе гранитов обособляются мелкие (меньше 1 см) шлиры плагиоклазового состава с реликтами биотита и магнетита или без них.

Состав плагиоклаза меняется в разных зернах от № 20—25 до альбита первых номеров. Вариации состава в зональных зернах охватывают, как правило, лишь часть этого диапазона, чаще всего от № 20 до № 5—10. В единичных случаях устанавливаются ядерные реликты андезина № 35—40. Нормальная зональность иногда осложняется проявлениями рекуррентной. Кроме того, характерно блочно-пятнистое погасание плагиоклаза. Часты также пятнистые структуры, связанные с развитием сети тонких (около 0,1 мм) прожилков прозрачного новообразованного плагиоклаза, между которыми заключены сильно пелитизированные реликты первичного плагиоклаза; иногда в плагиоклазе образуются более крупные округлые пятна и гнезда шахматного альбита. Эти явления прямым образом связаны с проникновением в плагиоклаз узких вростков новообразованного кварца. Очень широко проявлены реакционные отношения пла-

гиоклаза с калинатровыми полевыми шпатами. Последние варьируют по насыщенности реликтами плагиоклаза, степени распада, количественным отношениям фаз пертита, внутренней структуре. Преобладают крупные (до 5—10 мм) субпризматические или неправильные зерна с обильными включениями деанортитизированного плагиоклаза. Они сложены экссолюционными пертитами с тонкими и короткими, иногда группирующимися в прерывистые полости альбитовыми вростками. Эта морфологическая особенность пертитов, а также низкое (обычно менее 10—15%) содержание в них альбитовой фазы чрезвычайно характерны для эржейских, равно как и других рассматриваемых здесь довулканических гранитов. Более богатые альбитом пертиты представляют собой результат интенсивного замещения плагиоклазовых включений и отличаются крайне нерегулярной структурой и неоднородностью состава. Большая часть калиевой фазы пертитов — нерешетчатая или криптореш етчатая, исключая интерстициальные зерна и краевые части крупных выделений, в которых иногда фиксируется четкая микроклиновая решетка. Весьма часты в калинатровых полевых шпатах эржейских гранитов фрагменты зональной структуры. Они проявлены в виде не вполне развитых концентрических многоугольных контуров с последовательно, иногда ритмично изменяющимися углами погасания в соседних зонах, различающихся и разной степенью пелитизации. Зональность подчеркивается также ориентировкой редких пертитовых вростков. Вообще же хорошо развитые пертитовые структуры не характерны для зонального калинатрового полевого шпата. Во внешних зонах зональных кристаллов иногда проявляется микроклиновая решетка и сосредоточены редкие в таких образованиях включения плагиоклаза. В целом включения плагиоклаза в пертите чрезвычайно характерны для всех древних гранитов, в том числе и эржейских. Они обычно сильно резорбированы, округлены, иногда сопровождаются мирмекитовыми оторочками. Эти образования, также характерные для ранних гранитов всех типов, встречаются, кроме того, на стыках пертитовых зерен и пертита с плагиоклазом. Коррозия крупных плагиоклазовых зерен пертитом происходит главным образом за счет внутренних зон, интенсивно, иногда почти целиком, «выедаемых» пелитизированным калинатровым шпатом с образованием рапакивиподобных структур. Замещающий калинатровый шпат содержит массу незакономерно распределенных реликтов плагиоклаза и представляет в зависимости от полноты замещения то пертит, то антипертит замещения. Внешние, более кислые, части плагиоклазовых зерен иногда отороченные «нормальным» пертитом, корродированы значительно слабее.

Химический состав типичных крупнозернистых гранитов представлен анализами 15, 18—20 и 23—25 (табл. 1). Для них характерны постоянный избыток глинозема, умеренные содержания кремнезема и окислов щелочноземельных элементов, повышенное содержание железа и щелочей, калинатровый уклон щелочности.

С только что рассмотренными крупнозернистыми и среднезернистыми разностями тесно ассоциируют другие варианты эржейских гранитов, иногда существенно отличающиеся от первых. Чаще всего это резко лейкократовые с более кислым (№ 5—10) сильно пелитизированным плагиоклазом, внешне представляющиеся как однополевошпатовые аляскиты. Эти породы связаны с явно двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами постепенными переходами. Более резкая изменчивость гранитов наблюдается вблизи их контактов с такситовыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами таннуольского комплекса и на водораздельных, также, вероятно, приконтактовых, участках, главным образом в бассейне руч. Хактыг и Верх. Ходавалар. Здесь наблюдаются довольно резкие вариации состава, особенно содержаний плагиоклаза и темноцветных компонентов, и одновременно разнообразие структур. Широко развиты двуполевошпатовые граниты порфировидного облика с обособлениями обычно белесовато-

го олигоклаза в мелкозернистом гранитовом или аллотриоморфном базисе, сложенном более кислым плагиоклазом, пертитом (бедным альбитом), кварцем и биотитом, иногда роговой обманкой. Весьма характерны для порфировидных гранитов зональные структуры замещения с пертитовой оболочкой, олигоклазовым ядром и промежуточной зоной антипертита с крайне неровными границами зон и незакономерным распределением реликтовой плагиоклазовой и новообразованной калишпатовой фаз. Внешняя узкая оторочка, сложенная обычным для эржейских гранитов пертитом, в свою очередь часто корродирована кварцем, иногда он проникает и во внутренние зоны. Состав порфировидных гранитов в целом близок к составу крупнозернистых, варьируя в несколько более широких пределах (см. табл. 1, анализы 12—14, 16, 17) в зависимости от количественных отношений гранитового базиса и раннего плагиоклаза.

В правобережной части бреньского плутона широко развиты также мелкозернистые лейкограниты. Они образуют обычно маломощные в пределах десятков сантиметров и сантиметров многократные инъекции — все более мелкозернистые и более лейкократовые — в гранитах и особенно в неоднородных по составу эндоконтактовых их разностях. Контакты жилок чаще размытые с возрастанием роли реликтовых крупных зерен в зальбандах жил, иногда довольно резкие, но без зон закаливания. Жилы имеют обычно гололейкократовый (не считая единичных зерен биотита и рудной вкрапленности) двуполевошпатовый состав и преимущественно гранофировую, с реликтами гранитовой, структуру.

Гранофировые срастания кварца преимущественно с бедным альбитовыми вростками пертитом, реже с нацело альбитизированным плагиоклазом имеют чаще всего неправильные округлые очертания, непостоянны по соотношениям полевых шпатов с кварцем, содержат многочисленные реликты плагиоклаза или участки гранитовой структуры. Все эти особенности позволяют считать мелкозернистые гранофировые лейкограниты позднемагматическими или послемагматическими образованиями эржейских гранитов. В этом убеждает и наличие таких гранофиров в обломках вулканических брекчий. Среди пород этой группы встречаются разности, сложенные геометрически совершенными микрографическими срастаниями кварца и пертита и акцессорными количествами рудного, биотита, плагиоклаза, очень близкие петрографически к послевулканическим микропегматитовым аляскитам. Отличить те и другие можно прежде всего по характеру связанных с ними гранитов — двуполевошпатовых в одних случаях и пертитовых аляскитов в других, а также по характеру самих пертитов, участвующих в гранофировых срастаниях. Химический состав плагиоклаз-гранофировых и гранофировых лейкогранитов представлен анализами 9—11 и 21 (см. табл. 1) и отличается в целом более высоким содержанием кремнезема сравнительно с другими породами.

За счет эржейских гранитов при их окварцевании и калишпатизации образуются порфировидные разности, сложенные грубыми (до 2 см) таблитчатыми, а чаще ксеноморфными выделениями калишпата и крупными же, но более мелкозернистого строения, гнездами лилового кварца с участием альбитизированного плагиоклаза и мусковита. Эти породы вовлечены в образование эксплозивных брекчий и рассматриваются в дальнейшем в составе последних.

Гранитоиды стародумовского типа распространены по бортам р. Каа-Хем между ручьями Татьянин и Холодный. Встречаются они и в других частях Бреньского плутона, как и во многих других массивах одноименного комплекса. Наиболее характерную внешнюю черту пород этой группы составляют крупные ксеноморфные, реже таблитчатые выделения розово-красного калинатрового полевого шпата размером преимущественно 1—1,5 см, иногда до 3—4 см в серой или светло-серой среднезернистой массе, изменчивой по соотношению кварца, полевых шпатов и темноцветных компонентов. Весьма характерны более или менее обильные мелкозернис-

Таблица 1

Химический состав довулканических гранитов и гранодиоритов (1—22) и гранитов из обломков вулканических брекчий и останцов (23—34)

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)										
	1 (395а)	2 (396а)	3 (405)	4 (409)	5 (70)	6 (73)	7 (74)	8 (75б)	9 (48)	10 (50)	11 (66)
SiO_2	70,3	72,2	64,8	69,0	63,76	66,2	66,6	75,55	71,71	72,3	75,65
TiO_2	0,68	0,50	0,60	0,50	0,58	0,75	0,61	0,32	0,61	0,52	0,12
Al_2O_3	14,5	13,8	17,7	16,5	15,7	15,6	15,6	12,2	14,16	13,99	12,91
Fe_2O_3	2,10	0,14	1,66	0,26	3,35	3,37	2,32	0,80	1,52	1,38	1,17
FeO	0,77	2,29	2,37	1,30	2,14	0,76	1,45	0,33	1,14	1,69	1,09
MnO	0,08	0,07	0,11	0,06	0,15	0,15	0,09	0,03	0,09	0,09	0,05
MgO	1,12	0,84	1,78	0,28	2,46	1,61	1,80	0,40	0,50	0,30	0,20
CaO	3,20	2,13	3,43	1,66	4,77	3,20	2,66	0,56	0,84	0,84	0,42
Na_2O	3,22	3,22	4,29	3,75	3,78	3,75	4,10	4,04	4,70	5,00	4,00
K_2O	3,00	3,36	2,66	5,70	2,24	3,00	3,42	5,72	3,40	3,20	4,16
P_2O_5	0,20	0,13	0,23	0,12	0,11	0,31	0,11	0,01	0,01	0,02	Не обн.
П. п. п.	0,87	0,95	0,76	0,85	0,54	1,22	0,43	0,35	0,99	0,76	0,30
$S_{общ.}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.
Сумма	100,04	99,63	100,39	100,00	99,58	99,92	99,19	100,31	99,67	100,09	100,07
a	11,4	11,8	11,9	16,4	11,6	12,8	13,9	15,6	14,8	15,1	14,1
c	4,0	2,6	3,8	2,0	4,7	4,0	3,2	—0,8	1,0	1,0	0,5
b'	4,5	3,7	6,0	2,0	10,3	6,3	6,5	1,4	3,2	3,3	2,3
f'	55,5	46,1	42,7	42,9	49,0	51,9	49,8	10,8	49,8	64,9	54,1
m'	40,4	27,8	34,1	13,5	40,5	37,1	44,0	44,4	17,1	11,5	8,8
c'(—*a'*)	(—4,1)	(—26,1)	(—23,2)	(—43,6)	10,5	(—11,0)	(—6,2)	44,8	(—33,1)	(—23,6)	(—37,1)
n	62,0	59,3	71,0	50,0	71,9	65,5	64,6	51,8	67,7	70,4	59,4
φ	—	2,30	16,0	7,6	27,8	41,3	28,6	69,0	26,2	26,7	26,0
t	0,7	0,5	0,7	0,55	0,7	0,8	0,7	0,3	0,6	0,5	0,1
Q	33,5	35,1	29,0	21,6	18,6	22,9	20,8	32,3	28,3	28,2	34,5
d	0,59	0,65	0,56	0,75	0,55	0,60	0,67	1,05	0,81	0,83	0,86
F	57,1	61,7	54,9	75,4	54,0	58,2	52,4	59,5	73,8	84,6	85,7

Продолжение табл. 1

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)										
	12 (56)	13 (64)	14 (60)	15 (17/71)	16 (34)	17 (35)	18 (87)	19 (77)	20 (80)	21 (22)	22 (38б)
SiO_2	72,92	68,7	70,7	71.3	74,65	70,63	72,95	71,6	72,26	76,61	64,86
TiO_2	0,37	0,53	0,62	0,37	0,22	0,52	0,47	0,47	0,44	0,22	0,68
Al_2O_3	13,98	15,3	14,50	13,85	13,09	15,24	13,45	14,52	13,81	12,37	15,24
Fe_2O_3	1,61	1,34	0,40	1,00	1,17	1,38	1,38	1,16	1,16	1,17	3,05
FeO	0,61	1,12	2,07	1,95	0,78	1,21	0,80	0,97	0,97	0,46	1,61
MnO	0,07	0,13	0,11	0,14	0,04	0,07	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11
MgO	0,40	0,28	0,85	0,58	0,20	0,10	0,60	1,00	0,80	0,20	1,80
CaO	1.54	2,01	1,77	1,60	0,70	1,82	1,12	1,12	0,98	0,42	3,50
Na_2O	4,90	6,50	4,50	4,50	4,70	4,90	4.10	4,44	4,44	3,42	4,80
K_2O	2,13	2,00	3,00	3,92	3,72	3,88	4,00	4.10	3,90	4,16	2,38
P_2O_5	0,08	0,13	0,15	0,11	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04
П. п. п.	0,29	1,48	1,65	0,50	0,39	0,69	0,40	0,54	0,89	0,54	1,12
$S_{общ.}$	0,02	0,03	—	—	Сл.	Не обн.	0,01	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	98,92	99,55	100,32	99,82	99,69	100,46	99,41	100,03	99,76	99,70	99,19
a	13,5	17,0	14,0	15,2	15,2	16,1	14,4	15,2	15,0	12,9	14,0
c	1,8	1,6	2,1	1,4	0,8	2,0	1,3	1,3	1,2	0,5	3,2
b'	2,6	3,6	3,7	4,2	2,0	2,7	3,0	3.6	3,2	1,8	8,4
f'	53,3	64,0	51,20	66,20	80,8	86,1	57,8	42,6	49,6	39,9	50,8
m'	17,8	13,0	30,60	22,9	15,3	6,10	29,0	36,1	33,6	8,8	36,5
c'(−*a'*)	(−28,9)	23,0	(−18,2)	10,9	(−3,9)	7,8	(−13,1)	(−21,3)	(−16,8)	(−51,3)	12,7
n	77,7	83,2	69,5	63,5	35,7	65,7	60,9	62,2	63,4	55,5	75,4
ψ	36,3	31,6	7,4	19,9	45,4	42,4	33,7	21,1	24,6	25,9	31,2
t	0,4	0,6	0,7	0,4	0,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,2	0,8
Q	33,1	19,8	27,9	26,6	32,6	24,2	31,6	26,3	28,9	39,6	17,5
d	0,74	0,84	0,72	0,84	0,9	0,8	0,82	0,81	0,83	0,82	0,69
F	74,3	82,3	62,60	73,40	83,70	93,20	65,60	53,0	58,50	80,90	57,57

Продолжение табл. 1

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)											
	23 (53а)	24 (29)	25 (29б)	26 (146)	27 (428и)	28 (428з)	29 (428е)	30 (412е)	31 (428л)	32 (318д)	33 (325а)	34 (542а)
SiO_2	70,26	72,05	71,86	71,5	76,1	75,8	75,3	76,9	76,0	75,4	76,6	72,1
TiO_2	0,47	0,40	0,52	0,47	0,20	0,24	0,17	0,16	0,21	0,27	0,28	0,43
Al_2O_3	14,34	14,30	13,99	13,99	12,25	12,6	12,9	12,0	11,8	12,65	11,8	13,8
Fe_2O_3	1,23	0,71	1,52	1,81	0,69	0,53	1,22	0,81	0,94	0,31	0,32	1,52
FeO	1,38	1,53	1,06	0,63	0,99	1,07	0,37	0,92	0,69	1,30	1,15	1,37
MnO	0,09	0,09	0,11	0,09	0,04	0,03	0,06	0,01	0,02	0,06	0,07	0,08
MgO	1,50	0,54	0,70	0,60	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,10	Не обн.	Не обн.	0,20	0,44
CaO	1,12	1,06	0,98	1,96	1,54	1,42	1,54	0,35	0,71	1,18	0,59	1,30
Na_2O	4,10	4,14	4,50	3,00	3,13	3,38	3,50	3,70	2,80	3,75	3,65	4,30
K_2O	4,86	4,40	3,90	5,54	4,00	3,91	4,30	4,60	5,32	4,00	3,64	2,85
P_2O_5	0,01	0,14	0,01	0,02	0,09	0,07	0,02	0,07	0,08	0,03	0,06	0,07
П. п. и.	0,73	1,07	0,60	0,60	0,63	0,61	0,45	0,35	0,73	0,53	1,02	1,05
$S_{общ.}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.	Сл.
Сумма	100,09	100,43	99,75	100,21	99,96	99,66	99,85	99,97	99,30	99,48	99,38	99,31
a	15,6	15,0	15,1	14,4	12,4	12,7	13,3	14,1	13,5	13,7	12,9	13,3
c	1,3	1,3	1,2	2,0	1,8	1,7	0,4	0,4	0,8	1,4	0,7	1,5
b'	4,8	3,0	3,5	3,5	1,6	1,5	1,4	1,7	1,4	1,5	1,4	3,3
f'	45,4	51,9	55,0	62,3	99,0	83,0	53,1	73,3	88,2	99,1	50,7	52,0
m'	47,1	22,1	27,0	—	—	—	—	8,0	—	—	12,0	14,5
c'(−*a'*)	(−7,5)	(−26,0)	(−18,0)	9,4	1,0	(−17,0)	46,1	(−18,7)	(−11,8)	(−0,9)	(−37,3)	(−33,5)
n	56,2	58,3	63,7	45,1	54,3	56,8	55,3	55,0	44,4	58,8	60,4	69,5
φ	19,5	14,7	29,6	43,2	37,3	25,1	39,7	32	48,0	16,8	11,0	25,3
t	0,5	0,4	0,5	0,5	0,2	0,2	0,16	1,6	0,2	0,3	0,3	0,45
Q	23,2	28,1	27,8	29,5	41,8	40,6	40,7	38,2	40,2	41,6	41,6	32,3
d	0,84	0,81	0,83	0,78	0,77	0,78	0,87	0,92	0,88	0,84	0,84	0,74
F	48,10	69,25	66,0	67,9	100,00	100,00	100,00	99,0	100,00	100,00	80,90	77,70

Окончание табл. 1

Примечание. 1, 2 — двуполевошпатовые амфибол-биотитовые граниты, правый борт р. Каа-Хем у порога Байбалыгский; 3 — порфировидный микроклин-плагиоклазовый амфибол-биотитовый гранодиорит, р. Каа-Хем, 100 м ниже руч. Татьянин; 4 — существенно микроклиновый двуполевошпатовый биотитовый граносиенит, р. Каа-Хем, в 1 км ниже руч. Татьянин; 5—7 — порфировидные микроклин-плагиоклазовые амфибол-биотитовые гранодиориты: 5 — правый борт р. Каа-Хем между ручьями Карасук и Верх. Хактыг (жила в такситовых кварцевых диоритах), 6 — заимка Стародумова (жила в порфировидных существенно плагиоклазовых гранодиоритах), 7 — р. Каа-Хем, в 600 м выше заимки Стародумова; 8 — плагиоклаз-микроклиновый биотитовый аплит (пологая жила в порфировидных гранодиоритах, р. Каа-Хем против устья руч. Астафьев; 9, 10 — гранофировые граниты, вершина р. Хактыг; 11 —то же, левый борт руч. Таргин в его вершине; 12—14 — мелкозернистые лейкократовые двуполевошпатовые граниты, вершина руч. Ниж. Ходавалар; 15 — двуполевошпатовый амфибол-биотитовый гранит, левый борт р. Сизим у южного конца поселка; 16, 17 — мелкозернистые двуполевошпатовые биотитовые лейкограниты, руч. Ниж. Ходавалар, левый и правый борта, в 1 км от устья; 18 — крупнозернистый двуполевошпатовый лейкократовый гранит, пристань Эржей; 19 — то же, левый берег против пристани Эржей; 20 — порфировидный двуполевошпатовый биотитовый лейкогранит, левый берег р. Каа-Хем, в 1 км выше устья р. Сизим; 21 — мелкозернистый плагиоклаз-пертитовый лейкогранит, 300 м восточнее устья руч. Верх. Ходавалар; 22—31 — граниты и гранодиориты эксплозивных брекчий (обломки и останцы): 22 — катаклазированный гранодиорит из контакта с эксплозивным туфом, 23 — окварцованный и мусковитизированный гранит, перекрытый брекчией, 24, 25 — крупнозернистые двуполевошпатовые лейкограниты, перекрытые эксплозивной брекчией с обломками тех же гранитов, 26 — раздробленный и сцементированный тонкообломочным материалом крупнозернистый лейкогранит (обломок), 27—29 — крупнозернистые порфировидные двуполевошпатовые биотитовые лейкограниты (обломки), 30, 31 — мелкозернистые плагиоклаз-пертитовые лейкограниты (обломки).

Местоположение проб 23—25 — центральная часть правобережных береговых обрывов против устья р. Сизим; 26 — нижний их конец в 900 м ниже устья руч. Ниж. Ходавалар; 27—29, 31 — верхний их конец в 100 м ниже устья руч. Ниж. Ходавалар; 30 — северо-западный край тела эксплозивных брекчий.

32—34 — обломки гранитов в вулканических туфах из других местонахождений: 32 — крупнозернистый пертит-плагиоклазовый лейкогранит, местонахождение 2 (см. рис. 2), 33 — то же, местонахождение 3, 34 — порфировидный гранит с выделениями плагиоклаза и мелкозернистым аллотриоморфным базисом, местонахождение 7. Анализы 1—4, 13, 14, 24, 27—34 выполнены в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР, аналитик С. Н. Стулий, остальные в Центральной лаборатории ЗСГУ (г. Новокузнецк).

Здесь и далее b' — показатель меланократовости по Д. С. Штейнбергу: $b' = b(1 - a' : 100)$; a — коэффициент агпаитности $= \frac{Na+K}{Al}$ атомн.; F — коэффициент железистости $= \frac{Fe+Mn}{Fe+Mn+Mg} \cdot 100$; остальные параметры по А. Н. Заварицкому.

тые меланократовые шлиры уплощенной формы размером от миллиметров до первых сантиметров. Субпараллельная ориентировка шлиров придает богатым ими разностям гранодиоритов гнейсовидный облик.

Ведущим типом пород являются порфировидные мезократовые или лейкократовые пертит-плагиоклазовые гранодиориты, иногда варьирующие до граносиенитов. Меньше по сравнению с порфировидными распространены относительно однородные, также с меланократовыми шлирами разности. Наблюдения на контактах тех и других указывают на поздний характер порфировидных гранодиоритов. Разности гранитового состава обособляются среди них в виде крупных пятен, гнезд, жил с четкими, а чаще расплывчатыми контактами. Они более богаты по сравнению с вмещающими гранодиоритами калинатровым шпатом.

Порфировидные гранодиориты и граниты почти повсеместно рассекаются пологими жилами аплитов мощностью до 1—2 м, также с меняющимися по характеру, но чаще резкими контактами. К кровле и зальбандам аплитовых жил приурочены маломощные оторочки микроклин-кварцевого и кварцевого состава.

Микроскопическим изучением устанавливается существенно плагиоклазовый состав полевых шпатов подавляющей части стародумовских гранодиоритов, включая и те разности, которые макроскопически выглядят как существенно калишпатовые из-за покраснения, связанного с альбитизацией и пелитизацией плагиоклаза. Существенно микроклиновый состав имеют лишь ограниченно проявленные в устье руч. Татьянин эндоконтактовые граносиениты и жилы аплитовидных гранитов. В типичных порфировидных гранодиоритах калинатровый полевой шпат составляет 25—30% их объема, а иногда и значительно меньше. Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Более ранний реликтовый плагиоклаз концентрируется чаще в шлирах, реже образует включения в поздних полевых шпатах, он нацело соссюритизирован. Другая разновидность — крупные субпризматические с неровными ограничениями зерна с нормальной зональностью, иногда ритмично-зональные или неоднородного блочного строения. Преобладающая внутренняя часть зональных зерен отвечает олиго-

клазу № 25—28, в ядерных частях сохраняется андезин до № 45, узкие краевые оторочки сложены альбитом или альбит-олигоклазом. Калинатровый полевой шпат чаще всего — микропертитовый с тонкими и короткими выделениями альбита, составляющими не более 5—10%, иногда псевдогомогенный. Только в краевых частях некоторых зерен бывает проявлена неясно выраженная решетчатая структура. Относительно плагиоклаза калинатровый полевой шпат является более поздним и выполняет совместно с кварцем или самостоятельно интерстициальные промежутки либо образует крупные порфиробласты с включениями мелких резорбированных реликтов плагиоклаза. На стыках щелочного полевого шпата с плагиоклазом в переменных количествах, но постоянно присутствуют мелкие гнезда или тонкие каемки мирмекитов. Обычно они приурочены к реликтовым включениям плагиоклаза или контактам двух полевых шпатов с неровными очертаниями и не характерны для ровных поверхностей, совпадающих со спайными плоскостями. И только в случаях интенсивного развития мирмекитов они встречаются также в торцевых и даже в продольных ограничениях олигоклаза. Темноцветные минералы представлены постоянно присутствующим коричневым биотитом и бледно-зеленой роговой обманкой, количество которой возрастает в такситовых разностях. Общее содержание темноцветных минералов не превышает 10%. Из акцессорных минералов установлены вкрапленники магнетита, крупные зерна сфена, короткостолбчатый апатит, обычно включенный в магнетите, сфене и биотите, и ассоциирующий с этими же минералами циркон. Спорадически встречаются крупные ксеноморфные зерна бурого зонального ортита. Мелкозернистые шлиры, столь характерные для гранодиоритов, оказываются в шлифе менее меланократовыми, чем это представляется внешне. Они сложены в одних случаях плагиоклазом, амфиболом и биотитом с примесью магнетита, в других — только плагиоклазом с единичными агрегатами магнетита, хлорита и эпидота. Полиминеральные шлиры характеризуются зональным строением. Во внутренней их части располагаются гранобластовые агрегаты толстотаблитчатого нацело соссюритизированного плагиоклаза, бледно-зеленого амфибола, изометричных зерен магнетита, крупных скоплений сфена. К периферии усиливаются явления замещения плагиоклаза таким же, как во вмещающих гранодиоритах, олигоклазом № 22—30 с обильными микровключениями апатита и биотита, заметную роль начинает играть кварц, появляется калинатровый полевой шпат. На границе шлиров и вмещающих гранодиоритов наблюдаются концентрации крупных зерен биотита, магнетита и апатита.

Эндоконтактовые разности сохраняют основные структурные и вещественные особенности порфировидных гранодиоритов и связаны с ними взаимопереходами, но существенно отличаются от них большим содержанием калинатрового полевого шпата и кварца (распределенных крайне неравномерно, с обособлением мелкозернистых агрегатов гранитного состава и, наоборот, существенно калишпатового) и уменьшением роли темноцветных компонентов. В шлифах также устанавливается резко неравномерная структура породы. Ее основу составляют субпризматические зерна калинатрового полевого шпата с обильными разноориентированными включениями плагиоклаза, реже кварца. Между ними порознь или в виде полиминеральных агрегатов располагаются пелитизированный олигоклаз с альбитовыми оторочками, биотит, кварц, апатит, ортит. Калинатровый полевой шпат представлен двумя разновидностями. Очень малая его часть — нерешетчатый экссолюционный пертит с редкими тонкими вростками альбита по $(\bar{1}502)$ и сравнительно редкими крупными включениями плагиоклаза. Преобладает же ясно решетчатый микроклин с обильными плагиоклазовыми реликтами, частично образующий псевдоморфозы и по нерешетчатому калинатровому шпату с сохранением характерных для него простых карлсбадских двойников. Распространенные и в этих породах мирмекитовые срастания связаны с поздним решетчатым микроклином.

Жильные аплиты отличаются от вмещающих их порфировидных гранодиоритов однородным мелкозернистым строением и светлой розово-серой окраской. Под микроскопом устанавливаются аллотриоморфная структура и почти целиком кварц-плагиоклаз-пертитовый состав. Равномерно распределенные густо-коричневый биотит, большей частью нацело хлоритизированный, магнетит, редкие псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту и единичные зерна пятнисто-зонального ортита составляют в сумме не более 1%. Альбитовая фаза пертитов распада, составляющая и в этих породах не более 10%, представлена системами параллельных прерывистых вростков, иногда проявлены тонкополосчатые пертиты. Реликтовые включения плагиоклаза существенно осложняют первичные структурные и количественные отношения фаз пертита. Большая часть калинатрового полевого шпата оптически неоднородна, в краевых частях зерен отмечается крипторешетчатая структура, а в отдельных участках с признаками катаклаза и перекристаллизации отчетливо проявлена микроклиновая решетка. Плагиоклаз, количественно несколько уступающий пертиту,— тонкосдвойникованный альбит-олигоклаз № 10 с реликтами олигоклаза № 20 в центральных зонах крупных зерен, а в краях и мелких зернах — альбит первых номеров.

Химический состав гранитоидов стародумовского типа представлен в табл. 1 анализами 3—8. Большая часть их отвечает слабо пересыщенным глиноземом, широко варьирующим по меланократовости умеренно щелочным гранодиоритам (анализы 3, 5, 6) или граносиенитам (анализы 4, 7), причем эндоконтактовый граносиенит (4) обогащен сравнительно с другими породами кремнеземом и калием в соответствии с их существенно пертитовым составом. Теми же элементами, причем в наибольшей степени кремнеземом, обогащены жильные аплиты (анализ 8). Незначительная их пересыщенность щелочами относительно глинозема объясняется скорее всего погрешностями анализа, так как никаких признаков присутствия щелочных темноцветных минералов в аплитах не установлено.

Граниты байбалыгского типа, развитые в районе одноименного порога, сохраняют все основные черты других рассмотренных выше типов гранитоидов — двуполевошпатовый состав, присутствие биотита в качестве постоянного компонента, тот же набор акцессориев, включая бурый ортит, порфиробласты калинатрового полевого шпата, мирмекитовые оторочки и т. п. Основное отличие от стародумовских гранодиоритов состоит в резком преобладании плагиоклаза над калишпатом и постоянно высоком содержании кварца, темно-серая окраска которого создает впечатление о более меланократовом, чем на самом деле, составе породы. Порфиробластические обособления калинатрового шпата обычно редки и не столь резко выделяются по размерам. Из микроструктурных особенностей отмечены резко бластический характер решетчатого микроклина, интенсивный катаклаз, окварцевание, мусковитизация, обилие мелкозернистых биотит-роговообманково-плагиоклазовых шлиров.

Петрохимически байбалыгские граниты (см. табл. 1, анализы 1, 2) отличаются от стародумовских гранодиоритов большей ролью кремния. С учетом этой разницы остальные различия невелики. Напротив, от аплитов и граносиенитов стародумовского типа, как и от большинства эржейских гранитов, байбалыгские граниты отличаются существенно более низкой щелочностью и повышенными содержаниями щелочноземельных элементов, железа и фосфора.

ДАЙКИ ДИАБАЗОВ И ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВ В ЭРЖЕЙСКИХ И СТАРОДУМОВСКИХ ГРАНИТАХ

Помимо мелкозернистых, аплитовидных и пегматоидных гранитов, представляющих, бесспорно, жильные дериваты эржейских и стародумовских гранитов, последние повсеместно прорываются дайками более основ-

ного состава. Густые рои или одиночные меридиональные дайки малой (от первых дециметров до 1,5—3 м, редко до 6—8 м) мощности прослеживаются во всем ареале развития додевонских гранитоидов между ручьями Ниж. Ходавалар на западе и Шуй на востоке, а также в более древних гнейсо-амфиболитовых толщах и такситовых кварцевых диоритах и гранодиоритах. В то же время такие дайковые рои совершенно неизвестны в кислых вулканических породах сайлыгской свиты, прорывающих их аляскитах и еще более поздних верхнедевонских красноцветах. Это обстоятельство представляется весьма существенным при определении геологической позиции даек и соотношения разнотипных гранодиоритов.

Распределение даек весьма неравномерно. На отдельных участках (ручьи Ниж. Ходавалар, Ульген-Хем, Татьянин) наблюдаются сгущения до 10—15 даек на расстояниях в первые десятки метров, чаще встречаются малочисленные группы из 3—5 параллельно ориентированных даек. Меридиональное простирание и близкое к вертикальному падение сохраняются с небольшими отклонениями (не более 20—25°) повсеместно, исключая перегибы, разветвления, раздувы даек. Подавляющая их часть сложена основными породами, нередко заметно осветленными, и лишь редкие дайки — гранодиорит-порфирами.

Среди основных дайковых пород преобладают, в свою очередь, мелкозернистые диабазы, подверженные интенсивным вторичным изменениям. Плагиоклаз в них замещен альбитом, эпидотом, карбонатом, темноцветные минералы — амфиболом, в результате исходная офитовая структура проявлена только в морфологии вторичных агрегатов. Первичные минералы представлены реликтами буроватого с золотистым оттенком (титанистого?) авгита, более позднего желто-коричневого амфибола и равномерно распределенного тонковкрапленного рудного минерала, наиболее устойчивого к процессам замещения. Отдельные дайки диабазов из разных мест содержат, кроме того, более крупную, чем магнетит, сульфидную вкрапленность.

Характерным поздним минералом диабазов является апатит. Он образует системы из многих десятков сближенных строго параллельно ориентированных иголочек и прямых волокон толщиной не более 1 мкм при длине до 0,2—0,3 мм. Иногда пересекаются 2—3 такие различно ориентированные системы. Апатитовые скопления обычно приурочены к внешним частям резко зональных плагиоклазовых зерен, но часто пересекают их, концентрируясь в явно вторичных скоплениях кальцита. Это указывает на постмагматическую природу тонкоигольчатого апатита. По химическому составу (табл. 2, анализы 1—3) диабазы принадлежат к лейкобазальтоидам умеренно щелочного калинатрового типа с повышенным содержанием железа, титана и особенно фосфора. Разности, содержащие сульфидную вкрапленность, характеризуются более низкой щелочностью и большей известковистостью, однако необходимо иметь в виду единичный характер опробования.

Возможно, разновидность рассмотренных выше измененных диабазов представляют долерит-диабазы, встреченные в правом борту руч. Верх. Ходавалар. Они также превращены во вторичные породы, состоящие из альбита, хлорита, магнетита, кальцита, эпидота, но в отличие от других диабазов содержат обильные реликты мелких длиннопризматических зерен бесцветного, чуть зеленоватого клинопироксена ($cNg = 45°$), менее богаты они и первичным рудным минералом. По этим признакам они сближаются с одиночными дайками, прорывающими вулканические породы и аляскиты. Намечаются и другие отличия от рассмотренных выше диабазов. Хотя те и другие близки между собой, пироксен-плагиоклазовые долерит-диабазы (см. табл. 2, анализ 4) характеризуются минимальным в общем ряду (анализы 1—4) содержанием кальция, максимальным — железа, фосфора, титана и заметно более высоким сравнительно с остальными диабазами уровнем калия. Для более определенного суждения

Таблица 2

Химический состав и числовые характеристики пород дайковой серии

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)						
	1 (404а)	2 (21в)	3 (445р)	4 (379а)	5 (408е)	6 (452а)	7 (394)
SiO_2	50,5	50,4	47,4	49,0	67,8	68,8	65,8
TiO_2	1,93	1,89	2,55	2,56	0,51	0,44	0,67
Al_2O_3	15,7	15,45	14,95	14,7	15,2	15,5	15,8
Fe_2O_3	4,97	9,04	6,60	7,36	0,86	1,99	1,2
FeO	5,81	1,07	6,11	5,58	2,52	0,46	2,67
MnO	0,15	0,15	0,18	0,17	0,06	0,04	0,07
MgO	3,27	3,47	4,74	4,56	1,13	1,28	1,13
CaO	7,57	6,62	6,57	5,44	2,96	3,20	3,08
Na_2O	3,25	4,00	2,50	3,44	3,66	4,57	4,00
K_2O	1,35	1,44	1,44	1,72	3,00	1,75	3,66
P_2O_5	1,07	0,94	1,23	1,07	0,13	0,06	0,23
П. п. п.	3,98	4,79	4,84	3,51	1,33	1,84	1,10
$S_{общ.}$	0,15	Не обн.	0,24	0,26	Не обн.		0,05
Сумма	99,70	99,26	99,35	99,37	99,16	99,93	99,46
a	9,8	11,8	8,2	10,7	12,6	12,8	14,3
c	6,4	5,0	6,7	5,2	3,6	4,0	3,6
b'	20,2	19,4	24,5	22,5	5,1	4,0	5,8
f'	53,0	49,6	51,3	55,2	55,8	50,8	62,9
m'	29,6	32,8	35,5	36,3	33,5	40,6	38,2
c'(—*a'*)	17,4	17,6	13,2	8,5	(10,7)	(8,6)	3,9
n	78,5	80,9	72,5	75,8	65,3	79,5	62,4
φ	22,7	48,1	24,9	99,6	12,9	39,6	17,8
t	2,8	2,7	3,9	3,8	0,6	0,5	0,8
Q	+1,2	—1,6	—1,9	—3,4	27,1	28,3	20,5
d	0,43	0,53	0,38	0,51	0,62	0,61	0,67
F	63,8	59,8	58,8	60,0	62,0	55,1	65,0

Примечание. 1 — микродиабаз с сульфидной вкрапленностью, устье руч. Татьянин; 3 — то же, правый борт руч. Ниж. Ходавалар; 2 — микродиабаз из приконтактовой части дайки, р. Каа-Хем, в 100 м ниже пристани Эржей; 4 — долерит-диабаз, 150 м севернее устья руч. Ниж. Ходавалар; 5 — темный гранодиорит-порфир с фельзитовым базисом, р. Каа-Хем, в 300 м ниже руч. Татьянин; 6 — серый мелкопорфировый гранодиорит-порфир, лев. борт р. Каа-Хем, в 200 м к юго-востоку от устья руч. Холодный; 7 — сиренево-красный гранодиорит-порфир с гранобластовым базисом, правый берег р. Каа-Хем в нижнем конце порога Ульген-Хем. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР С. Н. Стулий.

о геологическом положении долерит-диабазов необходимы дополнительные данные.

Ограниченно развиты мелкозернистые порфировидные габбро. Они слагают одиночные относительно мощные (около 5—6 м) дайки между ручьями Верх. и Ниж. Ходавалар. Внешне эти черные мелкозернистые породы напоминают пироксениты. Под микроскопом наблюдается криптовая структура породы. Субпараллельные таблитчатые зерна плагиоклаза шириной 1—2 мм и длиной 3—5 мм или более крупные блок-кристаллы составляют в совокупности около 80% объема породы. Интенсивно и неравномерно деанортитизированный (до № 20—25 и кислее) плагиоклаз содержит многочисленные реликты лабрадора № 60 в центральных частях и андезина № 45—50 в других зонах. В менее подверженных деанортитизации и сопутствующей ей пелитизации участках плагиоклаз повсеместно интенсивно пропылен обильными субмикроскопическими включениями, ориентированными вдоль спайностей и сообщающими ему своеобразный стально-серый оттенок в шлифе. Промежутки между плагиоклазами вы-

полнены аллотриоморфными или микрогаббровыми агрегатами олигоклаза, зеленого, вероятно целиком вторичного, амфибола, магнетита, лейкоксена, в небольших количествах присутствуют кварц, эпидот, хлорит, вторичная рудная сыпь, шестоватый апатит, одиночные чешуйки и агрегаты бурого биотита.

Намечается сходство порфировидных габбро с аналогичными дайковыми породами, распространенными в бассейне р. Бурен в ареалах развития вулканических пород сайлыгской свиты и также, вероятно, принадлежащими к девонским образованиям.

Значительно меньше сравнительно с основными породами дайковой серии распространены гранодиорит-порфиры. Они слагают маломощные (менее 0,5 м) одиночные или группирующиеся по 2—3 дайки в стародумовских гранодиоритах долины р. Каа-Хем между ручьями Верх. Хактыг и Шуй. Иногда они проявляются самостоятельно (руч. Холодный), но чаще вместе с роями основных даек (порог Ульген-Хемский, руч. Татьянин). При сравнительно однообразном составе породы этой группы широко варьируют по структурным особенностям и внешнему облику. Различия обусловлены в основном степенью раскристаллизации пород и характером их изменения. Резко порфировидные разности характеризуются темно-серым, почти черным фельзитовым базисом и светлыми фенокристами плагиоклаза. В более раскристаллизованных разностях, наоборот, на фоне светлого мелкозернистого базиса контрастно выделяются черные призмы роговой обманки. Зоны альбитизации в таких породах обозначены интенсивным их покраснением в приконтактовых зонах. Микроскопические особенности пород этой группы также чрезвычайно разнообразны, по сути дела индивидуальны для каждой группы даек. Общими особенностями являются существенно плагиоклазовый состав вкрапленников при очень небольшой (первые проценты) роли роговой обманки и ничтожной — биотита, резко выраженная, иногда ритмичная зональность плагиоклаза и в выделениях, и в базисе.

Микрогранодиорит-порфиры из устья руч. Татьянин обладают фельзитовой, микролитовой, идиобластической структурами основной массы, в которой хорошо различимы отдельные микролиты олигоклаза, чешуйки биотита, призмочки роговой обманки, магнетита, иногда наблюдаются криптопегматиты. Контраст между составом плагиоклаза основной массы (№ 20—25) и порфировых выделений, основность которых в ядерных частях достигает № 70, в резко порфировых разностях особенно велик. Порфировые выделения амфибола изменчивы по характеру плеохроизма и сложены преимущественно буро-зеленой (обыкновенной) роговой обманкой с реликтами бурой (титанистой) разности. Более поздними являются идиоморфные таблицы густо-коричневого биотита.

Лучше раскристаллизованные гранодиорит-порфиры встречаются выше руч. Холодный и близ порога Ульген-Хем, внешне они представляются значительно более лейкократовыми, чем предыдущие породы. Их светлая голубовато-серая окраска в альбитизированных приконтактовых зонах сменяется светлой розовой, а структура становится более мелкозернистой. Порфировые выделения представлены резко зональным от № 60 до № 30—35 плагиоклазом, почти не выделяющимся макроскопически, буровато-зеленой роговой обманкой, коричневым биотитом. Базис имеет своеобразную гранобластическую структуру и сложен несдвойникованным ксеноморфным плагиоклазом, кварцем, биотитом, сильно хлоритизированным, бледно-зеленой роговой обманкой, призматическим апатитом, сравнительно редким магнетитом. Наблюдается интенсивная коррозия плагиоклазовых выделений кварцем, обусловившая неправильный, рваный характер их границ, пойкилитовые вростки кварца в краях плагиоклазовых зерен, многочисленные мелкие реликты плагиоклаза в гранобластическом базисе. В то же время вмещающие граниты и их микроксенолиты, хорошо отличаемые по двуполевошпатовому характеру, не испытывают подобных

изменений за исключением узких (в первые миллиметры) приконтактовых зон. Вариантом лейкократовых гранодиорит-порфиров являются мелкопорфировые разности, в которых нацело альбитизированный и эпидотизированный плагиоклаз резко выделяется в аллотриоморфном кварц-полевошпатовом, с хлоритом, эпидотом, кальцитом, базисе. Петрохимически все разновидности гранодиоритов, как уже указывалось, очень близки между собой (см. табл. 2, анализы 5—7), несколько пониженное содержание K_2O в анализе 6 объясняется упомянутыми вторичными изменениями мелкопорфирового гранодиорит-порфира.

ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сайлыгская свита условно раннедевонского возраста, выполняющая вместе с более молодыми красноцветными отложениями верхнего, возможно, среднего [Шенкман, 1959] девона Бельбейский грабен, сложена в подавляющей своей части вулканическими породами кислого — липаритового, реже дацитового — состава. Ограниченно развиты вулканиты андезитового состава и прослои и линзы туфогенных пород.

Среди кислых вулканических пород господствуют, составляя более 2/3 их объема, лавобрекчии, туфолавы, туфы и лавы базокварцевых плагиоклазовых порфиров. Они широко варьируют по внешнему облику, характеру и объемным соотношениям вкрапленников, базиса, обломочного, почти исключительно вулканического материала. Наиболее типичные лавы и лавобрекчии плагиопорфиров — темно-серые, бурые, вишневые, лиловые, редко сиреневые порфировые породы брекчиевой, массивной или флюидальной текстуры с преимущественно плагиопорфировыми же обломками и порфировыми выделениями обычно более светлого плагиоклаза и весьма редкого биотита.

В шлифах лавовых плагиопорфиров наблюдаются переменные (от единичных до 20—30%) содержания вкрапленников плагиоклаза; обычно они составляют около 10—15% объема породы. Преобладает пелитизированный альбит первых номеров, часто встречаются реликты прозрачного олигоклаза № 18—23 с узкой альбитовой оторочкой. В небольшом количестве присутствуют вкрапленники большей частью опацитизированного биотита, еще более редки мелкие выделения также опацитизированной или относительно хорошо сохранившейся бурой роговой обманки. Изредка встречаются единичные выделения кварца. Основная масса характеризуется вторичными фельзитовой, реже микропойкилобластовой или микрогранобластовой структурами девитрификации с реликтами сферолитовой и аксиолитовой структур. Массивные текстуры базиса часто перемежаются с флюидальными и тонкополосчатыми (с различной степенью раскристаллизации, распределением кварца и полевых шпатов, концентрацией литофиз в отдельных полосках и т. д.).

В лавобрекчиях и туфолавах базокварцевых плагиоклазовых порфиров присутствуют значительные количества обломков тех же плагиопорфиров и осколков плагиоклазов, наряду с которыми встречаются обломки кварцевых плагиопорфиров, более кислого вулканического стекла, а с другой стороны — андезитовых порфиров, в нескольких случаях отмечены мелкие обломки лейкократовых гранитов, кварца и сильно замутненного полевого шпата, возможно также гранитной природы. Цементирующая масса лавобрекчий и туфолав характеризуется еще более изменчивыми текстурными и структурными особенностями, с более широким, чем в случае массивных плагиопорфиров, развитием флюидальных и полосчатых текстур, обособлением фьямме разного строения и облика. Часть пород этой группы, видимо, может быть определена как палеоигнимбриты.

Кварцевые плагиоклазовые порфириты, взаимоотношения которых с базокварцевыми плагиопорфирами не выяснены, редко уступают им по

распространенности. Они спорадически встречаются на северном и северо-западном склонах горы Туруглук-Кат в левом борту р. Каа-Хем, более широко распространены кварцевые порфиры совместно с сопровождающими их туфами и туфогенными породами по обоим берегам р. Каа-Хем выше руч. Таргин, ниже руч. Бол. Карасук и в устье руч. Кызык. Породы этой группы характеризуются еще большим, чем базокварцевые разности, преобладанием автокластовых лавобрекчий и туфолав над однородными кварцевыми плагиоклазовыми порфирами массивной, реже тонкополосчатой текстуры. В последних выделения плагиоклаза обычно преобладают над идиоморфными фенокристами кварца. Редкие выделения биотита совместно с апатитом и рудным тяготеют к плагиоклазу и более часты в богатых плагиоклазом разновидностях. Лавобрекчии, туфолавы и туфы кварцевых порфиров характеризуются более обильными выделениями кварца, обычно сильно корродированного с образованием округлых границ и глубоких заливов, почти расчленяющих кварцевые выделения, присутствием большого количества дезинтегрированных кварцевых и плагиоклазовых выделений и их многочисленных осколков. В отдельных участках, особенно в северо-западной части Бельбейской мульды (бассейны ручьев Кызык, Карасук, Мочажный), встречаются разности литокристаллокластических туфов с заметным, хотя и резко уступающим кварцу и плагиоклазу, содержанием обломков зелено-бурой, иногда коричневатой роговой обманки. Основная масса в близких к лавовым разновидностях амфибол-кварц-плагиоклазовых порфиров сильно девитрифицирована с образованием фельзитовой, микрогранобластовой или криптоидиобластической структур и реликтами витрофировой структуры, богата кварцем и, судя по окрашенным шлифам, неравномерно распределенным калишпатом. Помимо кварцевых плагиопорфиров в составе породных обломков встречаются девитрифицированные часто флюидальные кислые стекла. Изредка встречаются обломки андезитовых порфиритов.

Андезитовые порфириты развиты весьма ограниченно в правом борту р. Каа-Хем в нижней части водораздела ручьев Таргин и Ниж. Ходавалар. Непосредственные отношения их с окружающими плагиопорфирами также не установлены, однако, судя по многочисленным обломкам тождественных пород в кислых лавобрекчиях и туфах, они являются наиболее ранними образованиями вулканического комплекса. Разности андезитовых порфиритов, менее подверженные катаклазу и интенсивным повсеместным вторичным процессам, представляют собой темно-серые, большей частью порфировые породы с редкими, иногда обильными вкрапленниками белесого или в разной степени покраснелого полевого шпата. Большая же часть пород этого типа характеризуется неоднородной грязно-зеленой окраской и содержит многочисленные гнездовые, пятнистые, прожилковые скоплепия кварца, эпидота, хлорита. Под микроскопом зеленокаменный облик порфиритов выражен еще ярче. Порфировые выделения представлены либо альбитом с гнездами эпидота, либо эпидот-альбитовыми псевдоморфозами без реликтов более основного плагиоклаза. Однородная или атакситовая основная масса андезитовой структуры сложена обычно параллельно ориентированными микролитами альбита, сцементированными буроватым существенно полевошпатовым или, наоборот, почти непрозрачным, богатым хлоритом и магнетитом мезостазисом. Вторичные хлорит, кварц, эпидот, кальцит образуют относительно крупные (до нескольких миллиметров) гнезда, миндалины, прожилки преимущественно мономинерального состава. Лавобрекчии андезитового порфирита отличаются лишь разнообразием структур и состава слагающих обломки афировых трахитоидных порфиритов и интенсивной, особенно по периферии обломков и в их стыках, эпидотизацией цементирующей, также афировой массы. Кристаллолитокластические туфы помимо преобладающих порфиритовых обломков содержат в большом количестве мелкие осколки кислого плагиоклаза и кислый тонкообломочный цемент.

Таблица 3

Химический состав вулканических пород северо-восточной окраины Бельбейской мульды

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)										
	1 (140/72)	2 (146/72)	3 (156/72)	4 (151/72)	5 (168/72)	6 (51)	7 (17а)	8 (95)	9 (196)	10 (100)	11 (116)
SiO_2	70,0	65,6	71,7	69,0	72,2	72,8	72,95	71,39	71,6	71,13	72,0
TiO_2	0,45	0,80	0,55	0,25	0,40	0,45	0,30	0,37	0,47	0,40	0,46
Al_2O_3	14,78	15,69	14,51	13,4	13,52	13,50	12,91	15,97	13,3	14,7	14,2
Fe_2O_3	2,24	2,48	1,21	2,8	0,70	1,63	2,31	2,23	1,88	2,48	2,32
FeO	0,76	1,91	1,38	1,53	1,84	0,99	0,94	0,58	0,84	0,12	0,22
MnO	0,10	0,13	0,10	0,13	0,07	0,04	0,13	0,13	0,05	0,13	0,06
MgO	0,17	1,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,36	0,20	0,40	0,12	0,60	0,20
CaO	0,95	3,37	1,18	1,92	1,18	1,42	1,26	0,70	1,65	1,54	1,30
Na_2O	5,3	4,8	3,6	5,3	4,6	3,44	3,74	4,20	4,00	4,60	4,86
K_2O	4,05	3,0	4,45	3,2	4,0	3,55	4,36	3,84	3,20	3,62	3,10
P_2O_5	0,25	0,30	0,16	0,05	0,16	0,02	0,04	0,09	0,12	0,06	0,03
П. и. п.	0,88	1,21	1,45	1,57	1,60	0,96	1,44	1,10	2,16	0,41	0,81
$S_{общ.}$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,15	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	Не обн.
Сумма	99,93	100,33	100,29	99,15	100,27	99,31	100,58	101,00	99,39	99,80	99,56
a	17,3	14,9	14,0	16,1	15,6	12,4	14,3	14,1	13,4	15,0	14,9
c	1,1	3,0	1,4	0,8	1,1	1,7	1,3	0,8	2,0	1,8	1,6
b'	3,0	6,9	2,4	5,4	2,7	2,9	2,6	3,10	2,7	3,3	2,5
f'	89,6	59,0	52,8	72,3	87,4	48,5	80,9	31,8	81,6	59,9	69,4
m'	9,4	25,6	—	—	—	12,5	12,8	8,3	6,8	25,8	10,4
c'(−*a'*)	1,0	15,4	(−47,2)	27,7	12,6	(−39,0)	6,3	(−59,9)	(−11,6)	(−14,3)	(−20,2)
n	66,5	70,9	55,1	71,6	63,6	59,5	56,6	62,4	65,5	65,9	70,4
φ	62,8	30,8	22,4	43,6	21,7	28,5	42,4	23,5	53,5	53,9	61,2
t	0,5	0,9	0,6	0,27	0,4	0,5	0,3	0,4	0,5	0,4	0,5
Q	21,7	17,5	30,6	22,3	29	35,8	33,5	25,8	34,3	26,7	29,6
d	0,89	0,71	0,74	0,91	0,88	0,70	0,84	0,69	0,75	0,78	0,80
F	90,2	69,1	100	100	100	79,3	85,6	78,4	92,7	68,7	86,6

Продолжение табл 3.

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)											
	12 (325)	13 (327)	14 (412и)	15 (82)	16 (81)	17 (430)	18 (30)	19 (29а)	20 (53д)	21 (53г)	22 (428м)	23 (145)
SiO_2	65,8	61,4	67,0	56,80	54,69	58,0	58,25	57,9	57,87	59,6	58,0	58,07
TiO_2	0,82	1,26	1,02	1,45	1,55	1,64	1,55	1,61	1,39	1,35	0,89	1,39
Al_2O_3	15,9	15,7	15,3	15,06	15,60	14,8	15,24	15,42	15,24	15,06	17,6	15,51
Fe_2O_3	1,86	2,49	2,29	5,22	5,37	4,07	4,79	5,22	5,07	3,62	4,10	5,15
FeO	2,29	3,33	1,84	3,86	4,83	5,27	3,54	3,70	4,03	4,84	3,05	3,22
MnO	0,10	0,07	0,06	0,36	0,25	0,17	0,22	0,25	0,20	0,20	0,23	0,20
MgO	0,98	1,78	0,80	3,00	3,20	2,51	2,20	2,30	3,0	2,40	2,81	3,0
CaO	2,60	3,31	3,07	5,19	6,59	5,92	6,17	6,17	5,47	4,62	6,86	5,47
Na_2O	4,72	5,60	4,14	5,24	4,48	4,0	4,86	4,48	4,28	4,40	3,00	4,38
K_2O	2,71	2,14	2,71	1,70	1,30	1,32	1,50	1,60	1,70	2,38	1,32	1,40
P_2O_5	0,22	0,53	0,17	0,86	0,97	0,73	0,86	0,89	0,80	0,63	0,27	0,80
П. п. п.	1,36	1,55	1,31	0,89	0,54	1,08	0,27	0,45	0,66	0,94	1,66	0,64
$S_{общ.}$	0,05	Сл.	0,03	Сл.	0,01	0,02	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,41	99,16	99,74	99,63	99,38	99,53	99,45	99,99	99,71	100,04	99,79	99,23
a	14,5	15,6	13,2	14,1	12,0	10,9	13,0	12,3	12,0	13,2	9,0	11,9
c	3,2	2,9	3,8	3,1	4,7	4,6	3,8	4,3	4,3	3,5	7,9	4,6
b'	5,6	9,7	5,2	16,8	18,6	15,8	15,2	15,5	16,0	14,1	12,9	15,1
f'	62,6	55,9	73,3	50,4	51,5	55,6	50,7	53,4	52,8	56,1	54,3	51,6
m'	26,9	31,5	26,4	30,3	29,6	27,3	24,6	25,3	32,1	28,9	39	34,2
c'(—*a'*)	(—10,5)	12,6	0,3	19,3	18,9	17,1	24,7	21,3	15,1	15,0	6,7	14,2
n	72,6	79,9	69,9	82,4	84,0	82,2	83,2	81,0	79,3	73,8	77,6	82,7
φ	25,8	22,2	38,2	26,6	25,11	22,4	27,1	29,0	27,4	22,0	28,7	29,7
t	0,9	1,5	1,1	1,9	2,1	2,1	2,0	2,1	1,8	1,7	1,1	1,7
Q	20,11	9,5	25,6	0,8	10,7	6,2	6,8	7,0	8,4	14,6	14,5	8,3
d	0,67	0,73	0,64	0,69	0,56	0,54	0,63	0,59	0,58	0,65	0,36	0,56
F	69,4	63,7	73,22	61,5	62,9	66,6	66,7	67,2	61,6	65,4	57,4	59,5

Окончание табл. 3

Примечание. 1—11 — плагиоклазовые порфиры сайлыгской свиты; 12, 13 — те же, с единичными крупными обломками двуполевошпатовых лейкогранитов; 14—23 — вулканический материал эксплозивных брекчий.

1 — трахилипаритовый кварцевый порфир, левый берег р. Каа-Хем, в 2,3 км ниже устья р. Сизим; 2 — плагиоклазовый базокварцевый порфир, гора Туруглук-Кат, 2,5 км к юго-западу от устья р. Сизим; 3 — полосчатый фельзитовый порфир, гора Туруглук-Кат, в 800 км к северо-западу от вершины; 4 — плагиоклазовый базокварцевый порфир, 1,5 км к северо-северо-западу от вершины горы Туруглук-Кат; 5 — плагиоклазовый базокварцевый порфир с псевдосферолитовым базисом, р. Каа-Хем, в 4 км ниже устья р. Сизим; 6 — лавобрекчия фельзитового порфира, гора Бельбей; 7 — плагиоклазовый порфир с литоидным базисом, правый борт р. Каа-Хем, в 0,5 км выше руч. Таргин; 8 — туфолава (игнимбрит?) кварцевого плагиоклазового биотитового порфира, в 1,5 км выше руч. Таргин; 9 — игнимбрит, в 2 км выше руч. Таргин; 10 — тонкофлюидальный базокварцевый биотитовый плагиопорфир, 3 км выше руч. Таргин; 11 — то же, из рассеченных аляскитовыми жилами и слабо ороговикованных порфиров ореольной зоны, правый борт р. Каа-Хем, в 4 км ниже руч. Верх. Ходавалар; 12 — ленточный биотит-роговообманковый кварцевый плагиопорфир, содержащий крупный обломок аляскита, правый борт р. Каа-Хем, в 1,3 км ниже песчаного острова (см. *2* на рис. 1); 13 — биотит-роговообманковый кварцевый плагиопорфир, в 2,7 км западнее устья р. Сизим; 14 — мелкопорфировый плагиопорфир, цементирующий обломки мелкозернистых и крупнозернистых двуполевошпатовых лейкогранитов, северо-западная окраина тела эксплозивных брекчий; 15, 16 — атакситовые мелкопорфировые порфириты с микроксенолитами кислого состава, стрелка рек Каа-Хем и Сизим; 17 — порфирит, приусловый выход против пристани Сизим; 18, 19 — порфириты без гранитных обломков, приусловые обнажения против устья Сизим; 20, 21 — порфириты из туфолав, содержащих обломки гранитов, там же; 22 — порфирит кварц-амфибол-плагиоклазовый с микродиоритовым базисом, верхний конец береговых обнажений; 23 — порфирит с обломками гранитов, там же.

Анализы 1—5 выполнены П. А. Сердюковой в химико-аналитической лаборатории ИГиГ, анализы 6, 8, 9, 11—14, 17, 23 — там же, аналитик С. Н. Стулий, остальные — в Центральной лаборатории ЗСГУ.

Петрохимические особенности вулканических пород сайлыгской свиты представлены анализами 1—14 табл. 3. Бо́льшая часть анализированных пород (анализы 1, 3, 5—11) отвечает по составу умеренно щелочным, низкокальциевым, высокожелезистым липаритовым порфирам. Эта группа характеризуется весьма малыми вариациями по показателю меланократовости ($b' = 2{,}4 \div 3{,}3$) и значительно большими — по показателю щелочности ($a = 12{,}4 \div 17{,}5$), что обусловлено изменчивостью соотношений щелочей, глинозема и кремнезема. Все породы этой группы характеризуются калинатровым типом щелочности с умеренным преобладанием натрия над калием ($n = 56 \div 70$).

Меньшая часть проб (анализы 2, 4, 12, 13), представляющая породы андезито-дацитового или дацитового состава, в которых наряду с кварцем, биотитом, плагиоклазом постоянно присутствуют вкрапленники или ксенокристы роговой обманки, характеризуется широко и по многим параметрам меняющимся составом. Все они вместе с тем характеризуются также умеренно щелочным составом, небольшим преобладанием натрия в составе щелочей ($n = 63 \div 72$) и, в отличие от липаритовых порфиров, значительно более высокими содержаниями кальция, глинозема, титана, железа и фосфора.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ С ОБЛОМКАМИ ГРАНИТОВ

За исключением единичных микроксенолитов, встреченных нами в порфирах горы Майналык и горы Туруглук-Кат, обломки гранитов в вулканических породах Бельбейской мульды не были известны. Они обнаружены в большом количестве и в разнообразной обстановке в связи с изучением контактовых отношений плутонических и вулканических пород.

Обильные и разнообразные обломки гранитов сосредоточены в туфах, туфобрекчиях и туфолавах порфиритов и порфиров, выполняющих, по-видимому, недостаточно разработанную вулканическую жерловину, остатки которой наблюдаются в правом борту р. Каа-Хем в виде полосы шириной до 300—400 м, протягивающейся вниз от устья руч. Ниж. Ходавалар (рис. 2). Узкая полоса туфов и туфолав порфиритов с мелкими редкими обломками кислых пород вскрывается в цоколе левобережной террасы Мал. Енисея выше р. Сизим. На юго-востоке туфобрекчии погребены под рыхлыми отложениями, на северо-востоке и севере граничат со скальными выходами катаклазированных гранитов. К северо-западу и западу

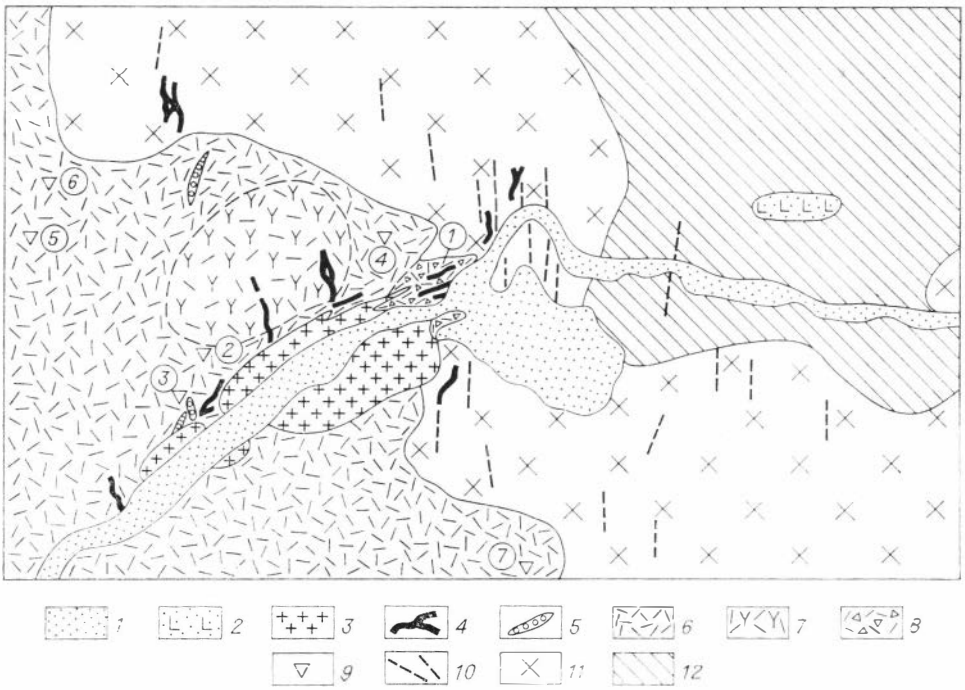


Рис. 2. Схематическая карта контактовой зоны Бреньского плутона на Эржейско-Сизимском участке.

1 — рыхлые отложения; *2* — кайнозойские базальты; *3* — пертитовые аляскиты; *4* — жилы пертитовых аляскитов; *5* — порфировидные лейкократовые граносиениты; *6* — липаритовые и дацитовые порфиры сайлыгской свиты D_{1-2}; *7* — андезитовые порфириты сайлыгской свиты; *8* — вулканические брекчии с обильными обломками эржейских гранитов; *9* — прочие местонахождения обломков двуполевошпатовых лейкогранитов в вулканических породах сайлыгской свиты; *10* — дайки диабазов; *11* — эржейские крупнозернистые и неравнозернистые двуполевошпатовые биотитовые лейкограниты; *12* — такситовые кварцевые диориты таннуольского комплекса (PZ_1).

они постепенно сменяются более однородными туфами плагиоклазовых порфиров, характерных для девонской вулканической толщи.

Контакты гранитов с вулканогенными породами, различаясь по морфологии, повсеместно указывают на пассивное поведение гранитов. Среди туфобрекчий и порфиритов, особенно вблизи вмещающих их гранитоидов, наблюдаются крупные (в несколько метров) отторженцы гранитов, нередко пронизанные сетью туфовых жил изменчивой морфологии и ориентировки. Маломощные жилы, сложенные преимущественно дробленым гранитным материалом, но всегда с примесью вулканического, прорывают катаклазированные граниты и гранодиориты вблизи брекчий. Системы таких, обычно крутопадающих, жил мощностью от 20 до 60 см хорошо проявлены в прирусловых обнажениях гранитов против устья р. Сизим и гранодиоритов на расположенных повыше каменных островках. В других случаях наблюдаются сравнительно простые границы, как, например, в береговых обрывах против пристани Усть-Сизим. Здесь контакт гранитов и перекрывающих их туфолав порфиритов представляет собой полого падающую на северо-восток поверхность, вниз по течению сброшенную двумя уступами по 5—7 м с интервалом около 30 м. Активный характер туфолав проявляется, в частности, в перемещении и скучивании обломков, идентичных подстилающим гранитам, и в независимом их распределении относительно контакта.

Среди вулканических пород, вмещающих обломки гранитов, преобладают темные литокристаллокластические или кристаллолитокластические туфы, туфолавы и лавобрекчии (как правило, также сильно контаминированные тонкооскольчатым материалом) порфиритов. Макроскопически эти породы различаются плохо, и их распределение детально не

изучено, однако преимущественное развитие лавобрекчий и туфолав порфиритов в южной части жерловины достаточно очевидно. В северной и северо-западной частях туфобрекчии с порфиритовым цементом замещаются более пестрыми, с участием плагиопорфирового материала, туфами и туфобрекчиями, также содержащими в обломках граниты, а затем — обычными для вулканической толщи туфами кислого состава.

Преобладающие в составе жерловых пород тонкооскольчатые туфы и цементирующая масса туфобрекчий варьируют от разностей с хорошо выраженным макроскопически полимиктовым характером до однородных пород порфиритового облика, обнаруживающих туфогенную природу лишь под микроскопом. В шлифах — это большей частью кристаллолитокластовые туфы с разнородным составом обломков и тонкокристаллическим или криптокристаллическим цементом. Среди обломочных компонентов постоянно присутствуют остроугольные или таблитчатые обломки плагиоклаза и кварца, обусловливающие псевдопорфировый облик пород, часты обломки магнетита и роговой обманки. Среди мелких породных обломков, в значительной части труднодиагностируемых, помимо гранитных фрагментов устанавливаются обломки описанных ранее зеленокаменных андезитовых порфиритов, кислых кремнистых пород, фельзитовых порфиров. В тонкодисперсном, в разной степени раскристаллизованном цементе постоянно присутствуют в значительном количестве неравномерно распределенный, образующий пятнистые и полосчатые сгущения рудный минерал (судя по заметной магнитности туфов — магнетит или ильменит), видимо и обусловливающий темную окраску туфов, и бледно-зеленая роговая обманка. Основную же часть цемента слагают субмикроскопические агрегаты салических минералов, местами образующие микроидиобластовые срастания, в которых удается различать лишь плагиоклазовые индивиды.

Наиболее однородные, минимально контаминированные посторонним материалом порфириты представляют собой темные до черных породы с небольшим (обычно менее 10—15%) содержанием мелких вкрапленников белесого или прозрачного и в этом случае малозаметного плагиоклаза размером от 1 до 5 мм в плотном, внешне однородном базисе. Под микроскопом они во всех без исключения случаях обнаруживают резко неоднородную атакситовую или брекчиевую текстуру с обособлением блоков, пятен, полос, различающихся главным образом степенью кристалличности и густотой окраски в тех или иных участках породы, обусловленной разной дисперсностью рудного и темноцветных минералов. В разностях с брекчиевой текстурой отдельные обломки отличаются ориентировкой микролитов плагиоклаза. К более плотным и темным участкам породы, особенно к их ограничениям, приурочены микроксенолиты и микроксенокристы. Кроме идиоморфного пластинчатого или таблитчатого ильменита в составе базиса устанавливаются бледная зеленовато-бурая роговая обманка и кислый олигоклаз, морфологические отношения которых одинаковы в пределах отдельных шлифов, но резко варьируют от обнажения к обнажению. В одних случаях лейсты олигоклаза и короткопризматические кристаллы амфибола обладают примерно равным идиоморфизмом, образуя подобие микродиоритовой структуры, в других амфибол почти целиком входит в состав микроаллотриоморфного мезостазиса, включающего микролиты плагиоклаза, в более раскристаллизованных и богатых выделениями плагиоклаза разностях структура основной массы близка к андезитовой. Вкрапленники представлены чаще всего прозрачным плагиоклазом переменной основности — от преобладающего олигоклаза до сравнительно редких андезина и лабрадора № 60, сохраняющихся в ядрах резко зональных зерен. В меньшем количестве присутствуют выделения буровато-зеленой бледноокрашенной роговой обманки, содержащие единичные реликты бледно-розового клинопироксена. В одном случае установлен призматический микрофенокристалл апатита также с включением

клинопироксена и продольными субмикроскопическими вростками неясной природы. С присутствием этих включений, вероятно, связан заметный плеохроизм апатита, в бледных синеватых (Np) и более слабых розоватых (Ng) тонах. Аналогичный апатит встречен нами и в плагиопорфирах сайлыгской свиты. Значительно чаще плагиоклаз, роговая обманка и апатит встречаются в виде ксенокристаллов, кроме них постоянно присутствуют оскольчатые зерна кварца, пелитизированные несдвойникованные полевые шпаты, иногда кварц-полевошпатовые сростки, в которых уже угадываются фрагменты гранитов. Часты обломки изометричных магнетитовых зерен с включениями короткопризматического апатита и единичными включениями циркона. В составе микроксенолитов отмечены обломочки призматически-зернистых кварц-альбитовых или актинолит-кварц-альбитовых, вероятно, апоэффузивных пород, плагиоклазовых пород с магнетитом, а также плагиоклазовых порфиров эффузивного облика.

По химическому составу (см. табл. 3, анализы 15—23) порфириты принадлежат к умеренно щелочным высокожелезистым и высокотитанистым трахиандезитам. Незначительный разброс, преимущественно по кремнезему, связан с неодинаковой контаминацией порфиритов ксеногенным гранитным материалом. Андезитовые порфириты резко отличаются от других вулканических пород ближайшего окружения, составы которых также приведены в табл. 3 (анализы 1—14). Необходимо, однако, учитывать, что развитые здесь и рассмотренные ранее порфириты зеленокаменного облика, возможно и близки по составу к жерловым, но не анализировались из-за глубоких вторичных изменений. Такие же глубоко измененные порфириты развиты и в прилегающих частях Бельбейской мульды (ручьи Кызык, Куген, Карасук). В пределах Бельбейско-Балгазинского ареала девонского вулканизма аналогами наших порфиритов являются андезиты жерловой фации из окрестностей с. Владимировка [Лапин, 1969], а в других девонских структурах Восточной Тувы к ним наиболее близки трахиандезиты Кызыл-Хемского ареала [Телешев, Поляков, 1978]. Специфика состава рассматриваемых порфиритов состоит в аномально высоком (0,76% в среднем) содержании P_2O_5, необычном для девонских вулканических пород Тувы. Обращает на себя внимание повышенное содержание фосфора и в некоторых кислых вулканитах сайлыгской свиты (анализы 1—3, 5, 9, 12, 13 той же таблицы). С другой стороны, еще более высокими содержаниями фосфора (в среднем 1,05%) и обычно коррелирующихся с ним железа и титана характеризуются и дайковые диабазы, рассмотренные выше. Эта общность объясняется либо их генетическими связями, либо устойчиво повышенным на уровнях магмообразования фоном этого элемента.

Кроме туфов и порфиритов в составе непосредственно вмещающих обломки образований установлены более кислые темно-серые плагиопорфиры с обильными мелкими (до 3—5 мм) фенокристами и гломеропорфировыми выделениями светлого плагиоклаза, составляющего около 5% объема породы. Под микроскопом наблюдается сравнительно однородный с элементами флюидальности фельзитовый базис салического состава с небольшим участием биотита, пронизанный тонкодисперсным рудным веществом. В нем выделяются более крупный длиннопризматический апатит, ксеноморфный титаномагнетит, иногда с оторочками лейкоксена, одиночные чешуйки или скопления бурого биотита, ассоциирующие с магнетитом и апатитом. Внутри или около гломеропорфировых выделений пелитизированного олигоклаза № 20 располагаются гранобластические агрегаты кварца или кварца, хлорита, альбита. Химический состав плагиопорфира представлен в табл. 4 анализом 14. Он принадлежит, как и порфиры с обломками гранитов из других мест, к умеренно щелочным дацитам и близок по составу к дацитовым плагиопорфирам сайлыгской свиты, развитым в противоположном борту р. Каа-Хем (анализы 2, 4).

Взаимоотношения туфолав андезитовых порфиритов и кислых вулканических пород неоднозначны. И те и другие вместе с включенными в них обломками гранитов, вовлекаются в повторное брекчирование и цементируются туфовым материалом более пестрого состава. В андезитовых порфиритах правого борта р. Сизим, бедных гранитными обломками, встречаются ксенолиты дробленых и карбонатизированных базокварцевых плагиопорфиров, в то же время в самих андезитах наблюдаются внедрения базокварцевых же порфиров с раскристаллизованным аллотриоморфным базисом, а вблизи обнажаются полосчатые кристаллокластовые туфы такого же состава с ксенолитами андезитовых порфиритов.

Таким образом, в формировании эруптивного аппарата, сложенного рассматриваемыми туфовыми (эксплозивными) брекчиями и сопутствующими жерловыми образованиями, чередовались процессы внедрения и последующего брекчирования то кислых, то более основных, до андезитов, пород. Важным моментом является присутствие в составе жерловых пород плагиопорфиров, аналогичных порфирам девонской вулканической толщи. Это позволяет считать данный эруптивный аппарат составным элементом девонских магматических образований района.

Крупнообломочный материал вулканических брекчий распределен в туфах неравномерно, проявляясь, как правило, более обильно вблизи выступов вмещающих гранитов и гранодиоритов, однако непосредственно около них эта зависимость часто нарушается, как, например, в контактах туфолав порфиритов с гранитами против устья р. Сизим. Здесь обломки гранитов сосредоточены в узкой (около метра) приконтактовой зоне, но почти никогда не залегают на самом контакте. Выше они появляются спорадически в разном количестве и на разных уровнях. В некоторых береговых обрывах обломки отмечены на расстоянии не менее 5—7 м от находящегося под водой контакта. В туфах пестрого состава количество гранитных обломков более четко определяется близостью к гранитам.

Размеры и морфология обломков варьируют весьма широко. Преобладают обломки от долей сантиметров до 5—8 см по большой оси, неправильной угловатой формы, очень часты уплощенные, иногда с пятикратным и бóльшим отношением поперечника к толщине. В береговых обнажениях против устья р. Сизим присутствуют довольно окатанные круглые или эллипсоидальные обломки гранитов и плагиопорфиров диаметром 3—5 см или их сегменты, что указывает на перемещение и абразию обломочного материала. Обе только что отмеченные морфологические особенности весьма характерны для эксплозивных брекчий, формирующихся в условиях резко меняющихся давлений и перемещения разнородного материала [Гейтс, 1964] с участием процессов флюидизации.

Более крупные (до 15—20 см) обломки обладают, как правило, сложными угловатыми формами с заливами и внедрениями туфового материала. Они приурочены за немногими исключениями непосредственно к контактам туфов с вмещающими гранитами.

Петрографический состав обломков, как правило, весьма неоднороден в пределах каждого обнажения, вместе с тем везде преобладают разновидности непосредственно вмещающих туфы пород. Наиболее широко представлены красные крупнозернистые и неравномерно-зернистые, иногда порфировидные граниты, идентичные подстилающим или вмещающим брекчии гранитам. Распространены также (преимущественно в мелких обломках) мелкозернистые граниты, внешне очень похожие на секущие пертитовые микрографические граниты, но существенно отличающиеся от них под микроскопом. Обломки катаклазированных и измененных гранодиоритов фиксируются вблизи останцов этих пород среди эржейских гранитов в устье руч. Ниж. Ходавалар. Весьма скромно представлены вулканогенные породы сайлыгской свиты. Еще более редки нетипичные для вулканогенного разреза красные яшмы и кремнистые алевролиты, в единичных обломках встречаются сильно измененные основные породы.

Тождество крупнозернистых гранитов из обломков в эксплозивных брекчиях с подстилающими их гранитами очевидно уже из наблюдений в их контактах и подтверждается тождественными микроскопическими особенностями сравниваемых пород.

Среди крупнозернистых гранитов выделяются две группы. Первая отвечает во всех главных чертах двуполевошпатовым крупнозернистым порфировидным разностям типичных эржейских гранитов, и на их характеристике мы не будем задерживаться. Заслуживает внимания одна особенность этих гранитов: несмотря на их обломочный характер и интенсивную импрельяцию их тонкообломочным туфовым материалом, явления катаклаза и деформации минеральных зерен наблюдаются далеко не всегда, что также отмечается многими исследователями, изучавшими эксплозивные брекчии. Химический состав этой группы гранитов представлен анализами 23—25 табл. 1. Он очень близок составу типичных крупнозернистых гранитов эржейского типа (анализы 15 и 18—20 той же таблицы).

Другой тип крупнозернистых гранитов, вовлеченных в брекчирование, характеризуется интенсивными явлениями перекристаллизации, окварцевания и калишпатизации с образованием крупных, обычно неравномерно-зернистого строения, пятен и гнезд дымчато-серого кварца в существенно калишпатовой крупнозернистой массе. Под микроскопом наблюдается развитие мелкозернистого аллотриоморфного агрегата кварца, альбита, калишпата, новообразованной бурой слюды, в виде многочисленных прожилков и гнезд, поражающих порфиробластический двуполевошпатовый гранит, сохраняющий в реликтах все основные особенности эржейского типа. Состав этих измененных гранитов (см. табл. 1, анализы 28—30) отличается более высоким содержанием кремнезема и несколько меньшим — полуторных окислов (за счет частичного замещения кварцем и калишпатом плагиоклаза и разложения слюды).

Мелкозернистые и неравномерно-зернистые обломочные граниты не обнаруживают в отличие от крупнозернистых непосредственных взаимоотношений с подобными гранитами в коренном залегании, однако и для них имеются близкие аналоги в составе обнажающихся поблизости, в левобережье руч. Ниж. Ходавалар, гранитов.

Внешне породы этого типа весьма однообразны. Они представляют собой, как правило, гололейкократовые породы с более или менее выраженными на фоне розово-красной аплитовидной массы обособлениями плагиоклаза или участками более крупнозернистой структуры. При микроскопическом изучении обнаруживаются широкие вариации, обусловленные изменчивостью соотношений полевых шпатов и их структурных взаимоотношений с кварцем. Ведущим типом являются пертит-плагиоклазовые или плагиоклаз-пертитовые разности с преимущественно гранитовой структурой, осложненной гранофировыми срастаниями кварца и пертита, реже кварца и плагиоклаза. Последний чаще проявляется в виде более или менее крупных скоплений субпризматических зерен, сильно корродированных кварцем и пертитом, либо вместе с ними входит в состав мелкозернистого агрегата гранитовой структуры, предшествуя и в нем пертиту. Обычно это сильно пелитизированный альбит первых номеров, изредка встречаются реликты более основного (№ 10—15) плагиоклаза; с более крупными, вероятно ксеногенными, обособлениями плагиоклаза ассоциируют магнетит и веретенообразные зерна циркона. Калинатровый полевой шпат, также пелитизированный, представлен бедным альбитовой фазой (до 15—20%) пертитом или имеет псевдогомогенную структуру. Реликтовые участки более крупнозернистых гранитов аналогичны эржейским по характеру и отношениям полевых шпатов. Частые в этих породах гранофировые агрегаты образованы преимущественно кварцем и пертитом, реже в них участвует и плагиоклаз. При этом иногда одна система кварцевых вростков находится в срастании с обоими полевыми шпатами,

что, учитывая их разновременность, указывает на вторичную природу гранофиров. Подавляющая часть гранофиров характеризуется невыдержанной геометрией и непостоянством количественных отношений кварца и полевых шпатов. Часто гранофиры корродируют плагиоклаз, но обыкновенно он образует в них своеобразные затравки, при этом в составе гранофиров центробежно увеличивается доля кварца. Крайними структурными вариантами мелкозернистых гранитов являются разности, почти не содержащие гранофиров, и, наоборот, собственно гранофировые лейкограниты. Последние в отдельных случаях обладают весьма совершенной микрографической структурой, и в этом отношении очень близки к более молодым аляскитам, но в отличие от них сложены несдвойникованным и практически лишенным пертитовых вростков калишпатом.

Химический состав мелкозернистых плагиоклаз-пертитовых и существенно пертитовых двуполевошпатовых гранитов с подчиненной ролью гранофиров представлен соответственно анализами 30 и 31 в табл. 1. Он весьма близок к составу эржейских мелкозернистых гранитов (анализы 16, 17, 21), отличаясь лишь натрий-калиевым типом щелочности существенно пертитового микрогранита.

Другие местонахождения гранитных обломков в вулканитах. Обломки гранитов установлены нами и в других участках вулканического ареала, и можно с уверенностью ожидать увеличения числа таких находок в будущем.

Единичные крупные обломки мясо-красных среднезернистых лейкогранитов встречены в правом борту р. Каа-Хем, в 2,5 км ниже рассмотренных эксплозивных брекчий (см. *2* на рис. 2). Вмещающие породы представлены темно-серыми туфами дацитовых плагиоклазовых порфиров тонкофлюидальной текстуры с обособлением светлых литокристаллокластовых и темных еще более тонкофлюидальных полосок, в которых концентрируются осколки рудного, амфибола, андезина, апатита, хлорита. В светлых полосах над теми же минералами, представленными здесь более крупными обломками, преобладают ксенокристаллы плагиоклаза и коричневого биотита, устанавливаются также плеохроирующий в коричневых и фиолетовых тонах титанистый амфибол, кварц, обломки кислых стекол сферолитовой и аксиолитовой структуры, псевдофлюидальных базокварцевых порфиров, агрегатов кварца и пелитизированного полевого шпата, представляющих, вероятно, тонкообломочный материал гранитов. В микроксенобластовом базисе узнаются шестоватый и игольчатый амфибол, апатит, ксеноморфные кварц и полевой шпат. По химическому составу (см. табл. 3, анализы 12 и 13) вулканиты с обломками гранита близки к плагиопорфиру из вышеописанного тела эксплозивных брекчий (анализ 14), анализ 12 почти в точности повторяет анализ плагиопорфира сайлыгской свиты с горы Туруглук-Кат на левом берегу р. Каа-Хем.

Обломки лейкогранитов размером до 5—10 см в поперечнике внешне удивительно напоминают некоторые девонские граниты, в том числе изучавшиеся нами [Телешев и др., 1976] достоверно послераннедевонские красные аляскиты Дерзигского плутона. Однако в шлифе обнаруживаются существенные отличия от девонских аляскитов и тождество рассмотренным выше разновидностям бреньских гранитов. Прежде всего бросается в глаза двуполевошпатовый состав обломков с обычными для эржейских гранитов последовательностью и реакционными структурами кислого (сильно пелитизированного в данном случае) плагиоклаза и бедного альбитом пертита. Часто наблюдаются также тесные взаимные прорастания кварца и полевых шпатов, но они имеют незакономерный характер и крайне изменчивые соотношения минеральных фаз, чем отличаются от девонских аляскитов, которым свойственны либо гранитовая структура с четкой индивидуализацией кварца и пертита, либо их микрографические срастания.

Химический состав лейкогранитов из обломка представлен анализом 33 (см. табл. 1). Он отвечает богатым кремнеземом проявлениям эржейских гранитов.

Следующее местонахождение (*3*, см. рис. 2) находится в 400 м к юго-востоку от предыдущего, в восточном конце протяженных бортовых свалов, известных у местных жителей под названием «Россыпи». Здесь был встречен единственный обломок лейкогранитов размером около 4 см в кристаллокластовом туфе амфибол-кварц-плагиоклазового порфира, затем при просмотре шлифов был установлен микроксенолит, сложенный агрегатом кварца и пертитизированного пятнами кислого плагиоклаза и представляющий фрагмент тех же гранитов, что и в более крупном ксенолите. Последний представляет собой неравномерно-зернистую разновидность лейкократового гранита, в котором хорошо различаются, несмотря на интенсивную пелитизацию, два полевых шпата. Альбитизированный и эпидотизированный плагиоклаз обособляется частью в виде крупных корродированных зерен, иногда участвует в строении преобладающей по объему мелкозернистой массы. Калинатровый полевой шпат сосредоточен в составе нерегулярных гранофировых срастаний, в которых участвует и эпидот. С плагиоклазовыми выделениями ассоциируют единичные магнетит-хлоритовые псевдоморфозы по темноцветному минералу, вероятно амфиболу, в целом же порода имеет резко выраженный лейкократовый состав и похожа на неравномерно-зернистые разности эржейских гранитов в бассейне руч. Ниж. Ходавалар. Это сходство подтверждается и химическим составом обломочного гранита (см. табл. 1, анализ 32).

В местонахождении 4 (см. рис. 2), в 0,5 км к северу от тела эксплозивных брекчий, в литокристаллокластовых туфах плагиопорфиров встречен микроксенолит кварц-альбитового гранофира, видимо представляющий существенно плагиоклазовый участок двуполевошпатового гранита. В другом шлифе из этого же обнажения установлен обломок нерегулярного микрогранофира двуполевошпатового, существенно пертитового состава. Пертит, исключая редкие альбитизированные участки, беден альбитовыми выделениями. По-видимому, оба микроксенолита представляют собой различные фрагменты тех же двуполевошпатовых мелкозернистых или неравномерно-зернистых гранитов.

Местонахождения 5 и 6 располагаются в русловых обнажениях руч. Таргин, соответственно в 4 и 4,5 км от устья. Вмещающие породы в точке 5 представлены амфибол-плагиоклазовыми туфами, подобными туфам из второго местонахождения, но отличаются грубой атакситовой текстурой и более обильными обломками роговой обманки, прозрачного андезина-олигоклаза и кварца. Обломок гранитов имеет размер около 2 см в поперечнике и представляет собой существенно гранофировый агрегат с пятнами альбитизированного мутного плагиоклаза. В реликтах устанавливается олигоклаз № 25—30. Более поздний пертит, местами образующий оторочки вокруг плагиоклаза, почти полностью входит в состав правильных микрографических срастаний с кварцем. Структура распада выражена обычно слабо в виде коротких и очень тонких альбитовых вростков, составляющих не более 20%. В единичных зернах калинатрового шпата, не вовлеченных в микрографические срастания, намечается решетчатая структура. Биотит почти нацело хлоритизирован, с ним ассоциируют магнетит, короткопризматический апатит, бурый ортит, циркон. Суммарное количество биотита и акцессориев не превышает 1—2% объема ксенолита. Он также уверенно сопоставляется с существенно микрографическими разностями эржейских гранитов.

В 500 м выше по руч. Таргин (см. рис. 2, № 6) залегают те же, что и в предыдущем случае, туфы, но более салического состава, с многочисленными обломками плагиоклаза, кварца, разложенного биотита, магнетит-апатитовыми сростками, обломками кислого флюидального стекла, редкими — трахитоидных андезитовых порфиритов.

Округлый обломок красного лейкократового порфировидного гранита, обнаруженный здесь в коренном выходе туфов, имеет размер около 8 см в поперечнике, рядом с ним «впаяны» еще два более мелких уплощенных обломка такого же состава. Под микроскопом граниты обнаруживают порфировидную структуру, обусловленную скоплением субпризматических зерен плагиоклаза, слагающих около 30% породы, в мелкозернистой массе гранитовой структуры. Базис состоит из кварца, пертита, уступающего ему количественно плагиоклаза, нацело хлоритизированного биотита (3—4%) и магнетитовых или апатит-магнетитовых выделений, тяготеющих к плагиоклазу. Корродирующие кислый плагиоклаз базиса пертиты, подобно другим рассмотренным здесь гранитам, бедны плохо выраженными альбитовыми выделениями. Плагиоклаз порфировидных обособлений большей частью альбитизирован, краевые части подвержены коррозии гранитным базисом и часто имеют неровные ограничения. В лучше сохранившихся зернах внутренняя часть отвечает олигоклазу № 25, узкая краевая часть — кислому альбиту.

Порфировидные граниты из этих обломков обнаруживают полное сходство с порфировидными же относительно богатыми плагиоклазом и биотитом гранитами южных склонов горы Бельбей в верховьях ручьев Ходавалар, Хактыг, Кызык и Таргин. Состав обломочного гранита этого типа представлен анализом 34 в табл. 1. Его отличает несколько повышенная натровость, подобно аналогичным гранитам из вершины Ниж. Ходавалара (анализ 12).

Кроме перечисленных находок, уверенно сопоставляющихся с окружающими гранитами, в ряде мест устанавливаются единичные микроксенолиты, очень напоминающие обломки гранитов, однако вследствие малых размеров их принадлежность к эржейским гранитам не доказывается бесспорно. Одна из таких находок относится к кварцевым биотитовым плагиопорфирам северного подножия горы Туруглук-Кат (см. рис. 2,7). Два почти вплотную расположенных микроксенолита представляют собой две системы микрографических срастаний кварца и гомогенного калинатрового полевого шпата с весьма совершенной геометрией ихтиоглиптов, в одном микроксенолите присутствует центральное зерно кислого плагиоклаза. Включающая микроксенолиты фельзитовая масса резко отлична по структуре от микрографических срастаний.

Две другие находки такого же рода установлены за пределами площади, изображенной на рис. 2. В литокристаллокластовых туфах правого борта руч. Кызык, у его устья, встречены четыре микроксенолита размером около 1 мм каждый. Все они представляют менее правильные, чем в предыдущем случае, гранофировые срастания кварца с пелитизированным полевым шпатом без видимых двойниковых и пертитовых срастаний. Судя по неоднородному характеру пелитизации, в гранофировых срастаниях могли участвовать два полевых шпата. В одном микроксенолите установлен не участвующий в срастаниях раздробленный мутный плагиоклаз. Последнее местонахождение располагается в истоках руч. Кызык. Вмещающие породы здесь представлены кристаллокластовыми туфами с обломками плагиоклаза, кварца, амфибола и биотита. Тонкоосколочный базис сильно перекристаллизован, возможно, под воздействием прорывающих туфы пертитовых микрогранитов и представляет собой криптоидиобластовые или аллотриоморфные агрегаты кварца и полевого шпата с размером зерен менее 0,01 мм и еще более мелкими, но идиоморфными выделениями рудного, амфибола, хлорита. В ней встречено округлое пятно размером 1 мм, сложенное пелитизированным альбитом и кварцем и резко отличающееся от вмещающего туфового цемента на порядок бо́льшим размером зерен и типичной микрогранитовой структурой. Эта особенность, как и в двух предыдущих случаях, позволяет допускать ксеногенный характер гранитоидных обособлений и увязывать их с более древними гранитами. Не исключена их принадлежность к раскристаллизован-

ным разностям кислых вулканических пород, однако, судя по довольно большой подборке шлифов, для пород сайлыгской свиты такие образования совершенно нетипичны — более раскристаллизованные участки в них имеют идиобластовую или аллотриоморфную структуру.

ПОСЛЕВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

К более молодым относительно вулканогенных пород образованиям принадлежат обнажающиеся по р. Каа-Хем средне- и крупнозернистые аляскиты и их жильные аналоги в экзоконтактовой зоне, жилы аляскитовых микрогранитов и фельзитов, пространственно обособленные от аляскитового массива, а также единичные микродиабазовые и микрогранитовые дайки в аляскитах. Сюда же условно отнесены маломощные тела порфировидных лейкократовых граносиенитов.

Крупно- и среднезернистые аляскитовые граниты слагают вытянутое в северо-восточном направлении тело протяженностью около 4 км и наибольшей шириной 1,5 км (см. рис. 2), вскрывающееся главным образом в долине р. Каа-Хем и почти не выходящее в борта. В юго-западной части оно разобщено узким перешейком прорванных аляскитовыми жилами и слабо ороговикованных вулканических пород на две разновеликие части. В северо-восточном его конце аляскиты в виде узких расщепляющихся языков, как это хорошо видно в бортовых обнажениях ниже руч. Ниж. Ходавалар, глубоко вдаются в поле туфовых брекчий с обломками гранитов (см. рис. 2), здесь же наблюдаются и изолированные жилы аляскитов.

Аляскиты, слагающие краевые части интрузива, петрографически тождественны жильным аляскитам, развитым в его экзоконтактах. Нет наблюдений, которые указывали бы на более поздний характер жильных аляскитов по отношению к интрузивным. Поэтому аляскитовые жилы рассматриваются нами как сателлиты интрузивной залежи.

Внешний вид аляскитовых гранитов весьма однообразен. Они варьируют по структуре от преобладающих среднезернистых разностей до менее распространенных крупнозернистых. В непосредственной близости от контактов граниты часто, но не всегда становятся мелкозернистыми. Наиболее типичная окраска светлая серовато-розовая, на этом фоне обособляются равномерно распределенные неправильные зерна дымчато-серого кварца и редкие таблички нерезко выделяющегося светло-серого плагиоклаза. Мелкозернистые разности иногда имеют светло-серую, почти без красных тонов окраску, среди крупнозернистых, напротив, встречаются мясо-красные породы, сближающиеся по окраске с эржейскими гранитами. Интенсивно выветрелые аляскиты приобретают неравномерную буровато-желтую окраску.

По минеральному составу аляскитовые граниты чрезвычайно однообразны. Они практически целиком сложены полосчатыми, сетчато-полосчатыми или пятнистыми микропертитами и кварцем с небольшим (менее 1%) участием коричневого биотита, сохранившегося только в мелкозернистых разностях, или псевдоморфоз светлой слюды и землистых агрегатов рудного минерала. Случайным, вероятно, ксеногенным компонентом является кислый пелитизированный плагиоклаз, встречающийся в единичных зернах. Акцессорные минералы представлены ильменитом, более редким цирконом и монацитом, единичными включениями сфена в пертите, неправильными зернами или тончайшими прожилками бесцветного или фиолетового флюорита. Мелкие включения флюорита встречаются также в гнездах слабо просвечивающего бурого минерала, отличного от ильменита.

Более разнообразны микроструктурные особенности аляскитов. По соотношениям кварца и калинатрового полевого шпата выделяются пре-

обладающие в составе интрузивной залежи разности гранитовой структуры, микропегматитовые аляскиты, чаще встречающиеся в эндоконтактовых зонах и в жильных телах, и переходные между ними варианты. При этом преимущественное развитие одного типа структур не исключает развития противоположного в той же обстановке. Так, наряду с микрографическими структурами в жилах широко представлены среднезернистые и мелкозернистые гранитовые. В последнем случае обычно хорошо проявлены узкая (в первые миллиметры) зонка более тонкозернистого строения и более широкая (1—2 см) полоска с ярко выраженным нормальным к контакту удлинением кварцевых и пертитовых зерен (у пластинок ильменита и чешуек биотита такой четкой ориентировки не наблюдается). Микропегматитовые структуры характеризуются чрезвычайно выдержанным, геометрически четким рисунком микрографических срастаний, образующих разновеликие в пределах одного шлифа, а особенно в разных образцах системы размером от 3—5 мм до нескольких сантиметров в поперечнике и, как правило, несколько большей длиной. Такие блоки часто хорошо видны в штуфах благодаря совершенной спайности калинатрового полевого шпата, вмещающего кварцевые ихтиоглипты. Менее регулярные, но все же достаточно четкие субграфические срастания свойственны разностям переходной к гранитовой или существенно гранитовой структуры.

Еще более разнообразна морфология пертитов, меняющаяся в зависимости от степени распада и перераспределения слагающих их фаз. Наиболее типичны микропертиты с тонкополосчатой структурой распада, степень которого весьма неравномерна для разных пород и даже в пределах одного и того же зерна (во внешних частях структуры распада выражены, как правило, более четко). Иногда видна отчетливая зональная структура калинатрового полевого шпата с обособлениями пертитовых и псевдогомогенных концентрических зон. Широко проявлено перераспределение фаз пертита с образованием грубополосчатых, сетчатых, пятнистых пертитов, краевых альбитовых зон и в небольшом количестве — интерстициальных альбитовых обособлений. Альбит при этом становится более прозрачным, приобретает четко выраженную полисинтетическую структуру, во внутренних зонах пертитовых зерен часто возникает шахматный альбит. Калиевая фаза, напротив, испытывает интенсивную пелитизацию, а в крупнозернистых разностях бывает неравномерно серицитизирована.

Наряду с однополевошпатовым составом яркой отличительной чертой аляскитов является высокое содержание натровой фазы в пертитах. Эта особенность отчетливо видна в разностях с хорошо выраженной пертитовой структурой, содержание альбитовых вростков в них визуально оценивается в 40—50%. Поскольку химический состав, и в частности содержание щелочей и кальция, в аляскитах сохраняется (табл. 4, анализы 1—10), независимо от того, в какой степени выражена пертитовая структура, ее развитие не связано с явлениями замещения. Малое содержание плагиоклаза и слюд в аляскитах позволяет по их валовому составу определить примерное соотношение альбитовой и ортоклазовой составляющих. Расчеты дают 50—55% альбита, что, учитывая присутствие интерстициального альбита, близко к приведенным выше оценкам.

Отмеченная особенность состава калинатрового полевого шпата аляскитов резко отличает их от рассмотренных ранее эржейских гранитов и может, следовательно, быть использована для их различения, особенно в тех случаях, когда более древние породы представлены существенно пертитовыми разностями.

Вторичные изменения аляскитов проявлены чаще всего в образовании мусковит-кварцевых грейзенов, появляющихся в прикровлевых участках интрузивной залежи. Качественным спектральным анализом в этих породах установлено незначительное повышение содержаний Pb,

Таблица 4

Химический состав и петрохимические параметры аляскитовых гранитов и плагиоклаз-гранофировых граносиенитов

Окислы, характеристики	Номер анализа (пробы)													
	1 (12/71)	2 (32б)	3 (32в)	4 (323в)	5 (26у)	6 (119)	7 (117в)	8 (40)	9 (310а)	10 (310в)	11 (43)	12 (108а)	13 (106а)	14 (318)
SiO_2	76,28	75,20	74,55	77,6	76,88	77,14	76,19	77,50	77,8	77,8	64,0	64,39	66,1	72,00
TiO_2	0,13	0,32	0,47	0,20	0,20	0,34	0,32	0,34	0,21	0,20	1,05	1,05	0,85	0,48
Al_2O_3	12,13	12,82	12,91	11,8	11,30	12,37	11,48	12,01	11,9	11,8	15,96	15,96	15,51	14,00
Fe_2O_3	0,69	0,73	0,65	0,43	1,05	0,36	0,58	0,44	0,71	0,87	2,97	1,96	2,39	0,45
FeO	0,75	0,72	1,13	0,84	0,65	1,29	1,29	0,79	0,76	0,54	2,34	2,74	1,86	1,52
MnO	0,06	0,03	0,07	0,06	0,04	0,09	0,07	0,07	0,05	0,03	0,18	0,09	0,16	0,09
MgO	Не обн.	0,10	0,20	Не обн.	0,70	0,10	0,20	0,10	Не обн.	Не обн.	1,50	1,50	1,40	Не обн.
CaO	0,63	0,42	0,42	0,59	Сл.	0,28	0,70	0,42	0,59	0,36	3,08	2,38	2,94	1,54
Na_2O	3,89	4,18	4,18	3,63	3,74	3,48	3,74	3,82	3,75	3,75	4,50	4,40	4,40	4,50
K_2O	4,66	4,38	4,56	4,00	5,18	4,18	4,28	4,28	3,55	3,91	2,86	2,96	3,16	3,60
P_2O_5	0,01	0,01	Сл.	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	0,04	0,16	0,01	0,11	0,12
П. п. п.	0,28	0,50	0,37	0,47	0,07	0,57	0,30	0,45	0,53	0,53	0,98	1,55	1,16	0,84
$S_{общ}$	Не опр.	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.	0,07	0,03	0,0	0,12
Сумма	99,51	99,41	99,51	99,64	99,81	100,2	99,16	100,23	99,87	99,83	99,65	99,02	100,04	99,26
a	14,7	15	15,2	13,2	14,4	12,9	13,8	13,9	12,8	13,2	14,1	14,1	14,3	15,0
c	0,4	0,5	0,5	0,7	0,6	0,3	0,4	0,5	0,6	0,4	3,7	2,9	3,2	1,7
b'	1,6	1,4	1,9	1,2	2,0	1,7	2,4	1,3	1,3	1,2	8,1	6,9	6,6	2,1
f'	81,6	63,6	68,2	68	44,3	41,0	71,2	65,9	54,0	56,2	61,1	51,3	59,5	92,8
m'	0	8,1	13,6	0	55,7	4,3	13,5	9,3	0	0	37,8	29,9	35,6	0
c'(−*a'*)	18,4	(−28,3)	(−18,2)	(−32,0)	—	(−54,7)	14,3	(−24,7)	(−46,0)	(−43,8)	1,1	(−18,8)	4,9	7,2
n	55,9	59,2	58,2	58,0	52,3	55,8	57,0	57,5	61,6	59,3	70,5	69,3	67,9	64,9
φ	35,4	29,7	22,3	20,4	13,5	7,8	19,7	20,8	23,9	32,5	31,5	19,7	30,7	18,6
t	0,1	0,3	0,5	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	1,2	1,2	1,0	0,5
Q	36,7	34,6	32,9	41,8	36,8	39,8	38,5	39,6	41,9	41,5	16,2	17,9	19,9	31,0
d	0,94	0,91	0,91	0,87	1,04	0,83	0,94	0,91	0,84	0,88	0,66	0,65	0,69	0,81
F	100	88,5	82,8	100	56,1	90,0	83,5	86,9	100	100	61,0	62,7	61,6	100

Окончание табл. 4.

Примечание. 1 — среднезернистый аляскит, правый борт р. Сизим у устья; 2, 3— микрозернистые аляскиты, лев. борт руч. Ниж. Ходавалар (жилы в гранодиоритах); 4 — микрографический пертитовый аляскит, жила в эксплозивной брекчии, западный конец береговых обрывов, в 1 км ниже руч. Ниж. Ходавалар; 5 — равномерно-зернистый аляскит, жила в ороговикованных плагиопорфирах экзоконтакта, устье лога, в 1,5 км ниже руч. Ниж. Ходавалар; 6 — крупнозернистый аляскит, правый борт лога, в 4 км ниже пос. Эржей; 7 — микрографический аляскит из жилы в экзоконтактовых апопорфировых роговиках, восточный край «Россыпей», в 400 м западнее обр. 6; 8 — среднезернистый аляскит, правый берег р. Каа-Хем, в 1,4 км к западо-юго-западу от устья р. Сизим; 9, 10 — неоднородно-зернистые аляскиты, изолированные жилы в плагиопорфирах, береговые обнажения, в 3,2 км северо-восточнее устья руч. Таргин; 11—13— плагиоклаз-гранофировые лейкократовые граносиенит-порфиры, береговые обнажения в верхнем конце «Россыпей», в 3,5 км ниже устья руч. Ниж. Ходавалар; 14 — порфировидный гранофировый гранит, там же.

Анализ 1 выполнен в лаборатории Ивановской геологической экспедиции Красноярского геологического управления Л. И. Разумовой, анализы 2, 9,10, 14 — в Институте геологии и геофизики СО АН СССР С. Н. Стулий, остальные — в Центральной лаборатории ЗСГУ.

Zn, Cu, Mo, появление висмута. В зальбандах аляскитовых зон часто появляются гнезда и прожилки крупнозернистого кварца. В приконтактовой же части аляскитового интрузива в свалах встречены вторичные альбититы.

Контактовое воздействие аляскитов на вмещающие породы в целом весьма незначительно и проявляется вблизи контактов главным образом в перекристаллизации с образованием узких оторочек роговиков. Значительно шире проявлены процессы неравномерного осветления с эпидотизацией, альбитизацией, окварцеванием и частичной перекристаллизацией вулканических пород. Характер и интенсивность экзоконтактовых процессов не обнаруживают прямой зависимости от местоположения относительно контактов или размеров аляскитовых жил (хотя наиболее широкие ореолы ороговикования и отмечены вблизи главной интрузивной залежи), а в значительной степени определяются типом вмещающих пород. Наиболее часто и разнообразно экзоконтактовые изменения проявляются в туфах, поражая в основном мелкооскольчную часть и в значительно меньшей степени — обломки минералов и пород, включая и обломки эржейских гранитов. При этом на фоне более или менее перекристаллизованной и приобретающей гранобластическое строение кварц-полевошпатовой массы возникают пятнистые, сетчатые, жилковатые скопления магнетита и бледно-зеленого длиннопризматического амфибола, сгустки толстотаблитчатого бурого биотита, иногда совместно с магнетитом и оторочками того же амфибола, землистые агрегаты и скопления ксеноморфных зерен эпидота. Этот набор вторичных минералов, особенно магнетит-биотитовые и биотитовые скопления, наиболее характерен для измененных экзоконтактовых пород. Иногда появляется рассеянная вкрапленность идиоморфного зеленоватого клинопироксена, в магнетит-амфиболовых концентрациях могут присутствовать агрегаты ксеноморфного сфена и длиннопризматический апатит. В провесе кровли между двумя выступами аляскитового интрузива встречаются пятнистые роговики, в которых обособляются микроскопические участки, попеременно обогащенные эпидотом, клинопироксеном, амфиболом при более равномерном распределении кварца, магнетита и полевого шпата. В грубообломочных брекчиях правого борта руч. Ниж. Ходавалар цемент преобразуется частично в магнетит-андрадит-салитовый тонкозернистый скарноид.

Значительно шире проявлены в связи с аляскитами процессы эпидотизации, альбитизации, окварцевания, сопровождающиеся раскристаллизацией и общим осветлением вулканических пород, особенно андезитовых порфиритов и их туфов. В результате образуются красные существенно кварц-альбитовые с эпидотом, хлоритом, магнетитом метасоматиты, по внешнему виду близкие к жильным гранитам и создающие ошибочное представление о постепенных переходах между гранитами и эффузивами, у ряда изучавших район исследователей.

Вторую группу кислых послевулканических пород образуют фельзитовые, криптопегматитовые и микрогранитовые аляскиты. Они встре-

чаются на значительном (до 5—7 км) удалении от интрузивной залежи в виде жил малой (до 50—60 см) мощности и сложной конфигурации с частыми короткими апофизами или в виде жильных свит, прослеживающихся на несколько десятков метров. Жильные фельзиты и микрограниты установлены среди вулканических пород правобережья р. Каа-Хем, в эржейских двуполевошпатовых гранодиоритах, а также в прорывающих последние диабазах. Преобладают фельзитовые разновидности с сильно резорбированными выделениями микропертита или более редкого альбитизированного плагиоклаза и фельзитовой (фельзогранофировой) с участками криптопегматитовой или целиком криптопегматитовой структурой базиса. В последнем случае системы криптопегматитовых срастаний группируются большей частью в четкие радиально-лучистые сферолиты. Совместно с фельзитовыми и криптопегматитовыми аляскитами изредка встречаются разности с «нормальной» микропегматитовой и еще реже — с тонкозернистой гранитовой структурой. В качестве второстепенных минералов встречаются пластинчатый рудный, в единичных зернах — коричневый биотит. Петрохимически жильные породы этой группы (см. табл. 4, анализы 2, 3, 9, 10) и предыдущей совершенно аналогичны.

Среднезернистые аляскиты прорваны одиночными дайками аляскитовых же микрогранитов и микродиабазов. Те и другие установлены порознь в левом борту р. Каа-Хем ниже д. Усть-Сизим. Микрограниты установлены в виде маломощной (около 50 см) вертикальной жилы с четко выраженной параллельной контактам полосчатостью, обусловленной чередованием бледно-розовых и более густо окрашенных розово-красных плотных пород. Под микроскопом устанавливаются тонкие (около 1—2 мм) полоски фельзитовой структуры, чередующиеся с более широкими зонками неравномерно-зернистого аплитовидного аляскита. В последнем на фоне фельзитовой, переходящей в аллотриоморфную, основной массы кварц-полевошпатового состава обособляются ксеноморфные с рваными краями зерна полосчатого пертита, кварца, иногда альбита, мономинеральные, а чаще совместные агрегаты этих минералов, очень близкие по составу и взаимоотношениям к вмещающим аляскитам, но во много раз более мелкозернистые (с размером зерен в доли миллиметра), что не позволяет считать эти агрегаты отторженцами или реликтами вмещающих аляскитов. Кроме кварца и полевых шпатов в составе аляскитовых микрогранитов отмечены бедная тонкая вкрапленность рудного минерала и более крупные землистые псевдоморфозы рудного минерала со слюдой, возникающие, вероятно, за счет темноцветного минерала.

Микродиабазы представлены также единственной вертикальной дайкой широтного простирания мощностью около 2,5 м, прорывающей аляскиты левого борта р. Каа-Хем ниже д. Усть-Сизим. Как и вмещающие граниты, диабазы разбиты субгоризонтальными трещинками отдельности. В контактах наблюдаются ясные зоны закаливания со сменой полнокристаллической офитовой структуры на микропорфировую с гиалопилитовой основной массой. Как и диабазы даек в эржейских гранитах, эти породы почти нацело изменены. Устанавливаются реликты длиннопризматического авгита и более поздней желто-бурой роговой обманки, замещенной актинолитом. Плагиоклаз полностью замещен вторичными: альбитом, эпидотом, хлоритом, пертитом, большая часть темноцветов — хлоритом и актинолитом. Для комплекса вторичных минералов характерен также обильный тонковолокнистый и игольчатый апатит.

Единичная находка диабазов в аляскитах и интенсивные их изменения не позволяют сколько-нибудь достоверно оценить соотношения их с дайками, прорывающими эржейские граниты. Отметим только, что бóльшая часть последних проявляется в виде более или менее крупных «роев» с четкой меридиональной ориентировкой, тогда как послегранитная дайка — одиночная, широтная и, видимо, значительно более поздняя.

К послевулканическим образованиям условно отнесены своеобразные лейкократовые роговообманково-биотитовые граносиениты. Они распространены на эржейском участке незначительно, образуя редкие делювиальные развалы или изолированные гребни шириной до 5 м и протяженностью до 30—40 м среди пород сайлыгской свиты, но не имеют с ними непосредственных контактов. Судя по морфологии и расположению выходов граносиенитов и заметному усилению вблизи них процессов альбитизации, окварцевания и эпидотизации вулканических пород, в которых обломки граносиенитов не установлены (хотя обломки гранитов здесь часты), можно считать их условно более молодыми по отношению к девонским вулканитам. По-видимому, граносиениты предшествуют во времени аляскитовым гранитам, поскольку нигде их не прорывают, сами же кое-где гранитизируются, возможно в связи с аляскитовыми жилами.

Внешне граносиениты представляют собой розово-серые или розовые массивные мелкозернистые породы, часто содержащие обильные мелкие обломки и микроксенолиты черных порфиритов и микродиоритов. В выветрелых разностях обособляются редкие призмочки амфибола и обильные мелкие таблички зеленоватого или белесого плагиоклаза размером 2—4 мм, а в мелкозернистом базисе — еще более мелкие (менее 1 мм) зерна и скопления плохо различимых темно-серых и дымчатых плагиоклаза и кварца. В шлифах порфировидная структура выражена более резко, она обусловлена выделениями и гломеропорфировыми агрегатами таблитчатого плагиоклаза, слагающими 20—50% их объема, редкими выделениями роговой обманки, кварца и биотита в тонкозернистом базисе, состоящем из тех же минералов, но содержащем существенное количество кварца и калинатрового полевого шпата, рудные минералы, апатит, циркон, сфен. Структура базиса определяется сочетанием призматических зерен плагиоклаза, роговой обманки, ксеноморфного кварца с более поздними микропегматитовыми срастаниями. Доля последних резко варьирует, составляя от 25 до 60—70% объема базиса. Срастания характеризуются высокой геометрической регулярностью и тонкой, вплоть до субмикроскопической, структурой. Окрашиванием выявляется калинатровый характер полевого шпата из микропегматитов, для него характерен гомогенный облик, хотя иногда отмечается очень тонкая пятнисто-сетчатая двухфазная структура. Порфировым выделениям плагиоклаза свойственно зональное строение с нерезкой, но быстрой сменой зон разного состава. Внутренняя часть зональных кристаллов сложена андезином № 40—45, нередко с реликтами более основного, до лабрадора № 60, ядра. Внешняя преобладающая часть отвечает олигоклазу № 25—30, а узкая периферическая оторочка — олигоклаз-альбиту № 15—20 или еще более кислому (до № 12—8) плагиоклазу. При этом состав краевых и особенно внутренних частей зерен значительно меняется от шлифа к шлифу. Как правило, плагиоклазы подвержены интенсивной пелитизации и деанортитизации, затушевывающим их первичное строение. Выделения плагиоклаза интенсивно корродированы мезостазисом с образованием многочисленных глубоко вдающихся языков, заливов, бухт округлых очертаний. При этом кислая краевая оторочка повторяет усложненные резорбцией контуры плагиоклазовых зерен, тем самым указывая на одновременность коррозии и кристаллизации краевых зон порфировых выделений. В отдельных случаях наблюдается распад вкрапленников на большое число округлых одинаково ориентированных фрагментов с самостоятельными оторочками кислого плагиоклаза. Специфической чертой плагиоклаза из вкрапленников и в меньшей мере из основной массы является обильная пропыленность его субмикроскопическими включениями, ориентированными преимущественно вдоль спайных направлений. Вследствие этого свежие плагиоклазы, не затронутые деанортитизацией и связанной с ней интенсивной пелитизацией, имеют стально-серый оттенок в проходящем свете. Такой же пропыленностью, как уже подчерки-

валось, характеризуются плагиоклазы из основных даек, с которыми часто ассоциируют порфировидные граносиениты и гранодиориты.

Хотя качественный минеральный состав и в целом лейкократовый характер пород весьма устойчивы, соотношения различных компонентов варьируют довольно широко. При этом разности, более богатые выделениями плагиоклаза (около 50—60%), содержат больше его и в составе базиса, равно как и роговой обманки, биотита, магнетита, апатита, сфена, слагающих до 5—8% объема породы. Микропегматитовые срастания составляют здесь 15—20% объема. Более кислые, отвечающие по составу гранитам породы (см. табл. 4, анализ 14), сохраняя все основные черты предыдущих, содержат редкие и сильно корродированные выделения плагиоклаза (около 15—20%), единичные — роговой обманки, биотита и кварца. Базис в них более чем на 50—70% сложен микропегматитами, остальное составляют включенные в них кислые плагиоклазы, а также кварц-пертитовые линзы и гнезда гранитной структуры. Содержание цветных компонентов, главным образом хлоритизированного биотита и рудного, не достигает и 2—3%, акцессории представлены главным образом сфеном и цирконом. Соответственно широко варьирует и химический состав пород этой группы (см. табл. 4, анализы 11—14).

ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ БРЕЛЬСКОГО ПЛУТОНА И ИХ ВОЗРАСТ

Приведенные выше материалы позволяют наметить последовательность формирования различных групп магматических пород, оценить различную вероятность тех или иных событий и рассмотреть некоторые существенные для анализа магматической геологии Восточной Тувы и соседних байкало-каледонских структур следствия, вытекающие из этих временны́х отношений.

В свете полученных нами данных бесспорными являются, с одной стороны, более древний возраст двуполевошпатовых биотитовых гранитов, гранодиоритов и граносиенитов эржейского, стародумовского, байбалыгского типов по отношению к вулканогенным образованиям сайлыгской свиты и роям меридиональных даек, с другой — более молодой возраст пертитовых аляскитов по отношению к тем же вулканогенным породам в типичных для сайлыгской свиты проявлениях и к эксплозивным брекчиям с обильными обломками эржейских гранитов.

Представления о других соотношениях неизбежно носят условный характер, поскольку основываются на косвенных или негативных данных.

Рои строго меридиональных даек диабазов и гранодиорит-порфиров прорывают ранние гранитоиды повсеместно, в том числе вблизи контакта с вулканогенными породами и неподалеку от пертитовых аляскитов. Однако ни в тех, ни в других, ни в еще более поздних верхнедевонских или среднедевонских красноцветных отложениях Бельбейской впадины системы меридиональных даек не установлены, а одиночные микродиабазовые дайки в аляскитах ориентированы в широтном направлении и вряд ли могут считаться эквивалентами дайковых свит. Это дает достаточное на данном этапе исследования основание считать и большую часть меридиональных даек образованиями, разделяющими во времени два выделенных типа гранитоидов.

Более сложен вопрос о временны́х соотношениях даек и девонского вулканизма. Поскольку дайковые свиты не проходят в вулканические породы, наиболее вероятен их довулканический возраст, однако и в составе вулканических брекчий диабазовые обломки в отличие от гранитных пока не зафиксированы. Выше мы обращали внимание на такую общую особенность жерловых андезитовых порфиритов и более меланократовых дайковых диабазов, как систематически необычно высокие содержания в тех и других P_2O_5, повышенные содержания железа, титана, глинозема,

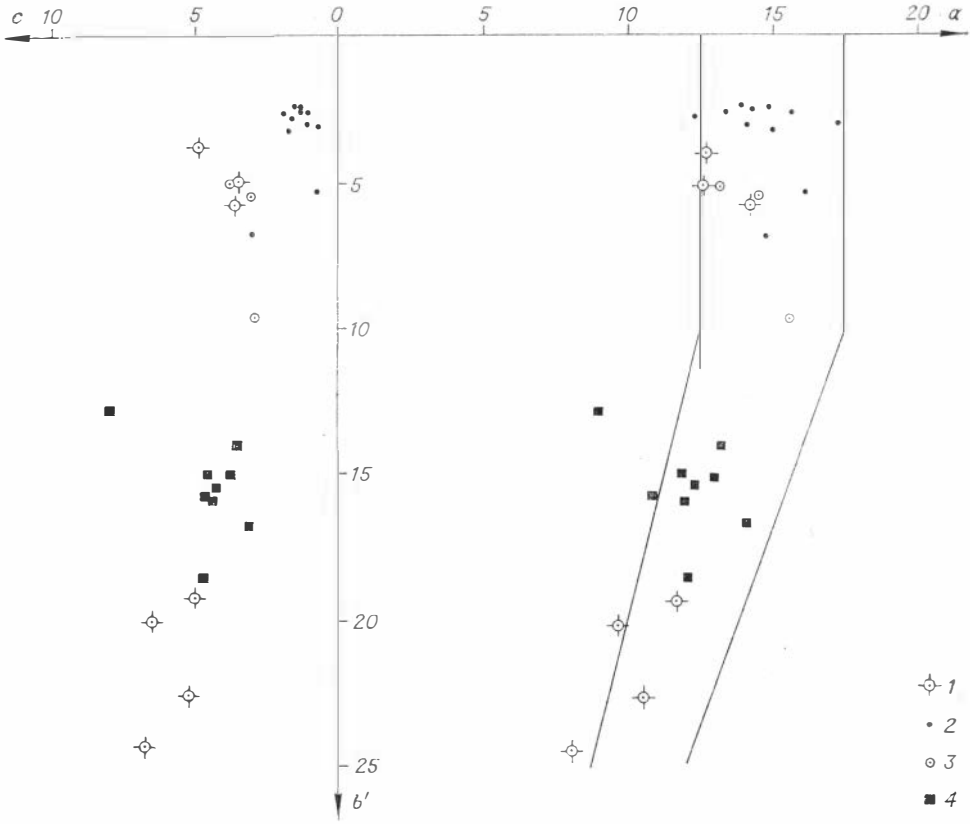


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма девонских вулканических пород восточной части Бельбейской мульды и послегранитных даек в северной оконечности Бреньского плутона (*a* и *c* — характеристики по А. Н. Заварицкому, *b′* — показатель меланократовости по Д. С. Штейнбергу).

1 — породы даек в стародумовских и эржейских гранитах; *2* — вулканические породы сайлыгской свиты D_{1-2}; *3* — то же, с обломками лейкократовых гранитов; *4* — жерловые андезитовые порфиры с обильными обломками эржейских гранитов. Ломаными линиями здесь и далее разграничены поля пород низкощелочных, умереннощелочных и повышенной щелочности (по Ю. А. Кузнецову, А. Ф. Белоусову, Г. В. Полякову [1976]).

кальция. Из петрохимической диаграммы рис. 3 видно, что, несмотря на значительную разницу в меланократовости, по общей щелочности и пзвестковистости диабазы и андезитовые порфириты ведут себя сходным образом, по крайней мере не противопоставляются. Близкие по характеру диабазы и микродиориты широко представлены в других местах развития вулканических пород этого ареала, преимущественно зеленокаменных порфиритов, но сама принадлежность последних к девонским образованиям не бесспорна, а взаимоотношения с мелкокристаллическими диабазами и микродиоритами не установлены. Все же можно в качестве одного из допущений рассматривать диабазы и жерловые, а возможно, и ранние покровные андезиты вулканогенного комплекса в качестве близких по времени или эквивалентных образованпй. В свете этого предположения нашла бы объяснение некоторая общность особенностей порфировидных граносиенитов и дайковых пород основного состава, в частности постоянное присутствие в первых ксенолитов сульфидизированных плагиоклаз-роговообманковых пород и специфических пропыленных плагиоклазов, характерных для этих ксенолитов, а также и для некоторых дайковых пород основного состава. Сами же порфировидные граносиениты и близкие к ним гранодиориты, кстати также с повышенным содержанием P_2O_5, можно было бы считать субвулканическимн образованиямп, родственны-

ми диабазам и основным покровным вулканитам, но несколько более поздними.

Таким образом, с учетом перечисленных выше допущений намечается следующий временной ряд магматических образований: 1) двуполевошпатовые гранитоиды (от такситовых гранодиоритов и кварцевых диоритов таннуольского комплекса к порфировидным гранодиоритам стародумовского типа, эржейским гранитам и мелкозернистым, неравномернозернистым, порфировидным и гранофировым плагиоклаз-пертитовым лейкогранитам); 2) дайки высокофосфористых диабазов и гранодиорит-порфиров в эржейских гранитах; 3) субвулканические, также богатые фосфором андезитовые порфириты (возможно, очень близкие по времени к диабазам), эксплозивные брекчии с обломками двушпатовых гранитов, туфы кварцевых роговообманковых плагиопорфиров, также с повышенным содержанием фосфора; 4) основная масса кислых вулканических пород; 5) субвулканические и жильные тела порфировидных граносиенитов (возможно, раньше группы 4); 6) интрузия пертитовых аляскитовых гранитов; 7) жильная фация аляскитов — микрограниты и полосчатые фельзиты; 8) единичная широтная дайка плагиоклаз-пироксенового диабаза; 9) терригенные отложения балгазинской свиты (D_2 — D_3).

При всей относительности отдельных пунктов этой последовательности главное интересующее нас положение о разновозрастности гранитов разного типа не вызывает сомнений.

Более сложным и неоднозначным представляется вопрос о временных интервалах между формированием двуполевошпатовых гранитоидов, вулканического комплекса и пертитовых аляскитов. Близость возраста вулканических пород и послевулканических интрузий следует из повсеместного отсутствия гранитовых внедрений в терригенные красноцветные отложения среднего — верхнего девона [Шенкман, 1959, 1971]. Возрастной интервал между ранним гранитоидным комплексом и девонскими вулканитами может оцениваться в очень широком диапазоне, поскольку вмещающие породы в данном случае представлены диоритизированными гнейсово-сланцевыми толщами, возможно, докембрийского возраста. При этом существенное значение имеют три возможных варианта: либо древние гранитоиды одновозрастны с развитым по соседству таннуольским комплексом и представляют собой его специфическое проявление с широким развитием калинатровых лейкократовых гранитов и гранодиоритов повышенной щелочности, либо принадлежат более молодому, но также додевонскому гранитоидному комплексу, либо, наконец, составляют совместно с девонскими вулканитами и более поздними пертитовыми аляскитами вулкано-плутоническую триаду. Последний вариант представляется маловероятным. Обычно плутонические члены таких сложных ассоциаций тесно связаны во времени проявления с фациально и вещественно близкими поверхностными образованиями. В нашем же случае контактирующие с эксплозивными брекчиями эржейские граниты большей частью — крупнозернистые, проявляют иногда признаки апикальных, но отнюдь не приповерхностных образований и отделены от вулканической эпохи внедрением дайкового комплекса основного состава, резко отличного от самих гранитоидов. Вулканические брекчии с обломками гранитов также нельзя рассматривать как продукт прорыва головной части гранитоидного плутона на поверхность, поскольку непосредственно вмещающие обломки породы почти во всех случаях существенно или резко отличны от самих гранитов, что особенно очевидно на примере андезитовых порфиритов и плагиопорфиров.

Как уже подчеркивалось выше, довулканические гранитоиды всех трех типов обладают рядом общих особенностей состава, минеральных парагенезисов и структур (двуполевошпатовый состав, особенности пертитов, мирмекитовые оторочки, акцессорный ортит и т. д.), устойчиво проявленных повсеместно, несмотря на вещественную (увеличение роли лейкогранитов к востоку) и фациальную (уменьшение эрозионного среза

в том же направлении) изменчивость гранитоидов. С другой стороны, преобладающая часть этих гранитоидов по петрографическим, петрохимическим и другим вещественным особенностям, контактовым отношениям с вмещающими (как правило, амфиболито-гнейсовыми) толщами чрезвычайно близка к породам раннепалеозойской формации пестрых гранитоидных батолитов, проявляющихся в сходной геологической обстановке как в пределах байкало-каледонской зоны Восточной Тувы [Телешев, Поляков, 1979], так и в зонах древней складчатости на смежных территориях. В частности, эржейские и стародумовские граниты и гранодиориты — граносиениты близки к проявлениям Тигертышского [Дистанова, 1971] и Улень-Туимского [Сергеева, Кузнецов, 1971; Сергеева, 1975] комплексов в Кузнецком Алатау, Сархойского в Восточном Саяне [Митрофанов, 1962; Митрофанов, Кольцова, 1965], Баргузинского в Западном Забайкалье [Литвиновский, Занвилевич, 1976]. Встречаются подобные образования, вне всякой связи с девонским вулканизмом, и на соседней с запада площади Каа-Хемского ареал-плутона таннуольского комплекса, как это видно из статьи А. Н. Дистановой в этом же сборнике. Особо следует подчеркнуть, что плагиоклаз-калишпатовые лейкограниты встречены ею вместе с другими гранитоидами в районе д. Зубовка, где все плутонические породы перекрываются отложениями с фауной силура. Прежде подобные граниты в одних случаях выделялись в качестве пород бреньского комплекса без достаточных оснований, в других — оставлялись в составе таннуольского комплекса. Необходимо отметить, однако, что в западной части Каа-Хемского плутона гранитоиды, близкие к эржейским, распространены ограниченно по сравнению с другими породами, типичными для таннуольского комплекса, в общепринятом понимании его состава. На наш взгляд, это теснейшим образом связано со структурной позицией гранитоидов — «типично таннуольские» тоналит-гранодиоритовые и тоналит-плагиогранитные ассоциации проявляются в мобильных зонах после массового кембрийского вулканизма и базитовых интрузий, тогда как ассоциации повышенной щелочности — в структурах древней консолидации со зрелой сиалической корой и в окружении амфиболито-гнейсовых толщ. Такая изменчивость раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы была установлена Я. Д. Шенкманом [1971], выделившим в составе таннуольского комплекса плагиогранит-тоналитовый и гранодиорит-адамеллитовый типы массивов. Приведенные здесь материалы и данные по другим районам Восточной Тувы [Коваленко, Пополитов, 1970, с. 17; Телешев, Поляков, 1979] и смежных районов Восточного Саяна [Митрофанов, 1962] убеждают в том, что состав древних гранитоидных комплексов варьирует значительно шире, нередко сближаясь с составом типичных девонских образований. Последним обстоятельством обусловлено неправомерное, на наш взгляд, расширение объема и масштабов среднепалеозойских плутонических комплексов за счет включения в них древних гранитоидов повышенной щелочности. Эта тенденция особенно сказывается при интерпретации данных по магматизму Восточного Саяна и Восточной Тувы. Прямых данных, доказывающих среднепалеозойский возраст плутонических ассоциаций, здесь очень мало, вместе с тем среди изучавших эти районы геологов чрезвычайно сильны представления о вещественных признаках — повышенной щелочности и калиевости гранитов и т. п.— как о вполне достаточных критериях их принадлежности к среднепалеозойскому комплексу. В согласии с ними бо́льшую часть додевонских эржейских гранитов следовало бы отнести к девонским. Этому со всей очевидностью противоречат приведенные выше данные, заслуживающие, на наш взгляд, пристального внимания при изучении отношений вулканических образований и гранитов в древних складчатых структурах Саяно-Тувинского нагорья. Судя по данным перечисленных выше публикаций и другим сведениям, отношения гранитов с изверженными на поверхность девонскими обра-

зованиями, подобные вышеописанным, не столь уже редки и, безусловно, заслуживают внимательного изучения. Возможные в связи с уточнением этих отношений коррективы имеют непосредственное отношение к таким общим для байкало-каледонских структур Алтае-Саянской области проблемам, как характер и масштабы (на наш взгляд, в настоящее время сильно преувеличенные) магматической активизации в девоне, латеральная изменчивость раннепалеозойских и среднепалеозойских магматических формаций и их металлогения, в частности, перспективность разновозрастных гранитоидов на молибденовое и редкометальное оруденение.

Что касается разновозрастности эржейских гранитов с породами таннуольского комплекса, она также кажется маловероятной в свете только что приведенных аргументов, хотя полностью исключить ее нельзя. Вопрос этот нуждается в дополнительном исследовании. Из методологических и конъюнктурных соображений при обнаружении подобных довулканических гранитоидов их следует, на наш взгляд, выделять из состава бреньского комплекса в качестве более ранней ассоциации, возможно субщелочного варианта таннуольского комплекса. Такое выделение предотвратило бы «обезличку» состава гранитоидных ассоциаций разного типа и позволило бы полнее раскрыть существо их возрастных и пространственных связей.

Полученные нами данные позволяют в первом приближении наметить вещественные критерии для разделения послевулканических и довулканических гранитов, и в первую очередь — наиболее доступные для изучения петрографические отличия. Наиболее характерные проявления тех и других хорошо различаются уже по внешнему виду. Для древних гранитоидов обычны порфировидные или крупнозернистые разности с хорошо различимыми плагиоклазом и щелочным полевым шпатом, сочная мясо-красная окраска, порфировидный облик, тогда как аляскиты — бледно-розовые или красновато-розовые однородные породы с частыми миароловыми пустотами. Мелкозернистые лейкограниты разного возраста внешне различаются плохо, все же для древнего комплекса более типичны неравномерно-зернистые, порфировидные и аплитовидные разности.

Из микроскопических особенностей древних гранитов наиболее важны порфиробластический характер калинатрового полевого шпата, реакционные мирмекиты, бедность пертитов альбитовой фазой, большей частью нерегулярная геометрия гранофиров. Весьма типичным и частым акцессорием в них является бурый зональный ортит. Наиболее яркими особенностями девонских аляскитов являются однополевошпатовый состав, хорошо выраженные пертитовые структуры распада калинатрового шпата, высокое (более 30—40%) содержание в пертитах альбитовой фазы, очень малое содержание биотита, частое присутствие фиолетового или

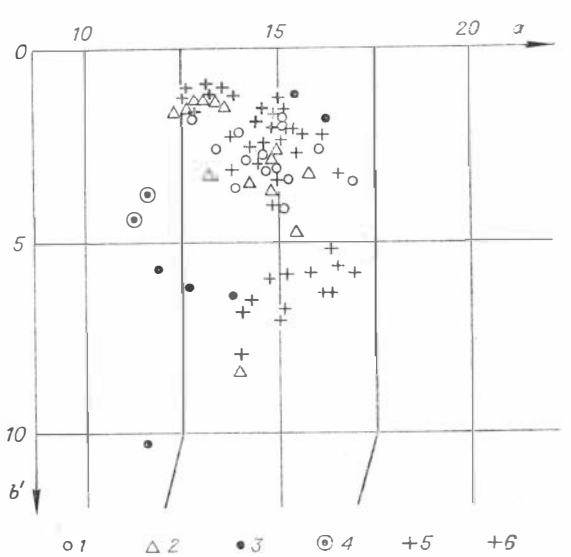


Рис. 4. Состав гранитоидных пород северной окраины Бреньского плутона в координатах меланократовость — щелочность.

1 — эржейские двуполевошпатовые биотитовые граниты; *2* — то же, из обломков в вулканических брекчиях; *3* — гранодиориты, граниты и аплиты стародумовского типа; *4* — граниты Байбалыгского порога; *5* — послевулканические пертитовые аляскиты и порфировидные лейкократовые граносиениты; *6* — девонские аляскиты и лейкограниты Дерзигского плутона.

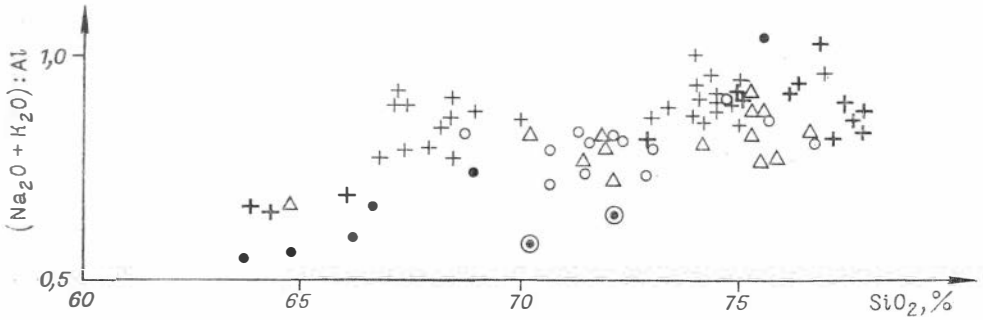


Рис. 5. Состав гранитоидных пород северной окраины Брепьского плутона в координатах кремнезем — коэффициент агпаитности (усл. обозн. см. рис. 4).

бесцветного флюорита. Структуры аляскитов либо гранитовые с четким обособлением кварца и полевого шпата, либо четкие микрографические. В мелкозернистых разностях широко развиты тонкие пластиночки ильменита.

Эти признаки в совокупности с геологическими данными, в частности с характером ассоциирующих пород и их взаимоотношениями, позволяют достаточно надежно различать пертитовые аляскиты и додевонские двуполевошпатовые граниты и гранодиориты изученного района. Разумеется, их применимость в других сходных ситуациях требует предварительной проверки. Имеющийся опыт показывает, однако, что многие из перечисленных здесь признаков устойчиво проявляются и в других районах Восточной Тувы. Так, в девонских интрузивах постоянно преобладают щелочные и субщелочные пертитовые лейкограниты и аляскиты [Телешев, Поляков, 1979; Телешев и др., 1976], а среди довулканических гранитоидов развиты порфировидные и порфиробластические двуполевошпатовые разности с широкими вариациями содержаний бедного альбитом пертита, плагиоклаза, биотита и кварца, им свойственны мирмекитовые срастания и постоянное присутствие бурого зонального ортита.

Петрохимические различия девонских и додевонских гранитов в данном случае оказываются несущественными. Как видно из петрохимических диаграмм (рис. 4, 5), пертитовые аляскиты, хотя и представляют собой более кислые и богатые щелочами породы, чем довулканические граниты и гранодиориты, не обособляются от них достаточно отчетливо. Еще менее очевидными становятся петрохимические различия, если привлечь для сравнения данные по химизму пород заведомо девонского [Агентов и др., 1959; Телешев и др., 1976] Дерзигского плутона. Таким образом, здесь имеет место конвергенция петрохимических признаков разновозрастных гранитов. Она обусловлена, на наш взгляд, появлением в составе конечных продуктов обоих комплексов водонасыщенных малоглубинных гранитов, которые должны сближаться по составу. С другой стороны, при изучении довулканических пород особое внимание уделялось разностям, наиболее близким к девонским лейкогранитам, и это, естественно, сказалось на характере петрохимической выборки. По-видимому, выделенные нами гранитоиды двух комплексов можно различить надежно лишь по более широкому комплексу аналитических данных, включая геохимические. Наши же материалы, напротив, представляют интерес в силу частичной конвергентности состава разновозрастных комплексов, с которой необходимо считаться при расчленении магматических образований.

ЛИТЕРАТУРА

Агентов В. Б., Агентова В. В., Семенова О. А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзика в Восточной Туве.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 44—50.

Благонравов В. А., Шенкман Я. Д. О соотношении между гранитоидами нижнего течения р. Каа-Хем (Восточная Тува).— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 88—94.

Гейтс О. Брекчиевые трубки в хребте Шошон, Невада.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 606—648.

Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. Геологическое описание М.: Недра, 1966. 460 с.

Дистанова А. Н. Тигертышский плутон.— В кн.: Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971, с. 78—129.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. 260 с.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—19.

Лапин Б. Н. Девонские палеовулканы и возраст бреньского комплекса (Тува).— Геол. и геофиз., 1969, № 10, с. 29—38.

Лапин Б. Н. Жерло девонского вулкана на востоке Тувы.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974, с. 97—104.

Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, 1938, № 2, 137с.

Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.

Митрофанов Ф. П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна.— Вестн. ЛГУ, 1962, № 6, с. 46—56.

Митрофанов Ф. П., Кольцова Т. В. Возраст некоторых последокембрийских интрузивных пород Восточного Саяна.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.: Наука, 1965, с. 142—148.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 112 с.

Сергеева Е. С. Саксырский гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975, с. 5—23.

Сергеева Е. С., Кузнецов Ю. А. Улень-Туимский гранитоидный комплекс.— В кн.: Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971, с. 9—73.

Телешев А. Е., Поляков Г. В. Вещественный состав и петрохимия ассоциаций девонских вулканических и плутонических пород Восточной Тувы.— В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 88—114.

Телешев А. Е., Поляков Г. В. Соотношения палеозойских гранитоидных комплексов правобережья рек Кызыл-Хем и Нижний Кадраус (Восточная Тува).— В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 23—40.

Телешев А. Е., Поляков Г. В., Балыкин П. А. Дерзигский плутон — типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитового комплекса Восточной Тувы.— Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 34—46.

Телешев А. Е., Федосеев Г. С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов беллыкского комплекса.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 148—167.

Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 71—78.

Шенкман Я. Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. Автореф. канд. дис. М. 1971. 25 с.

Ящук В. И. Магматические комплексы зоны Манского разлома (Восточный Саян). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975. 23 с.

А. Э. Изох, О. Н. Майорова

ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-ЛИПАРИТОВОЙ СЕРИИ

(на примере Биштауской структуры, Восточный Казахстан)

Семейтауская базальт-трахит-липаритовая серия (T_1), завершающая герцинский тектоно-магматический мегаритм, относится к малораспространенной калиевой ассоциации, в состав которой входят базитовая, щелочносалическая и кислая породные группы. В подобных ассоциациях наиболее дискуссионен вопрос генезиса щелочносалических и кислых магм. Традиционно считается, что ассоциации данного типа — типичный пример кристаллизационной дифференциации первичной щелочно-базитовой магмы. Однако целый ряд фактов не находит объяснения в рамках этой модели: 1) в ряде ассоциаций объемы кислых магм превышают теоретически возможный максимальный объем кислых остатков, возникающих при дифференциации базитовой магмы; 2) базальт-трахит-липаритовые ассоциации характеризуются полимодальностью статистического распределения составов [Белоусов, 1976]; 3) при фракционировании базальтовой магмы идет увеличение железистости фемических минералов, тем не менее в ряде ассоциаций пироксены вкрапленников базальтов более железистые, нежели пироксены из риолитов [Тернер, Ферхуген, 1961] и т. д. В связи с этим в последнее время широкое распространение получила модель автономного образования щелочносалических и кислых магм [Белоусов, 1976; Ермолов, Владимиров, Изох, 1978].

В статье на примере Биштауской структуры, относящейся к семейтауской базальт-трахит-липаритовой серии, делается попытка объяснить генезис щелочносалических и кислых магм данной ассоциации.

Биштауская структура располагается в восточной части Баянаульского района в зоне сочленения герцинских структур Зайсанской складчатой системы и каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатой зоны. Она приурочена к одноименному синклинорию и имеет в плане форму вытянутого эллипса (рис. 1). По данным К. А. Рачковской, вулканические породы семейтауской свиты залегают несогласно на терригенно-вулканогенных отложениях жумакской свиты (S_1j), терригенных отложениях среднего — верхнего девона и на угленосных нижнекарбоновых отложениях. Возраст пород Биштауской структуры по аналогии с флористически охарактеризованными породами Семей-

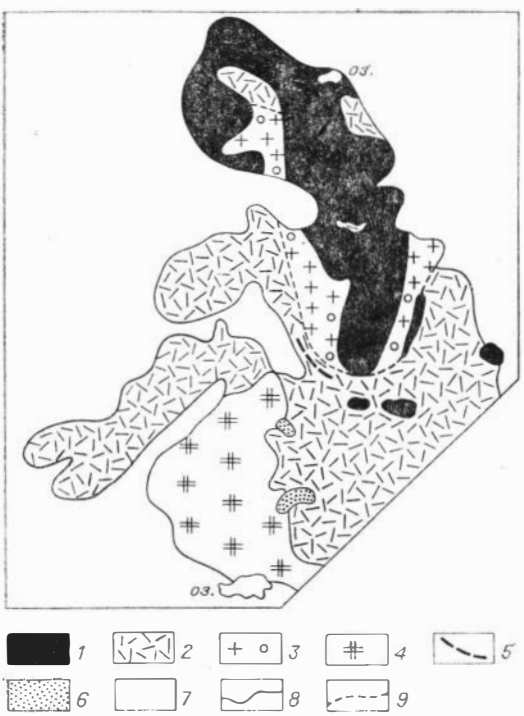


Рис. 1. Геологическая схема северо-западной части Биштауской вулканической структуры (составлена А. Э. Изохом с использованием материалов М. С. Старовойтовой).

1 — трахиты и кварцевые трахиты; *2* — липариты и липаритовые игнимбриты; *3* — гранит-порфиры и эруптивная брекчия того же состава; *4* — граносиенит-порфиры; *5* — прослой липаритовых витрофиров; *6* — аркозовые песчаники (P); *7* — четвертичные отложения; *8* — резкие геологические границы; *9* — постепенные переходы.

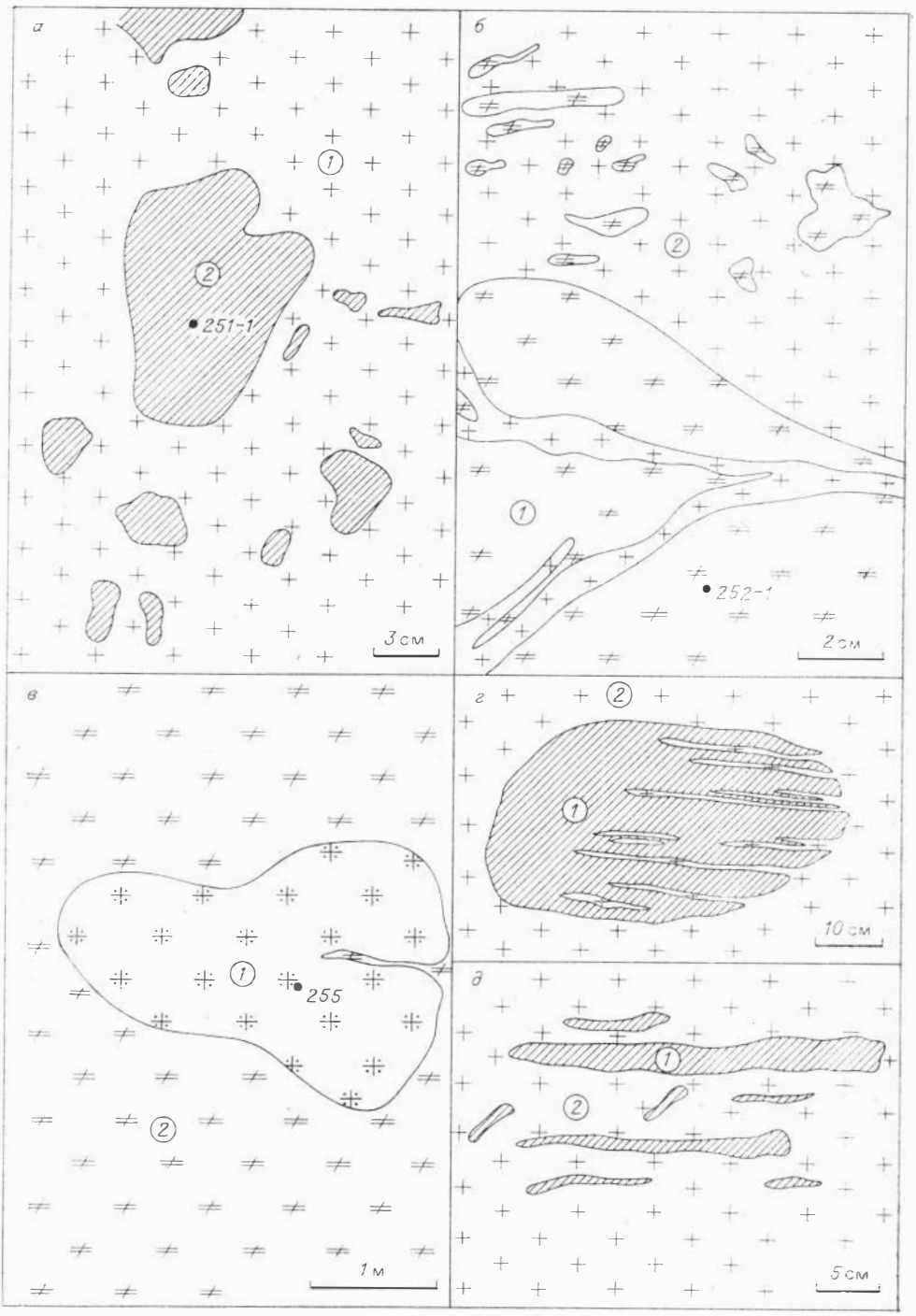


Рис. 2. Зарисовки обнажений Биштауской структуры.

а — обнажение 251, северо-восточная часть структуры: 1 — гранит-порфир, 2 — трахит; *б* — обнажение 252, там же: 1 — кварцевый трахит, 2 — гранит-порфир; *в* — обнажение 255, центральная часть гор Биштау: 1 — крупнозернистый гранит, 2 — кварцевый трахит; *г*, *д* — обнажение 428, там же: 1 — кварцевый трахит, 2 — гранит-порфир.

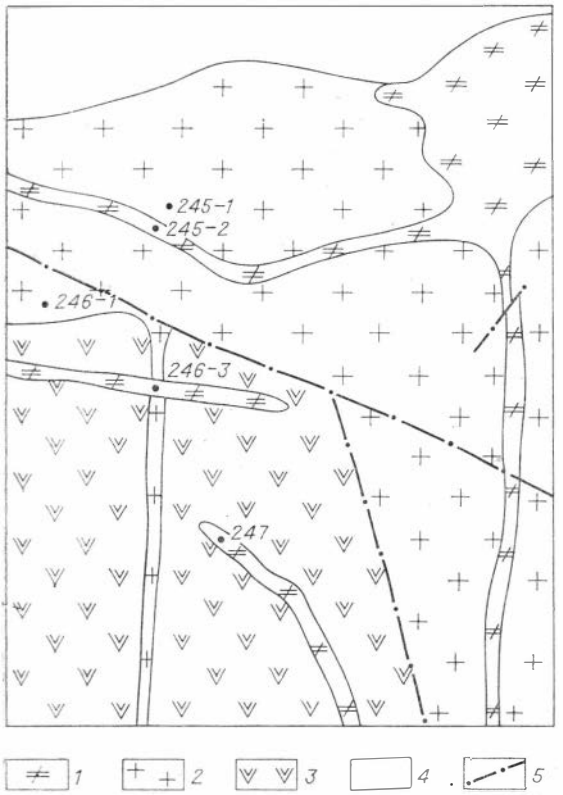


Рис. 3. Геологическая схема юго-восточной части структуры (составлена А. Э. Изохом с использованием материалов М. С. Старовойтовой).

1 — граносиенит-порфиры; *2* — кислые вулканические породы; *3* — вулканогенные отложения жумакской свиты; *4* — четвертичные отложения; *5* — разрывные нарушения.

тауской структуры [Монич, 1953; Беспалов, 1948; Истомин, Сальменева, 1964] принимается как нижнетриасовый.

Последовательность формирования вулканических и субвулканических пород следующая: 1—лейкобазальты; 2 — трахиты; 3 — кварцевые трахиты; 4 — трахилипариты, игнимбриты, витрофировые липариты с липаритовыми туфами и лавобрекчиями; 5 — субвулканические граносиенит-порфиры.

Выходы лейкобазальтов обнаружены только в юго-восточной части структуры, где они образуют небольшое тело, перекрытое рыхлыми четвертичными отложениями. Взаимоотношений с другими породами не наблюдалось, и базальты помещены в начале разреза только по аналогии с Семейтауской структурой [Ермолов, Изох, 1976].

Трахиты и кварцевые трахиты имеют сходный состав и слагают около трети всей площади выходов пород данной ассоциации (см. рис. 1). Трахиты являются более ранними породами, так как их ксенолиты в изобилии наблюдаются в кварцевых трахитах и кварц-полевошпатовых порфирах (рис. 2, *а*, *б*). В свою очередь, ксенолиты кварцевых трахитов встречаются в более кислых породах (рис. 2, *б*). По существу, центральная часть гор Биштау представлена эруптивной брекчией. Покровы и субвулканические тела трахитов взломаны и расчленены внедрившейся кислой магмой на отдельные блоки и ксенолиты. Интересен характер деформации ранних пород. Дезинтеграция их на отдельные блоки и ксенолиты происходит параллельно главному направлению контакта. В микромасштабе это явление показано на рис. 2, *г*, *д*. В центральной части структуры среди трахитов обнаружен крупный ксенолит лейкократовых крупнозернистых гранитов (рис. 2, *в*), близких по составу к пермским гранитоидам Казахстана (см. табл. 4).

Кислые породы, представленные трахилипаритами, игнимбритами, липаритовыми витрофирами, туфами, а также кварц-полевошпатовыми порфирами, в горах Биштау широко распространены. В северо-восточной части наблюдается непосредственное перекрытие трахитов флюидальными липаритами, а в центральной части, как уже отмечалось, субвулканические гранит-порфиры прорывают трахиты и кварцевые трахиты. Переход от гранит-порфиров к флюидальным трахилипаритам, которые располагаются по периферии, постепенный. Среди трахилипаритов и игнимбритов отмечаются отдельные прослои витрофировых липаритов, аналогичных тем, что наблюдаются в пределах Семейтауской структуры.

Граносиенит-порфиры образуют крупное субвулканическое тело среди кислых эффузивов (см. рис. 1), однако непосредственных контактов с ними не наблюдалось. Прорывание граносиенит-порфирами кислых эффузивов устанавливается в юго-восточной части структуры, где они прорывают также отложения жумакской свиты (рис. 3).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Лейкобазальты сильно карбонатизированы и изучены фрагментарно. Они представляют собой порфировидные породы с вкрапленниками слабозонального плагиоклаза (60% Ап) и измененного клинопироксена. Основная масса имеет диабазовую микроструктуру и сложена андезином (45—35% Ап) и клинопироксеном.

Трахиты и кварцевые трахиты — темно-серые порфировые породы содержащие вкрапленники калинатрового полевого шпата, клинопироксена, в подчиненном количестве кварца и магнетита (см. табл. 3). Общее количество вкрапленников более 30%. Трахиты и кварцевые трахиты между собой различаются только по присутствию или отсутствию вкрапленников кварца. Структура основной массы трахитовая, трахифельзитовая. Вкрапленники полевого шпата представлены пертитовым анортоклазом ($2V = -50—55°$, $Nm = 1{,}525$) и ортоклаз-криптопертитом ($2V = -60—70°$, $Nm = 1{,}525—1{,}526$). Как правило, это плохо ограненные, сильно корродированные кристаллы. Характерно обрастание раннего полевого шпата субсолидусным олигоклазом, постепенно переходящим в основную массу.

Раннемагматический (субликвидусный) парагенезис помимо полевого шпата и кварца представлен зеленым клинопироксеном ($2V = 54—56°$, $Ng = 1{,}715$) (табл. 1), который в трахитах встречается в виде сильно корродированных вкрапленников, обрастающихся буро-зеленым амфиболом. В идиоморфных кристаллах он отмечается только в виде включений в полевых шпатах. Внутри клинопироксена обильны включения магнетита. По составу клинопироксен (табл. 2) отвечает манган-салиту, поскольку содержит большое количество марганца (более 2%) [Добрецов и др., 1971]. Высокое содержание марганца в клинопироксене, в целом не характерное для магматических пород с небольшим содержанием этого элемента, отмечается в ликвидусных пироксенах некоторых кислых пород [Ewart, 1971; Carmichael, 1967], при этом содержание марганца в сосуществующих клино- и ортопироксенах не зависит ни от общего содержания марганца в породах, ни от железистости последних; в общем случае оно не зависит и от железистости пироксенов. Причины такого обогащения пироксенов марганцем не ясны, однако косвенно это может свидетельство-

Таблица 1

Видовой состав и оптические свойства (Ng') минералов из пород Биштауской структуры

Минерал	Трахит		Витрофир		Игнимбрит	Гранит-порфир		Примечание
	251	427-3	262	446	242	243-1	249	
Амфибол	1,654	+	1,657	1,660	1,692	1,692	1,657 1,694	Субсолидусный
Клинопироксен	1,713 $2V=56°$	1,714 1,717	1,726		1,726 1,728	1,724 1,730	1,727 1,733	Субликвидусный буро-зеленый
	1,710 $2V=44°$	1,711 1,713	1,712	1,706 1,708	1,710 1,712	1,709 1,712		Ксеногенный, коричневый
Ортопироксен	1,698	1,696 1,699			+		1,725	Субликвидусный, плеохроизм отчетливый
		1,690		+			1,694	Ксеногенный, слабый плеохроизм
Оливин		+		1,722	1,762		1,760	Ксеногенный

Таблица 2

Химический состав и формульные коэффициенты пироксенов и амфиболов из трахитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	52,58	50,90	51,58	51,48	53,20	53,54	53,41	50,17	52,09
TiO_2	0,56	0,29	0,88	1,03	0,28	0,34	0,38	1,49	0,17
Cr_2O_3	—	—	0,48	0,46	—	—	—	—	0,16
Al_2O_3	1,26	0,64	1,33	2,45	0,43	0,72	0,86	4,03	2,04
ΣFeO	9,50	10,17	10,47	10,50	17,44	17,19	17,41	9,73	12,29
MnO	1,10	2,61	2,47	1,30	2,63	1,94	1,37	1,55	2,37
MgO	15,40	14,76	12,98	13,82	24,18	24,87	24,99	18,18	19,43
CaO	18,54	18,18	17,63	19,71	1,50	1,58	1,71	9.61	8,79
Na_2O	0,65	0,76	0,78	0,54	0,02	0,01	0,02	3,39	2,68
Сумма	99,59	98,31	98,60	101,29	99,68	100,19	100,15	98,15	100,02
Si	1965	1954	1961	1912	1970	1963	1957	7 230	7569
Ti	16	8	25	28	8	9	10	160	18
Al^{IV}	35	29	39	88	19	31	37	—	—
Al^{VI}	20	—	20	19	—	—	—	680	347
Cr	—	—	15	13	—	—	—	—	17
Fe	297	327	333	327	540	527	533	1 170	1 494
Mn	35	85	79	41	82	60	42	190	292
Mg	858	845	735	765	1334	1359	1365	3 910	4 208
Ca	742	748	718	784	60	62	67	1 480	2 737
Na	47	57	57	19	2	1	2	950	754
Сумма	4015	4053	3982	3996	4015	4013	4013	15 770	17 436
f	28,9	33,2	38,0	34,8	32,0	30,8	29,0	28,0	30,2
Ca	38,1	37,1	37.7	40,0	3.0	3,1	3.3	—	—
Mg	44,0	42,0	38,6	39,0	65,9	67,4	67,7	—	—

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе IXA-5A, ИГиГ СО АН СССР, оператор О. Н. Майорова.1 — обр. 251, клинопироксен из протолочки; 2 — обр. 253, вкрапленник клинопироксена с включениями магнетита; 3 — обр. 257-1, то же;4 — обр. 257-1, ксеногенный габбровый клинопироксен в ассоциации с основным плагиоклазом; 5 — обр. 427-3, ортопироксен из протолочки; 6, 7 — обр. 251, ортопироксен из протолочки; 8 — обр. 250-2, субсолидусный амфибол, развивающийся по пироксену; 9 — обр. 253, то же.

вать о кристаллизации клинопироксена непосредственно из кислого или щелочносалического расплава.

Отличительной особенностью клинопироксенов из трахитов является низкая железистость (до 40%), несмотря на высокую железистость самих пород (см. табл. 1, 2 и 3).

Крайне редко в шлифах отмечаются отдельные вкрапленники ортопироксена (Ng = 1,695—1,698) (см. табл. 1). Для него характерен сильный плеохроизм, в протолочках он окрашен в кремовый цвет. Подобно клинопироксену, он корродирован и обрастается амфиболом. Ортопироксен имеет низкую железистость и высокое содержание марганца, которое наследуется обрастающим его амфиболом (см. табл. 2). Распределение железа и марганца между клино- и ортопироксеном (K_D = 1,12) и положение их на диаграмме Fe—Mg—Ca (рис. 4) свидетельствуют о высокотемпературности данного парагенезиса. Субсолидусный (близповерхностный) парагенезис минералов представлен редкими и небольшими вкрапленниками буро-зеленого амфибола и биотита, но главным образом эти минералы вместе с полевым шпатом и кварцем слагают основную массу.

Особенность трахитов и кварцевых трахитов состоит в присутствии микроксенолитов (до 0,5 см) габбрового состава. Ксенолиты равномерно распределены в пределах массива и не образуют крупных тел или скоплений, так что маловероятно их появление среди трахитов за счет дезинтеграции габбровых тел на уровне становления. Наблюдаются все стадии дезинтеграции габбровых ксенолитов от пироксен-плагиоклазовых агрегатов с типично габбровой структурой до отдельных ксенокристаллов и их обломков. Плагиоклаз ксенолитов, как и вкрапленники калиевого полевого шпата, обрастается субсолидусным олигоклазом, а отдельные ксенокристаллы клинопироксена замещаются по периферии амфиболом. По

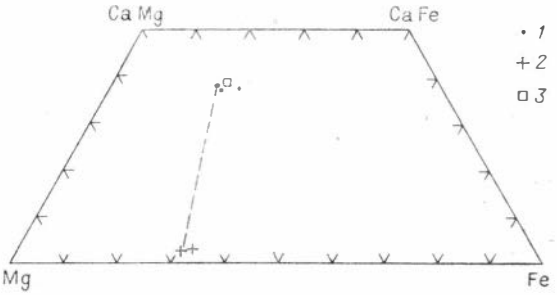


Рис. 4. Соотношение Ca—Mg—Fe в пироксенах из трахитов Биштауской структуры.

1 — клинопироксены ликвидусного парагенезиса; *2* — ликвидусный ортопироксен; *3* — ксеногенный габбровый клинопироксен.

составу микроксенолиты отвечают оливиновому габбро с подчиненным количеством ортопироксена. В составе ксенолитов преобладает зональный плагиоклаз (от 60—55% до 35—30% Ап), клинопироксен встречается в подчиненном количестве, хотя в некоторых ксенолитах он преобладает. Ортопироксен и оливин отмечаются только в тяжелой фракции протолочек. По составу клинопироксен из габбровых ксенолитов отвечает субкальциевому авгиту (см. табл. 2) [Добрецов и др., 1971]. Он, так же как и магматические пироксены трахитов, характеризуется повышенным содержанием марганца. Ксеногенный клинопироксен имеет более высокое содержание глинозема и меньшее — натрия по сравнению с клинопироксенами трахитов. В тяжелой фракции протолочек эти пироксены хорошо различаются по окраске: собственномагматическому клинопироксену свойственна буро-зеленая окраска, тогда как ксеногенному — коричневая. Различие по показателям преломления (Ng') незначительное: для габбрового клинопироксена в среднем равно 1,710—1,712, а для ликвидусного трахитов — 1,717. Наиболее важным признаком ксеногенности габбрового парагенезиса является независимость его свойств, в частности показателя преломления, от состава эффузивов (рис. 5).

К габбровому парагенезису относится также ортопироксен (бронзит), для которого характерны зеленоватая окраска в протолочках, слабый плеохроизм и наличие тонких вростков клинопироксена, образовавшихся, видимо, при распаде пижонита. Крайне редко отмечается неизмененный оливин, отвечающий по составу хризолиту (см. табл. 1).

Липариты, игнимбриты, кварц-полевошпатовые порфиры близки между собой по составу и отличаются только по структурно-текстурным особенностям. Вкрапленники представлены кварцем и полевым шпатом, реже клинопироксеном и биотитом (см. табл. 3). Калинатровый полевой шпат представлен двумя генерациями. К ранней относятся крупные корродированные вкрапленники ортоклаз-криптопертита ($2V$ = —40—55°,

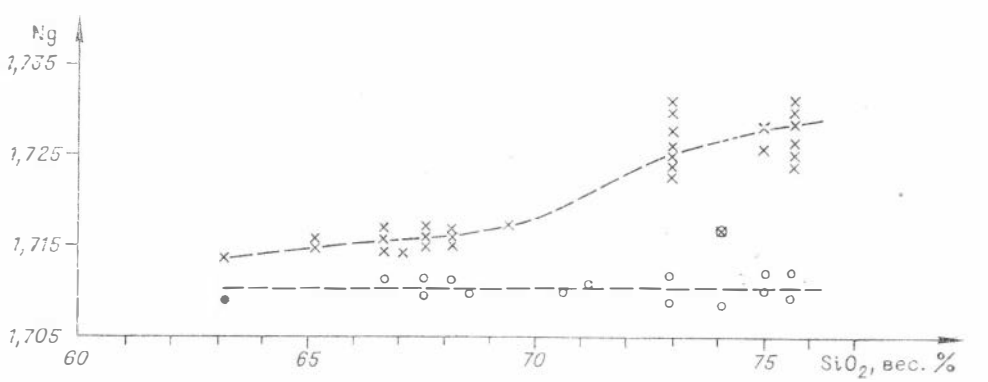


Рис. 5. График зависимости показателя преломления Ng' клинопироксенов от кремнекислотности эффузивов (крестики — ликвидусный клинопироксен; кружки — ксеногенный габбровый клинопироксен).

Nm = 1,526—530) и анортоклаз-пертита ($2V$ = —50°, Nm = 1,524). Вторая генерация представлена олигоклазом, который обрастает ранний полевой шпат, переходя в основную массу. Вкрапленники клинопироксена корродированы и обрастаются амфиболом. Клинопироксен в кислых породах более железистый (f = 50%), нежели в трахитах (см. рис. 5). В тяжелой фракции протолочек устанавливается гиперстен (f = 50%).

Основная масса в кислых породах неоднородна даже в пределах одного шлифа. Структура ее меняется от стекловатой, сферолитовой до фельзитовой и микрогранитовой. Состав ее: полевой шпат, кварц, амфибол и биотит, в небольшом количестве отмечается магнетит. Акцессорные минералы—монацит, анатаз, циркон, топаз, флюорит и ортит.

Липаритовые витрофиры — специфические породы, присутствующие в Восточном Казахстане только в ассоциациях триасового возраста. Это смоляно-черные породы, сложенные вкрапленниками бипирамидального кварца, хорошо ограненного полевого шпата — анортоклаза ($2V$ = —50°, Nm = 1,525), биотита и амфибола, которые располагаются в нераскристаллизованном стекле.

Для всех кислых пород Биштауской структуры характерно присутствие в небольшом количестве отдельных резорбированных ксеногенных кристаллов, крайне редко — микроксенолитов габбро. Габбровый парагенезис представлен субкальциевым авгитом, хризолитом, бронзитом, и, по-видимому, гиалосидеритом. По своим свойствам (см. табл. 1, рис. 5) эти минералы тождественны минералам габбрового парагенезиса, установленного в трахитах, и являются, таким образом, сквозными для всех пород Биштауской структуры.

Граносиенит-порфиры — кирпично-красные, сильно измененные породы, содержащие крупные вкрапленники ортоклаз-пертита. Основная масса хорошо раскристаллизована. Структура ее микрогранитовая, панидиоморфно-зернистая, гранофировая. Состав: кварц, полевой шпат, олигоклаз (10—15% An), биотит и амфибол. В отличие от эффузивных и субвулканических пород в граносиенит-порфирах нет раннемагматического парагенезиса темноцветных минералов, нет также ксеногенного габбрового парагенезиса.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Биштаускую ассоциацию можно отнести к базальт-трахит-липаритовой серии, так как в составе ее участвуют три породные группы (базитовая, щелочносалическая и кислая). Щелочносалическая и кислая породные группы разделяются значимым минимумом в координатах $FeO—K_2O$,

Таблица 3

Петрохимические статистики и количественно-минеральный состав вкрапленников пород Биштауской структуры

Окислы и минералы	1		2		3	Окислы и минералы	1		2		3
	$\bar{X}(18)$	S	$\bar{X}(20)$	S	(1)		$\bar{X}(18)$	S	$\bar{X}(20)$	S	(1)
SiO_2	67,59	1,76	74,99	2,45	57,34	ΣFe	3,07	0,69	1,90	0,53	8,11
TiO_2	0,78	0,20	0,34	0,11	1,37	P_2O_5	0,23	0,17	0,07	0,06	0,93
Al_2O_3	15,91	0,85	13,25	1,41	15,62	ПШ	33,2	7,4	12,1	4,0	
MnO	0,12	0,05	0,07	0,05	0,17	Кв	1,8	1,5	7,9	3,0	
MgO	0,36	0,28	0,18	0,15	1,51	Пи	1,2	0,7	0,1	0,1	
CaO	1,09	0,56	0,65	0,33	9,08	Мг	0,7	0,3	0,1	0,2	
Na O	4,66	0,59	3,44	0,94	3,40	Би	0,1	0,1	0,03	0,05	
K_2O	5,98	0,42	4,98	0,59	2,47	Пл	1,8	5,1	—	—	

Примечание. Средние составы породных групп вычислены по анализам, пересчитанным на 100%. 1 — щелочносалическая породная группа; 2 — кислая породная группа; 3— лейкобазальт. $\bar{X}$— среднее; S — среднеквадратичное отклонение; в скобках число анализов. ПШ— полевой шпат; Кв — кварц; Пи — клинопироксен; Мг — магнетит; Би — биотит; Пл — плагиоклаз.

Таблица 4

Химический состав пород Биштауской структуры

Номер анализа	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
1	248	54,10	1,29	14,74	5,30	2,88	0,16	1,42	8,57	3,21	2,33	4,98	0,88	99,86
2	256-1	63,21	1,07	15,88	3,28	1,47	0,17	1,10	2,56	4,84	5,61	0,45	0,38	100,02
3	437-2	65,14	0,92	16,14	1,72	1,43	0,12	0,17	2,10	5,20	6,00	0,40	0,13	99,47
4	258	67,07	0,67	15,73	1,85	1,07	0,17	0,26	0,70	4,87	6,76	0,86	0,22	100,23
5	246-3	67,19	0,83	15,97	1,41	0,90	0,09	0,71	0,64	4,51	6,37	1,06	0,21	99,89
6	263	67,61	0,64	15,30	2,40	0,77	0,10	0,04	0,77	4,88	6,19	0,97	0,12	99,79
7	250-5	66,69	0,83	15,48	2,00	1,43	0,18	0,65	1,15	4,87	6,38	0,21	0,23	100,10
8	427-3	67,64	0,85	15,01	1,17	1,43	0,12	—	1,74	4,90	6,00	0,50	0,15	99,51
9	257-2	68,18	0,67	15,07	1,64	1,11	0,17	0,55	1,01	4,87	6,49	0,31	0,18	100,25
10	441-1	68,58	0,72	15,00	2,25	0,57	0,22	—	0,81	4,80	6,00	0,58	0,04	99,57
11	250-4	70,59	0,53	14,38	1,71	0,68	0,20	0,22	0,70	4,27	6,28	0,23	0,21	100,00
12	428-2	71,16	0,50	13,63	1,29	0,93	0,11	—	1,04	4,54	5,64	0,58	0,03	99,45
13	243-1	73,04	0,43	13,32	1,86	0,22	0,15	0,03	0,84	4,44	4,94	0,29	0,09	99,65
14	262	74,11	0,21	11,87	0,67	0,68	0,08	0,20	0,36	3,47	4,94	3,15	0,06	99,80
15	242-1	75,12	0,31	12,32	0,94	1,05	0,04	—	0,97	4,12	4,44	0,54	0,11	99,96
16	250-2	75,29	0,27	12,40	1,49	0,61	0,08	0,09	0,39	3,82	5,40	0,24	0,05	100,13
17	243-2	75,57	0,28	12,45	0,76	0,75	0,08	0,04	0,84	3,95	4,93	0,13	0,05	99,83
18	447-3	76,66	0,30	12,04	0,70	0,57	0,05	0,17	0,47	3,56	5,00	0,20	—	99,72
19	427-5	76,88	0,25	11,96	0,38	0,86	0,06	—	0,47	3,56	4,66	0,38	—	99,46
20	247	66,11	0,85	15,89	2,36	1,12	0,06	0,57	0,53	4,82	6,12	0,87	0,28	99,58
21	244	66,40	0,82	16,04	3,37	0,78	0,07	0,27	0,92	5,07	5,75	0,60	0,27	100,36
22	255	73,21	0,34	13,04	0,95	0,72	0,09	0,30	0,79	4,11	5,99	0,15	0,11	99,80

Примечание. 1 — лейкобазальт; 2—6 — трахиты; 7—10 — кварцевые трахиты; 11—19 — липариты, игнимбриты, гранит-порфиры; 20, 21— граносиенит-порфиры; 22 — крупнозернистый гранит из ксенолита. Анализы 3, 8, 10, 12, 18, 19 выполнены в НГиГ, аналитик Сердюкова П. А., остальные — в химико-аналитической лаборатории Комплексной тематической экспедиции НТГУ.

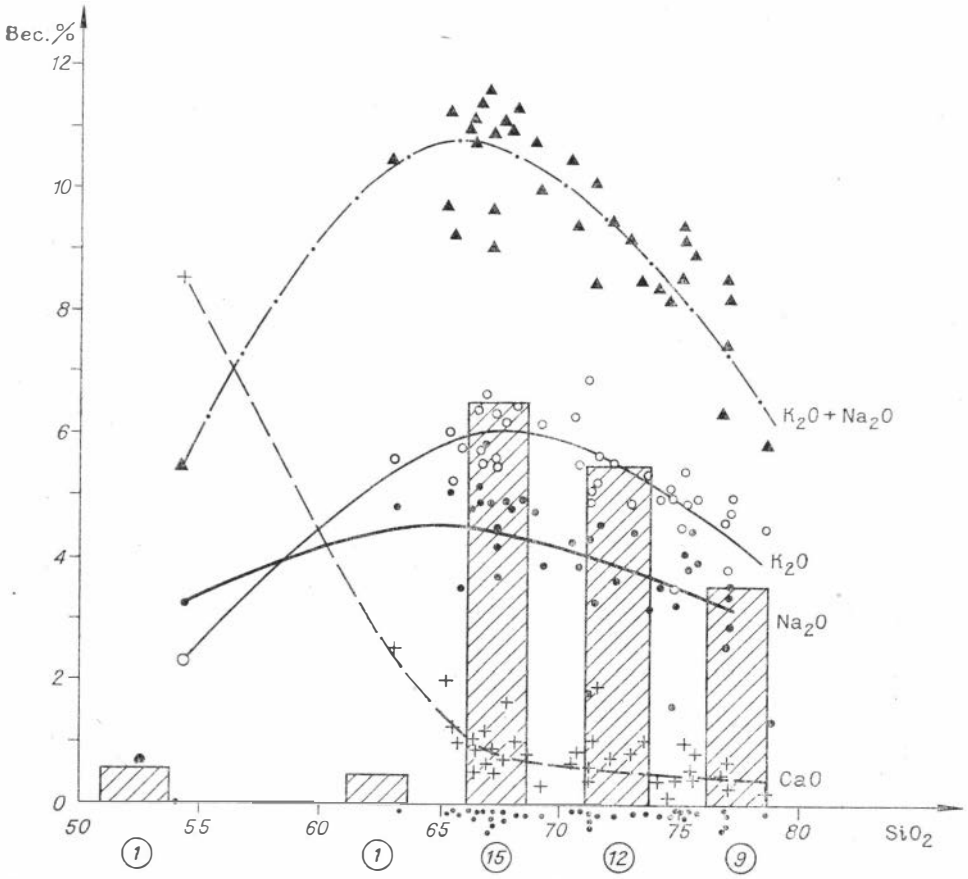


Рис. 6. Статистико-петрохимическая диаграмма Биштауской ассоциации (составлена по данным табл. 4 и материалам М. С. Старовойтовой).

но имеются также минимумы по SiO_2, Q и т. д., но с меньшим уровнем значимости. К щелочносалической породной группе относятся трахиты-кварцевые трахиты и граносиенит-порфиры. Кислая породная группа

Таблица 5

Петрохимические уклоны для породных групп Биштауской структуры

Породная группа	n	Петрохимические уклоны	n'	95%-ный доверительный интервал, %
Щелочносалическая	11	Среднещелочной	11	100—71,5
		Лейкотрахитовый	8	94,0—39,0
		Среднеглиноземистый	11	100—71,5
		Умереннонатриевый	11	100—71,5
		Высокожелезистый	7	89,1—30,8
		Низкотитанистый	11	100—71,5
		Весьма низкоанортитовый	11	100—71,5
Кислая	9	Умереннощелочной	7	97,2—40,0
		Риолитовый	9	100—66,4
		Среднеглиноземистый	9	100—66,4
		Умереннонатриевый	9	100—66,4
		Весьма высокожелезистый	6	92,5—29,9
		Весьма низкотитанистый	9	100—66,4
		Весьма низкоанортитовый	9	100—66,4

Примечание. 95%-ный доверительный уровень взят из таблиц [Большов, Смирнов, 1965].

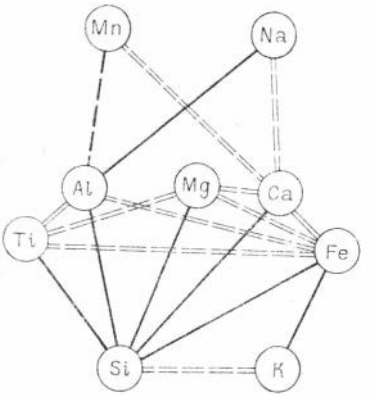


Рис. 7. Корреляционный граф щелочносалической породной группы (сплошные линии — значимо отрицательные корреляционные связи; двойные — значимо положительные; штриховые линии — статистически незначимые связи).

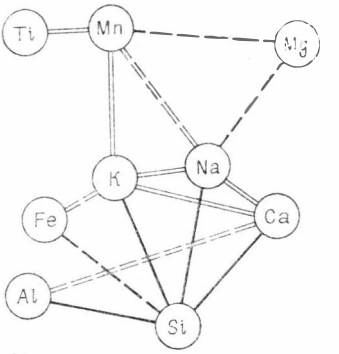


Рис. 8. Корреляционный граф кислой породной группы (усл. обозн. см. на рис. 7).

включает липариты, игнимбриты, гранит-порфиры и витрофиры. Базитовая породная группа представлена всего одним анализом и поэтому при петрохимических сопоставлениях не рассматривается. Составы породных групп приведены в табл.3. Петрохимические уклоны по породным группам, вычисленные на основании табл. 4 по методике, предложенной А. Ф. Белоусовым [Кузнецов и др., 1976; Белоусов, устное сообщение], приведены в табл. 5. Характерна пересыщенность щелочносалической породной группы кремнеземом. Сходство петрохимических уклонов свидетельствует о принадлежности этих пород единой ассоциации, которую в целом можно охарактеризовать как существенно гранитоидную (риолитовую), калиевую, повышенной щелочности (рис. 6) [Изох, 1978].

При анализе корреляционных связей между породообразующими элементами для щелочносалической и кислой породных групп пород устанавливается существенное различие их корреляционных матриц (см. табл. 6). В частности, для щелочносалической породной группы отмечаются характерные для базитов [Белоусов и др., 1974] отрицательные корреляционные связи кремнезема с Fe, Ca, Mg, Ti, Al и небольшая положительная связь с калием. При этом все перечисленные элементы связаны между собой положительными связями (рис. 7). Очевидно, эти свойственные базитовым породам связи между элементами не могут задаваться только микроксенолитами габброидов, поскольку количество их невелико, а присущи они щелочносалической магме. Для кислой породной группы характерны отрицательные корреляционные связи кремнезема с Ca, Al, K и Na и положительные — между элементами, входящими в состав полевых шпатов (рис. 8).

ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Семейтауская базальт-трахит-липаритовая серия имеет те особенности, которые, как уже отмечалось, не объясняются с позиций кристаллизационной дифференциации базитовой магмы: 1) доля базитовых пород в данной ассоциации крайне невелика, это, в частности, находит отражение в количестве анализов пород (см. табл. 4); 2) составы пород распределены полимодально; 3) в щелочносалических и кислых породах присутствуют магнезиальные пироксены (см. рис. 4, табл. 2).

Наличие в кислых и щелочносалических породах магнезиальных пироксенов, кристаллизовавшихся из расплава, указывает на высокий

потенциал кислорода в нем [Carmichael, 1963, 1967; Haslam, 1968; Ewart e. a., 1975]. По оценкам А. Эварта [Ewart, 1975], для ассоциаций, содержащих клино- и ортопироксены, f_{O_2} равно 10^{-12}, 10^{-13}. При высоком давлении кислорода уменьшается стабильность железистых ферромагнезиальных минералов и повышается устойчивость магнезиальных членов [Haslam, 1968]. Кроме того, при высоком f_{O_2} вначале происходит кристаллизация магнетита из расплава, что, в частности, фиксируется по включениям магнетита в ликвидусном клинопироксене. Кристаллизация же магнетита из кислого расплава, содержание фемических элементов в которых невелико, сильно уменьшает отношение Fe/Mg в расплаве, что также способствует кристаллизации из него магнезиальных минералов [Carmichael, 1963].

При меньшем потенциале кислорода, когда не происходит выделение раннего магнетита (например, в Семейтауской структуре), в кислых и щелочносалических породах присутствуют феррогеденбергит, феррогиперстен и Mn-фаялит [Ермолов, Изох, 1976; Carmichael, 1962].

Используя оценки температуры кристаллизации ортопироксена в кислых породах [Ewart, 1975] по содержанию в нем Ca, можно сделать вывод, что кристаллизация этого пироксена происходила при температурах 890—920°C. При этом общее давление по оценкам того же автора для двупироксеновой ассоциации при данной температуре не превышает 5 кбар. Таким образом, зарождение или по крайней мере начало кристаллизации щелочносалической магмы Биштауской ассоциации отвечает коровым условиям, при этом P и f_{O_2} характерны для уровня амфиболитовой фации метаморфизма, тогда как температура отвечает, скорее, гранулитовой фации и даже несколько больше. Это противоречие может быть лишь кажущимся. Оно снимается, если принять модель образования кислых и щелочносалических магм на уровне амфиболитовой фации метаморфизма под воздействием потоков тепла и флюидов, «отделяющихся» от очагов базитовой магмы [Шарапов и др., 1977; Магматизм..., 1979]. При этом сами базиты в более верхних (промежуточных) очагах могут подвергаться гранитизации и ассимилироваться более кислым расплавом, возникшим под их же влиянием.

Исходя из этой модели находят объяснение:

1) высокотемпературный ликвидусный парагенезис минералов в щелочносалических и кислых магмах, который задается высокой температурой флюида, отделяющегося от основной магмы;

2) высокий потенциал кислорода, который может задаваться как составом флюида, так и физико-химическими условиями вмещающих пород, подвергающихся плавлению;

3) присутствие микроксенолитов габбрового состава, являющихся результатом неполной ассимиляции предшествующих габброидов в глубинных условиях. Следствием этого являются унаследованность некоторых специфических черт базитов кислыми и щелочносалическими магмами, в частности характерных для базитов корреляционных связей, высокий уровень щелочности и высокие содержания марганца в пироксенах.

Чтобы проверить роль базитового вещества при образовании щелочносалических магм, были рассчитаны корреляционные связи исходя из гипотетической реакции гранитизации базитов, которую можно записать в следующем виде:

$$\nu + \mu_j = \varepsilon + \mu_{ii},$$

где ν — гипотетический состав базитового субстрата, который, исходя из состава микроксенолитов, принят состоящим из клинопироксена, плагиоклаза и магнетита; небольшие количества ортопироксена и оливина в расчетах не учитывались. Состав клинопироксена из микроксенолита приведен в табл. 2;

ε — средний состав щелочносалической породной группы (см. табл. 3);
μ_j — привносимые при гранитизации компоненты;
μ_i — выносимые компоненты.

Очевидно, что компоненты, находящиеся по одну сторону уравнения, будут связаны между собой положительными корреляционными связями, а находящиеся по разные стороны — отрицательными. В табл. 6 приведены рассчитанные таким образом корреляционные матрицы для случаев: а) когда плагиоклаз преобладает в субстрате; б) для равных соотношений клинопироксена и плагиоклаза; в) когда клинопироксен преобладает. При изменении соотношения минералов в субстрате существенно меняются только связи глинозема и натрия с другими элементами, в то время как другие практически не меняются.

Таблица 6

Теоретически ожидаемые парные корреляционные связи между элементами и реальные линейные корреляции в породах кислой и щелочносалической групп

Пара элементов		1	2	3	4	5	6	7	8
Si	Ti	—	—	—	+	+	—	—0,49	—0,31
	Al	—	—	+	+	0	—	—0,43	—0,67
	ΣFe	—	—	—	—	+	—	—0,79	—0,35
	Mg	—	—	—	0	—	0	—0,53	—0,13
	Ca	—	—	—	—	—	—	—0,65	—0,65
	Na	0	+	+	+	0	—	—0,33	—0,53
	K	+	+	+	+	+	—	+0,17	—0,76
Al	Ti	+	+	—	+	0	+	+0,52	0,19
	ΣFe	+	+	—	—	0	+	0,24	—0,04
	Mg	+	+	—	0	0	0	0,08	0,20
	Ca	+	+	—	—	0	+	—0,02	0,25
	Na	0	—	+	+	0	+	—0,48	—0,04
	K	—	—	+	+	0	+	—0,23	0,19
ΣFe	Ti	+	+	+	—	+	+	0,31	0,33
	Mg	+	+	+	0	—	0	0,39	0,30
	Ca	+	+	+	+	—	+	0,47	0,16
	Na	0	—	—	—	0	+	0,22	—0,07
	K	—	—	—	—	+	+	—0,51	0,42
Mg	Ti	+	+	+	0	—	0	0,33	—0,05
	Ca	+	+	+	0	+	0	0,31	0,06
	Na	0	—	—	0	0	0	—0,01	—0,40
	K	—	—	—	0	—	0	—0,01	0,15
Ca	Ti	+	+	+	—	—	+	0,37	0,01
	Na	0	—	—	—	0	+	0,33	0,50
	K	—	—	—	—	—	+	—0,31	0,46
Na	Ti	0	—	—	+	0	+	—0,39	—0,03
	K	0	+	+	+	0	+	0,18	0,53
K	Ti	—	—	—	+	+	+	—0,10	0,32
	$r_{0,5}$							0,47	0,44

Примечание. Знаком (+) обозначены положительные корреляционные связи, знаком (—) — отрицательные; 0 — незначимая корреляционная связь.
1—3 — теоретически ожидаемые парные корреляционные связи при гранитизации основного субстрата: 1 — при преобладании плагиоклаза в субстрате (ν+Si++K=γ+Ti+Al+Mg+Ca+Fe); 2 — при равных соотношениях пироксена и плагиоклаза (ν+Si+Na+K=γ+Ti+Mg+Ca+Fe); 3 — при преобладании клинопироксена (ν+Si+Na+K+Al=γ+Ti+Mg+Ca+Fe). 4, 5 — теоретически ожидаемые корреляционные связи при кристаллизационной дифференциации базитов: 4 — за счет осаждения клинопироксена; 5 — за счет осаждения клинопироксена и плагиоклаза: 6 — теоретически ожидаемая корреляционная матрица для уравнения ε+Si=γ++T+Al+Fe+Ca+Na+K. 7 — фактическая корреляционная матрица щелочносалической породной группы: 8 — фактическая корреляционная матрица кислой породной группы.

Сравнение вычисленных корреляционных связей с реальными для щелочносалической породной группы указывает на большую вероятность гранитизации базитового субстрата с равным соотношением клинопироксена и плагиоклаза, что согласуется с наблюдаемыми составами микроксенолитов, представляющих собой, по нашему мнению, реликты субстрата.

Как уже отмечалось, альтернативной моделью образования щелочносалических магм в базальт-трахит-липаритовых ассоциациях является гравитационно-кристаллизационная дифференциация субщелочных или щелочных базитов. Очевидно, что в нашем случае кристаллизационная дифференциация может осуществляться за счет отсадки либо клинопироксена, либо совместно клинопироксена и основного плагиоклаза; последний в лейкобазальтах имеет более высокую плотность по отношению к расплаву [Белоусов, 1976]. Исходя из этого, были рассчитаны корреляционные матрицы для случаев осаждения одного клинопироксена и совместно с плагиоклазом (50% Ап) (см. табл. 6). Корреляционные матрицы для дифференциации габброидов существенно отличаются от фактической корреляционной матрицы для щелочносалической породной группы, особенно по связям глинозема с другими элементами. Необходимо отметить, что совместное осаждение пироксена и плагиоклаза к тому же ограничивает возможность фракционирования базитовой магмы в фемико-салическом направлении [Белоусов, 1976]. Таким образом, анализ корреляционных связей подтверждает принятую модель образования щелочносалических магм за счет гранитизации основного субстрата, а не за счет кристаллизационной дифференциации субщелочной базитовой магмы.

Происхождение кислых магм можно рассматривать как результат эманационной дифференциации щелочносалического очага под влиянием интрателлурического привноса. Уравнение баланса вещества в этом случае будет следующим:

$$\varepsilon + \mu_j = \gamma + \mu_i,$$

где γ — средний состав кислой породной группы (см. табл. 3). Теоретические корреляции для этого уравнения приведены в табл. 6 с учетом статистически незначимой разницы между содержаниями магния в обеих группах. Сравнение теоретической корреляционной матрицы с реальной для кислой породной группы также показывает большое их сходство.

Таким образом, анализ корреляционных связей для кислой породной группы Биштауской ассоциации подтверждает вывод, сделанный ранее [Ермолов, Владимиров, Изох, 1978], о том, что кислые магмы в сиенит-гранитных (трахит-липаритовых) ассоциациях образуются за счет эволюции раннего щелочносалического расплава, например, в результате эманационной дифференциации под воздействием сквозьмагматических флюидов [Коржинский, 1973].

В заключение интересно отметить, что трахит-липаритовые ассоциации с близким петрохимическим составом, но находящиеся в разных тектонических позициях, характеризуются разными ликвидусными минеральными парагенезисами. Это, в первую очередь, связано с различием в режиме кислорода и воды. Так, Семейтауской структуре, располагающейся в пределах Западно-Калбинской структурно-формационной зоны Зайсанской складчатой системы с фундаментом океанического типа [Ермолов, Кузебный, Полянский, 1978], свойственны восстановительные условия генерации щелочносалических и кислых магм [Ермолов, Изох, 1976]. О низком потенциале кислорода свидетельствуют высокожелезистый ликвидусный минеральный парагенезис и присутствие шариков самородного железа в породах данной ассоциации [Ермолов, Королюк, 1978].

Для Биштауской структуры, располагающейся в зоне сочленения каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатой области с герцинскими структурами Зайсанской складчатой системы, где развит фундамент кон-

тинентального типа с широким развитием пород, отвечающих эпидот-амфиболитовой и дистен-сланцевой фациям метаморфизма [Ермолов, Кузебный, Полянский, 1978], типичны окислительные условия генерации салических магм. Это находит свое отражение в маложелезистом ликвидусном минеральном парагенезисе.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 330 с.

Белоусов А. Ф., Кутолин В. А., Фролова В. М. Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и их петрогенетическое истолкование.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974, с. 34—43.

Беспалов В. Ф. Щелочные породы Прииртышья.— Сов. геология, 1948, вып. 31, с. 49—54.

Большов Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 464 с.

Дир У. А., Хаун Р. Л., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1965. 481 с.

Добрецов П. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 452 с.

Ермолов П. В., Владимиров А. Г., Изох А. Э. Об автономности щелочносалических магм в сиенит(граносиенит)-гранитных комплексах.— В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 114—126.

Ермолов П. В., Изох А. Э. Петрология магматических пород семейтауской вулканической структуры.— Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 52—61.

Ермолов П. В., Королюк В. Н. Состав и строение магнитных шариков гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 155—159.

Ермолов П. В., Кузебный В. С., Полянский Н. В. Состав и строение кристаллического фундамента Зайсанской складчатой системы.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 922—926.

Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 135 с.

Истомин А. Н., Сальменева К. З. Новые данные о нижнетриасовом возрасте семейтауского вулканического комплекса.— Вестник АН КазССР, 1964, № 9, с. 86—89.

Коржинский Д. С. Магматические процессы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 12, с. 3—6.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—20.

Магматизм и гидротермальные системы мутновского блока Южной Камчатки/ В. Н. Шарапов, И. Б. Симбирев, Г. А. Третьяков и др. Новосибирск: Наука, 1979. 151 с.

Монич В. К. Анортоклаз в магматических породах Казахстана.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 51—71.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 590 с.

Шарапов В. Н., Калинин А. С., Васильева Э. Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвекционного потока тепла и флюидов. — Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 3—11.

Carmichael I. S. E. Pantelleritic liquids and their phenocrysts.— Min. Mag., 1962, v. 33, p. 86.

Carmichael I. S. E. The occurence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic asid glasses.— Min. Mag., 1963, v. 33, p. 394—403.

Carmichael I. S. E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and thir associated ferromagnesian silicates.— Contrib. Mineral., Petrol., 1967, v. 14, p. 36—64.

Ewart A. Notes on the chemistry of ferromagnesian phenocrysts from selected volcanic rocks, central volcanic region, New Zealand.— J. Geol. Geophys., 1971, v. 14, p. 323—340.

Ewart A., Hildreth W., Carmichael I. S. E. Quaterrary asid magma in New Zealand.— Contrib. Mineral., Petrol., 1975, v. 51, № 1, p. 1—27.

Haslam H. W. The crystallization of intermediate and asid magmas at Ben Nevis, Scotland.— J. of Petrol., 1968, v. 9, № 1, p. 84—104.

А. Н. Смагин, В. К. Тетерюк, А. Д. Ножкин

ОБОСНОВАНИЕ ДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И ГРАНИТОИДОВ АГУЛЬСКОГО ПРОГИБА

(*Восточный Саян*)

Вопрос о возрасте палеозойских вулканогенных образований и сопряженных с ними сиенит-гранитных интрузий Агульского прогиба [Берзин, 1967], как, впрочем, и всей зоны Главного разлома Восточного Саяна, до сих пор не решен однозначно и является одним из наиболее спорных [Алексеева, 1962; Гордиенко, 1969; Даценко, 1974; Зоненшайн, 1956; Лучицкий, Крыленко, 1964; Никульченко, 1961; Рик, 1961; и др.]. Палеонтологически обоснованные датировки имеются только для осадочного девона Рыбинской впадины [Ананьев, 1959; Янов, 1955; и др.]. Все возрастные построения, касающиеся более древних вулканогенных толщ, базируются в основном на сопоставлении их вещественного состава. Достоверных данных о возрасте нет практически по всем девонским вулканическим ареалам Восточного Саяна и Восточной Тувы. Особенно это касается высоко поднятых структур складчатого обрамления впадин, что ставит под сомнение девонский возраст как самих вулканитов, так и сопутствующих им и наиболее широко развитых в таких структурах гранитоидных интрузий.

В связи с этим авторы и исполнители крупномасштабной геологической съемки (Н. А. Севрюк, А. Н. Смагин, Л. П. Старухина и др.), проводившейся в 1971—1978 гг. в бассейне рек Агул, Тайба, Кунгус, Игиль, поставили задачу более точно определить возраст вулкано-плутонической ассоциации, получившей преимущественное развитие в пределах картируемой площади. Задача решалась комплексом методов, включавших геологическое картирование, палинологические, радиогеохимические и радиологические исследования, изучение состава гальки конгломератов и др.

В результате геологического картирования, сопровождавшегося детальным изучением опорных разрезов и палеовулканических структур, для северо-западной части Агульского прогиба разработана стратиграфическая схема [Ножкин, Смагин, 1979 а]. Весь разрез осадочно-вулканогенного комплекса, несогласно залегающего на докембрийских кристаллических сланцах, гнейсах и гранитоидах, подразделяется на две свиты: имирскую и карымовскую.

Имирская свита отличается от стратотипа [Шнейдер, Зубкус, 1962] наличием в нижней части разреза базальтоидов и соответственно делится на нижнюю и верхнюю толщи.

Нижняя толща представлена ассоциацией пород базальт-трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахиандезитового состава, слагающих шесть пачек. Две из них существенно эксплозивные, четыре—эффузивные. Мощность пачек 50—330 м. Первая эксплозивная пачка (горизонт) залегает в основании толщи, вторая—в ее верхах и находится в пространственной связи с крупнолейстовыми трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. Средняя, существенно эффузивная, часть разреза образована трахибазальтами и трахиандезитобазальтами. Горизонты пирокластолитов — туфов и туффитов — здесь редки (четыре в самом полном разрезе) и маломощны (не более 50 м). Мощность отдельных лавовых покровов составляет 5 — 129 м. Границы между ними определяются по смене текстурно-структурных особенностей пород или их состава, развитием горизонтов пирокластических вулканитов. Суммарная мощность толщи по отдельным разрезам изменяется от 350 до 900 м, а в сводном разрезе достигает 1350 м. Базальтоиды, являясь нижней, наиболее широко развитой составной частью

вулканогенного комплекса Агульского прогиба, по составу [Кузнецов и др., 1976] отвечают трахилейкобазальтовой ассоциации [Ножкин, Смагин, 1979а]. Именно они оформляют структуру как асимметричную грабен-синклиналь размером (10—60)×300 км, в последующем осложненную вулкано-тектоническими депрессиями.

Верхняя толща сложена ассоциацией вулканитов трахиандезит-трахидацит-трахитового и липарит-трахилипарит-щелочно-липаритового составов. Последние явно преобладают и залегают на базальтоидах обычно со скрытым угловым несогласием. В строении разрезов снизу вверх нередко устанавливается смена игнимбритов, лав и туфов липаритов (50—300 м) лавами и туфами трахиандезитов и трахидацитов (40—200 м), игнимбритами, лавобрекчиями, лавами и туфами трахилипаритов, щелочных липаритов (150—400 м), затем лавами, лавобрекчиями, агломератовыми туфами трахитов, щелочных трахитов (40—180 м). Прослои туфогенно-осадочных пород редки (не более трех), мощность их не превышает 30—50 м. Суммарная мощность толщи достигает 1150 м при вариациях в частных разрезах от 150 до 750 м. Вулканиты верхней толщи выполняют локальные вулкано-тектонические депрессии, объединяющие продукты деятельности 2—5 палеовулканических аппаратов [Ножкин, Смагин, 1979б]. Размер депрессий в плане от 2 × 7 до 9 × 16 км, глубина проседания 70—800 м.

В целом вулканиты этой толщи объединяются в трахиандезит-трахит-трахилипаритовую ассоциацию [Ножкин, Смагин, 1979а], соответствующую проявлению самостоятельной фазы вулканизма. Вместе с нижней трахилейкобазальтовой ассоциацией их можно рассматривать в качестве единой трахибазальт-трахилипаритовой формации активизированных зон [Кузнецов, 1970] краевых поднятий фундамента юго-западной части Сибирской платформы.

Вслед за формированием вулканитов верхней толщи происходит становление межформационно-пластовых интрузий гранитоидов огнитского комплекса, отвечающих по составу эффузивам трахиандезит-трахит-трахилипаритового состава [Даценко, 1974; Дибров, 1964; Зоненшайн, 1956; Телешев, Федосеев, 1971; Среднепалеозойские интрузии..., 1974; и др.].

Карымовская свита развита на более ограниченной территории (бассейны рек Тайба, Кунгус, Игиль и др.). По составу она расчленяется на две толщи: нижнюю — красноцветную терригенную и верхнюю — базальтоидную.

В основании нижней толщи обычно залегают крупногалечные конгломераты и гравелиты, которые выше сменяются песчаниками и алевролитами. В составе обломочного материала преобладают продукты разрушения вулканитов имирской свиты, подчиненное значение имеют гранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы. Среди осадочных пород отмечаются внутриформационные покровы и силлы базальтов, что указывает на относительную непрерывность вулканической деятельности с имирского времени, а также, возможно, на сквозной характер базальтоидного вулканизма. Мощность толщи по разрезам 300—800 м.

Верхняя толща базальтов и трахибазальтов распространена в виде локальных (до 3 × 6 км) полей чаще всего на вершинах водоразделов и слагается покровами мощностью 10—45 м. В отдельных разрезах (р. Тайба) устанавливается до 7 покровов общей мощностью 250—300 м. В бассейне р. Игиль трахибазальты карымовской свиты содержат тела фонолитов, щелочных и нефелиновых сиенит-порфиров жерловой и субвулканической фации. В целом же в составе вулканогенных пород свиты преобладают трахибазальты, отличающиеся от таковых имирской свиты повышенной меланократовостью.

Свита выполняет узкий (6—10 км) грабенообразный прогиб, примыкающий к юго-западному краю Агульской структуры и прослеживающий-

ся в северо-западном направлении вдоль Главного разлома Восточного Саяна более чем на 400 км.

Следовательно, в Агульском прогибе устанавливается два цикла проявления вулканизма, разделенных стратиграфическим перерывом и формированием толщи континентальных красноцветных отложений.

Для определения возраста осадочно-вулканогенных толщ применялись палинологические исследования. При обработке проб в качестве окислителя использовалась плавиковая кислота. Обнаруженные растительные остатки поштучным методом пересаживались в постоянно фиксированные препараты [Тетерюк, 1970].

Всего исследовано 90 проб, отобранных в основном из линз и горизонтов туфогенно-осадочных пород имирской свиты в профиле рек Туманшет, Агул, Телегаш, Кунгус (рис. 1). Меньшая часть проб (33) взята из красноцветных песчаников и алевролитов карымовской свиты в бассейне рек Тайба, Березовая Кулиба, Кан (скв. 1190, 1010).

В результате палинологических исследований обнаружены: в 15 пробах споры, в 10 — покровные ткани, в 17 — стеблевые ткани, в 8 — ризоморфы грибов, в 27 — фрагменты бесструктурных витреноподобных

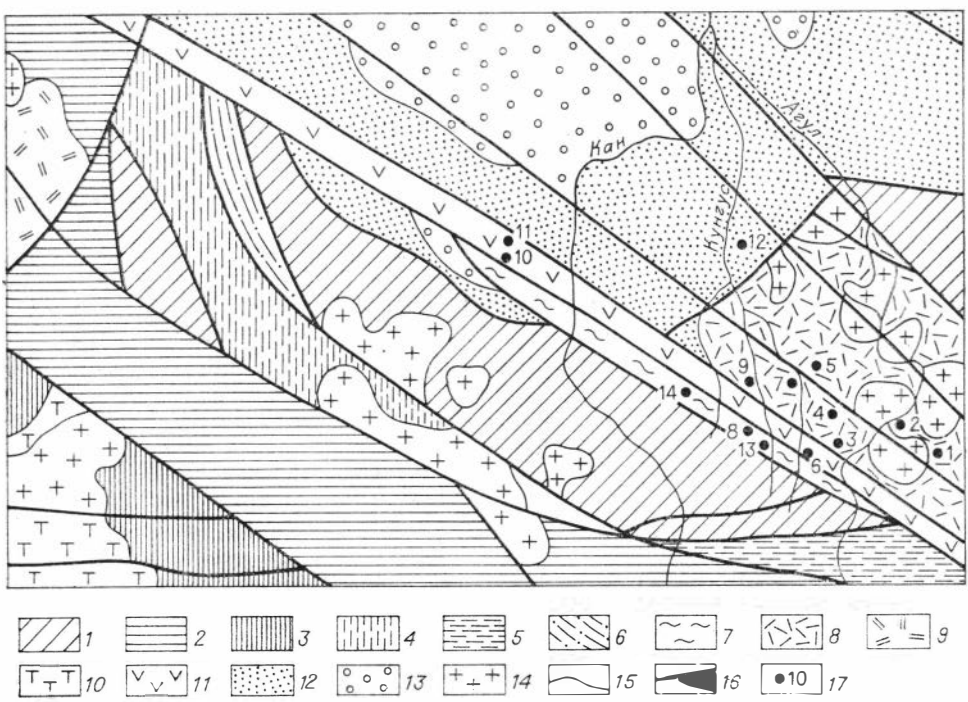


Рис. 1. Схема расположения основных пунктов отбора проб на палинологический анализ (масштаб 1 : 2 000 000).

1, 2 — раннедокембрийские структуры: *1* — Канская, Бирюсинская, Арзыбейская глыбы, *2* — Дербинский антиклинорий; *3—7* — позднепротерозойские — каледонские геосинклинально-троговые структуры: *3* — Сисимо-Казырский синклинорий, *4* — Манский, *5* — Миричунский, *6* — Баджейский прогибы, *7* — Кингашская горст-антиклиналь; *8—12* — среднепалеозойские внегеосинклинальные структуры: *8* — Агульский прогиб, *9* — Северо-Минусинская впадина, *10* — Сыдино-Ербинская впадина, *11* — Тайбинско-Канский грабен, *12* — Рыбинская впадина; *13* — Канско-Рыбинская мезозойская наложенная мульда; *14* — палеозойские гранитоидные интрузии; *15* — геологические границы структур; *16* — главнейшие разломы; *17* — пункты отбора проб на палинологический анализ и их номера. Адреса пунктов отбора проб в 1974—1978 гг.: 1 — верховья Туманшета; 2 — бассейн Агула, близ устья Плешковой; 3 — бассейн р. Востряк (левый приток Агула); 4 — верховья Березовой; 5 — верховья Телегаша; 6 — верховья Тайбы; 7 — среднее течение Тайбы; 8 — верховья Березовой Кулибы, левого притока Кунгуса; 9 — руч. Солонечный, левый приток Кунгуса; 10 — левобережье Кана, скв. 1010; 11 — левобережье Кана, скв. 1190; 12 — пос. Степановка, скв. 1079; 13 — верховья Кунгуса; 14 — левобережье Идара (1, 5, 7, 9 — сборы из имирской свиты; 6, 8, 10, 11 — сборы из карымовской свиты; 12 — сборы из павловской свиты; 13, 14 — сборы из нижнекембрийских образований нерасчлененных; 12, 13, 14 — в тексте не освещаются, а на рисунке помещены для сведения).

обломков, в 12 — фрагменты коллоидальных рыхлых растительных образований.

В сводном стратиграфическом разрезе осадочно-вулканогенного комплекса Агульского прогиба (рис. 2) показано распределение наиболее информативных проб и выявленных в них растительных остатков. В соответствии с систематической принадлежностью и стратиграфической приуроченностью к определенным горизонтам пород палеонтологический материал можно отнести к трем возрастным группам.

Нижняя толща имирской свиты содержит споры *Hymenozonotriletes* cf. *microgranosus* Kedo, *Cyclogranisporites* f. 19 McGr. et Owens, *Dictyotriletes* cf. *polygonia* (Stapl.) Tschibr., *Acanthotriletes parvispinosus* Naum. var. *rotundus* Tschibr., *Dictyotriletes peculiaris* Tschibr., акритархи *Lophopsophosphaera* sp. 3 Tschibr., а также эпидермальные ткани высших растений.

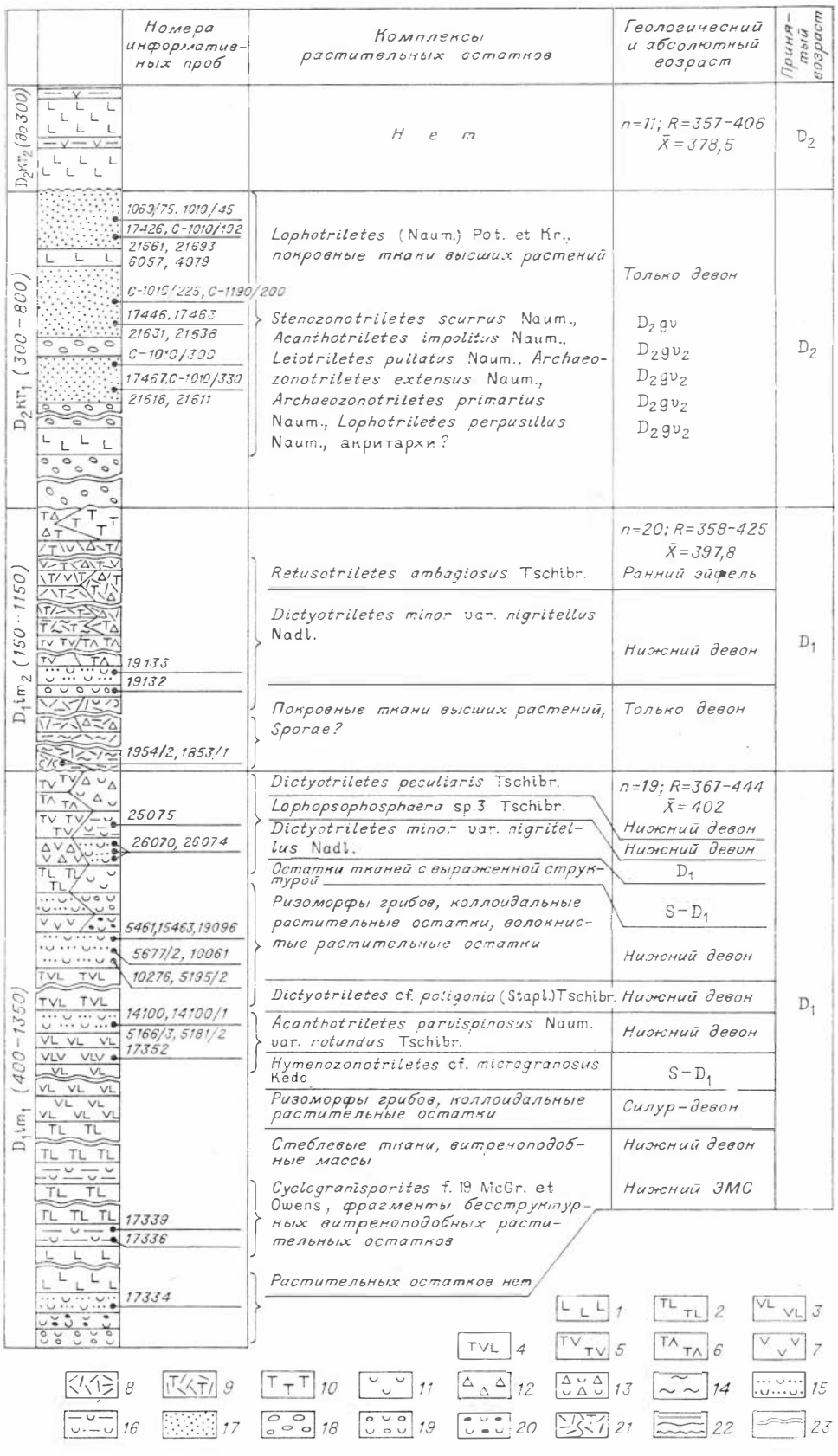
Верхняя толща имирской свиты отличается присутствием микроспор вида *Retusotriletes ambagiosus* Tschibr. и покровных растительных тканей с четко выраженным клеточным строением.

Карымовская свита содержит споры *Lophotriletes* (Naum.) Pot. et Kr., *Stenozonotriletes scurrus* Naum., *Leiotriletes pullatus* Naum., *Lophotriletes perpusillus* Naum., *Acanthotriletes impolitus* Naum., *Archaeozonotriletes primarius* Naum., *Archaeozonotriletes extensus* Naum. и покровные ткани высших растений.

Вид *Hymenozonotriletes* cf. *microgranosus* Kedo отличается от описанного Г. И. Кедо [1974] в верхнедевонских отложениях Припятской впадины менее четким выражением скульптуры тела и оторочки, а также отсутствием утолщений по лучам щели разверзания. Облик споры несколько примитивней голотипа, что в какой-то мере служит основанием предполагать более древний возраст споры, обнаруженной в продуктах мацерации песчаника (проба 5166—3) р. Агул. Микроспоры *Cyclogranisporites* f. 19 McGr. et Owens сходны с формой из отложений Battery Point Квебека (Канада) [McGregor, Owens, 1966], относимых к эмсу. Обнаруженная спора отличается меньшей четкостью выражения скульптуры. Вид *Dictyotriletes* cf. *polygonia* (Stapl.) Tschibr. хорошей сохранности, но обнаруженный экземпляр покрыт углистым веществом, и только по скульптуре прозрачной части устанавливается, что это трехлучевые споры с сетчатой поверхностью экзины. На территории европейской части СССР вид известен в нижнедевонских отложениях Печоры [Тяжева и др., 1962]. Вид *Acanthotriletes parvispinosus* Naum. var. *rotundus* Tschibr. очень сходен с экземплярами *Anapiculatisporites* sp. из нижнедевонских отложений Канады [McGregor, Owens, 1966] и скв. Хлебодаровка-7 на восточном борту Предуральского прогиба [Чибрикова, 1972]. Микроспоры *Dictyotriletes peculiaris* Tschibr. малоотличимы от экземпляров из хлебодаровской свиты нижнего девона южной части Предуральского краевого прогиба [Чибрикова, 1977]. Акритархи типа *Lophopsophosphaera* sp. 3 Tschibr. определены в туфопесчаниках имирской свиты руч. Солонечный (см. рис. 1, пункт 9) имеют хорошую сохранность и сходны с установленными в отложениях нижнего девона западного крыла Башкирского антиклинория Русской платформы [Чибрикова, 1977].

Вид *Retusotriletes ambagiosus* Tschibr. очень сходен с описанным Е. В. Чибриковой [1972, Тяжева и др., 1962] по материалам ваняшкинских отложений нижнего эйфеля р. Инзер западного склона Южного Урала.

Микроспоры *Lophotriletes* (Naum.) Pot. et Kr. имеют плохую сохранность, покрыты углистым веществом. Споры этого рода неизвестны в отложениях древнее раннего девона. *Stenozonotriletes scurrus* Naum. и *Lophotriletes perpusillus* Naum. обнаруживают видимую аналогию с экземплярами, установленными в верхах старооскольских слоев верхнего живета. Микроспоры *Leiotriletes pullatus* Naum. фиксируются совместно с фрагмен-


Номера информативных проб
Комплексы растительных остатков
Геологический и абсолютный возраст
Принятый возраст
D2kr2 (до 300)
Нет
n=11; R=357-406
X̄=378,5
D2
D2kr1 (300-800)
1063/75, 1010/45
17426, C-1010/132
21661, 21693
6057, 4079
C-1015/225, C-1190/200
17446, 17463
21631, 21538
C-1010/300
17467, C-1010/330
21616, 21611
Lophotriletes (Naum.) Pot. et Kr., покровные ткани высших растений
Только девон
Stenozonotriletes scurrus Naum., Acanthotriletes impolitus Naum., Leiotriletes pulatus Naum., Archaeozonotriletes extensus Naum., Archaeozonotriletes primarius Naum., Lophotriletes perpusillus Naum., акритархи?
D2gv
D2gv2
D2gv2
D2gv2
D2gv2
D2
D1km2 (150-1150)
19133
19132
1954/2, 1853/1
n=20; R=358-425
X̄=397,8
Retusotriletes ambagiosus Tschibr.
Ранний эйфель
Dictyotriletes minor var. nigritellus Nadl.
Нижний девон
Покровные ткани высших растений, Sporae?
Только девон
D1
D1km1 (400-1350)
25075
26070, 26074
5461, 15463, 19096
5677/2, 10061
10276, 5195/2
14100, 14100/1
5166/3, 5181/2
17352
17339
17336
17334
n=19; R=367-444
X̄=402
Dictyotriletes peculiaris Tschibr.
Нижний девон
Lophopsophosphaera sp.3 Tschibr.
Нижний девон
Dictyotriletes minor var. nigritellus Nadl.
D1
Остатки тканей с выраженной структурой
S-D1
Ризоморфы грибов, коллоидальные растительные остатки, волокнистые растительные остатки
Нижний девон
Dictyotriletes cf. poligonia (Stapl.) Tschibr.
Нижний девон
D1
Acanthotriletes parvispinosus Naum. var. rotundus Tschibr.
Нижний девон
Hymenozonotriletes cf. microgranosus Kedo
S-D1
Ризоморфы грибов, коллоидальные растительные остатки
Силур-девон
Стеблевые ткани, витреноподобные массы
Нижний девон
Cyclogranisporites f. 19 McGr. et Owens, фрагменты бесструктурных витреноподобных растительных остатков
Нижний ЭМС
Растительных остатков нет
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

тами проводящей и механической ткани высших растений. Несомненно, что споры с трехлучевой щелью и растительные ткани с ясно выраженной структурой (трахеиды) или с признаками, обеспечивающими их механическую устойчивость (склеремхима), принадлежат сосудистым растениям, эволюция проводящей системы которых завершилась уже в девоне, может быть, даже в среднем девоне. Микроспоры *Acanthotriletes impolitus* Naum. по внешнему облику весьма схожи с экземплярами муллинского горизонта Западной Башкирии, датируемого живетом. Вид *Archaeozonotriletes extensus* Naum. не отличается от описанного в верхнеживетском подъярусе Русской платформы [Наумова, 1953]. Вид *Archaeozonotriletes primarius* Naum. обнаруживает сходство с экземплярами, установленными в верхах старооскольских слоев верхнего живета.

Вид *Dictyotriletes minor* var. *nigritellus* Nadl. обнаружен в песчанистых известняках павловской свиты из скв. 1079 (см. рис. 1). Микроспоры, очевидно, переотложены из туфогенно-осадочных пород имирской свиты. По внешнему облику ничем не отличимы от впервые описанных из раннедевонских отложений красногорской свиты восточных окраин Кузбасса [Надлер, 1969].

Приведенные выше данные по микрофоссилиям, наиболее многочисленным по видовому набору из нижних толщ имирской и карымовской свит, свидетельствуют о раннедевонском возрасте первой из них и среднедевонском — второй.

Другие растительные остатки, не относящиеся к репродуктивным органам, менее информативны. Наибольший интерес представляют обрывки покровных и стеблевых тканей, которые принадлежат растениям со стеблем типа псилофитов и мохообразных, характерных для раннего и среднего девона. К древнейшим относятся и ризоморфы грибов, впервые наблюдаемых с силура и девона.

Для определения верхней возрастной границы гранитов и сиенитов, прорывающих имирскую свиту и широко развитых в зоне сочленения Бирюсинской глыбы со структурами протерозойской складчатости Восточного Саяна, информативным оказалось исследование гальки конгломератов карымовской свиты. Из гальки и валунов этих конгломератов в бассейне рек Тайба, Кунгус и Игиль отобрано 40 образцов гранитов, по внешнему виду сходных с огнитскими (агульскими). При петрографическом исследовании выяснилось, что примерно третья часть из них по минералогическому составу близка к субщелочным лейкократовым гранитам — наиболее типичным представителям огнитского комплекса [Гордиенко, 1969; Даценко, 1974; Рик, 1961; Среднепалеозойские интрузии..., 1974] и состоит из калишпат-пертита(55—65%), альбита или олигоклаза (2—10%), кварца (20—35%), биотита (0,5—5%), изредка амфибола. Другие из отобранных образцов определились как существенно микроклиновые или двуполевошпатовые биотитовые граниты, которые широко представлены в составе позднепротерозойских и раннепалеозойских гранитоидных комплексов Восточного Саяна [Поляков, 1971; Ящук, 1978].

Принадлежность к огнитскому комплексу вышеотмеченных образцов гранитов подтвердилась и результатами химических анализов (табл. 1).

Рис. 2. Распределение информативных палинологических проб в сводном стратиграфическом разрезе (в 1 см — 100 м).

1 — базальты; *2* — трахибазальты; *3* — андезито-базальты; *4* — трахиандезито-базальты; *5* — трахиандезиты; *6* — трахидациты; *7* — андезиты; *8* — липариты; *9* — трахилипариты и щелочные липариты; *10* — трахиты, щелочные трахиты; *11—14* — знаки эксплозивных (накладываются на знаки эффузивных) пород: туфы (*11*), лавобрекчии (*12*), агломератовые туфы (*13*), туфолавы, игнимбриты (*14*); *15* — туффиты, реже — туфы алевро-псаммитовые до псефитовых; *16* — туффиты и туфы алевролитовые; *17* — песчаники вулканомиктовые; *18* — конгломераты; *19* — туфоконгломераты; *20* — туфогравелиты; *21* — знак латеральной изменчивости; *22* — характер контактов: согласный или постепенный переход (прямая линия), стратиграфический перерыв (волнистая), угловое несогласие (пилообразная); *23* — разрыв в колонке. Индексация: $D_1im_{1,2}$ — имирская свита, расчлененная на толщи; $D_2kr_{1,2}$ — карымовская свита, расчлененная на толщи; D_2gv — живетский ярус; *n* — количество проб в выборке; $\overline{X}$ — среднеарифметическое значение; *R* — разброс; С-1010 — проба взята из скважин.

Таблица 1

Химический состав и петрохимические характеристики палеозойских гранитов огнитского (в гальке и массивах) и кутурчинского (Кутурчинский плутон) комплексов

Окислы	1 (25001)	2 (25092)	3 (3418)	4 (25667)	5 (25471)	6 (24404/3)	7 (24404)	8 (24401а)	9 (24407)	10 (24404/2)	11 (24442)	12 (24443)	13	14	15	16	17
SiO_2	75,89	75,79	74,56	77,38	75,62	76,81	76,61	75,93	76,29	76,18	74,08	76,74	75,99	75,89	74,79	72,95	74,09
TiO_2	0,08	0,10	0,12	0,16	0,12	0,12	0,10	0,13	0,10	0,15	0,11	0,10	0,12	0,20	0,25	0,30	0,23
Al_2O_3	13,38	13,24	12,72	11,30	13,10	12,80	12,66	12,72	12,72	12,53	13,25	12,66	12,76	12,34	12,75	13,79	13,37
Fe_2O_3	0,90	0,94	1,51	0,15	0,96	0,72	0,71	0,48	0,94	0,83	0,85	0,63	0,80	1,19	1,61	0,98	0,75
FeO	0,54	0,32	0,72	1,94	0,58	0,32	0,50	0,73	0,58	0,71	0,78	0,55	0,69	0,64	0,63	1,26	1,14
MnO	0,10	0,12	0,04	0,04	0,11	0,02	—	0,02	—	0,01	0,04	—	0,04	0,05	0,07	0,03	0,03
MgO	0,41	0,12	0,41	0,15	0,61	0,15	0,05	0,25	0,25	0,05	0,10	0,10	0,22	0,18	0,37	0,97	0,90
CaO	0,71	0,85	0,78	0,49	0,85	0,45	0,64	0,64	0,99	0,99	1,42	0,57	0,78	0,50	0,57	0,37	0,29
Na_2O	4,00	4,00	4,00	3,66	4,00	4,13	5,05	5,30	3,50	4,48	4,25	4,94	3,93	3,52	3,66	3,72	3,59
K_2O	4,00	4,00	4,40	4,60	4,00	4,32	4,40	4,50	4,20	4,85	4,20	4,16	4,25	4,73	4,72	4,93	4,88
P_2O_5	0,12	0,12	0,06	0,09	0,09	0,06	0,07	0,13	0,04	0,07	0,09	0,08	0,09	0,05	0,11	0,04	0,03
H_2O	0,27	0,38	0,42	0,16	0,32	0,27	0,33	0,16	0,17	0,15	0,87	0,34	0,32	0,51	0,57	0,51	0,47
Сумма	100,40	99,97	99,74	99,52	100,36	100,17	101,12	100,99	99,78	101,00	100,04	100,87	99,99	99,86	100,10	99,85	99,77

Примечание. 1—13 — лейкократовые граниты в гальке конгломератов карымовской свиты: 1, 2 — междуречье Кунгуса и Божьей Речки, 3 — междуречье Ниж. и Верх. Шамки, 4 — правобережье Ниж. Шамки, в среднем течении, 5 — междуречье Игиля и Ниж. Шамки, близ устья Идара, 6—12 — водораздел Ниж. и Верх. Шамки, 13 — среднее по 12 анализам; 14—16 — граниты огнитского комплекса в массивах: 14 — лейкократовые граниты бассейна рек Агул и Телегаш (среднее по 15 анализам), 15 — лейкократовые граниты и аляскиты бассейна рек Агул, Туманшет, Верх. Красная (среднее по 25 анализам), 16 — крупнозернистые граниты Кутурчинского плутона (по В. И. Ящуку [1978]; среднее по 30 анализам); 17 — мелко-, средне- и крупнозернистые граниты Кутурчинского плутона (среднее по 72 анализам, заимствованным из работы В. И. Ящука [1978]).

Таблица 2

Средние содержания радиоактивных элементов в гранитах и вулканогенных породах

Породы	Число анализов	Уран, г/т	Торий, г/т	Калий, %	$\frac{Th}{U}$	$\frac{Th \cdot 10^4}{K}$	$\frac{U \cdot 10^4}{K}$
Граниты массивов р. Агул	65	3,20	22,9	4,7	7,1	4,9	0,7
Граниты в гальке	12	2,3	23,1	4,5	10,3	5,1	0,5
Липариты верхней толщи имирской свиты	15	2,6	14,7	3,8	5,7	3,9	0,7
Липариты в гальке	10	2,5	14,5	3,7	5,7	4,0	0,7
Трахиандезиты нижней толщи имирской свиты	15	2,2	5,9	1,8	2,7	3,3	1,2
Трахиандезиты в гальке	8	2,2	6,5	1,7	2,9	3,8	1,2
Трахибазальты нижней толщи имирской свиты	39	1,3	2,3	1,2	2,0	2,0	1,0
Трахибазальты в гальке	21	1,2	2,3	1,0	1,9	2,5	1,3

Примечание. Радиоактивные элементы (U (по Ra), Th, K) определены гамма-спектрометрическим методом в лаборатории ядерно-геохимических методов Института геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитики А. С. Степин, Н. М. Соснина.

Содержание петрогенных окислов по каждому из проанализированных образцов гранитов и средние по 12 анализам близки огнитским из массивов бассейна рек Агул, Туманшет, Телегаш. Важно отметить, что средние содержания окислов верхнекембрийских биотитовых гранитов кутурчинского комплекса заметно отличаются от характеризуемых и от огнитских. Однако лучше между ними проявляются петрографические различия, устанавливаемые по присутствию в составе кутурчинских больших количеств плагиоклаза и биотита [Ящук, 1978].

Достоверность наличия в гальке конгломератов карымовской свиты гранитов огнитского комплекса, а также базальтоидов и трахилипаритоидов имирской свиты надежно подтверждается и радиогеохимическими данными (табл. 2).

Содержания радиоактивных элементов в породах галек и соответствующих по составу подстилающих образований (гранитах и вулканитах) весьма близки. Некоторые различия по урану объясняются его большей подвижностью в сравнении с торием и калием в условиях гипергенеза.

С данными геолого-геохимических и палинологических исследований согласуются и результаты радиологических определений возраста калий-аргоновым методом (лаборатория СНИИГГиМСа, константы: $\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$, $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$).

Разброс (R) возрастных дат для базальтоидов нижней толщи имирской свиты составил по 19 пробам 367—444 млн. лет при среднеарифметическом ($\overline{X}$) значении 402 млн. лет и геометрическом ($\overline{c}$) — 400 млн. лет (рис. 3). Кислые вулканиты верхней толщи имирской свиты обнаруживают соответственно по 20 анализам: R = 358—425; $\overline{X}$ = 397,8 и $\overline{c}$ = 395 млн. лет. Базальты карымовской свиты показывают по 11 пробам: R = 357—406; $\overline{X}$ = 378,5 и $\overline{c}$ = 375 млн. лет. Возраст базальтоидов и липаритоидов имирской свиты, фиксируемых в гальке карымовских конгломератов, изменяется по 5 образцам в пределах 374—421 млн. лет при $\overline{X}$ = 402 млн. лет и $\overline{c}$ = 400 млн. лет.

Граниты огнитского комплекса из массивов р. Агул показали по 12 пробам разброс 359—423 млн. лет при $\overline{X}$ = 387,1 млн. лет и $\overline{c}$ = 385 млн. лет. Возраст гранитов из гальки карымовских конгломератов оценивался по семи пробам. Четыре из них, сопоставляемые по составу и радиогеохимическим признакам с гранитами огнитского комплекса, показали даты 358, 382, 389, 425 млн. лет при среднем 388 млн. лет. Остальные три пробы гранитов, приближающиеся по этим же признакам к гранитоидам кутурчинского комплекса, обнаруживают более узкий разброс (441—453) при среднем значении 448 млн. лет.

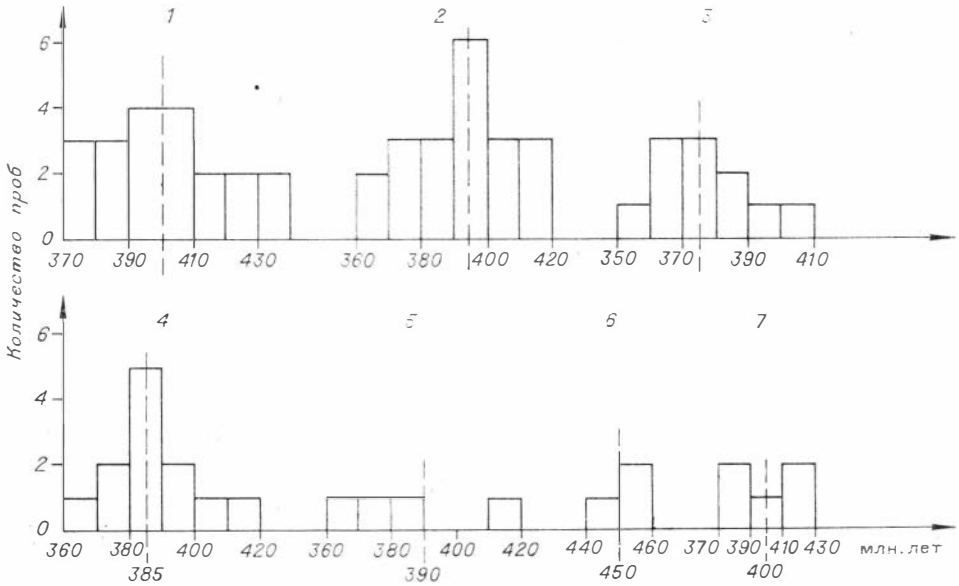


Рис. 3. Гистограммы распределения чисел абсолютного возраста вулкано-плутонической ассоциации Агульского прогиба.

1–m Трахилейкобазальтовая ассоциация—нижняя толща имирской свиты (n = 19, R=367—444, $\overline{X}$ = 402, $\overline{c}$ = 400); *2* — трахит-трахиандезит-трахилипаритовая ассоциация — верхняя толща имирской свиты (n = 20, R = 358—425, $\overline{X}$ = 397,8, $\overline{c}$ = 395); *3* — трахибазальтовая ассоциация — верхняя толща карымовской свиты (n = 11, R = 357—406, $\overline{X}$ = 378,5, $\overline{c}$ = 375); *4* — гранитоиды — огнитский комплекс (n = 12, R = 359—423, $\overline{X}$ = 387,1, $\overline{c}$ = 385); *5—7* — породы в гальке конгломератов карымовской свиты: лейкократовые граниты огнитского комплекса (*5*: n = 4, R = 358—425, $\overline{X}$ = 387,5, $\overline{c}$ = 390), граниты кутурчинского комплекса (*6*: n = 3, R = 441—453, $\overline{X}$ = 448,3, $\overline{c}$ = 450), базальты и липариты имирской свиты (*7*: n = 5, R = 374—421, $\overline{X}$ = 402, $\overline{c}$ = 395). n — количество проб в выборке; $\overline{X}$ — среднеарифметическое значение возраста; $\overline{c}$ и штриховая линия — среднегеометрическое значение возраста; R — разброс значений возраста. Значения $\overline{X}$, $\overline{c}$, R — в млн. лет.

Следовательно, результаты калий-аргоновых определений возраста свидетельствуют о раннедевонском возрасте вулканогенных образований имирской свиты и связанных с ними гранитоидов огнитского комплекса. Базальтоиды карымовской свиты по средним значениям абсолютного возраста отвечают среднему девону [Гамильтон, 1968]. Эти данные находятся в полном соответствии с разработанной в процессе геологического картирования стратиграфической схемой, отражающей общую последовательность накопления осадочно-вулканогенных толщ (см. рис. 2).

Характерно, что граниты имеют весьма близкие значения возраста с кислыми вулканитами (отставание примерно на 10 млн. лет), что является одним из подтверждений их комагматичности, генетического родства. Примерно такой же возраст показали и четыре пробы гранитов из галек, сопоставляемых с огнитскими. Другие три пробы гранитов из галек обнаруживают более древний возраст и вполне могут сопоставляться с таковыми кутурчинского комплекса [Ящук, 1978].

Таким образом, результаты палинологических, радиологических, петрохимических, радиогеохимических исследований и геологического картирования достаточно обоснованно указывают, что Агульский прогиб представляет собой область проявления девонского магматизма. Это позволяет отказаться от выделения в пределах структуры аналогичных в формационном отношении вулканитов додевонского возраста. Формирование трахибазальт-трахилипаритовой формации, отвечающей раннему, наиболее интенсивно проявившемуся здесь циклу вулканизма, происходило в нижнем девоне. Оно сопровождалось интрузией субщелочных и лейкократовых гранитов и сиенитов, аналогичных по составу трахит-трахианде-

зит-трахилипаритовой вулканической ассоциации. После перерыва, в течение которого эрозией были вскрыты интрузивные тела гранитов и сиенитов, в среднем девоне накапливались красноцветные терригенные осадки карымовской свиты и базальтоиды верхней трахибазальтовой формации.

Учитывая широкое развитие девонских базальт-андезит-липаритовых ассоциаций и сопряженных с ними интрузий в восточных районах Алтае-Саянской складчатой области, приведенные материалы по возрастной характеристике осадочных и магматических образований Агульского прогиба, несомненно, имеют более общее значение.

В заключение авторы благодарят А. Е. Телешева и А. Ф. Хлонову, принявших участие в обсуждении работы.

ЛИТЕРАТУРА

Ананьев А. Р. Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской горной области. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1959. 100 с.

Алексеева О. П. Девонские отложения Восточного Саяна.— В кн.: Геология СССР. Т. XVII. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 199—210.

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.

Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Л.: Недра, 1968. 256 с.

Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969. 114 с.

Даценко В. М. Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск, 1974, с. 109—129.

Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М.: Недра, 1964. 334 с.

Зоненшайн Л. П. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агула (Восточный Саян).— В кн.: Труды ВАГТ. Вып. 2. М., 1956, с. 96—97.

Кедо Г. И. Новые виды спор из верхнего девона Припятской впадины.— В кн.: Споры палеозоя Белоруссии. Минск: Изд-во Белорус. НИГНИ, 1974, с. 3—72.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., 1970, № 9, с. 3—24.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—19.

Лучицкий И. В., Крыленко Л. И. Девонские излившиеся породы Рыбинской впадины.— Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 119—120.

Надлер Ю. С. Споры раннего девона окраин Кузбасса.— В кн.: Труды Томск. ун-та. Вып. 203. Томск, 1969, с. 104—112.

Наумова С. Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. М.: Госгеолтехиздат, 1953. 203 с.

Никульченко В. Г. Новые данные по геологическому строению бассейнов рек Агул и Туманшет.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 1. Красноярск, 1961, с. 57—63.

Ножкин А. Д., Смагин А. Н. Опыт расчленения и корреляции девонских вулканогенных образований северо-западной части Агульского прогиба с использованием радиогеохимических данных.— В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, 1979а, с. 72—95.

Ножкин А. Д., Смагин А. Н. Роль радиогеохимических исследований при реконструкции девонских палеовулканических структур на примере бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян).— В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, 1979б, с. 96—116.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.

Рик Л. П. Огнитский интрузивный комплекс.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 1 (XXVIII). Иркутск, 1961, с. 82—91.

Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. 240 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 177).

Телешев А. Е., Федосеев Г. С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов Беллыкского комплекса.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 148—168. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 71).

Тетерюк В. К. Методика поштучного відбору викопних мікроспор.— Геол. журнал АН УССР, 1970, т. 24, вып. 6, с. 82—86.

Тяжева А. П., Рождественская А. А., Чибрикова Е. В. Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 478 с.

Чибрикова Е. В. Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья (из силурийских и девонских отложений). М.: Наука, 1972. 222 с.

Чибрикова Е. В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977. 191 с.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, 1962, с.65—96.

Шнейдер Е. Н., Зубкус Б. П. Стратиграфия нижне-среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдино-Ербинской впадин.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, 1962, с. 41—56.

Янов Э. П. Стратиграфия девонских отложений Рыбинской впадины.— Докл. АН СССР, 1955, т. 104, № 5, с. 767—789.

Ящук В. И. Магматизм Манского прогиба.— В кн.: Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». Новосибирск: Наука, 1978, с. 149—174. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 400).

McGregor D. C., Owens B. Devonian spores of Eastern and Northern Canada Illustrations of Canadian Fossils. — Geol. Surv. Canada, 1966, N 30. p. 30—66.

А. П. Косоруков

ДЕВОНСКИЙ ЩЕЛОЧНО-СИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС СЫДО-ЕРБИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Девонская щелочно-сиенитовая ассоциация Сисимо-Тубинского междуречья давно привлекает внимание исследователей и широко известна в литературе. Ее изучение связано с именами Я. С. Эдельштейна, А. Г. Вологдина, Ю. А. Кузнецова, Б. М. Куплетского, Г. М. Саранчиной, Э. Е. Федорова, И. В. Лучицкого, Г. В. Полякова, А. Д. Шелковникова, В. Г. Лазаренкова, В. В. Грузы, В. П. Костюка и Э. С. Гулецкой, В. П. Ковалева, А. Е. Телешева, Г. С. Федосеева, Л. С. Бородина и других исследователей, занимавшихся с различной степенью детальности изучением вещественного состава и внутреннего строения интрузивных тел, химико-минералогических, геохимических и металлогенических особенностей щелочных и нефелиновых сиенитов, вопроса об их возрасте и происхождении.

Несмотря на обилие опубликованной информации и глубину проработки фактического материала об этой своеобразной в петрологическом и металлогеническом отношении интрузивной ассоциации, существуют различные толкования вопроса ее формационной принадлежности. Неодинаковы, порою противоречивы, мнения о происхождении щелочно-сиенитовых пород. Эти различия являются следствием неодинакового подхода ученых к расшифровке внутреннего строения девонского магматического комплекса в целом и подчеркивают актуальность его дальнейшего изучения в соответствии с задачами, сформулированными Ю. А. Кузнецовым и др. [1971] и Г. В. Поляковым [1972]. В настоящее время существуют три основных направления в формационном анализе девонского магматизма различных регионов Алтае-Саянской области.

Более распространено мнение о существовании единой девонской формации посторогенных субвулканических гранитов и сиенитов [Поляков, 1971; Среднепалеозойские интрузии..., 1974; Довгаль и др., 1976; и др.], объединяющей гранит-граносиенитовые интрузии (ирбинский, буеджульский, огнитский комплексы Восточного Саяна и его западных склонов) с щелочно-сиенитовыми (лутагский, сайбарский, шумихинский, столбовский комплексы восточной окраины Минусинских впадин). Это

мнение, основанное на фактическом материале авторов, на представлениях Г. Штилле [1964] о «субсеквентном» и Ю. А. Кузнецова, А. Л. Яншина [1967] о «внегеосинклинальном» магматизме, предполагает значительную латеральную изменчивость и многократную перемежаемость продуктов девонских магматических проявлений при их практической одновозрастности. Интрузии субвулканических гранитов и сиенитов внедрялись главным образом в нарушенных разломами окраинах межгорных впадин на заключительных этапах формирования всего вулкано-плутонического комплекса [Поляков, 1971]. Щелочно-сиенитовые интрузии Притубинского района рассматриваются при этом в составе вышеуказанной формации как органически связанные с типичными гранитами и являющиеся соответственно продуктом эволюции гранитоидной магмы.

Второе направление основывается на представлении о двучленном строении девонских и вулканических отложений западных склонов Восточного Саяна [Шнейдер, Зубкус, 1962], разделяющихся на две различные по составу и возрасту свиты: нижнедевонскую существенно кислых эффузивов (имирскую) и среднедевонскую — существенно базальтоидную (тонскую), содержащую породы трахилипаритового и трахибазальтового состава. В соответствии с этими представлениями А. Д. Шелковников, подчеркивая комагматичность эффузивных и интрузивных пород [1962а], разделил девонские интрузивные образования северо-западной части Восточного Саяна на два комплекса [1962б]: гранитоидный (буеджульский) нижнедевонский и габбро-сиенитовый (казырский) среднедевонский. К последнему он отнес и субвулканические тела щелочных сиенитов, залегающие среди основных и субщелочных эффузивов в Минусинском прогибе. Впоследствии А. Д. Шелковников [1969] щелочно-сиенитовые интрузивы западных склонов Восточного Саяна и прилегающих Минусинских впадин отнес к особой щелочно-сиенитовой субформации (сайбарский комплекс) среднедевонского субплатформенного этапа позднегерцинской активизации и высказал мнение о ее незначительном распространении в виде мелких гипабиссальных тел. В генетическом плане А. Д. Шелковников [1968] считает, что «массивы щелочных сиенитов произошли магматическим путем за счет внедрения самостоятельной щелочной магмы», возникшей в результате щелочнонаправленной эволюции базальтоидной магмы, т. е. говорит о первично-базальтоидной природе щелочных и нефелиновых сиенитов этого района.

Фактический материал, накопленный нами при крупномасштабном геологическом картировании в Сыдо-Ербинской впадине и ее горном обрамлении, позволяет считать правомерным выделение в девоне двух интрузивных комплексов: гранит-граносиенитового нижнедевонского и щелочно-сиенитового среднедевонского [Гавриченков, Косоруков, 1977], которые рассматриваются как гранитоидные составляющие сложных вулкано-плутонических серий, последовательно и закономерно сменяющих друг друга во времени. Эти комплексы имеют самостоятельное значение при расшифровке внутреннего строения всей совокупности продуктов девонского магматизма исходя из представлений о его цикличном развитии [Гавриченков, 1972]. Так, щелочно-сиенитовый комплекс вместе с эквивалентной ему трахилипаритовой эффузивной формацией завершает второй крупный цикл магматической деятельности в девоне, о чем свидетельствуют факты прорыва интрузивами комплекса андезито-базальтовых лав предшествующей платобазальтовой формации и четкое стратиграфическое положение трахилипаритовых эффузивов. В районе стратотипического разреза отложений трахилипаритовой формации, в левобережье р. Отрок у бывшей д. Мигны, туфы, игнимбриты и лавы трахит-трахилипаритового состава, слагающие непрерывную толщу мощностью около 1 км, несогласно, с конгломератом в основании залегают на платобазальтах. Трахилипаритовые эффузивы на том же стратиграфическом уровне прослеживаются вдоль обоих крыльев Сыдо-Ербинской синклинали, замеща-

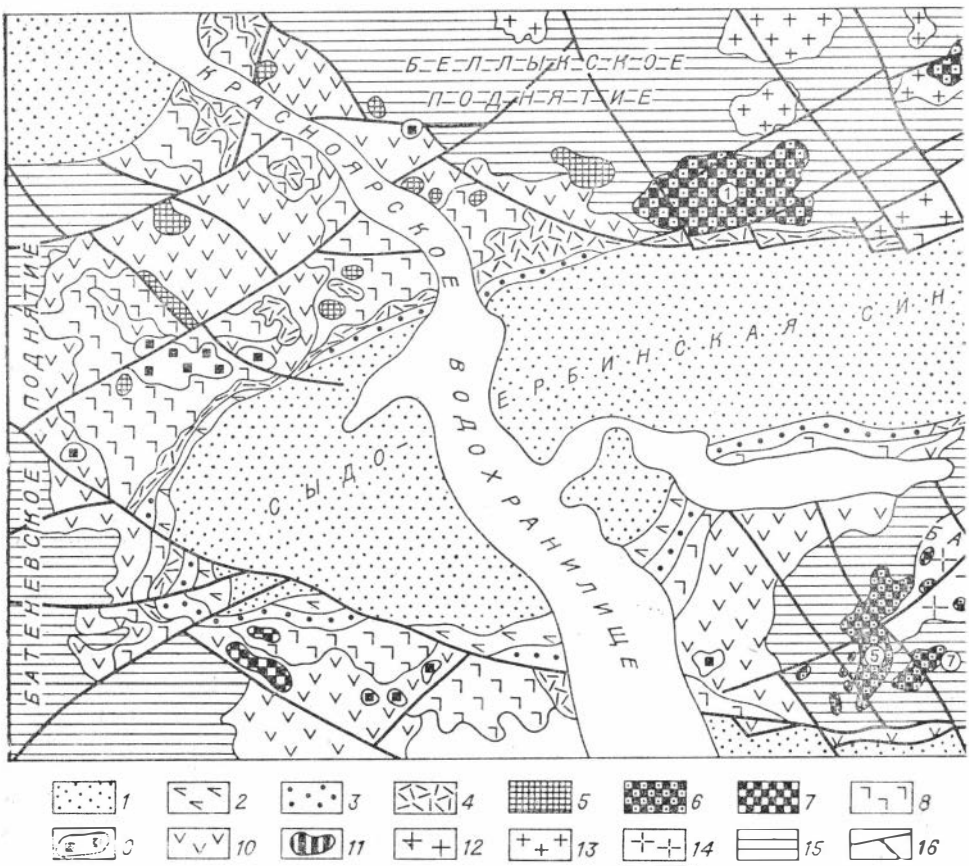


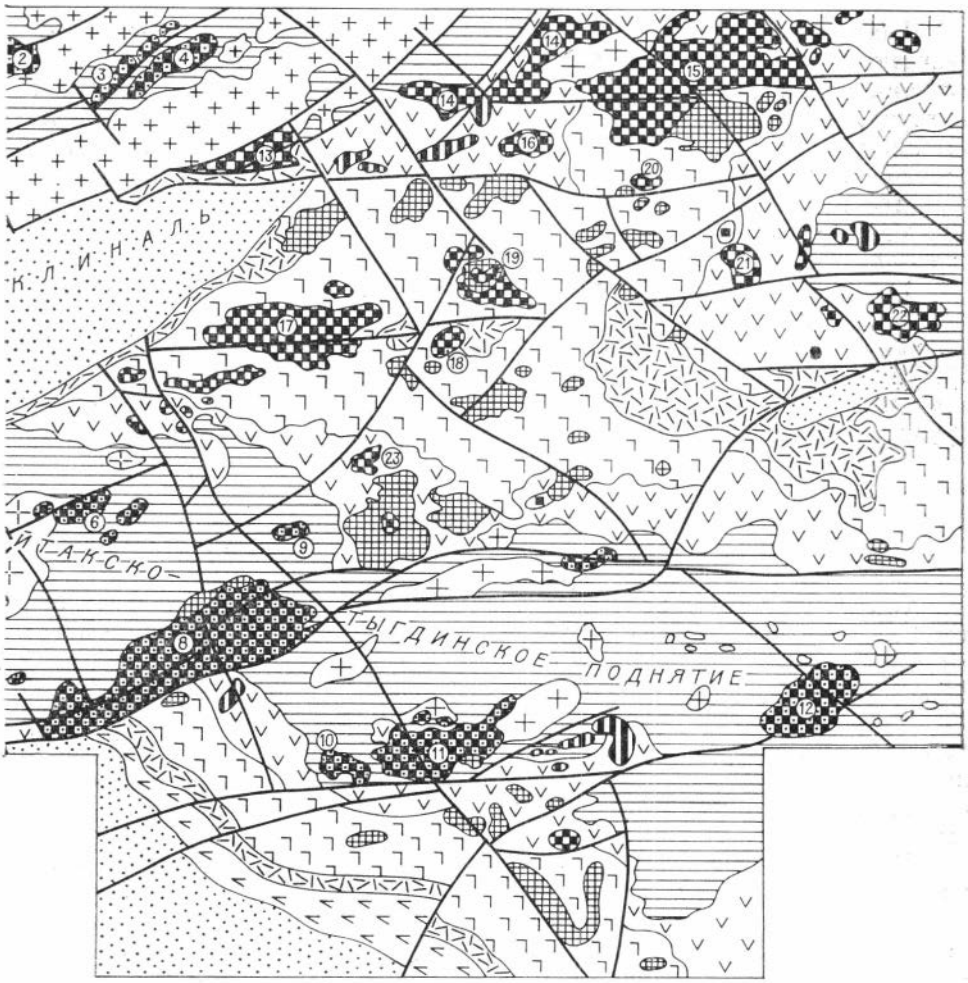
Рис. 1. Схема размещения интрузивных массивов девонского щелочно-сиенитового комплекса в Сыдо-Ербинской впадине и ее горном обрамлении.

1 — осадочные формации среднего девона — нижнего карбона. *2—12* — девонские вулканогенно-осадочные и плутонические ассоциации: *2* — базальтовая; *3* — молассовая красноцветная; *4* — вулканическая трахилипаритовая; *5* — субвулканическая трахилипаритовая; *6, 7* — плутоническая щелочно-сиенитовая: *6* — интрузивные массивы в структурах обрамления (сайбарский тип), *7* — интрузивные массивы периферических частей впадины (лутагский тип); *8* — андезито-базальтовая; *9* — субвулканическая габбро-долерит-диабазовая; *10—12* — ассоциации раннедевонского магматического цикла: *10* — объединенные трахилипаритовая и базальт-андезитовая, *11* — субвулканическая трахилипаритовая, *12* — плутоническая граносиенитовая (ирбинский комплекс). *13—15* — додевонские интрузивные и вулканогенно-осадочные комплексы: *13* — диорит-гранодиорит-гранитный (белльыкский комплекс S ?); *14* — диорит-гранодиорит-плагиогранитный (ольховский комплекс, ϵ_3—О); *15* — осадочные и вулканогенные отложения среднего кембрия — верхнего протерозоя. *16* — тектонические нарушения.

Интрузивные массивы щелочно-сиенитового комплекса (цифры на рисунке): 1 — Буровский; 2 — Александровский; 3 — Верхнеубейский; 4 — горы Косматой; 5 — Сайбарский; 6 — Малотелекский; 7 — Троицкий; 8 — Байтакский; 9 — горы Высокой: 10 — горы Балабан; 11 — Бесь-Тыгдинский; 12 — Сидоровский: 13 — Екатериновский; 14 — Хабыкский; 15 — Котубейский: 16 — горы Упорной; 17 — горы Ишо: 18 — Адрихинский; 19 — Лутагский: 20 — горы Сосновой: 21 — Безымянный; 22 — Цензыбинский.

ясь фациально в западном направлении грубообломочными туфоконгломератами, в гальке которых преобладают те же трахит-трахилипаритовые породы. В пределах впадины вулканиты повышенной щелочности нередко пространственно тесно ассоциируют с аналогичными по составу субвулканическими и гипабиссального облика породами, подчеркивая этим их генетическое родство.

В региональной схеме интрузивных комплексов складчатой области Восточного Саяна, подготовленной в соответствии с рекомендациями I и II региональных совещаний по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области [Поляков и др. (при участии автора), 1978], щелочно-сиенитовый комплекс соответствует лутагскому, сайбарскому и шумихинскому и относится к щелочно-сиенитовой интрузивной ассоциа-



ции гранитоидного ряда формаций. Возраст комплекса принимается ранне-среднедевонским. Следует иметь в виду условность принятой датировки, так как вопрос о возрасте девонских эффузивных, а следовательно, и интрузивных формаций является дискуссионным.

Интрузивные массивы щелочно-сиенитового комплекса широко распространены в Сыдо-Ербинской впадине и ее горном обрамлении (рис. 1). Их объединяют принадлежность пород к единому петрогенетическому ряду, качественное сходство петрографического состава, близкие геохимические и металлогенические особенности, подобие связанных с ними постмагматических изменений и другие свойства, неоднократно отмеченные и описанные исследователями данного региона. В то же время имеются данные, позволяющие разделить щелочно-сиенитовые массивы на две группы, различающиеся структурной приуроченностью тел, их морфологией, внутренним строением и петрографическим составом.

Первая группа (сайбарский тип интрузивов) объединяет массивы обрамляющих впадину антиклинальных поднятий в структурах байкальско-каледонской консолидации, которые не имеют достоверно установленных интрузивных контактов с девонскими вулканитами. Сюда относятся массивы: Сайбарский, Буровский, Александровский, Верхнеубейский, горы Косматой, Троицкий, Малотелекский, Гайтанский, горы Высокой, горы Балабан, Бесь-Тыгдинский (западная часть), Сидоровский и ряд мелких тел, сопутствующих некоторым интрузивам.

Вторую группу (лутагский тип интрузивов) представляют массивы, залегающие в периферийных частях впадины среди эффузивных и пирокластических образований девонского вулканического поля. Они обычно находятся в тесной парагенетической ассоциации с субвулканическими и жерловыми образованиями и вместе с ними входят в состав сложнопостроенных вулкано-плутонов. Это Котубейский, Хабыкский, горы Упорной, горы Сосновой, Лутагский, горы Ишо, Адрихинский, Рабкоопский, Екатериновский, Безымянный, Цензыбинский массивы и серия мелких тел — сателлитов.

Не ставя перед собой задачу привести здесь описание всех перечисленных массивов, часть которых уже освещена в литературе, остановимся на характеристике лишь трех плутонов — Сайбарского, Байтакского и Котубейского, дающих, на наш взгляд, представление о комплексе в целом, и ограничимся далее сравнительной характеристикой выделенных групп.

САЙБАРСКИЙ МАССИВ

Наиболее хорошо изученный представитель интрузивов первой группы. Сведения о его строении и составе, химико-минералогических и петрохимических особенностях опубликованы в работах А. Г. Вологдина [1925, 1932], Я. С. Эдельштейна [1930, 1932], Ю. А. Кузнецова [1933], Г. М. Саранчиной [1940], Э. Е. Федорова [1948], И. В. Лучицкого [1959, 1960], В. П. Костюка и Э. С. Гулецкой [1967], Г. С. Федосеева и Г. В. Полякова [Среднепалеозойские интрузии..., 1974], поэтому приведем здесь обобщенную характеристику плутона и отметим те особенности, которые выявились в процессе геологосъемочных работ.

Массив (26 кв. км) слагает одноименный хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении (рис. 2). Приуроченный к узлу пересечения северо-западных и северо-восточных тектонических нарушений, он является типично трещинным интрузивом, полого погружающимся в западном направлении. На поверхности плутон фиксируется здесь высокоинтенсивным магнитным полем, многочисленными мелкими телами — сателлитами и дайками щелочно-сиенитовых пород субвулканического и иногда эффузивного облика, широкими ореолами контактовых изменений. «Подземный» контур интрузива по этим признакам прослеживается на 10 км к западу от поверхностного.

Сайбарский плутон залегает среди кембрийских карбонатно-сланцевых и эффузивно-туфогенных отложений, прорывая и метаморфизуя их. На востоке он ограничивается раннепалеозойской интрузией диоритов и габбро-диоритов, насыщенной щелочно-сиенитовыми инъекциями в виде жил, даек и мелких штоков, сопровождаемых калишпатизацией диоритовых пород и превращением их в сиенит-диориты, габбро-сиениты. Этот факт, несмотря на отсутствие прямых наблюдений контакта, свидетельствует о более позднем внедрении щелочно-сиенитовой интрузии по отношению к диоритовой.

Наличие непосредственных контактов плутона с девонскими вулканитами [Федоров, 1948; Среднепалеозойские интрузии..., 1974] нашими наблюдениями, как и И. В. Лучицкого [1959], не подтверждается. Зеленокаменно измененные порфириты, туфы и туфобрекчии из западного экзоконтакта массива по многим признакам принадлежат среднекембрийской фаунистически охарактеризованной в смежном районе свите.

Массив сложен тремя четко обособляющимися петрографическими разновидностями пород: щелочными, нефелиновыми, кварцевыми сиенитами. Кроме того, субвулканические тела и дайки в западном экзоконтакте массива представлены группой щелочных микросиенитов и трахитов,

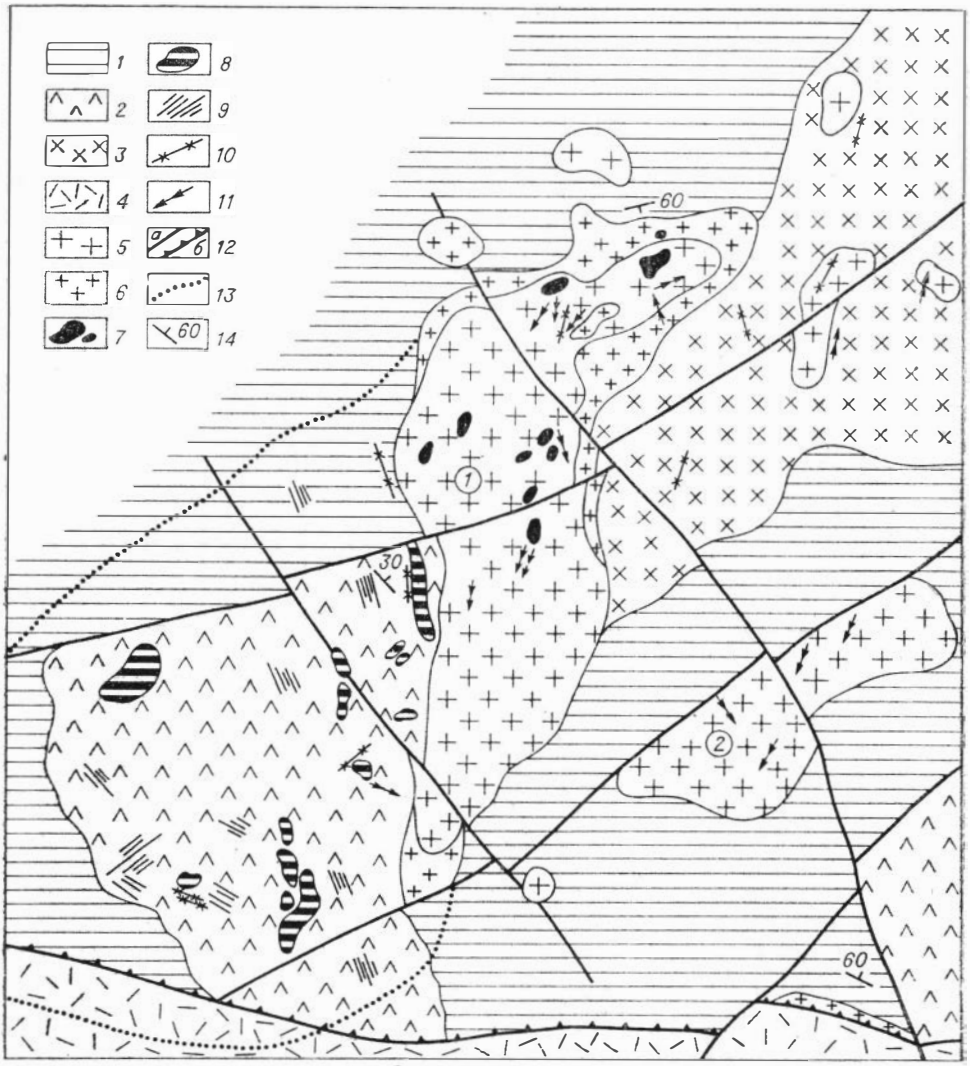


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Сайбарского интрузивного массива (с учетом материалов Г. М. Саранчиной, Э. Е. Федорова, И. В. Лучицкого).

1 — терригенно-осадочные отложения верхнего протерозоя — среднего кембрия; *2* — зеленокаменные эффузивы, туфы и туфобрекчии среднего кембрия; *3* — раннепалеозойские диориты, сиенито-диориты (ольховский комплекс, ϵ_3 — О); *4* — эффузивы; *5—7* — сиениты Сайбарского массива: *5* — щелочные, *6* — кварцевые, *7* — нефелиновые (сайбариты); *8* — субвулканические тела щелочных микросиенитов, щелочных трахитов и «интрузивных» брекчий; *9* — скопление даек различного состава; *10* — дайки щелочных сиенит-порфиров; *11* — дайки диабазов и диабазовых порфиритов; *12* — тектонические нарушения (*а*) и зона установленного надвига (*б*); *13* — контур не вскрытого эрозией интрузивного тела; *14* — элементы залегания.

которым иногда сопутствуют своеобразные «магматические» брекчии также щелочного состава.

Щелочные сиениты, занимающие около 90% площади массива, состоят из антипертитового калинатрового полевого шпата и переменного (1—20%) количества фемических минералов. Последние представлены эгирином, эгирин-авгитом, арфведсонитом; иногда отмечаются роговая обманка и биотит [Саранчина, 1940], эгиринизированный клинопироксен, рибекит-арфведсонит [Костюк, Гулецкая, 1967]. Содержание акцессорных минералов достигает 2,5% [Среднепалеозойские интрузии..., 1974], состав их разнообразен: магнетит, титаномагнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит, гранат, монацит, оранжит, анатаз. Щелочные сиениты в целом харак-

Окислы, характеристики	Номер										
	673060-1	673061	673061-9	673062-5	673063	681801-4	681801-5	681801-10	683010-4	768803	765804
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	58,92	58,74	63,30	62,67	60,20	62,70	59,36	59,52	59,24	62,70	64,14
TiO_2	0,90	0,66	0,62	0,63	1,34	0,65	1,10	0,54	0,27	0,61	0,60
Al_2O_3	12,10	17,99	16,89	16,71	17,26	16,83	15,56	16,64	20,17	17,21	18,16
Fe_2O_3	11,92	6,97	3,59	3,89	6,80	5,40	5,38	4,11	2,65	3,78	2,73
FeO	0,79	0,93	1,00	1,90	0,90	0,70	1,52	0,98	0,50	1,42	0,43
MnO	0,31	0,20	0,15	0,083	0,29	0,17	0,26	0,32	0,083	0,07	0,06
MgO	1,13	1,36	0,88	1,46	0,94	0,67	1,25	1,25	0,84	0,75	0,10
Ca_2O	2,07	2,04	1,10	2,18	0,44	0,30	2,02	1,88	3,20	1,56	0,14
Na_2O	7,30	7,00	7,10	5,80	6,50	7,19	7,19	7,00	8,00	6,32	6,63
K_2O	3,55	2,85	4,44	3,50	4,31	4,88	4,88	5,69	1,96	4,75	6,30
P_2O_5	0,051	0,063	0,13	0,19	0,0032	0,17	0,17	0,053	0,018	0,12	0,03
П. п. п.	0,56	0,99	0,34	0,74	0,52	0,56	1,26	1,94	3,11	0,59	0,60
Σ	99,60	99,79	99,54	99,76	99,50	100,22	99,95	99,93	100,04	99,88	99,92
	Числовые характеристики										
a	16,3	19,8	21,7	17,8	20,4	22,3	20,9	22,4	21,3	20,7	23,6
c($\bar{c}$)	(4,8)	2,3	0,3	2,3	0,5	(0,4)	(2,0)	(1,4)	3,4	1,2	0,2
b	10,9	9,7	6,6	8,1	10,0	6,5	8,9	7,8	5,1	6,6	3,2
s	63,0	63,2	71,4	71,6	69,1	70,9	63,3	63,4	70,3	71,6	73,0
a'	—	—	—	—	14,8	—	—	—	—	—	7,7
c'	23,6	2,2	15,8	4,8	—	5,6	27,9	29,4	12,7	11,4	—
f'	53,4	73,7	62,0	64,6	69,3	77,2	43,0	43,4	53,0	6,94	87,0
m'	18,0	24,1	22,2	30,6	15,9	17,2	24,0	27,2	23,3	19,0	5,3
n	68,3	78,9	70,8	71,6	69,6	68,6	66,1	63,0	86,1	67,2	61,5
φ	48,6	62,4	45,7	41,2	53,0	64,6	28,8	27,5	46,6	46,3	72,5
t	1,1	0,8	0,7	0,7	1,6	0,8	1,4	0,7	0,3	0,8	0,7
Q	—1,6	—5,5	—1,0	—5,7	—3,2	—3,1	—7,0	—9,3	—5,4	0,5	—1,3
a/c	3,2	8,6	80,3	7,9	38,4	61,5	10,1	16,2	6,2	18,5	139,3

теризуются преобладанием лейкократовых разностей, очень неравномерно-зернистыми структурами, трахитоидностью, почти полным замещением темноцветных минералов агрегатом рудных (магнетит, гематит, лимонит) с альбитом, хлоритом, эпидотом, кварцем и интенсивной автометасоматической альбитизацией полевого шпата. К этой группе пород следует отнести **и нордмаркиты** (не более 3% площади массива), содержащие в качестве темноцветных минералов эгирин, арфведсонит и отличающиеся от щелочных сиенитов высоким содержанием (18—20%) кварца.

Нефелиновые сиениты встречаются в северной и центральной частях массива в виде линейных или неправильной формы тел размером от 0,8×10м до 200×500 м. Они характеризуются очень изменчивыми количественными соотношениями главных породообразующих минералов (нефелина, эгирина, полевого шпата) и соответственно наличием довольно широкой гаммы разновидностей — от лейкократовых, почти без примеси цветных минералов, альбит-ортоклазовых лейколитов [Саранчина, 1940] и фельдшпатолитов [Эдельштейн, 1932] до пород типа ийолитов с весьма незначительным содержанием полевых шпатов. Промежуточные разности — нефелин-эгириновые, нефелин-арфведсонитовые, эгириновые, анальцим-эгириновые, либнеритовые сиениты — объединяются под общим названием «сайбариты» [Эдельштейн, 1930]. Петрографический состав и

но-сиенитового комплекса, вес. %

пробы	795804-в	795804-2	795805	795805-б	795805-д	795806	795816	795821-2	795821-1	795904	796801	796802-2	796803-д
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	62,54	61,92	62,74	64,74	61,18	62,32	64,28	63,24	71,94	64,36	62,88	61,72	62,52
	0,86	0,91	0,90	0,64	1,08	0,90	0,59	0,62	0,23	0,64	0,82	0,98	0,93
	16,14	15,40	16,69	18,26	15,59	16,51	17,32	17,97	14,95	18,35	17,51	15,31	16,87
	3,36	3,63	4,39	2,99	3,10	3,98	2,12	2,66	1,48	3,41	3,41	4,42	3,09
	2,77	3,96	1,58	0,79	3,90	0,17	2,38	1,98	0,90	0,32	0,72	3,21	2,31
	0,048	0,25	0,19	0,064	0,21	0,62	0,10	0,14	0,036	0,09	0,09	0,22	0,14
	0,39	0,78	0,51	0,10	0,68	2,20	0,20	1,98	0,19	0,10	0,10	0,58	0,25
	0,81	1,08	0,13	0,27	1,63	0,35	1,63	1,22	0,41	0,34	0,54	0,95	0,60
	7,28	6,56	6,26	6,02	6,50	6,70	5,60	5,80	4,60	6,70	6,50	6,88	6,70
	4,50	4,50	5,50	5,50	5,26	5,26	4,57	4,69	5,00	5,25	5,83	4,75	5,65
	0,12	0,16	0,17	0,097	0,17	0,11	0,14	0,15	0,029	0,11	0,16	0,10	0,12
	0,70	1,19	0,71	0,82	0,82	0,83	0,61	0,62	0,43	0,67	1,11	0,71	0,78
	99,52	100,34	99,77	100,29	100,12	99,95	99,54	101,07	100,20	100,34	99,67	99,83	99,96
по А. Н. Заварицкому													
	21,5	20,3	21,6	20,9	20,7	21,9	19,1	19,4	16,7	22,1	22,9	20,9	22,5
	(0,9)	(0,3)	0,2	0,3	(1,0)	(0,3)	2,0	1,5	0,5	0,4	0,3	(1,5)	(0,3)
	0,2	9,3	6,5	6,0	8,5	6,8	4,8	7,2	4,0	4,8	4,2	7,6	5,7
	71,4	74,1	71,7	72,8	69,7	71,0	74,1	71,9	78,8	72,7	72,6	70,5	71,4
	—	—	4,2	42,1	—	—	5,7	20,9	40,0	28,5	—	—	—
	15,8	14,0	—	—	23,0	6,2	—	—	—	—	7,5	15,1	12,7
	73,7	71,9	82,6	55,2	63,7	78,5	87,2	58,7	52,1	68,0	88,4	72,0	80,0
	10,6	14,1	13,1	2,8	13,3	15,3	7,1	20,4	7,8	3,5	4,1	12,8	7,3
	69,8	68,4	63,4	62,5	63,5	65,5	65,1	65,3	54,3	66,0	62,9	66,4	63,8
	30,9	29,4	57,1	41,9	18,4	45,7	37,9	31,1	30,7	60,0	60,9	29,4	39,7
	1,0	1,1	1,1	0,7	1,3	1,1	0,7	0,7	0,2	0,7	1,0	1,2	1,1
	— 1,2	—0,8	—0,1	3,6	—2,9	—2,1	8,0	3,4	23,8	0,9	—1,0	—1,2	—2,4
	23,0	60,0	137,5	64,6	19,7	82,8	9,6	13,2	34,8	54,0	66,3	13,4	64,5

минералогические особенности сайбаритов охарактеризованы детально Г. М. Саранчиной [1940], В. П. Костюком и Э. С. Гулецкой [1967]. Содержание нефелина колеблется от 69% в ийолите до полного отсутствия в фельдшпатолите. Средний тип нефелинового сиенита характеризуется 39% нефелина ([Саранчина, 1940], подсчет в шлифах). По данным И. В. Лучицкого [1959], среднее содержание нефелина в северной группе тел составляет 15—20%, а в южной колеблется от 0 до 20%.

Нефелин обычно подвержен интенсивным вторичным изменениям с образованием слюдистых агрегатов, цеолитов (анальцим, натролит, гидронефелин), либнерита, канкринита. Нефелиновые сиениты, как и щелочные, интенсивно альбитизированы, но темноцветные минералы здесь изменены слабо и представлены парагенетически тесно связанными эгирином и арфведсонитом.

Характерным признаком сайбаритовых тел является их полосчатость [Среднепалеозойские интрузии..., 1974], обусловленная изменчивостью как минерального состава, так и окраски пород. Нами в центральной части массива наблюдались участки линейно-полосчатого строения с субмеридиональной ориентировкой сайбаритовых гряд мощностью от 0,5 до 3 м. Здесь полосчатость обусловлена частым чередованием розовых щелочных сиенитов с нацело разрушенными цветными минералами и серых сайбари-

Окислы, характеристики	Номер пробы											
	768803-1	6537	4020	298801	298802	290804	317507	2105	2332	2333	844005	844006
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO_2	61,66	65,96	62,58	68,64	66,92	68,86	62,10	58,96	57,96	61,90	65,12	65,42
TiO_2	1,35	0,50	1,82	0,43	0,59	0,43	0,90	0,61	0,70	0,48	0,78	0,83
Al_2O_3	16,16	16,91	15,44	15,11	15,20	14,65	18,21	19,02	19,26	18,36	16,66	16,57
Fe_2O_3	3,32	3,07	4,39	1,89	2,38	1,86	3,96	2,57	2,92	3,24	2,19	1,87
FeO	3,15	0,57	1,36	1,66	2,01	1,69	0,73	2,37	2,77	1,22	2,05	0,34
MnO	0,15	0,06	0,27	0,067	0,08	0,064	0,036	0,14	0,15	0,097	0,09	0,13
MgO	0,58	0,14	1,44	0,96	1,35	0,96	0,83	1,55	1,44	0,41	0,50	0,74
CaO	1,82	0,42	0,86	1,07	1,22	1,07	0,55	1,87	2,16	1,01	0,92	0,84
Na_2O	6,32	6,05	5,99	4,66	5,00	4,83	6,66	6,20	6,53	6,93	6,70	6,60
K_2O	5,05	5,70	5,21	5,00	4,66	5,12	5,10	5,21	4,55	5,46	4,13	4,20
P_2O_5	0,18	0,09	0,29	0,13	0,19	0,12	0,31	0,17	0,21	0,091	0,17	0,17
$S_{вал}$	—	—	0,011	—	—	—	<0,01	0,038	<0,01	0,033	—	—
П. п. п.	0,63	0,61	0,35	0,66	0,84	0,67	1,08	1,06	1,30	0,51	0,47	0,38
Σ	100,37	100,08	100,01	100,28	100,44	100,32	100,48	99,77	99,96	99,74	99,78	98,09
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
a	20,8	21,4	20,2	17,1	17,4	17,6	21,9	21,6	21,4	23,3	20,5	20,4
c(*c*)	0,3	0,5	(0,1)	1,3	1,3	0,8	0,7	2,2	2,5	0,7	0,8	0,8
b	8,8	3,5	8,6	4,9	6,4	5,3	6,6	7,5	8,1	5,3	5,0	4,4
s	70,1	74,7	71,2	76,7	75,0	76,4	70,9	68,8	68,0	70,8	73,7	74,4
a'	—	1,1	—	2,4	—	—	15,2	—	—	—	—	—
c'	22,4	—	16,0	—	2,9	9,6	—	1,9	2,8	10,9	6,6	5,3
f'	66,6	32,1	46,6	65,1	61,9	60,3	63,2	62,3	66,5	76,0	76,8	66,8
m'	11,0	6,8	37,4	32,5	35,2	30,1	21,7	35,7	30,8	13,1	16,6	27,9
n	65,5	61,7	67,5	58,6	62,0	58,9	66,4	64,4	68,6	66,0	71,1	70,5
φ	31,7	75,0	22,8	32,3	31,3	29,4	52,1	29,9	31,5	52,3	36,8	35,6
t	1,6	0,6	2,1	0,5	0,7	0,5	1,0	0,8	0,9	0,6	0,9	0,9
Q	—1,8	6,1	—0,4	17,9	13,9	17,0	—2,8	—7,8	—9,4	—5,7	5,7	7,1
a/*c*	104,8	42,2	9,1	13,4	13,7	23,1	32,9	9,9	8,7	35,7	16,4	26,3

тов со свежими эгирином и арфведсонитом. Переходы от одних пород к другим постепенные.

По данным Г. М. Саранчиной [1940], нефелиновые сиениты являются более поздними и образуют в щелочных сиенитах три типа тел: дайки, шлиры, неправильной формы обособленные участки и полосы с постепенными переходами от одних пород к другим. Э. Е. Федоров [1948] считает сайбариты ксенолитами в сиенитах; В. П. Костюк и Э. С. Гулецкая [1967] относят те и другие к разным по времени фазам становления плутона, но все исследователи считают их тесно связанными генетически продуктами последовательной эволюции гранитоидной магмы.

Кварцевые сиениты отмечаются в северной части массива и отчетливо тяготеют к зоне эндоконтакта (см. рис. 2). Это обычно мелкозернистые красно-коричневые породы, часто порфировидные, состоящие из 7,1—10,4% кварца, 35,9—57,7% калинатрового полевого шпата, 21,9—47,4% плагиоклаза, 3,3—7,4% роговой обманки и 1,7—2,2% акцессорных минералов. По данным Э. Е. Федорова [1948], кварцевые сиениты являются наиболее поздними образованиями в теле Сайбарского плутона, рассекающими и щелочные, и нефелиновые сиениты. Нам не удалось наблюдать таких взаимоотношений, но были отмечены в северо-восточной части массива постепенные переходы от крупнозернистых щелочных сиенитов к

Окислы, характеристики	Номер пробы										
	844032	844036	ОП-18	ОП-24	ОП-25	ОП-20	ОП-23	688003-4	688004	688006	688006-3
	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	48
SiO_2	65,00	69,60	63,72	64,20	64,16	63,12	69,30	67,36	68,72	65,10	64,46
TiO_2	0,81	0,46	0,88	0,80	0,76	0,92	0,40	0,31	0,30	0,60	0,66
Al_2O_3	15,93	14,83	17,36	17,37	17,75	17,73	15,48	17,33	15,24	16,81	16,81
Fe_2O_3	2,80	1,50	2,62	2,42	2,32	2,47	1,84	0,69	1,97	2,09	2,54
FeO	2,23	2,12	1,87	1,87	1,69	1,58	1,22	1,08	1,11	1,72	2,12
MnO	0,13	0,11	0,12	0,10	0,08	0,11	0,05	0,08	0,056	0,13	0,15
MgO	0,74	0,76	0,97	0,88	0,49	0,77	0,10	0,19	0,19	0,62	0,80
CaO	0,79	1,26	0,67	1,76	0,81	0,81	0,41	0,67	0,78	1,30	1,95
Na_2O	6,50	4,33	5,65	5,75	5,97	5,78	4,95	6,89	6,44	6,44	6,50
K_2O	4,33	4,00	5,03	4,52	5,24	5,70	5,33	5,39	4,56	4,38	3,44
P_2O_5	0,19	0,10	0,12	0,14	0,13	0,14	0,08	0,047	0,066	0,15	0,16
H_2O^+	—	—	0,27	0,23	0,33	0,37	0,17	—	—	—	—
CO_2	—	—	0,27	0,24	0,33	0,38	0,18	—	—	—	—
П. п. п.	0,58	1,03	—	—	—	—	—	0,07	0,17	0,26	0,37
Σ	100,03	100,10	99,55	100,28	100,06	99,88	99,51	100,11	99,61	99,60	99,96
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
a	20,2	15,0	19,5	19,1	20,6	20,9	18,2	22,4	19,8	20,3	19,2
c(*c*)	0,4	1,5	0,8	2,0	1,0	1,0	0,5	0,15	(0,39)	1,0	1,6
b	6,3	6,0	7,6	5,5	5,5	5,8	4,0	2,5	3,5	5,0	6,6
s	73,1	77,5	72,2	73,3	73,0	72,3	77,3	74,9	76,2	73,7	73,0
a'	—	23,8	24,6	—	19,1	13,5	27,3	—	—	—	—
c'	9,1	—	—	2,1	—	—	—	25,2	25,8	11,4	11,7
f'	71,6	55,3	53,9	71,0	66,0	64,0	68,5	62,8	65,5	68,4	67,2
m'	19,3	20,9	21,4	26,9	14,9	22,5	4,2	11,9	8,7	20,2	21,2
n	69,5	62,1	63,1	65,9	63,4	60,6	58,5	66,0	67,6	69,1	74,4
φ	37,0	20,9	29,3	37,3	35,7	36,4	38,8	21,9	35,4	34,5	33,7
t	0,9	0,5	1,0	0,9	0,9	1,1	0,4	0,35	0,34	0,73	0,83
Q	5,5	23,7	4,6	6,4	3,8	1,8	17,8	4,0	12,5	5,7	6,2
a/c	55,3	10,0	24,2	9,5	21,0	21,3	37,3	204,9	53,6	20,7	12,0

мелкозернистым и порфировидным кварцевым сиенитам (граносиенитам).

В юго-западном эндоконтакте наблюдались мелкозернистые щелочные сиениты типа умптекита (калинатровый полевой шпат — 82%, олигоклаз — 2%, эгирин с арфведсонитом, частично замещенные рудами, альбитом,— 15,5%, акцессорные — магнетит, апатит, флюорит — около 0,5%).

Химические анализы пород Сайбарского массива приведены в табл. 1.

Как уже отмечалось, в районе западного, еще не вскрытого, продолжения Сайбарского плутона зафиксированы линейные и штокообразные тела — сателлиты щелочных микросиенитов и трахитов, сопровождаемые многочисленными дайками того же и диабазового состава. Размеры тел не превышают 1 км по длинной оси. В их строении иногда участвуют своеобразные «магматические» брекчии, образующие среди микросиенитов линейные выделения с неровными, извилистыми, нечеткими контактами. Наибольшее из них имеет размеры 125×12 м.

Щелочные микросиениты состоят на 70—95% из щелочных полевых шпатов (ортоклаз, реже микроклин-пертит, альбит-олигоклаз и антипертит) и 10—30% нацело замещенных рудными темноцветных минералов. Изредка отмечаются реликты густоокрашенного эгирина среди землистых

Окислы, характеристики	Номер пробы						
	741024-а	741026-а	741036	741806	742003-7	742802	251711-20
	49	50	51	52	53	54	55
SiO_2	62,84	62,68	62,68	65,00	69,74	64,78	63,82
TiO_2	0,16	0,70	0,71	0,59	0,45	0,68	0,80
Al_2O_3	15,76	17,60	18,21	16,46	14,13	16,82	16,87
Fe_2O_3	2,61	2,16	2,24	2,26	1,64	2,49	3,51
FeO	3,95	1,48	1,94	2,12	1,22	1,61	1,36
MnO	0,18	0,12	0,13	0,11	0,08	0,13	0,16
MgO	1,31	0,19	0,40	1,34	0,37	0,66	0,61
CaO	1,43	1,30	0,70	1,61	0,91	1,71	0,85
Na_2O	5,89	6,45	6,55	6,20	6,30	6,10	7,25
K_2O	3,89	5,70	6,08	4,08	2,62	4,36	4,62
P_2O_5	0,40	0,14	0,16	0,22	0,009	0,14	0,14
П. п. п.	1,28	1,37	0,5	0,44	2,26	0,54	0,38
Σ	99,70	99,89	100,3	100,43	99,73	100,02	100,37
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
a	18,5	22,6	23,1	19,1	17,4	19,6	22,1
c(*c*)	1,3	0,5	0,6	1,2	0,6	1,4	(0,1)
b	8,7	4,8	4,8	6,9	3,7	5,5	6,3
s	71,4	72,1	71,6	72,8	78,3	73,5	71,6
a'	—	—	—	—	—	—	—
c'	5,5	21,8	6,7	10,2	2,9	12,4	16,1
f'	69,4	71,4	80,3	57,5	70,4	67,6	67,9
m'	25,0	6,8	14,0	32,2	16,7	20,0	16,0
n'	69,8	62,2	62,1	69,8	78,5	68,0	70,4
φ	25,2	39,1	39,6	27,4	37,4	38,1	45,5
t	0,28	0,85	0,85	0,7	0,5	0,8	0,9
Q	4,6	—1,43	—3,8	6,0	21,3	6,5	—1,1
a/*c*	14,9	40,6	40,4	15,0	28,2	14,2	329,7

Примечание. 1—9 — Сайбарский массив: 1, 7, 8 — нефелиновые сиениты, 2—5, 9 — щелочные сиениты, 6 — нефелинсодержащий щелочной сиенит; 10—25 — Бесь-Тыгдинский массив: 10, 12—14, 16, 17, 19, 22—25 — щелочные сиениты, 11, 15, 18, 21 — нордмаркиты, 20 — аплитовидный гранит (дайка); 26, 27 — нордмаркиты горы Упорной; 28—30 — массив горы Ито, граносиениты; 31 — Лутагский массив, щелочной сиенит; 32—34 — Хабыкский массив, нефелинсодержащие сиениты; 35—38 — Сидоровский массив: 35—37 — нордмаркиты; 38 — граносиенит; 39—43 — Котубейский массив: 39, 42 — кварцевые сиениты, 40, 41 — нордмаркиты, 43 — граносиенит краевой фации; 44—54 — Байтакский массив: 44, 45, 53- —нордмаркиты и щелочные граносиениты, 46, 49, 52, 54 —порфировидные кварцевые сиениты и граносиениты, 48, 50, 51 — лейкократовые нордмаркиты; 55 —Верхнеубейский массив, нефелинсодержащий сиенит. Все анализы произведены в Центральной лаборатории КГУ. В анализе 31 в сумму не вошли сотые доли % H_2O и Cl (не показаны в таблице). Коллекция Сайбарской партии ГСЭ КГУ.

вторичных агрегатов и скоплений гематита, магнетита, редко — ильменита, лейкоксена вместе с эпидотом, кварцем и слюдистыми минералами. **Щелочные трахиты** имеют обычно порфировое строение (вкрапленники альбита и ортоклаза с каймой альбита) и ортофировую с различной степенью кристалличности основную массу, лишенную стекловатых выделений и сложенную альбитом, ортоклазом, рибекитом. Последний обычно замещается эгирином и биотитом. Акцессории в тех и других породах представлены апатитом, флюоритом, рудными, редко — оранжитом.

Магматические брекчии бывают двух типов. К первому относятся брекчии с обломками микросиенитов (до 5 мм), сцементированными агрегатом щелочного полевого шпата трахитовой структуры. Брекчии второго типа в «базальном» сильно измененном цементе содержат обломки различных размеров (от 1 до 10—12 мм) афировых и порфировых щелочных тра-

хитов, микросиенитов, крупнокристаллических щелочных сиенитов. В цементе преобладают рудные минералы (магнетит, гематит, титаномагнетит), есть альбит, карбонаты, флюорит, апатит, биотитоподобная слюдка, кварц, мусковит.

Дайки, сопутствующие этим телам, не отличаются большим разнообразием. Преобладают щелочные микросиениты и сиенит-порфиры, менее распространены щелочные трахиты, встречаются сёльвсбергиты, бостониты, ортофиры, альбитофиры. **Сельвсбергиты** — порфировидные породы с полнокристаллической трахитоидной основной массой. Фенокристаллы (6—8%) размером от 1 до 5 мм представлены ортоклазом, ортоклаз-пертитом с каймой шахматного альбита, альбитом, редко — биотитом. Основная масса состоит из альбита (60—70%), ортоклаза (12—15%), эгирина (14—18%) и магнетита (1,5%). **Бостониты** сложены калинатровым полевым шпатом с неровными зазубренными очертаниями зерен, чуть альбитизированным с периферии. В небольшом количестве присутствует рудный. **Альбитофиры** в отличие от щелочных сиенит-порфиров почти не содержат темноцветных минералов, имеют резко выраженную трахитоидную текстуру, тонкозернисты и по внешнему виду близки к эффузивам.

На отдельных участках дайки щелочно-сиенитового состава группируются вблизи тел микросиенитов, причем довольно часто совместно с диабазовыми. Последние являются более поздними.

Дайки в пределах массива немногочисленны. Они представлены здесь породами двух видов: микросиенитами и диабазами. Г. С. Фэдосеевым, Г. В. Поляковым [Среднепалеозойские интрузии..., 1974] отмечается наличие лампрофировых даек.

Контактовые воздействия Сайбарского массива на вмещающие породы фиксируются нешироким (менее 100 м) полосами роговиков по сланцам на севере, значительными по площади зонами ороговикования туфов и туфобрекчий на западе, локальными пятнами скарнов (гранат-эпидотовых, эпидот-кальцитовых, карбонатно-слюдистых) и эпидозитов на юге и юго-востоке. Размеры скарновых тел не выходят за пределы первых метров. В целом отмечается слабая степень контактово-метасоматического воздействия, измененные породы часто содержат хорошо сохранившиеся реликтовые структурно-текстурные признаки первично-осадочных и пирокластических пород. Иногда контактово-метасоматические преобразования ограничиваются развитием в известняках и сланцах небольшого количества эпидота, кварца, реже граната и мусковита, очень редко — роговой обманки.

Интрузивные породы подвержены интенсивным автометасоматическим и пневмато-гидротермальным изменениям, выраженным прежде всего повсеместно проявленной интенсивной альбитизацией, разложением темноцветных минералов и их полным или частичным замещением гематитом, магнетитом, гидрогетитом с выделением альбита и иногда кварца; эгиринизацией, карбонатизацией, образованием флюорита, апатита, слюды, минералов, содержащих редкие и радиоактивные элементы, редкие земли. В отдельных случаях образуются щелочные альбит-эгириновые пегматоидные метасоматиты, сложенные альбитом, крупными кристаллами (до 5 см) эгирина и гнездами радиально-лучистого арфведсонита.

БАЙТАКСКИЙ МАССИВ

Массив (рис. 3) в противоположность Сайбарскому изучен слабее. Его характеристика приведена Г. С. Федосеевым, Г. В. Поляковым [Среднепалеозойские интрузии..., 1974]. Интрузив отчетливо выражен в рельефе одноименным хребтом, вытянут в субширотном направлении вдоль контролирующей его зоны разлома. По этому разлому он надвинут в южном направлении на нижне-среднедевонские вулканогенные и осадочные от-

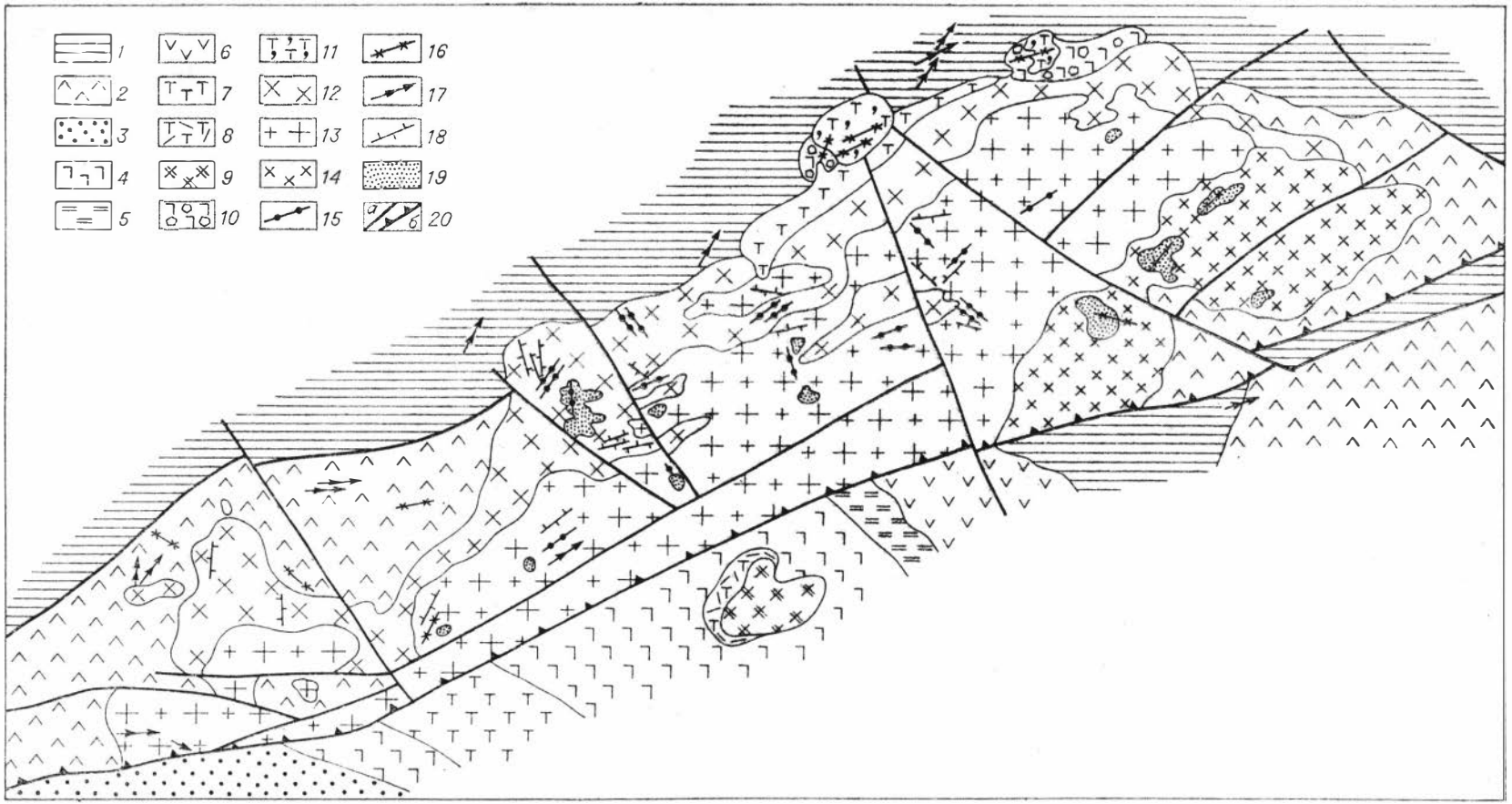


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Байтакского интрузивного массива.

1 — осадочные терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя — среднего кембрия; *2* — зеленокаменные эффузивы, туфы и туфобрекчии среднего кембрия; *3* — осадочные отложения среднего — верхнего девона; *4—11* — породы девонских вулканических образований: *4* — базальты, *5* — трахилипариты, *6* — андезиты и андезито-базальты, *7* — трахиты и трахилипариты, *8* — субвулканические трахилипариты, *9* — субвулканические граносиенит-порфиры, *10* — эруптивные брекчии, *11* — кластолавы трахилипаритового состава; *12—14* — породы Байтакского массива: *12* — лейкократовые нордмаркиты и щелочные сиениты, *13* — порфировидные кварцевые сиениты и граносиениты, *14* — мелкозернистые кварцевые сиениты; *15—18* — дайки: *15* — аплитов, гранит-порфиров, *16* — сиенит-порфиров, *17* — диорит-порфиров, *18* — диабазов; *19* — ксенолиты; *20* — тектонические нарушения (*а*) и зона Байтакского надвига (*б*).

ложения, слагающие северное крыло Моисеевской синклинали. На восточном и западном окончаниях плутона зафиксированы активные рвущие контакты щелочных и кварцевых сиенитов с эффузивными и пирокластическими породами среднего состава, залегающими внутри фаунистически охарактеризованной среднекембрийской толщи. Эти эффузивы Г. С. Федосеевым и Г. В. Поляковым [Среднепалеозойские интрузии..., 1974] были отмечены как нижнедевонские. На севере нордмаркиты плутона прорывают и метаморфизуют верхнепротерозойские доломиты и известняки.

По гравиметрическим данным массив имеет пластообразную форму, круто (55—60°) наклонен на север и осложнен апофизой, внедрившейся вдоль контакта додевонских эффузивов с доломитами. У северного контакта интрузива отмечаются, вероятно, постинтрузивные палеовулканические постройки, в которых присутствуют обломки полнокристаллических сиенитов.

В строении массива участвуют три пространственно обособленные группы пород: вдоль северного контакта почти на всю длину массива прослеживаются крупно-, грубо- и гигантозернистые лейкократовые щелочные сиениты и нордмаркиты; южная часть плутона сложена своеобразными порфировидными кварцевыми сиенитами и граносиенитами; на юго-востоке преобладают средне- и мелкозернистые кварцевые сиениты, часто содержащие ксенолиты частично измененных или полностью переработанных порфиров и туфобрекчий.

Щелочные лейкократовые сиениты и нордмаркиты различаются между собой содержанием кварца—от 0,5% в первых до 8—14% во вторых. Те и другие состоят в основном из калинатрового полевого шпата (82—96%), кварца и небольшого (3—5%) количества темноцветных минералов, почти полностью замещенных рудными в сопровождении тонкозернистого агрегата хлорита, серицита, кварца, зеленого биотита,мусковита. В реликтах иногда отмечается эгирин, чаще — голубоватая роговая обманка, сильно железистый биотит. Акцессории представлены апатитом, сфеном, цирконом. Калинатровый полевой шпат ($-2V = 80—88°$) пертитовый (пертиты, антипертиты), содержит обильные вростки тонкосдвойникованного альбита № 4—8, количество и размеры которых увеличиваются к периферии зерен вплоть до образования сплошных или прерывистых кайм. Часто встречаются обособления шахматного альбита. Химический анализ калинатрового полевого шпата из нордмаркитов (3 пробы) показал устойчивое преобладание в нем Na_2O (7,11—7,70%) над K_2O (3,28—3,75%) и низкое содержание CaO (1,20—1,34%) и MgO (0,19—0,61%). Подобные результаты получены при анализе лейкократовой фракции щелочных сиенитов Бесь-Тыгдинского и Сайбарского массивов Г. С. Федосеевым и Г. В. Поляковым [Среднепалеозойские интрузии..., 1974]. Они показывают устойчивое преобладание в полевом шпате этих массивов альбитовой составляющей над ортоклазовой при низком содержании анортита. Избыточность плагиоклазовых компонентов в калинатровых полевых шпатах отмечал ранее Г. В. Поляков [1971] для кварцевых щелочных сиенитов массивов Сидоровского и горы Большой Урал и эту избыточность объяснял вероятной автометасоматической альбитизацией. Последняя широко проявлена во всех указанных массивах, в том числе и в Байтакском.

Порфировидные щелочноземельные сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты содержат 20—40% крупных (до 1,5 см) призматических вкрапленников голубоватого зонального полевого шпата. Вкрапленники состоят из 2—4 зон, причем внутренняя, как правило, сложена интенсивно серицитизированным андезином № 35—40 и содержит реликты полисинтетических двойников. Реже здесь отмечается криптопертитовый полевой шпат без серицита. Одна или две промежуточные зоны сложены прозрачным тонкосдвойникованным альбитом в срастании с мутным калинатровым

полевым шпатом, внешняя образована тонкосдвойникованным альбитом № 6—8 или микропертитом. Границы внешних зон обычно неровные, зубчатые, промежуточных — четко линейные.

Специальные исследования зональности калинатровых полевых шпатов [Лазаренков, 1964] из нордмаркитов Сидоровского плутона, отмеченной ранее Г. В. Поляковым [1958], показали ее первичную, кристаллизационную природу и связь с процессами распада. По данным В. Г. Лазаренкова [1964], зональные полевые шпаты (преимущественно натровые, щелочные) изменяют состав по направлению к центру от $Аб_{50}Ор_{50}$ до $Аб_{80}Ор_{20}$ и иногда имеют в ядрах калиевый олигоклаз.

Основная масса мелкозернистая и состоит из 64—78% калинатрового пертитового полевого шпата, 6—12% плагиоклаза, 8—35% кварца и 7—14% фемических минералов, среди которых находятся биотит, титанистая бурая и полущелочная голубоватая роговая обманка, эгирин-авгит, клинопироксен. Из акцессорных обычны сфен, апатит, циркон. Темноцветные минералы в той или иной степени замещены агрегатом рудных вместе с хлоритом, эпидотом, актинолитом, серицитом, кварцем. Кварц кроме изометричных зерен в основной массе нередко образует прерывистые цепочки топкозернистого агрегата вокруг полевошпатовых вкрапленников. Общее содержание кварца в породе колеблется от 3 до 18%.

Кварцевые сиениты характеризуются аллотриоморфно-зернистой структурой и состоят из тех же минералов, что и порфировидные разности. Значительно реже в этих породах отмечаются щелочные и полущелочные темноцветные минералы, среди полевых шпатов появляется олигоклаз № 15—18 (до 22%), содержание кварца почти не опускается ниже 10%.

Дайки в Байтакском массиве многочисленны и разнообразны. По составу они объединяются в четыре группы: 1) аплиты, микрограниты, гранит-порфиры; 2) сиенит-порфиры, микрограносиенит-порфиры; 3) диорит-порфириты, микродиориты; 4) диабазы.

Первую группу даек представляют розовато-серые мелкозернистые порфировидные породы гранитоидного ряда, состоящие из аллотриоморфно-зернистого агрегата кварца (30—45%), пертитового полевого шпата (52—65%) и небольшого количества (1—4%) темноцветных минералов (биотит, роговая обманка) в ассоциации с рудными (магнетит, титаномагнетит). Акцессории — сфен с лейкоксеном, апатит, циркон.

Породы второй группы распространены более ограниченно, чем первой. Они бывают чаще порфировидными и содержат обильные вкрапленники пертитового калишпата. Основная масса кроме калинатровых полевых шпатов (55—68%) содержит олигоклаз № 12—16 (13—23%), кварц (8—20%), зеленую роговую обманку в сростках с магнетитом (до 3%).

Диорит-порфириты и микродиориты содержат во вкрапленниках интенсивно соссюритизированный плагиоклаз, а основная масса состоит из 60—68% плагиоклаза, 30—35% фемических минералов (роговая обманка, авгит, гиперстен, биотит) и 2—3% рудных.

Наиболее многочисленны разнообразные по составу дайки диабазов, которые в западной части массива группируются в линейные зоны шириной до 250 м, ориентированные субширотно или субмеридионально. Это темно-серые в свежем сколе и светло-зелено-серые на выветрелой поверхности породы, содержащие редкие вкрапленники соссюритизированного плагиоклаза. Основная масса диабазовой структуры состоит из плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, небольшого количества зерен биотита и кварца. По темноцветным интенсивно развиваются хлорит, эпидот.

Последовательность внедрения всех разновидностей даек не устанавливается, наблюдались лишь факты прорыва аплитов диабазами.

В теле интрузива отмечается большое количество ксенолитов различной формы и самых разнообразных размеров: от нескольких сантиметров

до десятков и сотен метров. В восточной и западной частях плутона есть отторженцы зеленокаменно измененных порфиритов и туфобрекчий до 0,8—2,2 км по длинной оси. Ксенолиты сложены одноцветными и пятнистыми, кварцитовидными и роговикоподобными, эффузивного или интрузивного облика породами, сохраняющими реликты порфировой (вкрапленники зонального плагиоклаза) и брекчиевой структур, слоистости и оолитового строения. Кварцитовидные породы состоят из мозаичного агрегата кварца, серицита, небольшого количества хлорита, альбита, биотита и рудных (гетит, гематит). Роговикоподобные образования тонкозернисты и сложены мусковит-биотит-пироксен-альбит-серицит-кварцевым агрегатом с тонкорассеянной рудной сыпью или гнездами гетита, гематита. Изредка встречаются мелкие зерна циркона. Пятнистые эффузивоподобные породы имеют бластопорфировую структуру, порфиробласты выполнены кварцем или кварц-гидромусковитовым агрегатом, основная масса мелкозернистая кальцит-кварц-альбит-серицитовая. Кварца мало (3—7%), иногда он отсутствует. Из темноцветных встречаются мелкие чешуйки биотита. Рудные минералы образуют гнезда, скопления вместе с хлоритом, серицитом или полосы, придавая породе гнейсовидный облик. Отмечаются зерна циркона, сфена, апатита. В мелких ксенолитах иногда видны постепенные переходы новообразованной мелкозернистой породы сиенито-диоритового состава к меланократовому сиениту и лейкократовому нордмаркиту. Нередко ксенолиты сопровождаются кварцевыми жилками, содержащими в себе черный рудный минерал.

Контактовые изменения наиболее широко проявлены в эффузивах, которые наряду с ороговикованием интенсивно окварцованы и содержат множество гнезд, жил и скоплений калишпат-кварцевого состава с примесью хлорита и зеленого биотита. Доломиты в контакте с интрузивом окварцованы.

Как и в Сайбарском массиве, здесь интенсивно проявлены процессы автометасоматической альбитизации, частичного или полного замещения темноцветных минералов рудными и вторичными.

КОТУБЕЙСКИЙ МАССИВ

Котубейский плутон (рис. 4) находится в среднем течении Сыды, в бассейне ее правых притоков. Он приурочен к одной из ветвей Кортузского [Гавриченков, Косоруков, 1977] глубинного разлома, отделяющего Сыдинскую вулкано-тектоническую депрессию от Беллыкского антиклинального поднятия. Вмещающими интрузив являются девонские эффузивные породы: на севере — базальт-андезитовой формации, на юге — более поздней платобазальтовой. Морфологически плутон представляет собой сложнопостроенное гарполитообразное тело с несколькими вскрытыми и еще не выведенными на поверхность апофизами, сопровождаемыми обилием мелких тел и даек пород менее глубинного облика. На юго-востоке интрузивные породы сменяются субвулканическими, которые являются, очевидно, производными той же магматической камеры. На западе к нордмаркитовому примыкает гранитоидный плутон более раннего, по нашим данным, девонского (арбинского) комплекса.

Массив характеризуется отчетливой зональностью. Его центральная, прикорневая часть сложена породами главной интрузивной фации — нордмаркитами, субщелочными кварцевыми сиенитами. Среди сиенитов иногда отмечаются щелочные и нефелиновые разности. Ближе к периферии доминируют граносиениты, постепенно сменяющиеся краевой фацией мелкозернистых граносиенитов и граносиенит-порфиров. Последние, в свою очередь, характеризуются закономерным изменением состава пород: в более глубоких срезах обнажаются кристаллические разности, сменяющиеся в сторону контакта трахилипарит-порфирами, фельзит-порфирами.

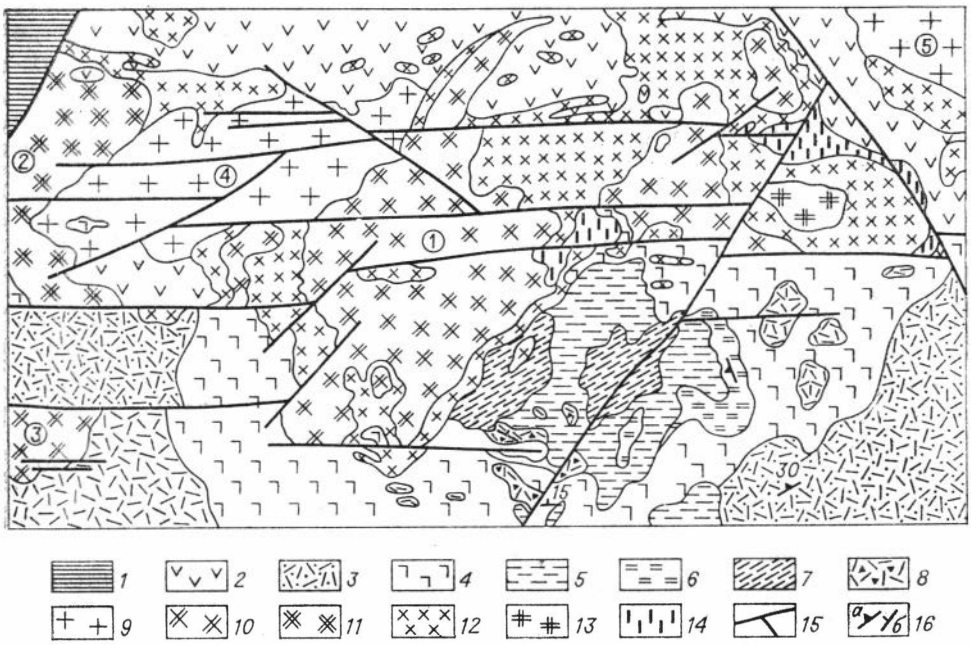


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Котубейского интрузивного массива.

1 — породы додевонского фундамента; *2—4* — породы девонских вулканических образований: *2* — андезиты и андезито-базальты, *3* — осадочно-вулканогенные образования смешанного состава, *4* — базальты; *5—8* — субвулканические породы: *5* — гранофиры промежуточной зоны, *6* — фельзит-порфиры и фельзиты прикровельной фации, *7* — микрограниты внутренней зоны, *8* — жерловые образования трахилипаритового состава; *9* — породы гранит-граносиенитового (ирбинского) комплекса; *10—14* — породы щелочно-сиенитового комплекса: *10* — нордмаркиты, *11* — амфиболовые сиениты, *12* — граносиенит-порфиры краевой фации, *13* — щелочные граниты, *14* — контактово-реакционные сиенит-диориты, монцониты, диориты; *15* — тектонические нарушения; *16* — ориентировка флюидальности (*а*) и слоистости (*б*).

Цифры в кружках обозначают плутоны: 1 — Котубейский; 2 — Хабыкский; 3 — горы Упорной; 4 — Верхне-Котубейский; 5 — Буеджульский.

Мелкозернистые породы эндоконтактовой и прикровельной части массива прерывистой полосой различной ширины окаймляют интрузив и занимают около 20% его обнаженной площади. Нордмаркиты и граносиенит-порфиры связаны постепенными переходами, границы между ними в большинстве случаев бывают условными. В северном экзоконтакте отмечаются породы диоритового, габбро-сиенитового состава, которые сменяются калишпатизированными андезито-базальтами.

Нордмаркиты — массивные, крупно-, среднезернистые, иногда трахитоидные породы, сложенные микро- и криптопертитовым калинатровым полевым шпатом (60—70%), альбит-олигоклазом и олигоклазом (12—15%), кварцем (7—12%) и небольшим количеством фемических минералов: 1—2% диопсида, менее 1% эгирина, 1—3% рибекита, единичных зерен биотита и магнетита. Среди акцессориев преобладают сфен, циркон, апатит, встречаются монацит, ортит, торит, ксенотим. Вторичные изменения минералов слабые. Следует отметить частое присутствие мозаичных скоплений кварца. Более редкие **щелочные сиениты** зафиксированы в четырех мелких (не более 10—15 м) телах в центральной и юго-восточной частях массива. Это серые крупнозернистые породы, состоящие из 60% пертитового калинатрового полевого шпата, 10—20% нефелина, 5—8% альбит-олигоклаза и альбита, 2—5% анальцима и 3—5% эгирина. Из акцессорных присутствуют апатит, магнетит, циркон и ортит. Нефелин почти полностью замещен канкринитом, цеолитами.

Граносиениты и кварцевые сиениты часто порфировидны и состоят из 50—60% калишпата, 18—20% олигоклаза и олигоклаз-андезина, 8—19% кварца, 2—3% частично или полностью замещенного хлоритом и

кальцитом биотита, 1—4% роговой обманки и редких чешуек мусковита В этих породах встречаются микропегматитовые и микрографические структуры. Иногда кварц развивается за счет полевых шпатов, корродируя их или концентрируясь в виде кайм. Акцессории: апатит, циркон.

Граносиенит-порфиры краевых частей интрузива обычно порфировидные и содержат вкрапленники (до 4 мм) плагиоклаза, реже ортоклаза или амфибола (обыкновенная и щелочная роговая обманка). Основная масса мелкозернистая, состоит из калинатрового полевого шпата (50—55%), олигоклаза № 14—18 (15—26%), кварца (12—18%) и 2—3% темноцветных — роговой обманки и биотита. В качестве акцессориев вместе со сфеном и апатитом отмечаются сульфиды и турмалин.

В восточной части Котубейского плутона, по данным А. В. Гладких, обособляется тело щелочных гранитов (см. рис. 4), которое залегает среди мелкозернистых эндоконтактовых граносиенит-порфиров. Щелочные граниты содержат в качестве темноцветных минералов щелочные амфиболы (рибекит, арфведсонит). Кварц содержится в количестве до 30%, он кроме ксеноморфных зерен часто образует пегматитовые вростки в калишпате. Среди щелочных гранитов преобладают их лейкократовые разности.

Химические анализы (средние по объединенным пробам) пород Котубейского массива (см. табл. 1) показывают принадлежность их к щелочному и щелочноземельному ряду. По составу они близки нордмаркитам, по Р. Дэли (рис. 5), отличаясь более высоким содержанием кремнезема ($Q = 17{,}8$) в эндоконтактовых граносиенит-порфирах.

Дайковых образований, кроме апофиз и инъекций сиенит-порфиров собственно интрузивной фазы во вмещающие эффузивы, в теле плутона не встречено, хотя существуют указания Б. П. Зубкус на наличие в нем микродиоритовых, диорит-порфировых, спессартитовых, аплитовых и пегматитовых даек.

Контактовые изменения интрузива однообразны и выражаются в ороговиковании базальтоидов и их обильном насыщении сиенитовыми и калишпатовыми инъекциями. В эндоконтактовой части наблюдается большое количество разноразмерных (не более 5 м) ксенолитов, в той или иной степени перекристаллизованных. Иногда в области контакта породы на 60% сложены сиенитовыми инъекциями в виде жил, пятен, гнезд причудливой формы; иногда инъекции в виде отдельных кристаллов калишпата или их скоплений сравнительно равномерно распределены в породе, имеющей розовато-зеленую окраску и неравномерно-зернистую структуру, зависящую от интенсивности перекристаллизации. Ширина ореола контактовой перекристаллизации невелика (первые метры, иногда 10—20 м), при удалении от массива степень метаморфизма резко убывает, но частичная эпидотизация, хлоритизация или амфиболизация в эффузивах прослеживается на большие расстояния — до 500 м и более. Роговики имеют хлорит-эпидот-цоизит-пироксен-альбит-кварцевый состав.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ САЙБАРСКОГО И ЛУТАГСКОГО ТИПОВ

Интрузивные массивы сайбарского типа невелики по площади (менее 100 кв. км), большинство их контрастно выражены в рельефе линейными горными хребтами с крутыми склонами и скалистыми гребнями на фоне пологого низкогорья. Они, как правило, сопряжены с крупными тектоническими нарушениями северо-восточного и субширотного направлений и иногда контролируются зонами пологих надвигов (Байтакский, Буровский, Верхнеубейский массивы). В виде типично трещинных, пластовых или лакколитоподобных тел массивы залегают среди верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений, метаморфизуя их. Наличие прорыва интрузивами этого типа девонских эффузивов [Федоров, 1948] не

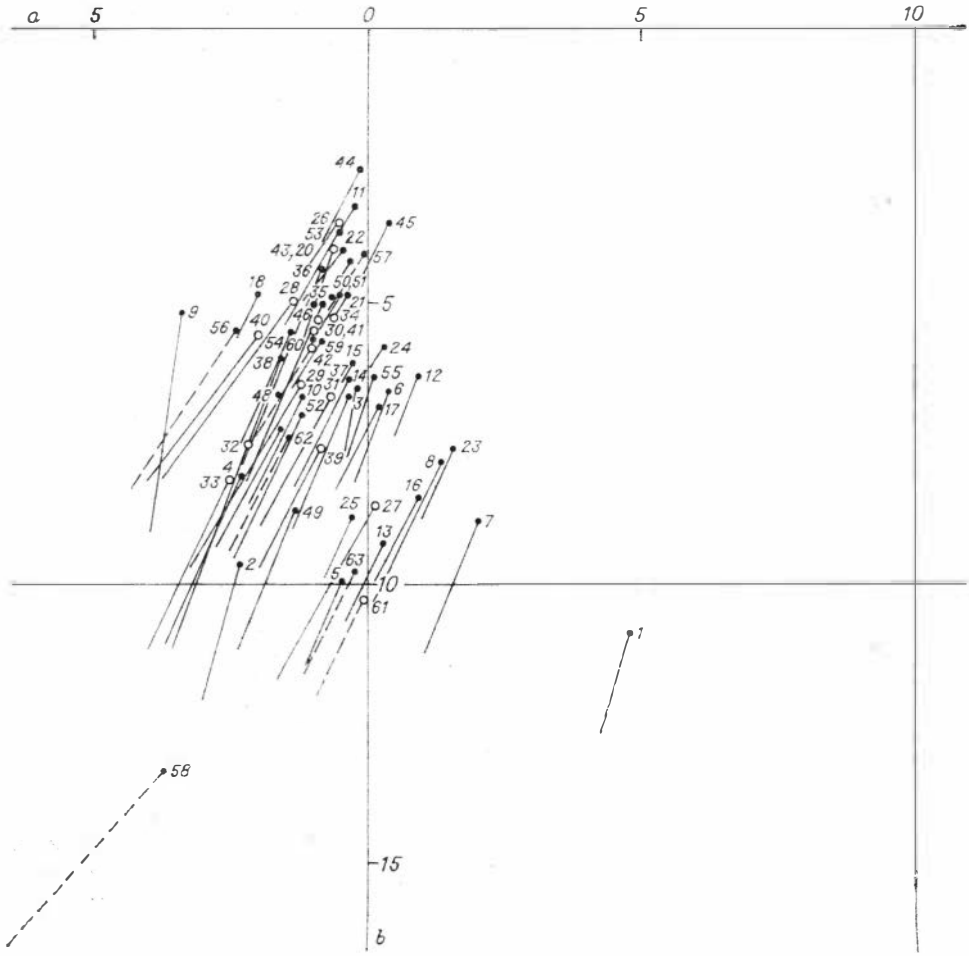
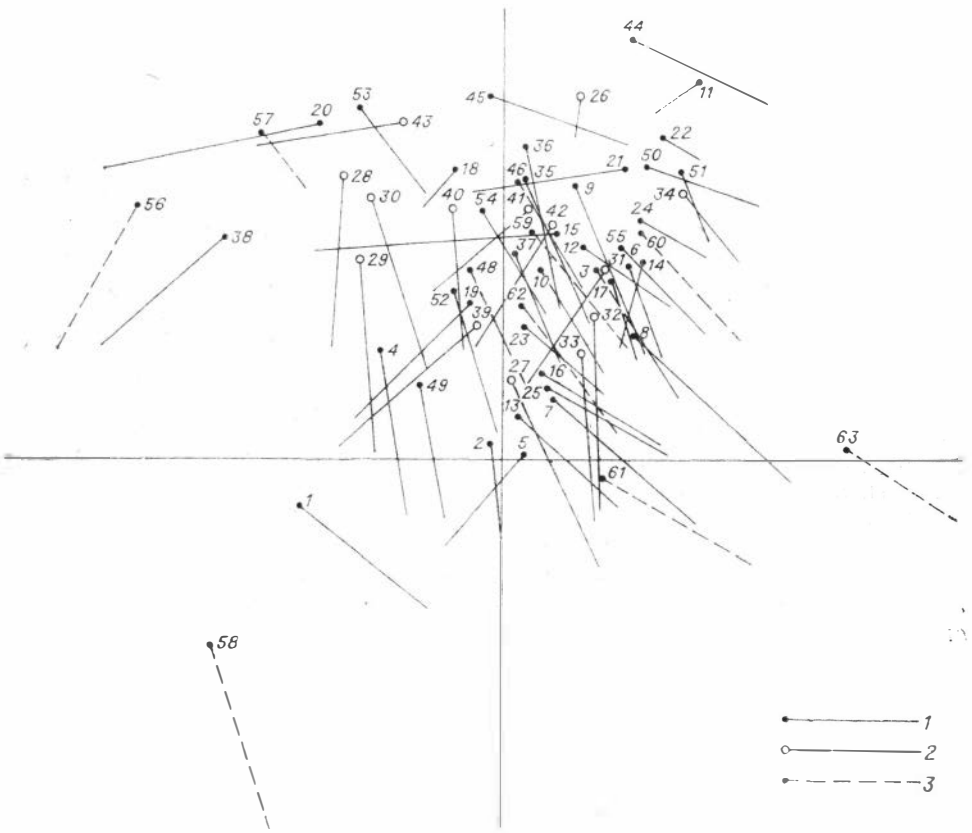


Рис. 5. Диаграмма химического состава пород девонского
1 — породы интрузивов сайбарского типа в каледонских структурах складчатого обрамления; *2* — вые породы.
Цифры на рисунке обозначают: 1—55 — номера анализов в табл. 1; 56—63 — типовые породы: пуласкит, 61 — умптекит, 62 — щелочной

подтверждается новым фактическим материалом о Сайбарском и Байтакском массивах. Наблюдения в южном экзоконтакте Бесь-Тыгдинского массива также показывают, что распространенные здесь роговики часто содержат реликты туфобрекчий, аналогичных нижнепалеозойским. Нельзя считать достоверно установленным прорыв девонских эффузивов и Буровским плутоном, так как непосредственных взаимоотношений между теми и другими породами не наблюдалось [Среднепалеозойские интрузии..., 1974], но имеются данные о наличии здесь дизъюнктивного контакта [Гавриченков, Косоруков, 1977], причем интрузивные породы вместе с вмещающими их додевонскими образованиями надвинуты в южном направлении на терригенно-осадочные и эффузивные комплексы Сыдо-Ербинской впадины.

В современном срезе эти плутоны обычно сильно эродированы, глубина залегания подошвы некоторых тел по гравиметрическим данным не превышает 0,8—1,2 км (Буровский, Бесь-Тыгдинский массивы).

По петрографическому составу массивы сайбарского типа характеризуются, как это видно на примере Сайбарского и Байтакского массивов, явным преобладанием щелочных сиенитов, полнокристаллических неравномерно-зернистых (от мелко- до грубозернистых и пегматоидных),



щелочно-сиенитового комплекса по А. Н. Заварицкому.

породы интрузивов лутагского типа в периферийных частях Сыдо-Ербинской впадины; *3* — типо по Р. Дэли.

56 — гранит, 57 — щелочной гранит, 58 — щелочноземельный сиенит, 59 — нордмаркит, 60 — сиенит, 63 —нефелиновый сиенит.

имеющих светлые тона окраски. Менее распространены нордмаркиты и кварцевые сиениты, редки известково-щелочные сиениты и граносиениты. Нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты переменного состава отмечаются во многих плутонах и образуют обычно изолированные тела и шлировидные выделения малых (десятки, редко первые сотни метров) размеров с низкими содержаниями нефелина. Богатые нефелином (до 69%) разности, приближающиеся к ийолитам, отмечались только на севере Сайбарского массива [Саранчина, 1940; Лучицкий, 1959]. До 40% нефелина содержат щелочные породы массива горы Высокой, в котором А. Г. Вологдиным [1925, 1932] были отмечены и анальцимовые сиениты.

Некоторые массивы характеризуются непостоянством состава и изменчивостью структуры пород, особенно отчетливо проявившимися в Бесь-Тыгдинском плутоне. В его южной части нами наблюдалась частая смена на расстоянии 20—25 м грубозернистых лейкократовых щелочных сиенитов мелкозернистыми, содержащими до 30—35% свежего щелочного амфибола и эгирина. Мелкозернистые щелочные сиениты образуют неправильной, линзовидной и линейной формы тела в нордмаркитах, иногда с довольно резкими контактами. По этой причине они в ряде случаев принимаются за дайки [Ковалев, 1972].

Полевые шпаты в щелочных и нефелиновых сиенитах почти целиком представлены калинатровыми разностями пертитового строения и альбитом, часто автометасоматическим (широкое развитие антипертитовых структур, наличие кайм и зон замещения в зернах с пертитовым строением). Среди фемических минералов преобладают щелочные: эгирин, арфведсонит, рибекит, эгирин-авгит, встречается полущелочная роговая обманка. Биотит и обыкновенная роговая обманка редки, клинопироксен отмечается как еще более редкий минерал.

В плутонах этой группы слабо развиты гибридные и контактово-реакционные образования. Породы сиенито-диоритового состава встречаются в ксенолитах и изредка на контакте щелочных сиенитов с порфиритами (Байтакский, Малотелекский массивы). Большинству массивов присущи интенсивно проявленные процессы автометасоматического и пневмато-гидротермального изменения пород, выраженные альбитизацией полевых шпатов и разложением темноцветных минералов до полного их замещения гематитом, гидрогетитом, гетитом в ассоциации с вторичными зелеными минералами, альбитом, кварцем. Постмагматические процессы в отдельных случаях привели к образованию альбититовых тел (Верхнеубейский массив), альбит-эгириновых метасоматитов (Сайбарский), щелочных пегматитов с гигантскими кристаллами арфведсонита или интенсивному окварцеванию вплоть до образования обильных кварцево-жильных выделений (Бесь-Тыгдинский).

Экзоконтактовые изменения выражены слабо и проявлены ореолами ороговикованных эффузивов, роговиков по сланцам и алевролитам, мраморизацией и окварцеванием известняков и доломитов. Иногда на контакте с карбонатными породами образуются локальные мелкие пятна скарнов.

Дайки в интрузивах сайбарского типа не подчиняются какой-либо определенной закономерности. Так, в Байтакском массиве их много и они разнообразны по составу, в Буровском отмечается обилие диабазовых и диабаз-порфиритовых даек. Немногочисленные в Бесь-Тыгдинском и Сидоровском массивах, они представлены в основном аплитовидными гранитами и граносиенитами, в Сайбарском — диабазами и микросиенитами. Некоторые плутоны обнаруживают зональное строение. Отчетливо зонален Сидоровский массив, для которого Г. В Поляковым [1971] не исключается возможная принадлежность крупнозернистых кварцевых щелочных сиенитов внешней и порфировидных граносиенитов внутренней зон к разным фазам внедрения. Подобную зональность обнаруживает Байтакский плутон: его внешняя зона у северного контакта также сложена щелочными лейкократовыми сиенитами, а внутренняя — порфировидными граносиенитами, но здесь наблюдаются постепенные переходы между указанными породными группами, дающие основание предполагать принадлежность тех и других к одной фазе. Мелкозернистые кварцевые сиениты, иногда граносиениты, отмечаемые в эндоконтактовых зонах Буровского, Сайбарского и Байтакского массивов, вероятно, правильнее считать краевой фацией, нежели более поздней фазой [Федоров, 1948].

Интрузивные массивы лутагского типа в большинстве случаев являются составной частью вулкано-плутонических построек, что и определяет их частую пространственную связь с сопутствующими силлами, субвулканическими куполами, вулканическими жерловинами или полями комагматичных трахилипаритовых лав и туфов. Разнообразные морфологически, они образуют гарполитообразные и пластообразные тела, лакколиты, штоки, нередко осложненные отпочковывающимися от них апофизами.

Характерная особенность этих плутонов — незначительная степень их эрозии. Большинство массивов, по существу, еще не выведены на поверхность и обнажаются в виде изолированных относительно мелких тел, расширяющихся на глубине и нередко соединяющихся в значительные по

размерам интрузивные залежи. На поверхности эти плутоны отчетливо фиксируются понижением гравитационного и повышением магнитного полей относительно вмещающих базальтоидов. Кровля таких интрузивов, по расчетным данным, отстоит от поверхности на 1,0—1,5 км. Таков, например, Лутагский вулкано-плутон, обнажающийся только корневой частью порожденной им субвулканической постройки, в строении которой крупнозернистые интрузивные породы играют подчиненную роль и слагают лишь внешнюю кольцевую зону. Контур глубинного интрузива, по геофизическим данным, распространяется к востоку и югу от поверхностного, и Адрихинский массив, вероятно, является его естественным продолжением. Подобные соотношения связывают Рабкоопский массив и Таловскую субвулканическую постройку, примыкающую к нему на юго-востоке, которые также находятся в контуре единого еще не вскрытого интрузивного тела, превосходящего в 4—5 раз площадь обнаженных его частей. Массив горы Ишо постепенно погружается под вмещающие его базальтоиды, проявляясь на поверхности в виде мелких линейных силлов и многочисленных даек. Подобные примеры можно было бы продолжить, но уже из сказанного видно, что обнажающиеся среди девонских вулканитов «мелкие» (по А. Д. Шелковникову [1968]) интрузивные тела не отражают в полной мере масштабов щелочного интрузивного магматизма в данном регионе.

Для пород интрузивов лутагского типа характерны густые красно-коричневые тона окраски, порфировидные, средне- и мелкозернистые структуры и массивные текстуры. Грубозернистые и пегматоидные разности в этих массивах практически отсутствуют, а мелкозернистые породы апикальных и краевых зон наблюдаются почти во всех плутонах в виде прерывистой оторочки (Котубейский, горы Упорной, Хабыкский, горы Ишо, Лутагский, Адрихинский). Эти породы часто пространственно тесно связаны с контактово-реакционными сиенито-диоритами, габбро-сиенитами, монцонитами, диоритами, меланократовыми контаминированными сиенитами. В экзоконтактовых зонах широко проявлены процессы фельдшпатизации базальтов и их перекристаллизации, ороговикования и пиритизации. Нередко в контактовой зоне можно наблюдать как бы постепенные переходы от интрузивных пород к вмещающим эффузивам, причем такие зоны прослеживаются на протяжении нескольких, а иногда и десятков метров.

По петрографическому составу массивы лутагского типа характеризуются большим разнообразием пород, но в целом меньшим распространением щелочных и нефелиновых сиенитов. В некоторых плутонах возрастает роль пород с высоким содержанием кварца. Так, в массиве горы Ишо наиболее типичны двуполевошпатовые кварцсодержащие сиениты, граносиениты и даже граниты, содержащие до 28% кварца. Полевошпатовые зерна в этих породах имеют зональное строение, их центральные части сложены интенсивно серицитизированным плагиоклазом (олигоклаз, андезин № 32—34), а внешняя — калинатровым полевым шпатом, интенсивно пропитанным гидроокислами железа, обеспечивающими породам густую красно-коричневую окраску. К группе известково-щелочных пород относятся широко распространенные во многих массивах граносиенит-порфиры краевых зон.

Нордмаркиты, преобладающие в Котубейском плутоне, почти целиком слагают массив горы Упорной, но практически отсутствуют в Хабыкском. В последнем доминируют амфиболовые сиениты, иногда встречаются щелочные их разности с нефелином. Нефелиновые сиениты кроме Хабыкского и Котубейского содержатся в Лутагском массиве. Во всех случаях содержание нефелина около 5%, иногда достигает 10—20%. Щелочные сиениты играют явно второстепенную роль в этой группе массивов и характеризуются высоким (1—1,5%) содержанием ильменита.

Слабее, чем в интрузивах сайбарского типа, здесь проявились процессы автометасоматической альбитизации и замещения фемических ми-

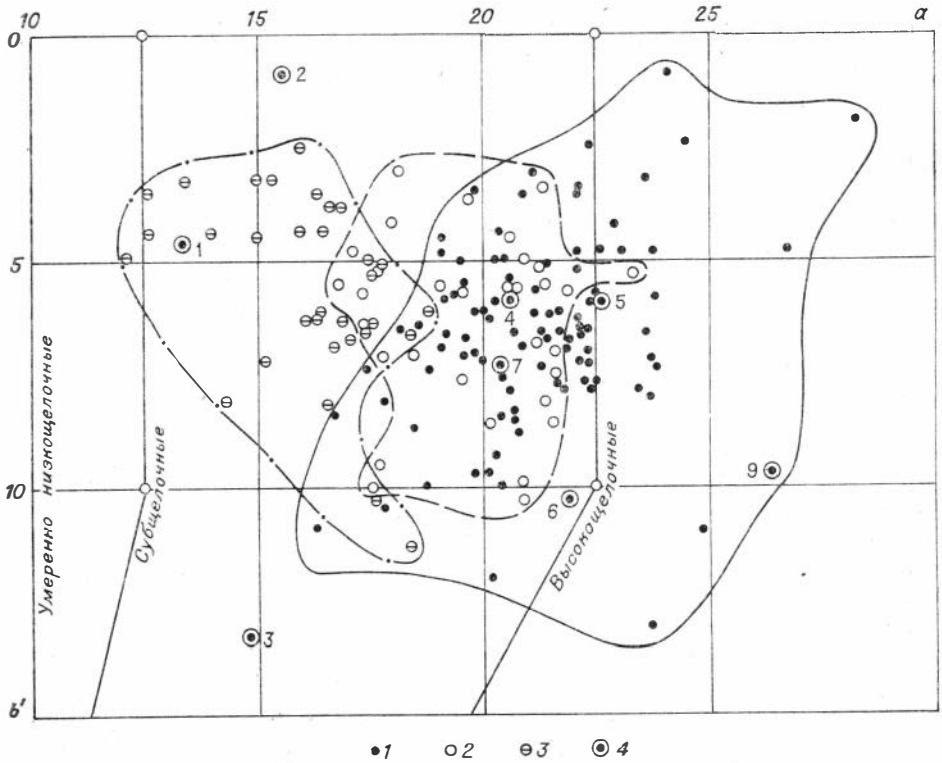


Рис. 6. Состав пород девонских интрузивных комплексов в координатах общая щелочность — меланократовость (*a* — петрохимический коэффициент А. Н. Заварицкого, *b'* — петрохимический коэффициент Д. С. Штейнберга).

1 — породы щелочно-сиенитовых массивов сайбарского типа в каледонских структурах обрамления (сплошной контур); *2* — породы массивов лутагского типа в периферийных частях Сыдо-Ербинской впадины (штриховой контур); *3* — породы гранит-граносиенитового (ирбинского) комплекса (штрихпунктирный контур); *4* — типовые породы по Р. Дэли: 1 — гранит, 2 — щелочной гранит, 3 — щелочноземельный сиенит, 4 — нордмаркит, 5 — пуласкит, 6 — умптекит, 7 — щелочной сиенит, 8 — уртит, 9 — нефелиновый сиенит. Линии, разделяющие поля низкощелочных, субщелочных и высокощелочных пород,— по Ю. А. Кузнецову и др. [1976].

Здесь и в рис. 7, 8, 9 использованы анализы автора и некоторые из опубликованных в работах Г. В. Полякова [1971], В. П. Ковалева [1972], «Среднепалеозойские интрузии...» [1974], в том числе в более ранних исследованиях Я. С. Эдельштейна, Ю. А. Кузнецова, Г. М. Саранчиной, В. Г. Лазаренкова, И. В. Лучицкого.

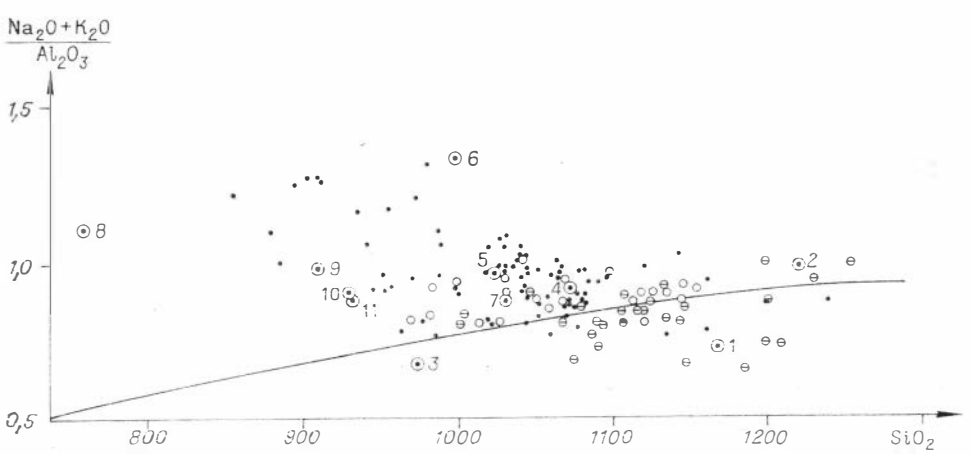


Рис. 7. Состав пород девонских интрузивных комплексов в координатах кремнезем (атомные количества) — щелочной модуль.

10, 11 — типовые породы по Л. С. Бородину [1974]: 10 — средний состав нефелиновых сиенитов, 11 — средний состав нефелиновых сиенитов из группы щелочно-гранитоидных формаций. Остальные обозначения см. на рис. 6.

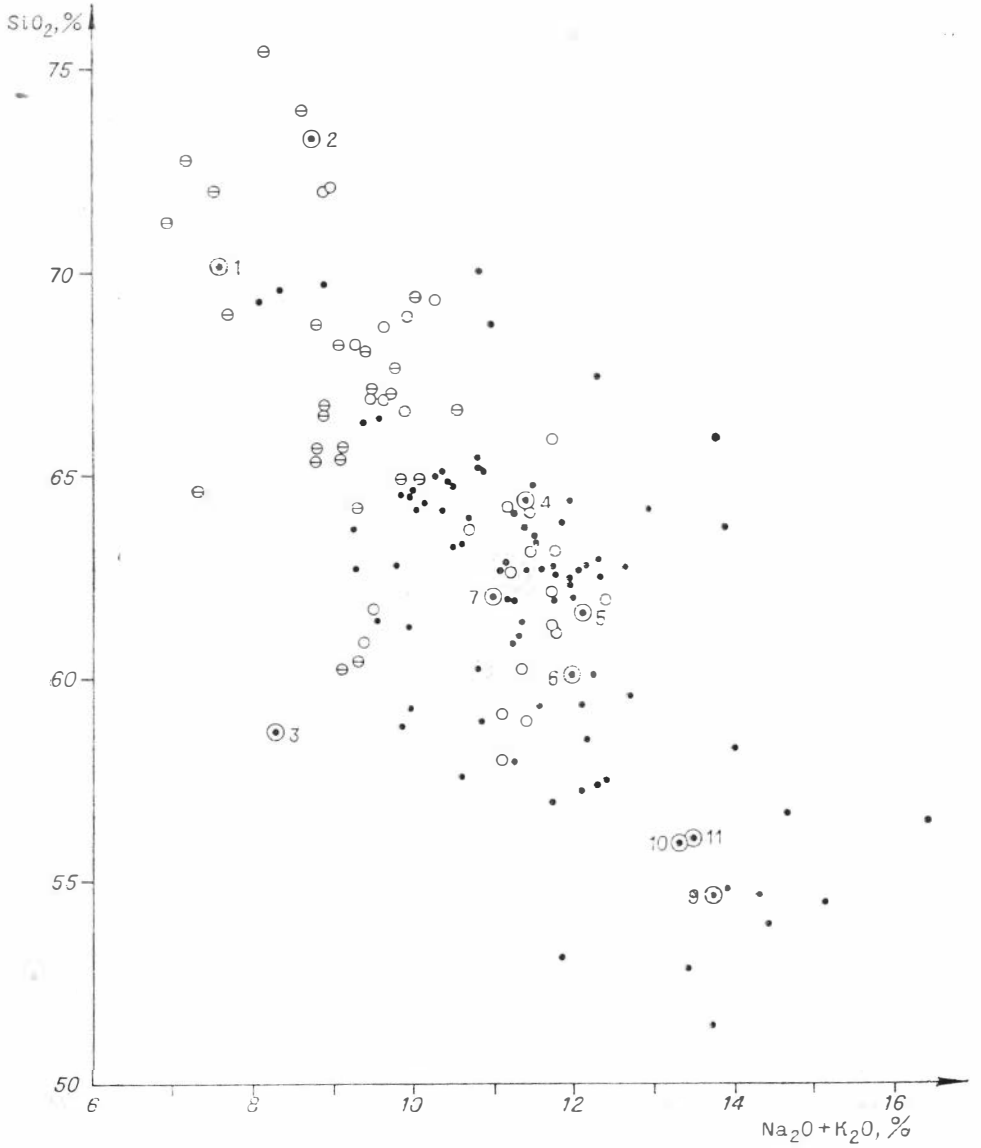


Рис. 8. Состав пород девонских интрузивных комплексов в координатах кремнезем — общая щелочность. Обозначения см. на рис. 6, 7.

нералов. Несколько иной характер имеют и постмагматические гидротермальные и гидротермально-пневматолитовые процессы, которые сопровождаются пропилитизацией, аргиллизацией, серицитизацией, хлоритизацией, гематитизацией, лимонитизацией, слабым окварцеванием интрузивных пород. Изредка (Котубейский массив) отмечается грейзенизация. Наиболее интенсивно эти процессы протекали вдоль тектонических зон.

Дайки в плутонах лутагского типа распространены ограниченно. Изредка встречаются сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, аплиты, прорывающие породы массивов горы Ишо и Хабыкского.

В петрохимическом отношении щелочно-сиенитовый комплекс (см. табл. 1) в целом образует устойчивую ассоциацию пород повышенной щелочности (см. рис. 5), принадлежащих, очевидно, к единому петрогенетическому ряду. Подразделение внутри комплекса на группы производится с определенной долей условности, хотя при сравнении показателей щелочности и кислотности в интрузивах сайбарского и лутагского типов

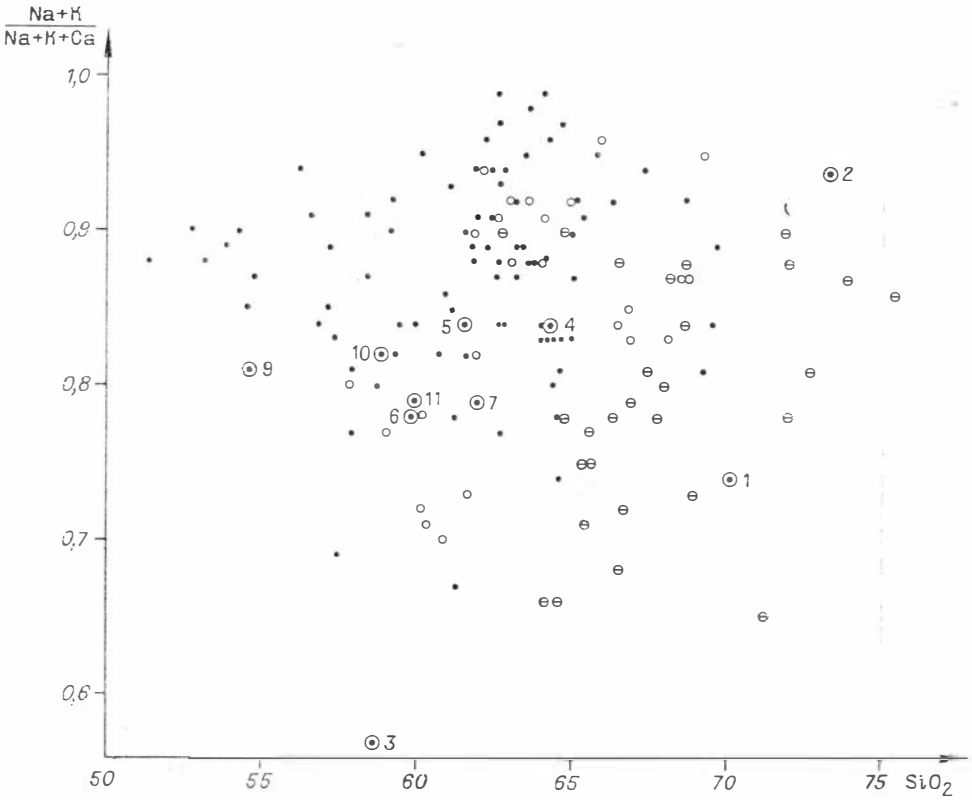


Рис. 9. Состав пород девонских интрузивных комплексов в координатах $\frac{Na + K}{Na + K + Ca}$ — SiO_2. Обозначения см. на рис. 6, 7.

намечаются некоторые их различия. Более высокая общая щелочность (по Ю. А. Кузнецову, А. Ф. Белоусову, Г. В. Полякову [1976]) пород массивов первой группы (рис. 6) обусловлена широким распространением среди них нефелинсодержащих высокощелочных разновидностей, которые во второй группе массивов встречаются эпизодически. Эти различия проявляются на диаграмме (рис. 7) значений щелочного модуля [Лучицкий, 1972], который для пород лутагского типа имеет значения 0,80—0,95, а для сайбарского колеблется в широком диапазоне, часто превышая 1 (до 1,3). Менее отчетливы различия пород рассмотренных групп массивов на диаграмме зависимости суммы щелочей и кремнезема (рис. 8), хотя и здесь намечается определенный сдвиг фигуративных точек в сторону увеличения щелочности и уменьшения кислотности пород в массивах сайбарского типа. Об этом же свидетельствует расположение фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5). Аналогичные различия групп видны и на диаграмме зависимости $\frac{Na_2O + K_2O}{Na_2O + K_2O + CaO}$ от содержания кремнезема (рис. 9). Соотношения фемических компонентов весьма изменчивы в обеих группах, особенно во второй, где отношение FeO: MgO колеблется от 0,6 до 5.

Более контрастны на всех диаграммах (см. рис. 6—9) различия по щелочности и кислотности пород щелочно-сиенитового и гранит-граносиенитового (ирбинского) комплексов, которые по этим показателям разделяются отчетливо.

В целом породы комплекса характеризуются устойчивым преобладанием натрия над калием и ненасыщенностью алюминием. Ведущими типами пород являются нордмаркиты и щелочные сиениты, в первой группе

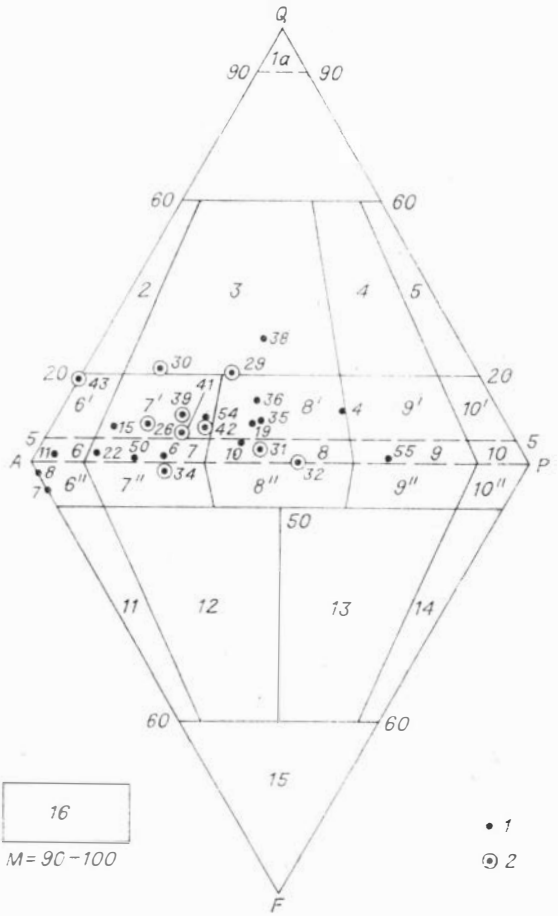


Рис. 10. Нормативный состав интрузивных пород щелочно-сиенитового комплекса в системе QAPF по Ритману [1975].

1 — породы массивов структур обрамления; *2* — породы массивов периферийных частей впадины (лутагский тип).

массивов они дополняются пуласкитами, во второй — промежуточными разностями между гранитами и щелочными сиенитами. По международной классификации Штрейказена 1973 г. (рис. 10), в составе комплекса (согласно нормам А. Ритмана, табл. 2) различаются кварцевые сиениты и лейкосиениты, щелочнополевошпатовые кварцевые сиениты и сиениты, фельдшпатоидсодержащие сиениты и фельдшпатоидсодержащие щелочнополевошпатовые сиениты, монцониты и лейкомонцониты, монцо- и сиенограниты.

Металлогенические особенности комплекса характеризуются редкометально-редкоземельной специализацией. Повышенные концентрации иттрия, церия, лантана, ниобия, лития, циркония, скандия, берилия, молибдена, олова, свинца, цинка, урана и тория в различных сочетаниях обнаруживают пространственную связь с телами субвулканических порфиров и эруптивных брекчий, с куполообразными выступами кровли плутонов, их экзо- и эндоконтактовыми зонами и зонами интенсивно проявленных постмагматических изменений интрузивных пород. Ввиду слабой изученности в настоящее время трудно говорить о принадлежности редкометально-редкоземельных проявлений к какому-либо определенному классификационному типу [Геология..., 1972], однако все они несут признак высокотемпературной пневмато-гидротермальной и гидротермальной стадий единого постмагматического процесса, проявившегося на разных гипсометрических уровнях с различной интенсивностью.

Важную роль в процессе рудообразования редкометально-редкоземельных месторождений играют автометасоматические процессы. По мнению Л. В. Таусона [1977], они являются следствием эманационной дифференциации в верхних частях магматических камер и приводят к еще большему ощелачиванию расплавов, способствующему концентрации в апикальных частях массивов ряда редких элементов.

Признаки подобных процессов отмечаются во многих щелочно-сиенитовых массивах данного региона, заслуживающих с этой точки зрения дальнейшего изучения. Особенно интересны в этом отношении вулкано-плутоны лутагского типа.

Вопрос о месте щелочно-сиенитового комплекса среди девонских вулкано-плутонических ассоциаций является дискуссионным и для нашей конкретной территории, и для смежных регионов Восточного Саяна и

Таблица 2

Нормы Ритмана для интрузивных пород девонского щелочно-сиенитового комплекса

Номер из табл. 1	Номер пробы	Содержание нормативных минералов, объемные %																
		Ортоклаз		Плагиоклаз		Кварц (Q)	Нефелин (F)	Амфибол	Пироксен	Биотит	Кордиерит	Гранат	Мусковит	Магнетит	Ильменит	Апатит	Сфен	Цветовой индекс (C)
		A	Or. Ab.An	P	Or.Ab.An													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
4	673062-5	27,6	52.46.02	49,3	0,6.87.07	10,6	—	2,5	—	7,8	—	—	—	1,6	0,1	0,3	0,2	13
6	681801-4	66,8	31.69.00	21,6	10.90.00	1,4	—	8,3	—	—	—	—	—	1,1	0,5	0,3	—	10
7	681801-5	76,3	38.62.00	—	—	—	5,9	5,3	10,2	—	—	—	—	0,9	1,0	0,4	—	18
8	681801-10	82,5	40.60.00	—	—	—	2,9	4,4	9,0	—	—	—	—	0,8	0,4	—	—	15
10	768803	49,7	48.50.02	35,6	07.84.09	3,8	—	7,0*	—	1,5	—	—	—	1,6	0,1	—	0,7	11
11	795804	91,5	37.62.01	3,2	10.89.01	1,2	—	—	—	3,0	—	—	—	0,6	0,5	—	—	4
15	795805-б	71,9	38.62.00	11,4	09.89.02	7,1	—	—	—	—	—	2,7	5,2	0,7	0,7	0,3	—	10
19	795821-2	44,7	48.50.02	35,7	06.81.13	8,0	—	—	—	8,3	1,8	—	—	0,9	0,3	0,3	—	12
22	796801	83,0	38.62.00	11,2	08.86.06	1,5	—	1,0*	—	1,2	—	—	—	1,1	0,5	0,2	0,3	4
26	6537	78,6	49.50.01	8,3	09.89.02	7,9	—	—	—	3,9	—	—	—	0,7	0,3	0,3	—	5
29	298802	38,9	50.48.02	32,3	06.80.14	18,1	—	—	—	9,6	—	—	—	0,7	0,1	0,3	—	11
30	298804	58,2	46.52.02	14,8	07.84.09	19,7	—	3,0*	—	2,9	—	—	—	0,8	0,2	0,3	0,1	7
31	317507	51,1	35.65.00	35,2	08.87.05	2,1	—	—	—	6,6	2,9	—	—	0,8	0,7	0,6	—	12
32	2105	40,5	52.46.02	46,5	06.79.15	—	0,5	—	—	11,0	—	—	—	1,0	0,2	0,3	—	13
34	2333	69,0	42.57.01	21,6	08.86.06	—	2,2	3,5*	—	0,2	—	—	—	1,6	0,2	0,3	0,4	6
35	844005	46,0	39.60.01	38,8	08.87.05	8,6	—	1,1*	—	3,3	—	—	—	1,5	0,4	0,3	0,3	7
36	844006	44,4	39.60.01	37,1	08.87.05	12,0	—	—	—	4,7	—	—	—	0,9	0,6	0,3	—	7
38	844036	36,9	50.48.02	28,4	06.79.15	25,8	—	—	—	4,8	3,0	—	—	0,5	0,3	0,3	—	9
39	ОП-18	55,8	40.59.01	22,5	08.87.05	9,1	—	—	—	7,9	3,2	—	—	0,6	0,6	0,3	—	13
41	ОП-25	55,7	46.52.02	28,4	07.84.09	7,3	—	—	—	4,9	2,1	—	—	0,7	0,6	0,3	—	9
42	ОП-20	60,0	46.52.02	25,0	07.84.09	5,7	—	—	—	6,6	1,0	—	—	0,7	0,7	0,3	—	9
43	ОП-23	77,4	41.58.01	—		17,7	—	—	—	—	—	2,7	1,0	0,5	0,4	0,3	—	5
50	741026-а	74,8	41.56.03	18,9	08.86.06	0,7	—	3,0*	0,8	—	—	—	—	1,1	—	0,3	0,4	6
54	742802	56,3	54.44.02	28,3	06.77.17	9,4	—	2,1*	—	1,9	—	—	—	1,2	0,2	0,2	0,4	6
55	251711-20	65,8	36.64.00	25,4	10.90.00	0,7	—	5,3*	0,8	—	—	—	—	0,9	0,3	0,8	—	8

Примечание. В графах 4, 6 указаны процентные соотношения ортоклаза, альбита, анортита в полевых шпатах. В графе 9 знаком * обозначена роговая обманка, знаком ** — арфведсонит.

Тувы. Подтверждение его более позднего относительно гранит-граносиенитового комплекса становления можно видеть в работах ряда исследователей. В. В. Груза [1967] указывает на эволюцию девонского магматизма в сторону повышения общей щелочности и различает в девоне комплексы калиевых гранитов и щелочных сиенитов, отмечая сходство последнего по содержанию щелочных металлов с наиболее молодыми членами эффузивного ряда. Молодой палеозойский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов выделяется в Восточной Туве [Бутакова, 1965, 1969; Яшина, 1974], хотя возраст его не определяется однозначно. Е. Л. Бутакова [1965] указывает на наличие фактов прорыва нефелиновыми сиенитами «сютхольских» гранитоидов. Секущее положение щелочных сиенитов по отношению к аляскитовым гранитам в Северо-Восточной Туве отмечается В. И. Коваленко и Э. И. Пополитовым [1970].

Установленные нами и В. П. Ковалевым [1972] взаимоотношения двуполевошпатовых граносиенитов и щелочных сиенитов в Бесь-Тыгдинском массиве свидетельствуют о принадлежности их к различным стадиям девонского магматического процесса: те и другие имеют собственные жильные фазы, а наличие зон закалки в щелочных сиенитах подтверждает более позднее их внедрение.

В целом, несмотря на дискуссионность вопроса о возрастной и формационной принадлежности пород щелочно-сиенитовых массивов, приведенные материалы свидетельствуют о возможности уверенного выделения и картирования этой своеобразной интрузивной ассоциации. Ее специфичность, обусловленная петрографическим составом пород, их петрохимическими и другими особенностями, проявляется и в рудной специализации, отчетливо редкометальной.

Полученные данные позволяют, хотя и с некоторой долей условности, различать в этой ассоциации два типа плутонов, охарактеризованных выше под названием сайбарского и лутагского. Такое подразделение не претендует на универсальность, но может оказаться полезным с металлогенической точки зрения при прогнозировании редкометальных месторождений.

В заключение автор выражает благодарность Г. В. Полякову и А. Е. Телешеву за ценные критические замечания и советы при работе над статьей.

ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л. С. Проблемы формаций щелочных пород.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974, с. 120—157.

Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы.— Геол. и геофиз., 1965, № 5, с. 19—34.

Бутакова Е. Л. О генезисе щелочных формаций складчатых областей (на примере щелочной формации Алтае-Саянской области).— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 329—346.

Вологдин А. Г. Геологические исследования в 1924 г. в районе г. Сайбар и Больше-Телекского Байтака.— Изв. Геол. комитета, 1925, т. 44, № 6, с. 18—43.

Вологдин А. Г. Тубинско-Сисимский район, Минусинско-Хакасский край (отчет о геологических исследованиях 1924—1928 гг.), 1932. 184 с. (Труды Всесоюз. геол.-разведоб. объединения НКТП СССР, вып. 198).

Гавриченков В. М. К вопросу о стратиграфии девонских вулканогенных образований Сыдо-Ербинской впадины Минусинского межгорного прогиба.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 99—103.

Гавриченков В. М., Косоруков А. П. Строение нижне-среднедевонского вулканоплутонического комплекса Приенисейской части Восточного Саяна.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 127—131.

Гавриченков В. М., Косоруков А. П. Среднепалеозойские магматические ассоциации и некоторые особенности тектонического строения восточной части Сыдо-Ербинской впадины.— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 123—126.

Геология постмагматических ториево-редкометальных месторождений. М.: Атомиздат, 1972. 407 с.

Груза В. В. О факторах, определяющих и выявленную щелочность некоторых магматогенных образований Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, с. 428—431.

Довгаль В. Н., Поляков Г. В., Телешев А. Е., и др. Магматические формации областей активизации.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. (Сборник научных трудов). Новосибирск, 1976, с. 7—24.

Ковалев В. П. Геология урана и тория в эффузивных и интрузивных породах восточной окраины Южно-Минусинской впадины.— В кн.: Уран и торий в магматических и метаморфических породах. М.: Наука, 1972, с. 164—211.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. 258 с.

Костюк В. П., Гулецкая Э. С. К минералогии массива Сайбар (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1967, № 7, с. 43—50.

Кузнецов Ю. А. Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае.— Вестник Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1933, вып. 4, с. 47—56.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Богнибов В. И. и др. Магматические формации каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 5—11.

Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава.— Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—19.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108—121.

Лазаренков В. Г. О зональных калинатровых полевых шпатах из нордмаркитов северо-восточной части Минусинской котловины.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 2 серия, 1964, ч. 93, вып. 4, с. 471—475.

Лучицкий И. В. Нефелиновые руды и щелочные нефелинсодержащие породы юга Красноярского края.— В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 194—222.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

Лучицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Наука, 1972, с. 62—69.

Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского железорудного месторождения.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1958, т. 90, с. 43—55.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 311 с.

Поляков Г. В. Вопросы магматизма Восточного Саяна по итогам работы секции Восточного Саяна).— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 86—88.

Поляков Г. В., Абрамович Г. А., Гавриченков В. М. и др. Интрузивные комплексы складчатой области Восточного Саяна. Вопросы их возрастной и формационной корреляции.— В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1979, с. 53—68. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 270).

Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 288 с.

Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край). Л., 1940. 26 с. (Учен. зап. ЛГУ, № 145).

Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. 244 с.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Федоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сисимского района (Красноярский край).— Материалы ВСЕГЕИ. Общ. серия, Госгеолиздат, 1948, № 8, с. 106—112.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Сб. КГУ, 1962а, вып. 3, с. 65—96.

Шелковников А. Д. Интрузивные комплексы северо-западной части Восточного Саяна и их металлогеническая специализация.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1962б, с. 161—169. (Труды СНИИГГИМС, вып. 24).

Шелковников А. Д. О петрогенезисе щелочно-сиенитовой формации Восточного Саяна.— В кн.: Зап. Красноярского отд. Всесоюз. минер. о-ва. Красноярск, 1968, вып. 1 с. 71—79.

Шелковников А. Д. Развитие магматизма, вопросы петрогенезиса и металлогении магматических формаций западной части Восточного Саяна.— В кн.: Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Красноярск, 1969, с. 23—35.

Шнейдер Е. А., Зубкус Б. И. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1962, с. 41—56.

Штилле Г. Субсеквентный магматизм.— Избр. труды. М.: Мир, 1964, с. 686—702.

Эдельштейн Я. С. О новой области развития щелочных (нефелин-эгириновых) пород в Южной Сибири.— Геол. вестник, 1930, т. 7, № 1—3, с. 15—28.

Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 59 с.

Яшина Р. М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивающейся складчатой области.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 115—134.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, П. А. Балыкин, А. П. Кривенко, Т. Е. Петрова. Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья . . . 3

А. Н. Дистанова. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы 24

А. Е. Телешев. Взаимоотношения гранитоидов Бреньского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы 63

А. Э. Изох, О. Н. Майорова. Петрология базальт-трахит липаритовой серии (на примере Биштауской структуры, Восточный Казахстан) 104

А. Н. Смагин, В. К. Тетерюк, А. Д. Ножкин. Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян) 118

А. П. Косоруков. Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и ее горного обрамления 128

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Ответственный редактор *Глеб Владимирович Поляков*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Л. Л. Михайлова, В. В. Борисова*

ИБ № 10907

Сдано в набор 16.10.81. Подписано в печать 15.09.81. МН-05262. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 4. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14. Усл. кр.-отт. 14,4. Уч.-изд. л. 15,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 318. Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 551.22 + 552.321

Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья. Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балыкин П. А., Кривеико А. П., Петрова Т. Е. Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.

Сравнительный анализ новых петрографических, минеральных и петрохимических данных по габброидным массивам Юго-Западного Забайкалья позволил выделить в этом районе три типа базитовых ассоциаций: 1) перидотит-троктолит-лейкогаббровый комплекс как вариант никеленосной дунит-троктолит-габбровой формации; 2) моностойский комплекс габброидов повышенных щелочности и титанистости, отвечающий по составу пироксенит-габбровому или габбро-монцодиорит-диоритовому типу ассоциаций с сопутствующим титаномагнетитовым оруденением и апатитовой минерализацией; 3) атарханский перидотит (пироксенит)-габбро-норитовый комплекс, хорошо сопоставляющийся с габбро-норит-диоритовой ассоциацией Алтае-Саянской складчатой области и сопровождающийся титаномагнетитовой и апатитовой минерализацией.

Выделенные габброидные комплексы Юго-Западного Забайкалья хорошо сопоставляются с известными формационными типами базитовых интрузий Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей.

Ил. 8, табл. 10, библ. 15.

УДК 552.321

Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы. Дистанова А. Н. Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.

Таннуольский раннепалеозойский гранитоидный комплекс Восточной Тувы является представителем батолитовых гранитоидных формаций пестрого состава. В пределах Буren-Ондумской и Каахемской зон в строении его плутонов главную роль играют кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты, сопровождаемые вонами диоритизированных осадочно-вулканогенных пород кембрия и древних габброидов мажалыкского комплекса.

Существенно плагиоклазовые и изредка двуполевошпатовые граниты слагают тела дополнительных интрузий. К жильной серии комплекса относятся лейкократовые граниты. Устанавливаются явления латеральной изменчивости состава гранитоидов.

Ил. 2, табл. 3, библ. 38.

УДК 552.321(571.52)

Взаимоотношения гранитоидов Бреньского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы. Телешев А. Е. Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.

Граниты и гранодиориты Бреньского плутона, традиционно объединяемые в одноименный девонский комплекс, различаются по отношениям с вулканическими образованиями. Большая часть гранодиоритов, граносиенитов и двуполевошпатовых, в том числе плагиоклаз-калишпатовых, лейкогранитов вовлечена в образование вулканических брекчий, предшествуя во времени эффузивам девонской сайлыгской свиты. Пертитовые аляскиты, отчетливо прорывающие вулканические породы, проявлены в несравненно меньших масштабах. Прямые свидетельства разновозрастности гранитоидов повышенной щелочности и ряд других данных по магматизму восточнотувинских и соседних байкало-каледонских структур ставят под сомнение одновозрастность объединяемых в бреньский комплекс плутонических пород Восточной Тувы. Бо́льшая часть их имеет, скорее всего, раннепалеозойский возраст, проявляясь в блоках древней консолидации с мощной и зрелой корой. Послевулканические девонские интрузии близки по химизму к наиболее кислым породам древнего комплекса. В рассматриваемом примере они различаются по особенностям породных и минеральных парагенезов, однако эти критерии не могут быть однозначными во всех других случаях.

Ил. 5, табл. 4, библ. 23.

УДК 552.11 + 552.313

Петрология базальт-трахит-липаритовой серии (на примере Биштауской структуры, Восточный Казахстан). Изох А. Э., Майорова О. Н. Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.

Биштауская вулканическая структура относится к семейтауской базальт-трахит-липаритовой серии, завершающей герцинский тектоно-магматический мегаритм Зайсанской складчатой системы. В пределах данной структуры установлена следующая последовательность формирования вулканитов: лейкобазальты; трахиты; кварцевые трахиты; липариты, игнимбриты, гранит-порфиры; граносиенит-порфиры.

Для кислых и щелочносалических пород данной ассоциации характерен низкожелезистый парагенезис ликвидусных фемических минералов, представленных клино- и ортопироксенами. Такой парагенезис свидетельствует о высоком потенциале кислорода в расплаве при кристаллизации этих минералов. Во всех породах ассоциации устанавливается ксеногенный габбровый парагенезис. На основании *PT*-условий генерации магм и анализа корреляционных связей делается вывод о том, что щелочносалические расплавы возникали в результате гранитизации базитового субстрата на уровне амфиболитовой фации метаморфизма под воздействием высокотемпературных флюидов. Кислые расплавы, по-видимому, являются производными и возникают в результате эволюции первичных щелочносалических расплавов.

Ил. 8, табл. 6, библ. 24.

УДК 550.93 : 552.313 + 551.734.2 + 56(113.4) + 55(571.51)

Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян). Смагин А. Н., Тетерюк В. К., Ножкин А. Д. Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.

На основе применения комплекса геолого-геохимических методов, палинологических, радиологических исследований устанавливается девонский возраст вулканогенных образований Агульского прогиба. Впервые обнаруженные в пирокластических и туфогенных образованиях прогиба комплексы растительных микрофоссилий, результаты радиологических и радиогеохимических определений доказывают нижнедевонский возраст имирской свиты и преимущественную принадлежность базальтоидов и липаритоидов к разным толщам. Нижняя терригенная толща карымовской свиты определяется как наиболее вероятный аналог среднего девона. Верхняя базальтоидная толща этой свиты по радиологическим данным уверенно относится к среднему девону. Комагматичный кислым и щелочносалическим эффузивам верхней толщи имирской свиты огнитский комплекс субщелочных гранитоидов однозначно классифицируется как нижнедевонский, докарымовский.

Ил. 3, табл. 2, библ. 30.

УДК 552.33(571.51)

Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и ее горного обрамления. Косоруков А. П. Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1981.

Щелочно-сиенитовые интрузивные массивы рассматриваются в составе среднедевонского интрузивного комплекса, который является составной частью сложнопостроенной серии девонских магматических ассоциаций. Эти массивы сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами, нордмаркитами, субщелочными кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Плутоны размещаются либо в обрамляющих впадину антиклинальных поднятиях (сайбарский тип), либо среди пород девонского вулканического поля в периферийных частях впадины (лутагский тип). Кроме структурной позиции оба типа различаются морфологией тел и их вещественным составом. Сайбарский тип массивов представляют типично трещинные, глубоко эродированные тела, сложенные преимущественно щелочными сиенитами, с которыми часто ассоциируют нефелиновые сиениты. К лутагскому типу относятся сложнопостроенные вулкано-плутоны, пространственно тесно ассоциирующие с образованиями субвулканических куполов и вулканических жерловин или полями комагматичных лав трахилипаритового состава. В этих массивах наряду со щелочными существенную роль играют субщелочные породы.

Во всех массивах широко проявлены процессы автометасоматических и постмагматических изменений пород, обусловливающие редкоземельно-редкометальную металлогеническую специализацию комплекса. Наиболее перспективны при прогнозировании редкометальных месторождений интрузивы лутагского типа.

Ил. 10, табл. 2, библ. 40.