

**МАГМАТИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК-1979

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**МАГМАТИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1979

В сборнике представлены результаты исследования магматизма Восточной Тувы, Восточного и Западного Саянов, Забайкалья и Приамурья. Первая статья содержит новые данные по региональному изучению базитовых формаций Восточной Сибири. Остальные охватывают довольно широкий круг вопросов, касающихся проблем разновозрастного и разнотипного палеозойского гранитоидного магматизма и вулканизма.

Сборник представляет интерес для большого круга геологов, занимающихся изучением геологии, петрологии и рудоносности магматических формаций.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

д-р геол.-мин.наук *Г.В.ПОЛЯКОВ*

Печатается по решению секции минералогии, петрографии, геохимии и рудных месторождений Ученого совета Института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР
1979 г.

ГАББРО-МОНЦОДИОРИТ-ДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

В настоящее время, в связи с проблемой комплексного освоения природных ресурсов в зоне, прилегающей к Байкало-Амурской магистрали, особую остроту приобрели вопросы формационного анализа интрузивных пород основного состава Забайкалья и Верхнего Приамурья. С этими породами связаны титаномагнетитовое, медно-никелевое и другие типы оруденения.

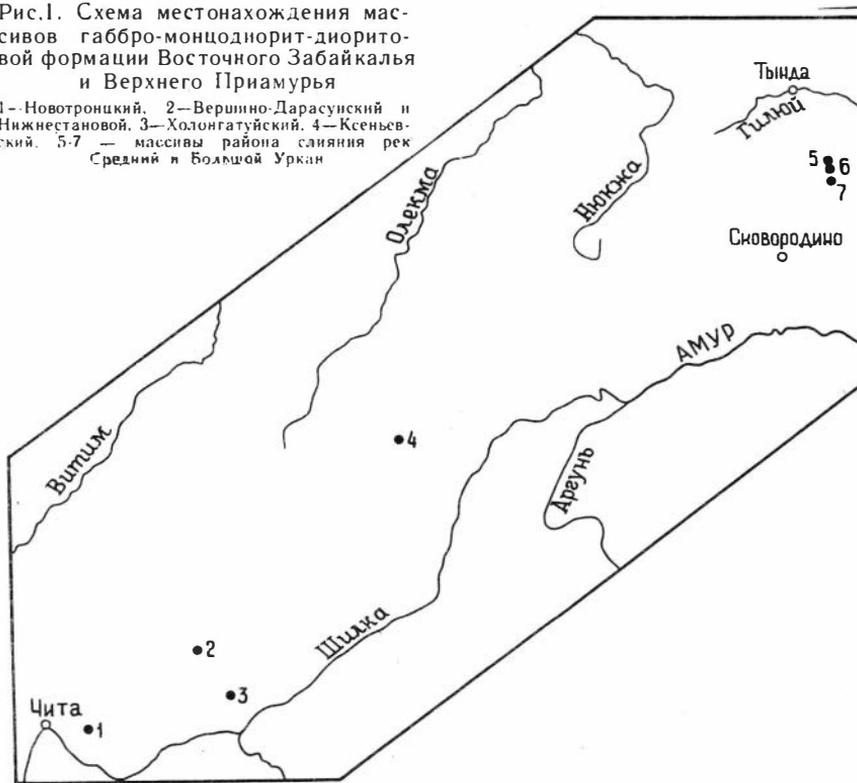
В предлагаемой статье приводится материал по базит-лейкобазитовым плутонам Становой складчатой области. В этой области раннепротерозойской консолидации с многочисленными зонами раннепалеозойской и мезозойской активизации исключительно широко развиты разновозрастные гранитоидные плутоны, формированию которых предшествовало становление базитовых интрузивов. Нами установлено, что наряду с ранее известными дунит-троктолитовыми (18), высокотитанистыми габброидными (12) и апатитоносными базитовыми (8) массивами в пределах Становой складчатой области имеется большое число базит-лейкобазитовых интрузивных тел, которые по составу отвечают не выделявшемуся ранее на этой территории габбро-монцодиорит-диоритовому формационному типу. Массивы этого типа распространены на площади обширного региона, слабо исследованы и включались до сих пор в состав разнотипных интрузивных комплексов. Основу этих массивов составляют биотит-двупироксеновые монцодиориты и диориты, ассоциирующие в большинстве случаев с более ранними меланократовыми габброидами. В результате частой пространственной совмещенности с прорывающими их более поздними гранитоидами эти породы претерпели существенные преобразования, в результате чего распознаются как петрогенетически самостоятельные образования с большим трудом. В связи с этим решение вопросов распространенности, геологической позиции, состава и возраста базит-лейкобазитовых массивов Становой складчатой области требует углубленных и специализированных исследований. Материал, на котором основано данное сообщение, позволяет лишь в общих чертах обсудить эти вопросы. Так, относительно возраста, геологической позиции и ареала развития базит-лейко-

базитовых массивов информация пока весьма неполная, и эти вопросы в статье освещены в самом общем схематическом виде на основании данных других исследований. Главное внимание в статье уделено характеристике состава выделенной ассоциации, ее петрографическим и петрохимическим особенностям.

К выделенному типу ассоциации в пределах юго-восточной оконечности хребта Олёкминский Становик нами отнесены три пространственно сближенных интрузивных тела, расположенных близ слияния рек Средний и Большой Уркан (рис. 1).

Рис.1. Схема местонахождения массивов габбро-монцоднорит-диоритовой формации Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

1—Новотронцкий, 2—Вершино-Дарасунский и Нижнестановой, 3—Холонгатуйский, 4—Ксеньевский, 5-7 — массивы района слияния рек Средний и Большой Уркан



Это неправильной формы останцы меланократовых габброидов и биотит-двупироксеновых калишпатсодержащих диоритов среди прорывающих их порфиридных биотитовых гранитов и гранодиоритов протерозойского (?) возраста. Самым крупным

и наиболее интересным из них является вытянутое в широтном направлении интрузивное тело в районе устья ручья Мохового площадью около 13 км², сложенное преимущественно биотит-двупироксеновыми калишпатсодержащими диоритами. По А.И.Самусину и др. возраст этих пород палеозойский, по А.С. Вольскому и др.—протерозойский. Приведенные ими цифры абсолютного возраста габбро-норитов противоречивы—989, 520 и 335 млн.лет.

Значительно юго-западнее этих массивов в районе впадения рек Итака и Джалир в р.Черный Урюм имеется ряд массивов, состоящих из меланократовых габброидов и биотит-двупироксеновых монодиоритов и диоритов. В большинстве случаев эти породы прорваны биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитоидами протерозойского (?) и палеозойского возраста. Наряду с этим приводятся примеры интрузивных контактов монодиоритов, диоритов и габброидов с гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами протерозойско-нижекембрийского (?) возраста. Нами изучено крупное по размерам интрузивное тело (площадь около 30 км²) в районе ст.Ксеньевка (рис. 1), состоящее преимущественно из двупироксеновых монодиоритов и диоритов; восточную оконечность массива слагают амфибол-пироксеновые габбро.

В районе стыка хребтов Черского и Олекминского Становика в среднем течении р.Кия, в верховьях р.Хила, а также близ рудника Вершино-Дарасунский среди широко развитых здесь биотитовых и биотит-роговообманковых гранитоидов встречаются многочисленные останцы обычно сильно измененных меланократовых габброидов и биотит-авгитовых диоритов (рис.1). Возраст и формационная принадлежность этих пород однозначно не определены. Е.М.Фалькин и В.А.Гулин считают габброиды и диориты среднего течения р.Кия (Холонгатуйский массив) раннепалеозойскими и выделяют их совместно с габброидами и диоритами района рудника Вершино-Дарасунский в самостоятельный каледонский комплекс. В.А.Уланов и другие авторы объединяют габброиды и диориты верховьев р.Хилы в комплекс интрузий каменноугольного возраста.

К числу массивов этого типа, по-видимому, относится небольшое интрузивное тело (площадь около 4 км²) биотит-двупироксеновых монодиоритов и диоритов (рис. 1), расположенное в районе среднего течения р.Кручины близ села Новотроицка (центральная часть хребта Черского). Эти породы при проведении крупномасштабной геологической съемки были включены в состав гранитоидного комплекса мезозойского воз-

раста. Позднее монцодиориты и диориты этого массива, как и расположенное в верховьях р.Кручины габбро-диоритовое интрузивное тело, были выделены в качестве самостоятельного раннепалеозойского комплекса базитов.

Таким образом, имеющийся к настоящему времени материал по габбро-монцодиорит-диоритовым массивам не позволяет однозначно решить вопросы геологической позиции и их возраста. Тем не менее, очевидно следующее: породы этих массивов в ряде случаев прорывают гранито-гнейсовые метаморфические толщи, по-видимому, архейско-нижнепротерозойского возраста и сами вступают широко развитыми здесь батолитовыми гранитоидами, возраст которых в одних случаях трактуется как протерозойский, в других—как раннепалеозойский или мезозойский.

Для габбро всех изученных массивов устанавливаются следующие общие петрографические признаки: высокая меланократовость, преимущественно битовнитовый состав плагиоклаза, преобладание амфиболовых разновидностей, пространственная и парагенетическая связь с более поздними по отношению к ним монцодиоритами и диоритами. Для монцодиоритов и диоритов такими общими петрографическими признаками являются: устойчивый парагенезис андезина, авгита, гиперстена, биотита, калиевого полевого шпата и кварца, малая изменчивость состава породообразующих минералов, боуэновский тип дифференциации.

Габброиды по сравнению с монцодиоритами и диоритами являются менее однородной группой пород. Наиболее петрографически разнообразны урканские габброиды. Они варьируют от габбро-норитов и оливниновых габбро до амфиболовых меланогаббро, преобладают амфиболовые разновидности (табл. 1,2, рис.2). Характерной особенностью урканских габброидов является высокая их меланократовость и преимущественно битовнитовый состав плагиоклаза. Главный темноцветный минерал этих пород—буровато-зеленая, роговая обманка, в меньшем количестве постоянно присутствуют бесцветный авгит, крайне редко появляются оливин, гиперстен, биотит. Плагиоклаз в породах представлен широкотаблитчатыми кристаллами, авгит обычно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и существенно варьирует по размерам. Наибольшим идиоморфизмом обладают редко встречающиеся в габброидах оливин и гиперстен. Роговая обманка замещает авгит или образует крупные пойкилобласты, содержащие включения плагиоклаза, авгита, иногда гиперстена и оливина. Рудные минералы

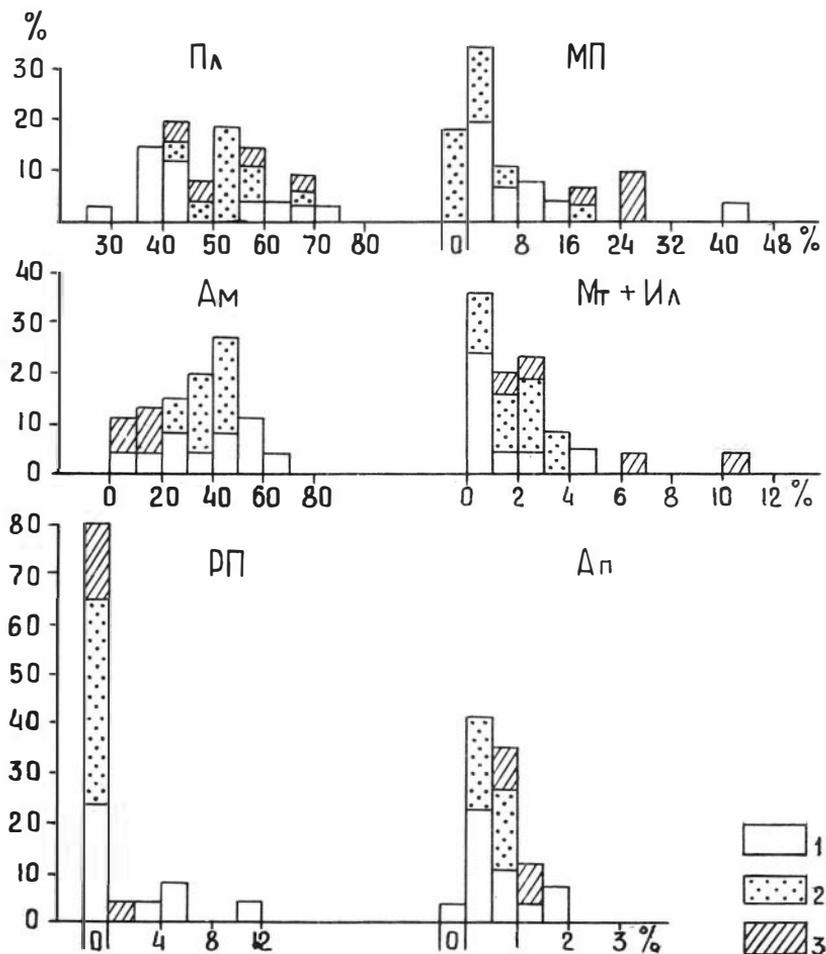


Рис.2 Частота встречаемости различных содержаний породообразующих минералов в габбродах габбро-монцодиорит-диоритовой формации Восточного Забайкалья

1—габброиды района слияния рек Средний и Большой Уркан. $n=11$; 2 габброиды Холонгатуйского, Вершино-Дарасунского и Нижнестанового массивов. $n=10$; 3 габброиды Кесеньевского массива. $n=4$

(магнетит и ильменит) постоянно присутствуют в породах, количество их достигает в ряде случаев 3-5%. Распределены они в урканских габброидах неравномерно и обычно ассоциируют с авгитом, биотитом, апатитом (табл. 3). Последний постоянно встречается в этих породах как типично аксессуарный минерал и образует короткопризматической формы кристаллы.

В Ксеньевском массиве габброиды представлены амфибол-пироксеновыми слабо трахитоидными разновидностями. Трахитоидность обусловлена ориентированными удлиненными пластинчатыми зернами плагиоклаза, между которыми располагаются агрегаты из относительно идиоморфных зерен авгита. Буровато-зеленая роговая обманка обычно замещает авгит, а в грубозернистых габброидах образует крупные порфиробласты. Характерной особенностью ксеньевских габброидов являются лабрадоровый состав плагиоклаза, преобладание авгита над роговой обманкой и высокие (по сравнению с урканскими габброидами) содержания магнетита, ильменита (до 11%) и апатита (до 2%).

Габброиды изученных нами Холонгатуйского, Нижнестанового и Вершино-Дарасунского интрузивных тел представлены преимущественно амфиболовыми меланогаббро, обогащенными рудными минералами и апатитом. По характеру взаимоотношений породообразующих минералов они близки к урканским амфиболовым габбро, а по обогащенности рудными минералами и апатитом — к ксеньевским габброидам.

В целом, несмотря на широкие вариации состава габброидов, все они обладают рядом общих специфических черт, отличающих их от габброидов других известных в этом регионе базитовых комплексов. Среди таких общих черт можно еще раз упомянуть следующие: преобладание амфиболовых разновидностей пород, высокая основность плагиоклаза, обогащенность ряда дифференциатов рудными минералами и апатитом, пространственная и парагенетическая связь с монцодиоритами и диоритами. Характерно, что состав авгитов из ксеньевских и урканских габброидов близок и отвечает 21-22% Fs. В габброидах устанавливается положительная зависимость между содержаниями рудных минералов и апатита, рудных минералов и авгита, апатита и амфибола (табл. 3). Одной из характерных и важных в практическом отношении особенностей изученных габброидов является образование по ним под воздействием более поздних гранитоидов апогаббровых метасоматитов с высокими концентрациями рудных минералов и апатита. В целом характер преобразования габброидов аналогичен подробно описан-

Т а б л и ц а I

Количественно-минеральный состав химически анализированных габброидов

№ III	№ обр.	Пл	Ол	МП	РП	Ам	Би	Мт+Ил	Ап	%Ан	Пл.пл в мм ²	СО
I	БИ58I	62,5	6,5	3,5	н.о.	24,5	н.о.	3,0	0,0	84,0	300	II0
2	БИ583	71,5	н.о.	1,0	—"	27,0	—"	0,5	0,0	82,0	500	50
3	Кр2833	29,5	—"	13,0	—"	56,0	—"	0,9	0,6	81,0	625	40
4	Кр2885а	39,0	—"	7,0	5,0	48,8	—"	0,2	0,0	81,0	500	50
5	Кр288I	40,0	—"	3,5	2,5	51,8	—"	0,2	2,0	71,0	625	42
6	III829а	57,0	—"	2,9	2,0	38,0	—"	0,1	0,0	71,0	750	50
7	БИ579	43,0	—"	43,5	12,0	1,0	—"	0,5	0,0	81,0	500	85
8	III860	44,0	—"	26,5	н.о.	18,0	—"	11,0	0,5	74,0	625	75
9	III883	48,0	—"	26,0	—"	18,0	—"	7,0	1,0	67,0	750	60
10	III886	68,5	—"	19,0	—"	8,0	1,5	2,5	0,5	64,0	800	55
II	III890	58,0	—"	26,0	—"	10,0	3,0	2,0	1,0	56,0	750	60

Примечание. I-7 - габброиды района слияния рек Средний и Большой Уркан; 8-II - амфибол-пироксеновые габбро Ксеньевского массива.

Т а б л и ц а 2

Параметры распределения количеств породообразующих минералов в габброидах, $n = 25$

	\bar{X}	S	A	E
Пл	51,56	10,98	0,11	-0,88
МП	8,97	11,18	1,44	1,39
РП	0,95	2,59	3,24	10,56
Ам	34,84	16,01	-0,44	-0,91
Би	0,68	1,20	1,55	0,95
Мт+Ил	2,22	2,48	1,93	4,00
Ап	0,62	0,57	0,87	0,14
% Ан	72,76	9,26	-0,27	-0,86

$$A_{0,01}=1,13 \quad E_{0,01}=1,87$$

Т а б л и ц а 3

Коэффициенты корреляции между содержаниями породообразующих минералов в габброидах, $n=25$, $r_{0,05}=0,39$

	Пл	МП	РП	Ам	Би	Мт+Ил	Ап
%Ан	-0,07	0,06	0,23	0,05	-0,61	-0,25	-0,31
Ап	-0,13	-0,14	-0,23	0,16	0,19	0,21	
Мт+Ил	0,03	0,29	-0,15	-0,39	0,21		
Би	0,22	0,06	-0,19	-0,28			
Ам	-0,54	-0,70	-0,32				
РП	-0,29	0,59					
МП	-0,20						

ному изменению габброидов из габбро-монцодиоритовой формации Алтае-Саянской складчатой области (6). Обращает на себя внимание то, что в том и другом случаях этот процесс приводит к концентрации апатита в ряде меланократовых продуктов преобразования габброидов. Так, в урканских и ксеньевских апогаббровых метасоматитах содержания апатита достигают 5-10%, а рудных минералов—10-15%. Не исключено наличие в пределах этого региона апогаббровых метасоматитов с еще более высокими содержаниями апатита, аналогичных породам Ошурковского месторождения апатита в юго-западном Забайкалье (2).

Монцодиориты и диориты представляют собой среднезернистые слабо трахитоидные лейкократовые породы,

Т а б л и ц а 4
 Параметры распределения количеств породообразующих
 минералов в монцодиоритах и диоритах

Массивы Минералы	Новотроицкий, n=6		Холонгатуйский, n=11		Ксеньевский, n=16		Урканский, n=23		Объединенная выборка по всем массивам n=56	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Пл	69,67	8,39	59,05	5,69	57,69	5,34	67,19	9,39	63,14	8,88
КПШ	4,47	3,75	1,37	3,08	9,41	3,53	1,61	1,11	4,10	4,38
Кв	3,37	2,14	9,18	2,14	5,69	4,53	3,98	3,28	5,42	3,91
МП	12,00	7,36	8,18	3,31	12,22	4,81	9,71	5,17	10,37	5,13
РП	2,42	1,46	0,10	0,20	3,31	2,62	5,30	4,30	3,40	3,64
Ам	1,73	1,75	6,55	4,97	0,51	0,79	1,57	3,77	2,26	3,93
Би	3,08	1,53	13,73	2,68	8,19	4,86	8,62	6,55	8,91	5,80
Мт+Ил	2,75	0,94	1,23	0,72	2,22	1,02	1,56	1,01	1,81	1,05
Ап	0,52	0,29	0,66	0,30	0,78	0,31	0,48	0,42	0,60	0,37
$\%An_{мин}$	35,00	7,54	33,45	2,88	35,19	2,32	36,13	3,35	35,21	3,69
$\%An_{мак}$	64,67	5,13	47,00	3,03	45,00	3,06	48,83	3,88	49,07	6,70
$\%An_{ср}$	49,83	2,54	40,23	2,61	39,91	1,84	42,48	3,12	42,09	3,92

Т а б л и ц а 5

Количественно-минеральный состав химически анализированных
монцодиоритов и диоритов

№№ ПП	№ обр.	Пл	КПШ	Кв	МП	РП	Ам	Би	Мт+Ил	Ап	%Ан _{мин}	%Ан _{мак}	%Ан _{ср}	Пл.пл. в мм ²	СО
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	БИ570	66,0	1,5	4,0	8,0	2,0	4,5	11,0	2,5	0,5	36,0	49,0	42,5	400	40
2	Кр2887	74,0	2,5	0,5	11,0	2,0	2,0	4,0	3,5	0,5	41,0	54,0	47,5	600	48
3	Ш856	57,0	0,0	0,5	24,5	16,5	н.о.	0,5	0,5	0,5	48,0	52,0	50,0	600	48
4	Ш850	72,2	1,0	1,0	16,5	1,5	—"	6,0	1,0	0,8	39,0	54,0	46,5	700	45
5	Ш854	60,0	1,5	3,0	15,0	7,5	—"	12,0	0,6	0,4	36,0	52,0	44,0	500	50
6	Ш847	70,0	1,5	4,5	15,0	3,0	0,8	2,0	2,5	0,7	36,0	50,0	43,0	700	48
7	Ш859	80,0	0,0	3,0	7,0	2,0	1,0	5,0	1,0	1,0	37,0	54,0	45,5	500	45
8	БИ576	75,0	2,0	2,0	6,0	6,5	2,0	3,0	1,8	1,7	36,0	50,0	43,0	450	40
9	БИ575	63,0	0,2	13,0	6,0	6,0	н.о.	10,2	1,5	0,1	36,0	51,0	43,5	600	62
10	Ш830	84,0	3,0	0,0	1,0	10,0	—"	0,5	1,0	0,5	38,0	43,0	40,5	900	45
11	Кр2886	62,5	2,0	7,0	13,0	11,0	—"	2,0	2,0	0,5	33,0	46,0	39,5	650	63
12	БИ562	59,0	1,0	3,5	11,5	3,0	—"	21,5	0,5	0,0	34,0	48,0	41,0	650	72
13	БИ521	56,5	2,5	2,5	15,5	14,0	5,0	1,0	2,0	1,0	34,0	37,0	35,5	725	62
14	БИ561	73,5	1,0	8,0	3,4	1,0	н.о.	12,5	0,5	0,1	33,0	48,0	40,5	500	52

Продолжение таол.5

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5
I5	Кр2903	6I,0	8,5	н.о.	I8,5	5,0	н.о.	I,0	4,5	I,5	4I,0	43,0	42,0	750	65
I6	П1863	62,0	10,0	I,5	I3,0	6,5	"-	4,0	2,0	I,0	36,0	46,0	4I,0	800	46
I7	Кр2904	64,0	10,0	н.о.	I5,0	I,0	"-	5,0	4,0	I,0	37,0	46,0	4I,5	600	59
I8	Кр2924	6I,0	I,0	2,0	I7,0	2,5	"-	I4,0	2,0	0,5	34,0	5I,0	42,5	600	62
I9	Кр29I4	57,0	I2,0	5,0	I2,0	6,0	"-	4,0	3,0	I,0	34,0	49,0	4I,5	625	60
20	Кр2906	65,0	7,5	2,0	8,0	6,0	"-	8,0	2,5	I,0	34,0	43,0	38,5	800	72
2I	Кр29I5a	54,0	7,0	I5,0	10,0	I,0	2,0	9,0	I,5	0,5	34,0	42,0	38,0	650	59
22	Кр29II	49,5	I5,5	I3,0	10,0	0,5	н.о.	10,0	I,0	0,5	34,0	43,0	38,5	625	53
23	Кр29I7	48,0	I3,0	8,0	II,5	2,5	0,5	I4,0	2,0	0,5	34,0	46,0	40,0	875	60
24	Б2087	66,0	4,5	5,5	II,5	3,5	0,5	5,0	3,0	0,5	34,0	66,0	50,0	650	64
25	Б2083	66,0	0,0	0,5	26,5	0,5	2,0	0,5	3,5	0,5	50,0	57,0	53,5	650	55
26	Б209I	6I,5	8,5	5,0	8,0	4,0	5,0	3,5	3,5	I,0	3I,0	73,0	52,0	625	55
27	Б2200	62,0	0,0	6,5	I2,0	н.о.	3,0	I3,0	2,5	I,0	3I,0	52,0	4I,5	980	65
28	Б2I99	60,0	I,0	10,0	7,5	"-	3,5	I7,0	0,5	0,5	34,0	49,0	4I,5	850	50
29	Б2III	55,0	н.о.	I2,5	5,0	0,5	I4,0	I2,0	0,5	0,5	34,0	49,0	4I,5	600	63

Примечание. I-I4 - биотит-двушпроксеновые диориты района слияния рек Средний и Большой Уркан; I5-23 - монцодиориты и диориты Ксеньевского массива; 24-26 - биотит-двушпроксеновые диориты Новотроицкого массива; 27-29 - биотит-авгитовые диориты Холонгатуйского массива.

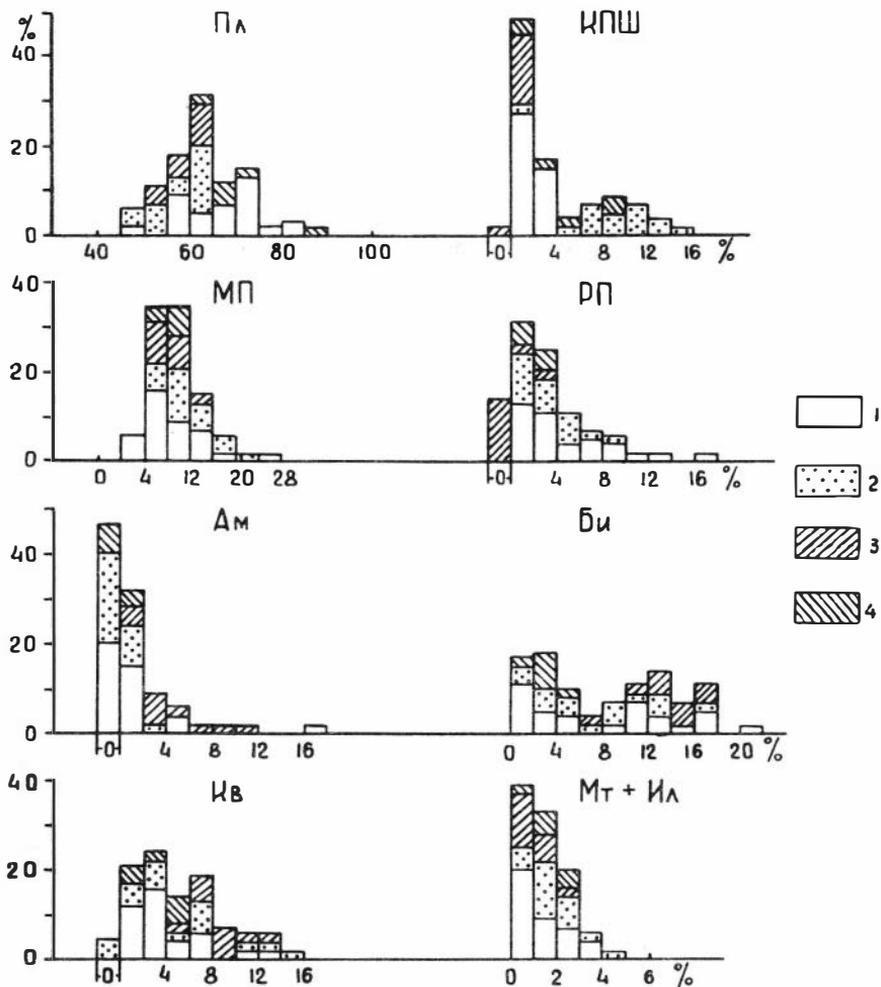


Рис.3. Частота встречаемости различных содержаний породообразующих минералов в монцодиоритах и диоритах габбро-монцодиорит-диоритовой формации Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

1—биотит-двуниксеновые диориты района слияния рек Средний и Большой Уркан, $n=23$;
 2—монцодиориты и диориты Ксеньевского массива, $n=16$; 3—биотит-авгитовые диориты Холонгатуйского и Вершино-Дарасунского массивов, $n=11$; 4—монцодиориты и диориты Новотроицкого массива, $n=6$

обладающие устойчивым парагенезисом андезина, авгита, гиперстена, биотита, калиевого полевого шпата и кварца (за исключением диоритов Холонгатуйского и Вершино-Дарасунского массивов, в которых гиперстен встречается крайне редко). Обычно не более 5% приходится на остальные минералы—зеленую роговую обманку, магнетит, ильменит, апатит (табл.4,5, рис. 3), причем роговая обманка присутствует далеко не во всех породах. Структура монцодиоритов и диоритов призматическо-зернистая, иногда с элементами монцонитовой.

Преобладающий во всех этих породах плагиоклаз представлен тонкоодвойникованными удлинёнными кристаллами, размер которых в ряде случаев (в породах Ксеньевского и Новотроицкого массивов) существенно меняется. Большие по размерам кристаллы плагиоклаза обычно слабо зональны. Так, в диоритах Новотроицкого массива встречается широкотаблитчатый плагиоклаз отчетливо зонального строения (до 5-7 зон). По составу плагиоклаз варьирует от олигоклаза до начальных номеров битовнита, преимущественно развит основной андезин (рис. 4). Клинопироксен представлен бесцветным авгитом. Обычно он ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и ортопироксену. Встречаются как крупные кристаллы, содержащие включения удлиненного пластинчатого плагиоклаза и овальных зерен ортопироксена, так и мелкие изометричные

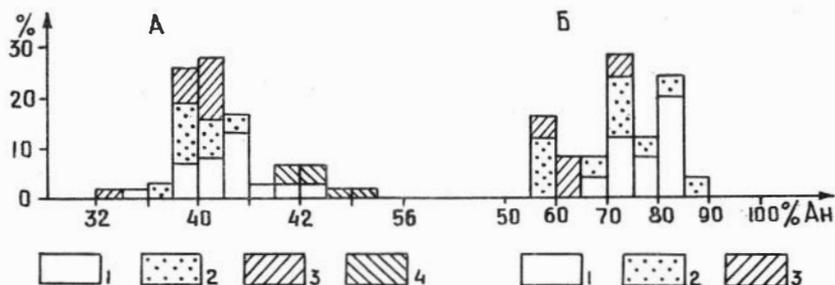


Рис. 4. Частота встречаемости плагиоклаза разного состава в габбродах (Б) и монцодиоритах и диоритах (А) габбро-монцодиорит-диоритовой формации Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

Усл. обозн. для А: 1—биотит-двупироксеновые диориты района слияния рек Средний и Большой Уркан, $n=23$; 2—монцодиориты и диориты Ксеньевского массива, $n=16$; 3—биотит-авгитовые диориты Холонгатуйского и Вершино-Дарасунского массивов, $n=11$; 4—монцодиориты и диориты Новотроицкого массива, $n=6$. Усл. обозн. для Б: 1—габброиды района слияния рек Средний и Большой Уркан, $n=11$; 2—габброиды Холонгатуйского, Вершино-Дарасунского и Нижнестанового массивов, $n=10$; 3—габброиды Ксеньевского массива, $n=4$

зерна авгита. Характерной особенностью авгитов является обилие в них мелких пластино- и каплеобразных включений рудных минералов. Железистость авгитов колеблется в пределах от 20 до 40% Fs, причем наиболее магнезиальными являются авгиты из диоритов Холонгатуйского и Новотроицкого массивов, а наиболее железистыми—авгиты из монцодиоритов Ксеньевского интрузива. Ортопироксен представлен мелкими овальными зернами, реже встречаются более крупные выделения его, соизмеримые с кристаллами авгита. В урканских диоритах иногда фиксируется пойкилитовый тип развития крупных зерен ортопироксена. Железистость ортопироксена колеблется от 39 до 47%, что отвечает по составу гиперстену.

Зеленая роговая обманка развивается по авгиту, замещая его, или выполняет интерстиции между плагиоклазом и пироксенами. Она постоянно встречается в диоритах Холонгатуйского и Вершино-Дарасунского массивов, малохарактерна для урканских диоритов и монцодиоритов и диоритов Ксеньевского массива. Количество биотита почти соизмеримо в этих породах с количествами авгита, лишь в монцодиоритах и диоритах Новотроицкого массива его значительно меньше. Характерной особенностью биотитов из монцодиоритов и диоритов изученных массивов является красновато-бурый их цвет, крупные пластинчатые и слегка удлиненные формы выделений. Биотит выполняет интерстиции между плагиоклазом и пироксенами, либо образует каемки вокруг пироксенов и рудных минералов. По отношению к амфиболу биотит выступает как равноправный и одновременный минерал.

Одной из характерных особенностей этих пород является обогащенность их рудными минералами (до 5%) и апатитом (до 2%). Рудные минералы (магнетит и ильменит) тесно ассоциируют с пироксенами и ксеноморфны по отношению к ним и к плагиоклазу. Реже они образуют мелкую вкрапленность в пироксенах и в плагиоклазе. В крупных зернах плагиоклаза в центральной части их рудные минералы иногда образуют мелкую сыпь из четко ограненных кристаллов, а в периферических зонах таких плагиоклазов встречаются удлиненные линзовидные полосы из тонкораспыленного рудного материала. Примечательно, что наряду с рудными минералами в крупных зернах плагиоклаза иногда встречаются многочисленные мелкие включения овальных зерен авгита и гиперстена. Постоянным аксессуарным минералом является апатит, имеющий чаще всего короткопризматические идиоморфные формы. Реже встречаются крупные и ксеноморфные по отношению к плагиоклазу и пироксенам кристаллы апатита.

Наиболее поздними породообразующими минералами монцодиоритов и диоритов являются калиевый полевой шпат и кварц. Калиевый полевой шпат в шлифах однороден, лишь изредка можно обнаружить признаки пертитового строения. Содержания его в породах существенно варьируют, достигая в монцодиоритах Ксеньевского массива 16⁰/. Обычно он выполняет интерстиции между охарактеризованными выше минералами, либо развивается по плагиоклазу с образованием пятнистых и сетевидных структур. Проявляясь в тесном парагенезисе с кварцем калиевый полевой шпат образует с ним микропегматитовые сростания. Кварц постоянно встречается в этих породах в виде отдельных резко ксеноморфных зерен или образует мозаичные агрегаты. Количества кварца положительно коррелируется с содержаниями амфибола, биотита, калиевого полевого шпата и отрицательно—с содержаниями остальных минералов и с содержанием анортита в плагиоклазе (табл. 6-8). Наличие таких устойчивых и в большинстве случаев значимых корреляционных зависимостей свидетельствует о том, что кварц в этих породах является не наложенным, а собственномагматическим.

Несмотря на широкие вариации содержаний породообразующих минералов, взаимоотношения их в исследованных породах однозначны и указывают на одновременную или близкую к одновременной кристаллизацию плагиоклаза и пироксенов, к которым затем присоединяются рудные минералы, апатит и позднее—остальные породообразующие минералы. Это следует из анализа следующего вариационного ряда и характера взаимоотношений породообразующих минералов:

Пл → МП → Мт + Ил → (РП, Ап → Ам) → КПШ → Би, Кв*
Компоненты, располагающиеся левее скобок, обнаруживают значимую положительную связь с содержаниями анортита в плагиоклазе, правее—значимую отрицательную, в скобках—незначимые зависимости. (табл. 8).

В то же время анализ корреляционных зависимостей между содержаниями породообразующих минералов в урканских диоритах и монцодиоритах и диоритах Ксеньевского массива (табл. 6,7) выявляет ряд их различий. Урканские биотит-дву-

* В статье приняты следующие условные сокращения: Ам—амфибол, %Ан—содержание анортита в плагиоклазе по оптическим данным, Ап—апатит, Би—биотит, Ил—ильменит, Кв—кварц, КПШ—калиевый полевой шпат, МП—клинопироксен, Мт—магнетит, Ол—оливин, Пл—плагиоклаз, РП—ортопироксен, n—численность выборки, $t_{0,05}$ —предельная величина значимости коэффициента корреляции, Со—число пересечений границ зерен в шлифе на отрезке длиной 25 мм, Пл.шл.—площадь шлифа в мм².

Т а б л и ц а 6

Парные коэффициенты корреляции между содержаниями минералов в монцодиоритах
и диоритах Ксеньевского массива ($n = 16$; $r_{0,05} = 0,50$)

	Пл	КПШ	Кв	МП	РП	Ам	Би	Мт+Ил	Ап	%Ан _{мин}	%Ан _{мак}
% Ан _{ср}	0,49	-0,24	-0,56	0,41	0,45	-0,51	-0,51	0,43	0,33	0,33	0,85
% Ан _{мак}	0,33	-0,24	-0,34	0,20	0,42	-0,43	-0,25	0,12	-0,07	-0,08	
% Ан _{мин}	0,21	-0,28	-0,28	-0,26	0,32	-0,06	-0,15	0,32	0,43		
Ап	0,62	0,06	-0,75	0,19	0,33	-0,13	-0,55	0,58			
Мт+Ил	0,45	0,11	-0,58	0,09	0,45	-0,43	-0,55				
Би	-0,51	-0,20	0,41	-0,27	-0,58	0,34					
Ам	-0,37	-0,14	0,36	0,03	-0,49						
РП	0,51	0,18	-0,40	-0,31							
МП	0,03	-0,45	-0,31								
Кв	-0,78	0,21									
КПШ	-0,34										

Т а б л и ц а 7

Парные коэффициенты корреляции между содержаниями минералов
в биотит-двушпироксеновых диоритах Урканского массива ($n = 23$; $r_{0,05} = 0,41$)

	Пл	КПШ	Кв	МП	РП	Ам	Би	Мт+Ил	Ап	%Ан _{мин}	%Ан _{мак}
% Ан _{ср}	0,28	-0,24	-0,31	0,35	-0,08	-0,24	-0,31	-0,02	0,18	0,84	0,89
% Ан _{мак}	0,33	-0,27	-0,09	0,14	-0,42	-0,27	-0,06	-0,02	0,10	0,50	
% Ан _{мин}	0,15	-0,13	-0,47	0,49	0,34	-0,14	-0,50	-0,02	0,22		
Ап	0,37	0,07	-0,49	0,17	0,13	0,07	-0,65	0,17			
Мт+Ил	-0,24	0,16	-0,08	0,01	0,64	-0,25					
Би	-0,39	-0,33	0,39	-0,27	-0,43	-0,01					
Ам	-0,48	-0,06	-0,17	-0,04	0,20						
РП	-0,47	-0,02	-0,10	0,46							
МП	-0,44	-0,23	-0,27								
Кв	-0,31	-0,18									
КПШ	0,31										

пироксеновые диориты обнаруживают корреляционные зависимости между содержаниями породообразующих минералов, свойственные породам базитового ряда с диоритовым направлением дифференциации. Отчетливо выражена в них зависимость количеств породообразующих минералов от содержания кремнезема в породах, устанавливается отрицательная связь между содержаниями плагиоклаза и пироксенов и положительная— между содержаниями авгита и гиперстена, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Монцодиориты и диориты Ксеньевского массива обладают уже монцитонитовидным характером зависимостей между компонентами. Устанавливается отрицательная связь между содержаниями плагиоклаза и калиевого полевого шпата, авгита и гиперстена, плагиоклаза и пироксенов. Такая направленность в изменении корреляционных зависимостей согласуется в общих чертах со сменой связей между содержаниями минералов в Балахчинском массиве при переходе от диоритов к монцодиоритам и монцитонитам, связанных там последовательными и постепенными переходами (3).

Таким образом, установленные минералого-петрографические различия между породами сравниваемых массивов могут рассматриваться как вариации внутри единой породной группы. В целом, для всех монцодиоритов и диоритов изученных массивов характерен субщелочной минеральный парагенезис, малая изменчивость состава основных породообразующих минералов, обогащенность рудными минералами и апатитом. В большинстве случаев (исключением являются диориты Ново-троицкого массива) эти породы ассоциируют с меланократовыми габброидами и являются более поздними по отношению к ним.

Значительная часть монцодиоритов и диоритов изученных массивов существенно изменена. Процесс изменения начался с деанортитизации плагиоклаза, уралитизации пироксенов, хлоритизации амфибола и биотита. В зонах особенно интенсивного преобразования породы приобретают гнейсовидный облик, неравномерно-зернистую порфиробластовую структуру, в большом количестве в них появляются микроклин, кварц и сфен.

Петрохимическая характеристика пород основана на 40 оригинальных химических анализах (табл. 9-12). Наиболее представительный материал имеется по монцодиоритам и диоритам, в то время как габброиды петрохимически охарактеризованы менее полно. Имеющиеся петрохимические данные позволяют установить ряд особенностей химического состава пород, которые хорошо согласуются с приведенной выше минералого-петрографической характеристикой их.

Т а о л и ц а 9

Химический состав габброидов

№ обр. ОКСИДЫ	Б158I	Б1583	Кр2883	Кр2885а	Кр288I	П1829а	Б1579	П1860	П1883	П1886	П1890
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,72	44,14	44,58	45,94	46,26	47,46	49,30	40,28	44,12	48,96	49,86
TiO ₂	1,60	1,18	0,48	0,55	0,60	0,30	0,47	1,73	1,38	1,38	1,10
Al ₂ O ₃	19,97	26,67	18,83	17,53	18,23	18,82	12,77	15,91	15,87	18,39	18,17
Fe ₂ O ₃	3,80	1,09	3,86	3,22	2,52	2,41	1,77	9,88	7,81	3,87	4,98
FeO	8,44	3,68	5,97	6,15	6,27	5,91	5,92	7,77	7,30	6,27	5,88
MnO	0,09	0,05	0,11	0,14	0,12	0,11	0,13	0,12	0,16	0,13	0,15
MgO	9,35	4,71	10,60	10,25	9,31	8,80	13,22	7,43	6,92	5,55	5,38
CaO	12,53	14,53	10,46	12,60	11,41	11,95	14,17	11,43	10,82	9,15	7,96
Na ₂ O	1,67	2,08	1,50	1,50	1,87	2,18	0,80	1,47	2,14	3,00	2,69
K ₂ O	0,46	0,31	0,37	0,26	0,52	0,63	0,08	0,65	0,92	0,64	0,61
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,04	0,05	0,17	0,06	0,04	0,11	0,21	0,16	0,31
п. п. п.	0,74	0,99	2,55	1,44	1,85	0,91	1,00	2,29	1,87	1,40	2,33
Сумма	99,44	99,47	99,35	99,63	99,13	99,51	99,67	99,07	99,52	98,90	99,42

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А.В.Сухаренко. I-7 - габброиды района слияния рек Средний и Большой Уркан, 8-II - амфибол-пироксеновые габбро Ксеньевского массива.

Т а б л и ц а 10

Химический состав монцодиоритов и диоритов

№ обр. Оксиды	Б1561	Б1562	Б1562	Кр2886	П1830	Б1575	Б1576	П1859	П1847	П1854	П1850	П1856	Кр2887	Б1570
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	56,68	56,24	56,18	56,10	54,82	54,68	54,14	53,70	53,52	53,40	53,08	53,00	52,92	52,64
TiO ₂	1,33	1,20	1,05	0,80	0,80	1,40	1,45	1,18	1,16	1,06	1,13	0,30	0,83	2,05
Al ₂ O ₃	17,00	16,73	18,19	16,70	21,55	18,00	19,82	19,38	20,14	17,86	19,84	20,10	20,47	16,50
Fe ₂ O ₃	2,23	1,99	1,54	1,97	2,12	2,60	2,54	4,57	2,95	3,06	3,22	1,55	2,35	2,94
FeO	5,60	6,12	5,52	5,85	3,88	5,72	4,88	3,31	5,00	5,36	5,06	5,21	5,20	7,50
MnO	0,10	0,11	0,07	0,12	0,06	0,10	0,09	0,12	0,07	0,07	0,12	0,11	0,09	0,13
MgO	3,76	4,62	4,12	5,81	2,48	3,93	2,26	3,79	3,45	5,89	4,04	6,31	4,02	4,77
CaO	6,99	7,24	6,79	7,72	6,78	7,80	8,62	7,96	8,08	8,32	8,43	9,84	7,61	8,15
Na ₂ O	3,44	3,89	3,17	3,05	4,27	3,67	4,43	3,44	3,40	2,92	3,30	2,85	3,90	3,22
K ₂ O	2,23	1,64	1,86	1,22	1,42	1,57	1,43	1,26	1,19	1,12	0,99	0,59	1,26	1,43
P ₂ O ₅	0,20	0,36	0,27	0,21	0,24	0,32	0,36	0,35	0,30	0,18	0,31	0,07	0,34	0,43
п. п. п.	0,88	0,67	0,76	0,06	0,78	0,69	0,54	0,48	0,26	0,26	0,20	н. о.	0,10	1,01
Сумма	100,44	100,81	99,53	99,61	99,20	100,48	100,56	99,54	99,52	99,50	99,72	99,93	99,09	100,77

Продолжение табл. 10

# обр. Оксиды	Кр2917	Кр2911	Кр2915а	Кр2906	Кр2914	Кр2924	Кр2904	П1863	Кр2903	Б2111	Б2199	Б2200	Б2091	Б2083	Б2087
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	58,50	58,22	57,96	55,96	55,94	54,16	53,30	52,82	52,18	58,46	58,00	56,48	55,52	54,18	53,70
TiO ₂	1,13	1,10	1,25	1,55	1,20	1,48	1,65	1,48	1,60	1,29	1,32	1,27	1,83	1,60	1,57
Al ₂ O ₃	16,69	16,31	15,89	16,89	16,77	16,74	17,19	16,87	18,52	16,13	17,08	16,48	17,50	19,14	19,18
Fe ₂ O ₃	2,01	1,89	2,31	2,66	2,96	3,22	2,43	3,23	2,21	1,51	3,05	3,33	2,83	2,16	2,29
FeO	4,75	4,90	4,79	5,66	5,26	6,24	7,26	5,94	7,46	5,51	3,82	4,02	5,66	5,37	5,63
MnO	0,10	0,13	0,11	0,13	0,16	0,17	0,17	0,12	0,15	0,09	0,09	0,09	0,11	0,09	0,10
MgO	3,42	3,68	3,61	3,93	3,42	4,27	3,76	3,93	4,44	4,27	3,56	3,93	3,18	3,01	3,60
CaO	6,06	5,94	5,82	6,29	6,66	6,89	7,01	7,84	7,37	6,99	6,00	7,70	7,34	8,27	8,50
Na ₂ O	3,60	3,50	3,67	4,00	3,55	3,50	3,76	3,15	3,53	3,44	3,78	3,78	3,78	3,89	3,67
K ₂ O	2,33	2,50	2,63	2,15	2,21	1,96	2,00	1,50	1,50	1,29	2,77	2,08	1,71	1,57	1,50
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,33	0,42	0,37	0,35	0,41	0,45	0,33	0,22	0,21	0,51	0,43	0,41	0,21
п. п. п.	0,56	0,76	1,73	1,02	0,83	0,38	0,76	1,69	0,17	1,33	0,86	0,86	0,62	0,91	0,62
Сумма	99,41	99,18	100,10	100,66	99,33	99,36	99,70	99,02	99,46	100,53	100,54	100,53	100,51	100,60	100,57

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А.В.Суваренко. I-14 - биотит-двупророксеновые диориты района слияния рек Средний и Большой Уркан; 15-29 - монодиориты и диориты Ксеньевского (15-23); Холодгатуйского (24-26) и Новотрошского (27-29) массивов.

Т а б л и ц а 11
 Параметры распределения содержаний породообразующих
 окислов в габброидах

Окислы	Массивы Ксеньевский n = 4		Урканский n = 7		Ксеньевский и Урканский n = 11			
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	A	B
SiO ₂	45,81	4,46	45,49	2,73	45,60	3,23	-0,27	-1,31
TiO ₂	1,40	0,26	0,74	0,47	0,98	0,51	0,07	-1,79
Al ₂ O ₃	17,08	1,38	18,97	4,11	18,29	3,41	0,91	1,00
Fe ₂ O ₃	6,64	2,73	2,67	1,03	4,11	2,62	0,97	-0,26
FeO	6,80	0,88	6,05	1,38	6,32	1,23	-0,26	-0,08
MnO	0,14	0,02	0,11	0,03	0,12	0,03	-0,82	0,02
MgO	6,32	1,01	9,46	2,55	8,32	2,59	0,22	-1,14
CaO	9,84	1,58	12,52	1,45	11,55	1,96	-0,18	-0,97
Na ₂ O	2,33	0,67	1,66	0,46	1,90	0,61	0,12	-0,82
K ₂ O	0,70	0,14	0,38	0,18	0,50	0,23	-0,04	-0,84
P ₂ O ₅	0,20	0,09	0,07	0,05	0,11	0,09	0,90	-0,51

A_{0,01} = 1,48

Т а б л и ц а 12
 Параметры распределения содержаний породообразующих
 окислов в монцдиоритах и диоритах

Окислы	Новотроиц- кий, n = 3		Холонгатуй- ский, n = 3		Ксеньевский, n = 9		Урканский, n = 14		Объединен- ная выбор- ка по всем массивам, n = 29	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	54,47	0,94	57,65	1,07	55,45	2,44	54,36	1,42	55,05	1,96
TiO ₂	1,57	0,14	1,29	0,02	1,38	0,21	1,12	0,40	1,28	0,35
Al ₂ O ₃	18,61	0,96	16,56	0,44	16,87	0,72	18,74	1,65	17,92	1,56
Fe ₂ O ₃	2,43	0,36	2,63	0,98	2,55	0,50	2,55	0,79	2,54	0,66
FeO	5,55	0,16	4,45	0,94	5,81	1,02	5,30	0,98	5,40	0,98
MnO	0,10	0,01	0,09	0,01	0,14	0,03	0,10	0,02	0,11	0,03
MgO	3,26	0,30	3,92	0,37	3,83	0,35	4,23	1,18	3,97	0,89
CaO	8,04	0,61	6,90	0,87	6,65	0,69	7,86	0,82	7,41	0,94
Na ₂ O	3,78	0,11	3,67	0,19	3,58	0,23	3,50	0,48	3,57	0,37
K ₂ O	1,59	0,11	2,05	0,74	2,09	0,40	1,37	0,39	1,69	0,52
P ₂ O ₅	0,35	0,12	0,31	0,01	0,35	0,07	0,28	0,09	0,31	0,10

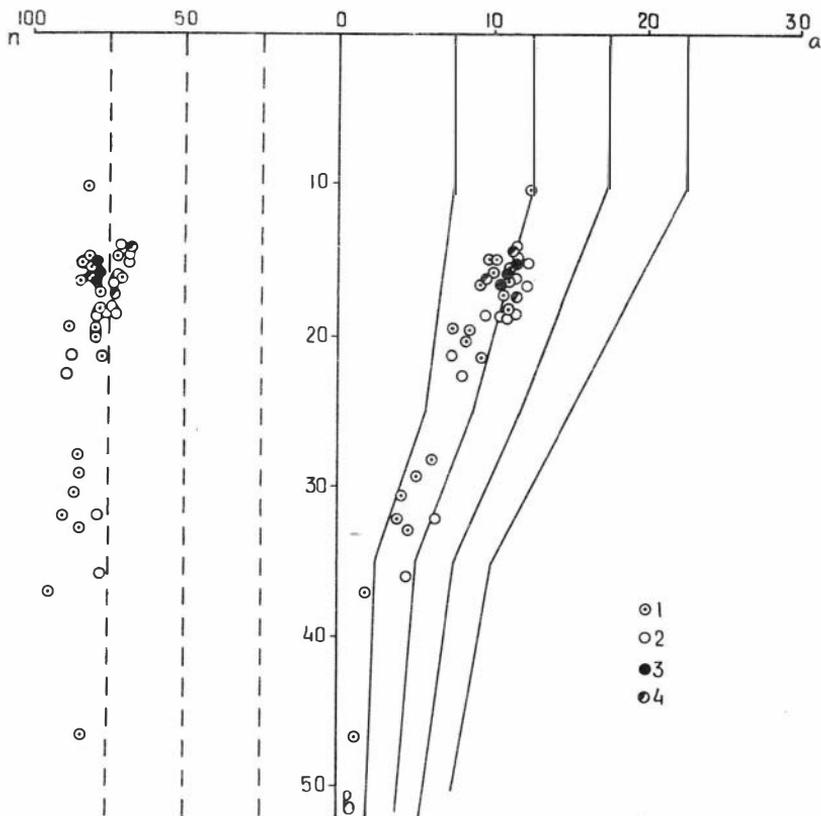


Рис.5. Химические составы пород габбро-монцодорит-диоритовой формации Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

1—габброиды и диориты района слияния рек Средний и Большой Уркан; 2—Ксеньевские габбро; монцодориты и диориты; 3—монцодориты и диориты Новотроицкого массива; 4—диориты Холонгатуйского массива. В правой части диаграммы показаны линии, разделяющие поля крайне низкощелочных, умеренно-низкощелочных, умеренно-щелочных, повышенной щелочности и высокощелочных пород. В левой части диаграммы пунктирные линии разделяют поля высоконатровых, натровых, калиевых и высококальневых пород. *a, в, л* — петрохимические коэффициенты А.Н.Заварицкого

В целом, изученные породы соответствуют субщелочным базитам с вариациями от крайне низкощелочных меланобазитов до умеренно щелочных лейкобазитов (рис.5). Характерной чертой ассоциации является дискретный переход от габброидов к монцодиоритам и диоритам по ряду петрохимических параметров (рис. 6).

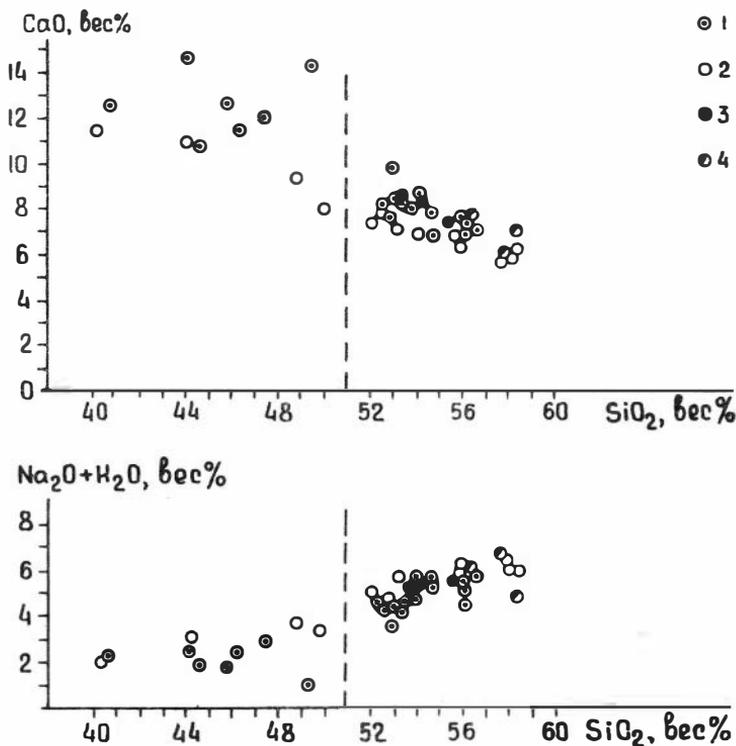


Рис.6. Соотношение содержаний кремнезема с содержаниями кальция и суммы щелочей в породах габбро-монцодиорит-диоритовой формации Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

1—габброиды и диориты района слияния рек Средний и Большой Уркан; 2—габброиды, монцодиориты и диориты Ксеньевского массива; 3—монцодиориты и диориты Новотроицкого массива; 4—диориты Холонгатуйского массива. Пунктирная линия отделяет габброиды (левая часть диаграммы) от монцодиоритов и диоритов

Петрохимически менее однородной является габброидная группа пород (табл. 9,10), Урканские габброиды обладают высокой основностью, меланократовостью и относительно низкой щелочностью и титанистостью. Своеобразной их чертой является не вполне обычная для базитов положительная связь между содержаниями кремнезема и магния. Это объясняется следующим. Максимум содержаний рудных минералов фиксируется в наиболее лейкократовых урканских габброидах. В силу этого, а также в связи с преимущественно битовнитовым составом плагиоклаза лейкократовые габброиды содержат меньше кремнезема, чем меланократовые их разновидности. Габброиды Ксеньевского, Холонгатуйского, Нижнестанового и Вершино-Дарасунского интрузивных тел близки друг к другу по минерально-петрографическим особенностям. Химически охарактеризованы только ксеньевские габброиды. Они, по сравнению с урканскими габброидами, обогащены титаном, щелочами, фосфором и относительно бедны магнием и кальцием. Высока в них степень окисленности железа.

Монцодиориты и диориты отвечают по составу субщелочным лейкобазитам кали-натрового профиля (табл. 10,12, рис.5). Несмотря на то, что петрохимически эта группа пород более однородна, чем габброидная, состав ее заметно меняется по меланократовости ($22 > v > 10$) и другим параметрам. Особенностью этих пород являются довольно высокие содержания титана, окисного железа, фосфора, преобладание суммарного железа над магнием, усиление роли калия в составе щелочей. Устанавливается некоторая изменчивость химического состава монцодиоритов и диоритов. Урканские калишпатсодержащие биотит-двопироксеновые диориты, например, характеризуются меньшими содержаниями титана, щелочей, фосфора по сравнению с монцодиоритами и диоритами Ксеньевского, Холонгатуйского и Новотроицкого массивов.

В целом изменчивость химического состава как габброидов, так монцодиоритов и диоритов носит однонаправленный характер. С уменьшением меланократовости пород увеличиваются содержания в них титана, фосфора, щелочей, возрастает отношение K/Na . Особенно отчетливо это проявляется при сопоставлении габброидов, монцодиоритов и диоритов Ксеньевского массива, с соответствующими породами урканских интрузивов.

С учетом явного количественного преобладания лейкобазитов над меланобазитами ассоциация в целом соответствует кали-натровым субщелочным лейкобазитовым сериям с повы-

шенной общей железистостью и титанистостью (11). Она, таким образом, может быть выделена в самостоятельный габбро-монцо диорит-диоритовый тип плутонических формаций, отличающийся от всех известных базитовых комплексов в рассмотренном районе.

В отношении происхождения такого рода ассоциаций много еще остается неясного. Пространственная и парагенетическая связь меланобазитов и лейкобазитов и их фазовые взаимоотношения могли быть обусловлены кристаллизацией этих пород из различающихся по составу базитовых расплавов, генерированных на разных уровнях, но в пределах единого энергетического фронта магмообразования. В то же время не исключено формирование лейкобазитов из меланобазальтовых расплавов, изменивших свой состав в результате отделения ряда ликвидусных фаз в процессе продвижения в более высокие горизонты земной коры.

Меланократовый, высококальциевый и резко недосыщенный кремнеземом состав габброидов позволяет предположить кристаллизацию их из меланократового базитового расплава. Наличие среди габброидов разновидностей, обогащенных титаном, железом и щелочами, указывает на возможно повышенную щелочность этих расплавов. Преобладание же среди габброидов амфиболовых разновидностей свидетельствует об обогащении исходных расплавов летучими компонентами.

Кристаллизация монцодиоритов и диоритов происходила из лейкобазитовых расплавов, обогащенных железом, титаном, кремнеземом, щелочами и водой. Об этом можно судить по следующим фактам. Ранняя кристаллизация плагиоклаза в процессе формирования монцодиоритов и диоритов могла быть обусловлена обогащенностью исходных расплавов железом и титаном, повышенная концентрация которых в расплаве сдвигает точку эвтектики силикатных и феррических минералов в сторону последних. Поведение железо-титансодержащих оксидов в процессе кристаллизации, как показал Э.Ф.Осборн (14), является важным показателем парциального давления кислорода в расплавах. Раннее выпадение рудных минералов (что и имело место при формировании монцодиоритов и диоритов) свидетельствует о высоком парциальном давлении кислорода в период кристаллизации пород. Высокое парциальное давление кислорода, по-видимому, было обусловлено повышенными содержаниями воды в расплавах, из которых кристаллизовались монцодиориты и диориты. Постоянное присутствие в этих породах биотита и калиевого полевого шпата свидетельствует о

повышенном химическом потенциале калия в исходных расплавах. Наличие же в породах кварца указывает на насыщенность расплавов кремнеземом.

Ассоциации, подобные описанной, известны среди базитовых формаций других складчатых областей. Они локализируются в пределах крупных интрагеоантиклинальных структур и линейных подвижных зон на раннеорогенной стадии их развития. Интрузивы габбро-монцодиорит-диоритового формационного типа имеются в ряде складчатых регионов, прилегающих к Забайкальской горной области. В Алтае-Саянской области эта ассоциация проявилась на площади обширного Белоюсско-Батеневского геоантиклинального поднятия. Габбро-монцодиорит-диоритовые интрузивы предшествуют там формированию сининверсионных батолитовых гранитоидов верхнекембрийско-нижнеордовикского возраста (15, 10). Аналогичные по составу массивы описаны в пределах Центрального Сихотэ-Алиня (9). К габбро-монцодиорит-диоритовому формационному типу относятся также базит-лейкобазитовые массивы Северо-Тяньшаньской складчатой области (13), Зеравшано-Туркестанской зоны Южного Тянь-шаня (4), Чаткало-Кураминской зоны Западного Тянь-шаня (5, 16), Аджаро-Триалетской и Памбако-Зангезурской зон Малого Кавказа (1, 17). Из зарубежных примеров — это широко известный габбро-монцодиорит-диоритовый массив Монциони в Южных Альпах (21), диоритовые интрузивы комплекса Джевал в Восточной Австралии (19, 20), мелкие монцодиоритовые тела в Болгарии (7) и другие.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают перечень габбро-монцодиорит-диоритовых плутонов, что свидетельствует о широкой распространенности и правомерности выделения их в особую габбро-монцодиорит-диоритовую формацию складчатых областей. Сложность выделения этого формационного типа заключается в том, что в подавляющем большинстве случаев формирование габбро-монцодиорит-диоритовых плутонов предшествовало становлению гранитоидных плутонов, под воздействием которых исходный состав их существенно преобразуется. Соответственно в ряде случаев эти породы рассматриваются в качестве контактово-реакционных гибридных образований, либо как производные ранних фаз становления сложных гранитоидных комплексов.

Выделение интрузивов габбро-монцодиорит-диоритового состава в особую формацию целесообразно в связи с разнообразной их рудоносностью. С интрузивами этого типа ассоциируют рудопроявления титаномагнетита, апатитовая минерализация, золоторуденение и другая рудная минерализация.

1. *Адамян А.И.* Интрузивные породы Мегринского плутона.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. III. Ереван. Изд-во АН ССР, 1966, с. 7-91.
2. *Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И.* Апатитоносные диориты юго-западного Забайкалья. Улан-Удэ. Бурятское книжное изд-во, 1972, 156 с.
3. *Балыкин П.А.* Балахчинский массив двупроксеновых монционт-диоритов и диоритов (Кузнецкий Алатау).—В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 58-80.
4. *Баратов Р.Б., Лутков В.С., Ширшов Н.В., Могаровский В.В., Дуслатов В.Д., Мельниченко А.К.* О выделении габбро-норит-монциодiorитовой формации в Зеравшано-Туркестанской зоне (Южный Тянь-Шань).—«Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук», 1977, № 3, с. 65-71.
5. *Белов А.Н.* Петрография и основные черты петрогенезиса монционитоидов Бабайобского лополита (Кураминский хребет).—В кн.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе. Изд-во Дониш, 1968, с. 55-108.
6. *Богнибов В.И., Кривенко А.П., Вицина Т.Р., Балыкин П.А.* Апатитоносность когтакского габбро-диорит-монционитового комплекса в Кузнецком Алатау.—В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 71-85.
7. *Вутов И.В.* Вклад в петрографические и петрохимические исследования щелочных пород в районах деревень Сеславци, Бухово, Свидня. Софийский округ.—В кн.: Годишник на ВМГИ, т. XIX, св. II, геология, 1972-1973.
8. *Зимин С.С., Октябрьский Р.А., Гайденко С.В.* Апатитоносные базиты и геологическая природа Зейской части Становика.—В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 89-90.
9. *Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957, 249 с.
10. *Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А.* Габбро-монциодiorитовая формация Кузнецкого Алатау.—В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, «Наука», 1979. (В печати).
11. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Систематика магматических формаций по составу.—«Геология и геофизика», 1976, № 5, с. 3-19.
12. *Лебедев А.П.* Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном комплексе (Забайкалье).—В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., «Наука», 1965, с. 5-113.
13. *Лесков С.А.* Магматические формации позднепалеозойской активизации каледонид северного Тянь-Шаня. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1969. 24 с.
14. *Осборн Э.Ф.* Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм. «Новости зарубежной геологии», 1966, вып. 37 (1), 60 с.
15. *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.

16. Раджабов Ф.Ш. Чаткало-Кураминский регион. Общие сведения. Кураминская подзона.—В кн.: Петрография Узбекистана. Кн. 1, Ташкент, 1964, с.11-118.

17. Сухоруков Ю.Т. Некоторые петрохимические особенности монцитов Каджаранского рудного поля.—«Изв. АН СССР, сер.геол.», 1972, № 3, с. 77-88.

18. Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука», 1969. 133 с.

19. Gulson B. L. The high-K diorites and associated rocks of the Geofal diorite complex N.S.W.—«Contribs. Mineral. and Petrol.» 1972, v.35, N 3, s. 173-192.

20. Gulson B.L., Lovering J.F., Taylor S.R., White A.J.R. High-K diorites, their place in the calc-alkaline association and relationship to andesites.—«Lithos», 1972, v.5, N 3, p.269-279.

21. Monte M. Del Paganelli L., Simboli G. The Monzoni intrusive rocks. A modal and chemical study.—«Miner. Petrogr. Acta», 1967, v. 13, p.75-118.

**ГРАНИТОИДНЫЕ ПОЯСА
АКТИВИЗИРОВАННЫХ СТРУКТУР
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА
И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ**

Складчатые сооружения востока Алтае-Саянской области, примыкающие к Сибирской платформе, характеризуются массовым проявлением среднепалеозойского и в меньшей степени—позднепалеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма.

Намечается отчетливая приуроченность девонских гранитоидов, выделенных в качестве бреджульского, огнитского, бреньского комплексов, к сочленениям крупных структурно-фациальных зон разновременной—раннекаледонской (Кизир-Казырский синклиорий, Хамсаринский синклиорий) или байкальской (Восточно-Саянский и Окинский антиклинории, Восточно-Тувинский массив) складчатости. При этом характерна линейная (поясовая) группировка разных по размерам плутонов, ориентированных чаще всего согласно с направлением гранитоидных поясов.

Кандатский гранитоидный пояс протягивается в широтном направлении вдоль одноименного глубинного разлома более чем на 500 км от Амыл-Кандатского прогиба на западе до пересечения с Главным разломом Восточного Саяна на востоке. Ширина пояса составляет от 15-20 до 50-70 км. В западной части пояса ранние каледониды Кизир-Казырского синклиория и девонского Амыл-Кандатского прогиба соприкасаются с раннекаледонскими структурами Хамсаринской изометрично-блоковой зоны. Восточная часть пояса приурочена к границе Хамсаринской зоны с байкалидами Восточно-Саянского антиклинория.

Восточно-Саянский гранитоидный пояс северо-западного простираения контролируется одноименной зоной глубинного разлома, разделяющей в юго-восточной части Кизир-Казырский синклиорий и Восточно-Саянский антиклинорий; в северо-западной части разлом имеет два ответвления—по одному из них Кизир-Казырский синклиорий и Сисимский выступ отделяются от Дербинского антиклинория, по другому—структуры Манского прогиба соприкасаются с ранними байкалидами Канской глыбы. Протяженность Восточно-Саянского гранитоидного пояса—свыше 300 км. На юго-востоке он смыкается с Кандатским поясом.

Весьма характерна пространственная и генетическая взаимосвязь среднепалеозойских гранитоидов и комагматичных им вулканитов кислого и субщелочного состава, выделяемых в составе имирской, кендейской, сайлыгской свит нижнего девона. Связь эта устанавливается повсеместно в восточной части Алтае-Саянской области не только в зонах широкого развития девонских вулканитов (Агульский, Амыло-Кандатский, Тувинский прогибы), но и в пределах гранитоидных поясов, где вулканиты пользуются ограниченным распространением. Так, на протяжении всего Кандатского гранитоидного пояса отмечаются вулканоплутонические постройки (Урунешская, Алымская, Кадыр-Оосская), а в полях гранитоидов на высоких гипсометрических уровнях часто присутствуют вулканиты кислого состава, сменяющиеся ниже по разрезу мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами, которые переходят в полнокристаллические граниты (хр. Адыр-Баштыг-Тайга, район Хойто-Окинского междуречья). В отличие от Кандатского гранитоидного пояса, в Восточно-Саянском вулканиты практически отсутствуют, что, по-видимому, связано с более глубокой денудацией этой структуры. Генетическое родство (комагматизм) девонских вулканитов и гранитоидов подчеркивается не только тесной пространственной ассоциацией и переходами сверху вниз от эффузивов к близким по петрографическому составу интрузиям: фельзиты—кварцевые порфиры—гранит-порфиры—мелкозернистые граниты—полнокристаллические граниты, но и общностью химического состава, содержанием микроэлементов и аксессуарных минералов (1, 6, 4, 3). Некоторые исследователи вообще объединяют девонские вулканиты и интрузии в единые комагматичные вулканоплутонические формации, выделяя в их составе среднеглубинные, гипабиссальные, субвулканические и вулканические фации (1). Как известно, девонские вулканоплутонические серии проявились не только по периферии наложенных межгорных впадин, но и проникали вдоль глубинных разломов далеко в складчатые каледонские и байкальские структуры. Магматизм этот многие исследователи считают внегеосинклинальным и относят к эпохе орогенной активизации областей завершённой складчатости (2).

На основании имеющихся данных можно наметить некоторые особенности и закономерности размещения, морфологии и металлогенической специализации гранитоидов Кандатского и Восточно-Саянского поясов.

Намечается возрастание щелочности гранитоидов, размещающихся в карбонатной или богатой основаниями среде

(габброиды, эффузивы основного состава). Одновременно при благоприятных условиях в этих гранитоидах резко усиливается роль натрового позднемагматического и постмагматического метасоматоза (альбитизация). Подобные процессы, как правило, сопровождаемые редкометальной минерализацией, проходят наиболее активно в тектонически нарушенных зонах повышенной проницаемости. Отмечается высокая насыщенность девонских гранитоидов дайковыми породами. Размещение даек, как и самих гранитоидов, подчиняется разрывным структурам. На пересечении разломов возникают пучки разнонаправленных даек.

При большой площади плутонов девонских гранитоидов они имеют весьма незначительную мощность (1500-2500 м) и по форме приближаются к лакколито- и гарполитоподобным межформационным пластовым телам. При внедрении гранитоиды, как правило, использовали поверхность раздела между нижнепалеозойским или докембрийским складчатым основанием и несколько опережающими их комагматичными вулканитами. Нередко такие гранитоиды внедряются в складчатое основание, выполняя ядра антиклинальных складок и межпластовые полости.

Отмечаются различия в пространственном размещении гранитоидов вдоль Кандатского пояса: в западной половине его, до сочленения с Восточно-Саянским разломом, они группируются за редким исключением севернее Кандатского глубинного разлома, а в восточной части—южнее его. Кроме того, отдельные участки внутри гранитоидных поясов, чрезвычайно насыщены интрузиями. Такие сгущения расположены в острых углах, образованных пересечениями Кандатского разлома с Восточно-Саянским, Дербинским, Азасским и Главным Саянским.

При анализе геологической карты центральной части Восточного Саяна и северо-восточной Тувы обращает внимание, что насыщенность девонскими гранитоидами вдоль гранитных поясов возрастает с северо-запада на юго-восток по Главному Саянскому и Восточно-Саянскому разломам, с запада на восток—вдоль Кандатского и Азасского глубинных разломов. В этом же направлении снижается роль девонских вулканитов, которые в восточных районах сохраняются лишь в отдельных небольших по размеру наложенных впадинах.

Отмечается несколько большая щелочность гранитоидов Восточно-Саянского пояса и в связи с этим некоторые различия металлогенической специализации гранитоидов—более халькофильный профиль Кандатского пояса и литофильный—Восточно-Саянского.

Внутри гранитоидных поясов целесообразно выделять отдельные ареалы, которые характеризуются разной металлогенической специализацией, что, по-видимому, связано с особенностями развития магматических очагов, состава исходных расплавов и других факторов. Выделение и изучение этих ареалов чрезвычайно важно для прогнозирования полезных ископаемых и направления поисков. По нашим данным внутри Кандатского пояса намечается Алымский ареал с молибден-вольфрамовой специализацией; восточнее—Дотот—Хойто-Окинский с бериллий-тантал-ниобиевой минерализацией. Кроме того, выделяются Кадыр-Оосс-Аксуг-Соругский ареал со специализацией на медь, молибден, редкие земли, тантал, ниобий; и Амыл-Кандатский с молибден-медно-бериллиевой минерализацией.

Характерной чертой девонских гранитоидных поясов является резко наложенный их характер по отношению к структурам раннекаледонского и байкальского фундамента и значительный перерыв во времени от момента консолидации вмещающих структур до начала формирования гранитных plutонов и сопряженных с ними вулканитов, что обычно считается свидетельством автономности вулкано-плутонических поясов (5). Возникновение гранитоидных линейных поясов и локализованной в них рудной минерализации, по-видимому, тесно связано с процессами развития подвижных линейных зон, тектоногенов по Г.Н.Шербе (7), представляющих специфические участки земной коры, в которых происходит интенсивное гранитообразование и движение рудоносных растворов.

Рассматривая формирование гранитоидных поясов в историческом плане, можно отметить, что к началу девона в регионе резко активизировался процесс глыбового поднятия с образованием горных цепей и разделяющих их межгорных впадин. Сводово-глыбовые движения сопровождались возникновением разрывов, разломных зон, активизацией разломов древнего заложения и интенсивной вулкано-плутонической деятельности.

Эти процессы привели к образованию наложенных впадин, грабен и приразломных прогибов, выполненных вулканогенно-терригенными отложениями; в центральной части Восточного Саяна и в северо-восточной Туве возникли зоны блоково-глыбового строения, которые закладывались на разнородном докембрийском и нижнепалеозойском фундаменте. В этих структурах, имеющих четко выраженный линейный характер, проявились среднепалеозойские вулкано-плутонические гранитоидные и щелочные формации.

Обращает на себя внимание, что девонские гранитоидные пояса часто наследуют направления древних, допалеозойских тектонических структур. После формирования девонских гранитоидов явления активизации в этих зонах имели место и позднее с образованием позднепалеозойской формации гранит-порфиров, с которой связано медно-порфировое оруденение, и мезозойских щелочных гранитов, сопровождавшихся редкометальной минерализацией. Здесь же в ряде случаев формировались узкие, небольшие по размерам грабены, выполненные юрскими отложениями. Все это свидетельствует о длительности развития структур тектоно-магматической активизации и их явно наложенном характере на структуры консолидированного складчатого основания.

Отметим некоторые специфические черты оруденения, связанного с гранитоидами активизированных структур Саяно-Тувинского нагорья. Для среднепалеозойских комплексов характерна преимущественно редкометальная и редкоземельная минерализация. Процессы оруденения очень близки во времени к становлению гранитных плутонов и вулcano-плутонов. Отчетливо устанавливается приуроченность к отдельным разломам, чаще местам пересечения разноориентированных трещинных зон, либо к вулcano-плутоническим структурам центрального типа, сопряженных с кольцевыми разломами и тектоническими узлами.

Формирование как гранитоидов, так и оруденения, происходило в условиях малых глубин и характеризуется многостадийностью.

Большое значение для определения перспектив имеет установление причин локализации и закономерностей размещения того или иного типа оруденения в пределах вулcano-плутонических поясов. К таким факторам можно отнести: близость к зонам глубинных разломов и к структурам фундамента; наличие или отсутствие карбонатной, или богатой основаниями вмещающей среды; глубина эрозионного среза; близость девонских наложенных впадин и грабенов; наличие вулcano-плутонических построек, часто с эруптивными аппаратами.

Отмечается связь молибденовой и вольфрамовой минерализации с девонскими гранитоидами повышенной основности; бериллий ассоциирует с ультракислыми гранитами, нередко имеющими щелочной уклон; тантал и ниобий—с субщелочными гранитоидами.

Иной рудной специализацией обладает размещающийся в тех же поясах верхнепалеозойский аксугский комплекс гранит-

порфи́ров, с которыми связано медно-порфи́ровое оруденение. Принадлежащие к этому комплексу породы образуют небольшие по размерам штокообразные тела (0,2-5 км²), которые размещаются в основном в центральной части Кандатского пояса (междуречье рек Аксуг-Соруг) и контролируются непосредственно зоной разлома. Устанавливается также приуроченность гранит-порфи́ровых интрузий к границам приразломных девонских впадин и грабенных и их сочленениям с позитивными структурами (куполами, горстами), иногда к ядрам антиклиналей.

В состав аксугского комплекса, кроме гранит-порфи́ров, входят трондьемиты, габбро-диориты, диориты. Возраст этих рудоносных интрузий устанавливается как постсреднедевонский на основании прорыва ими песчаников среднего девона. Гранит-порфи́ры характеризуются умеренно-кислым составом и преимущественно натровой специализацией. Не только в восточной и северо-восточной Туве, но и в других регионах отмечается парагенетическая связь с ним меднопорфи́рового оруденения, локализованного в метасоматически измененных породах. Особенно благоприятны в отношении медно-порфи́рового оруденения сложные по составу гетерогенные плутоны.

Структуры, в которых сосредоточено оруденение медно-порфи́рового типа, характеризуются длительным, многоэтапным развитием, с неоднократным повторением эпох гранитообразования, вулканизма и меняющегося по характеру разновозрастного рудообразования. Так, в непосредственной близости друг от друга в Кандатской зоне (Кандатский гранитоидный пояс) размещаются молибденовое и вольфрамовое оруденение, связанное с девонскими гранитоидами, медно-порфи́ровая минерализация, появившаяся в связи с верхнепалеозойской интрузией гранит-порфи́ров и, наконец, редкометально-редкоземельная минерализация в связи с щелочными раннемезозойскими гранитоидами сейбинского (окуневского) комплекса.

Щелочные раннемезозойские гранитоиды размещаются также в зонах глубинных разломов, разделяющих разновозрастные структуры. Окуневская группа щелочно-гранитных интрузий расположена в северо-западной части Кандатского гранитоидного пояса на стыке Базыбайского выступа байкалитид и Кизир-Казырского раннепалеозойского синклиналия. Аксуг-Соругская группа аналогичных интрузий, с которыми связана промышленная комплексная редкометальная минерализация, расположена на стыке Кандатского и Восточно-Саянского гранитоидных поясов на границе каледонид Кизир-Казырской и Хамсаринской зон с байкалитами Восточно-Саянского антиклиналия, а Сей-

бинская группа—в сопряжении Дербинского антиклинория с Кизир-Казырским синклинием.

Щелочные эгирин-рибекитовые граниты сейбинского комплекса образуют небольшие штокообразные массивы. С ними, как правило, связана автотомасовитическая и постмагматическая альбитизация и проявления минерализации тантала, ниобия, редких земель, циркония, гафния.

Рассматривая развитие гранитоидных поясов во времени, можно отметить увеличение щелочности магматизма от среднего палеозоя к мезозою и смену халькофильной и литофильной рудной специализации (молибден, медь, вольфрам) существенно литофильной (редкие металлы, редкие земли).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гордиенко И.В.* Девонская вулcano-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ. Бурятское книжное изд-во, 1969, 114 с.
2. *Комаров Ю.В.* Магматизм областей активизации.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т.ХI, М., «Наука», 1975 с.100-108.
3. *Пятов О.И.* Гранитоиды Алымской вулcano-плутонической структуры и их рудоносность (центральная часть Восточного Саяна).—В кн.: Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1976, с. 68-74. (Труды СНИИГГиМС, вып. 236).
4. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна.—Авт.: *Богнибов В.И., Давгаль В.Н., Поляков Г.В. и др.* Новосибирск, «Наука», 1974, 242 с.
5. *Хренов П.М., Бухаров А.А., Гордиенко И.В.* Металлогения вулcano-плутонических поясов негеосинклинального типа.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т.ХI, М., «Наука», 1975, с.90-100.
6. *Шелковников А.Д.* К петрогенезису нижнедевонской гранит-граносиенитовой формации Восточного Саяна.—В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1967, с.57-63.
7. *Щерба Г.Н.* Колонна преобразования земной коры. Алма-Ата, Изд-во «Наука», Каз. ССР, 1975, 279 с.

УЛУГ-КАДЫР-ООССКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ И ЕГО МОЛИБДЕНОНОСНОСТЬ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Улуг-Кадыр-Оосский гранитный массив, с которым связано молибденовое оруденение, размещается в северной части Хамсаринского синклиория, вблизи сочленения его с юго-восточным замыканием Казырского синклиория и Дербинско-Удинским антиклинорием. Гранитоиды относятся к брельскому комплексу нижнего-среднего девона и принадлежат структурно к протяженному широтному Кандатскому вулcano-плутоническому поясу. Пространственно положение массива контролируется системами разломов субширотного простирания.

Улуг-Кадыр-Оосский гранитный массив, площадь которого составляет 20 км², ориентирован субширотно, с севера ограничивается разломом, в других частях прорывает раннепалеозойские гранитоиды таннуольского комплекса. Массив вскрыт более чем на 600 м в вертикальном сечении. Он имеет концентрически зональное строение: гипсометрически верхняя часть (центр) представляет собой жерло вулcano-плутонической постройки, имеющее в плане округлую форму (300×400 м) и сложенное в основном диорит-порфирами. Некк окружен кольцом эруптивных брекчий с липаритовым цементом шириной 40-60 м и рассечен дайками гранит-порфиоров. По периферии эруптивных брекчий, в свою очередь, отмечаются мелкие штокообразные секущие тела гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров, принадлежащих к поздней фазе гранитной интрузии. Размер этих штоков варьирует от первых метров до 300-400 м в поперечнике. Размещаются гранит-порфиры среди порфиоровидных мелко-среднезернистых гранитов. Наконец, внешняя, основная по объему часть массива сложена наиболее ранними средне-крупнозернистыми, часто порфиоровидными биотитовыми лейкогранитами.

Таким образом, молибденоносный Улуг-Кадыр-Оосский массив представляет собой сложную многофазную концентрически зональную постройку, становление которой происходило длительное время с перерывами и эксплозивными явлениями.

Граниты первой фазы, основной по объему, среднезернистые, реже крупнозернистые, как правило, порфиоровидные, микролин-олигоклазовые, часто лейкократовые породы. Микролин обычно пертитизирован; плагиоклаз—серицитизирован.

По составу последний соответствует олигоклазу, реже олигоклаз—андезину. Наряду с серицитом в межзерновых пространствах присутствует мусковит (ближе к рудной зоне), что указывает на проявления начальной стадии грейзенизации. По площади серицитизация проявилась весьма широко, она выходит далеко за пределы минерализованных зон и затрагивает большие объемы гранитов. В рудном поле отмечаются также меланократовые двуполевошпатовые граниты с порфиroidными выделениями биотита. Этим различиям, возникшим, по-видимому, при ассимиляции вмещающих более основных пород, присуща интенсивная эпидотизация, хлоритизация, появление магнетита. В составе акцессорных отмечаются апатит, сфен, анатаз, брукит, рутил, циркон, гранат, ильменит, магнетит, и постоянно—пирит. Для всего Улуг-Кадыр-Оосского массива весьма характерна насыщенность гранитов первой фазы пиритом, количество которого резко увеличивается в околорудной зоне.

Порфиroidные мелкозернистые граниты образуют как постепенные переходы к гранитам первой фазы, так и четкие секущие контакты с ними. По составу они идентичны гранитам первой фазы, отличаясь от них структурными особенностями и прежде всего мелкозернистым строением основной массы. Присутствующий в порфиroidных выделениях кварц часто обладает высокой степенью идиоморфизма, образуя четкие шестигранники. Отмечаются мелкозернистые различия гранитов, переходные к гранит-порфирам.

Гранит-порфиры наряду с кварцевыми порфирами и фельзит-порфирами представляют поздние фазы интрузии. На основе наблюдения взаимных пересечений выделяется до 3-х генераций этих образований. Присутствуя, как было сказано выше, в центральной, гипсометрически наиболее высокой части массива, гранит-порфиры, кроме того, в виде мелких штокообразных секущих тел отмечаются в западной части массива, вблизи рудной зоны.

В Улуг-Кадыр-Оосском гранитоидном массиве широким распространением пользуется дайковая фаза, представленная серией даек аплитов и гранит-порфиров, которые по составу практически ничем не отличаются от штокообразных тел гранит-порфиров. Иногда встречаются дайки зонарного строения, зальбанды которых сложены аплитами, а центральные части—гранит-порфирами.

Основная масса гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров — мелкозернистая, иногда микрозернистая

до стекловатой. Порфиновые выделения—резко идиоморфные, иногда округлые, оплавленные кристаллы кварца, реже—полевых шпатов. Акцессорные — апатит, сфен, пирит, гранат, циркон, магнетит. В кварцевых порфирах вкрапленники кварца часто окружены мелкозернистым агрегатом кварца и полевого шпата (друзовидные структуры). Для всех разновидностей гранит-порфиров характерно практически полное отсутствие фемических минералов.

Ниже приводится химический состав гранитов Улуг-Кадыр-Оосского массива.

Номера проб	7657	7692	II3	II4
Компоненты				
SiO_2	73,12	71,38	72,82	74,38
TiO_2	1,15	0,17	0,24	0,14
Al_2O_3	14,22	14,34	12,96	11,46
Fe_2O_3	0,50	0,54	1,15	0,77
FeO	1,53	1,94	3,74	2,08
MnO	0,07	0,05	0,04	0,03
MgO	0,57	0,59	1,22	0,15
CaO	1,58	1,84	2,32	1,09
Na_2O	4,70	3,70	3,75	3,95
K_2O	2,93	3,87	0,53	3,61
P_2O_5	0,04	0,06	-	-

Примечание. 7657 — лейкократовый гранит; 7692 — биотитовый гранит; II3, II4 — кварцевые порфиры.

Эруптивные брекчии вместе с неким диорит-порфиров образуют жерло вулканоплутона, венчая эту своеобразную концентрически зональную постройку (на космоснимках и высотных аэроснимках Улуг-Кадыр-Оосский плутон весьма напоминает по морфологии типичный вулкан). Обломки эруптивных брекчий размером от 2-3 до 5-10 см представлены всеми разновидностями гранитоидов Улуг-Кадыр-Оосского массива, рудными образованиями и вмещающими нижнепалеозойскими породами.

Цемент эруптивных брекчий—трахилипаритовый, липаритовый, с элементами субпараллельной ориентировки, облекающей обломки брекчий.

Весьма характерно, что на периферии жерла отдельными «пятнами» сохранились липариты, которые прорываются мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Аналогичные липариты присутствуют, как указывалось, в цементе эруптивных брекчий.

Таким образом, по сохранности жерла вулканоплутонической постройки, останцам липаритов, комагматических гранитоидов, и другим признакам можно заключить, что гранитоиды Улуг-Кадыр-Оосского массива формировались в приповерхностной обстановке и относятся к субвулканическим образованиям.

Молибденовое оруденение размещается в эндоконтактной части массива гранитов. В пределах минерализованной зоны граниты интенсивно окварцованы, грейзенизированы, альбитизированы. Центральная часть рудного тела представлена брекчиевыми образованиями, сложенными обломками метасоматитов и гранитов с кварцевым цементом. Количественно цемент часто преобладает, составляя до 90-95% объема брекчий. По периферии брекчий в метасоматически преобразованных гранитах устанавливается богатое оруденение. В менее измененных гранитах внешней зоны оруденение убогое.

Рассматривая рудное тело как магматогенно-метасоматически-гидротермальное многостадийное образование, можно высказать некоторые суждения о генезисе этой эруптивно-магматической постройки. Вероятно, на поздне-магматическом этапе произошли эксплозивные явления и формирование эруптивных брекчий в центральной (жерловой) части массива.

Эксплозивное брекчиеобразование происходило в предрудный, рудный и пострудный этапы. Сочетание брекчий и мощной разноплановой системы трещин определило штокверково-брекчиевый характер оруденения. Эруптивные аппараты служили путями поступления растворов, при этом сопутствующий рудоотложению метасоматоз, а также процессы оруденения проявились, главным образом, в периферических, экзоконтактных частях кварцевых штоков.

В пределах зоны богатого оруденения граниты интенсивно окварцованы, альбитизированы, грейзенизированы, калишпатизированы. В них повсеместно проявлена тонкая рудная вкрапленность и густая сеть трещин, заполненных кварцевыми прожилками с молибденом. Внутреннее строение рудной зоны весьма

сложное, неоднородное, что определяется многократным проявлением гидротермально-метасоматических процессов. Разновременные метасоматические процессы накладываются друг на друга, образуя весьма сложные по составу штокверково-брекчиевые руды с прожилково-вкрапленным молибденовым оруденением.

Следует отметить весьма тесную связь явлений брекчирования гипабиссальных интрузий, взрывных брекчий, метасоматических процессов и процессов рудоотложения.

Проявления взрывного брекчирования в среднепалеозойских вулканоплутонических поясах Алтае-Саянской складчатой области можно использовать как поисковый критерий на молибденовое оруденение, так как они свидетельствуют о высокой флюидной активности и потенциальной рудоносности гранитоидов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЛУТОНОВ ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Гранитоиды онинского, большепорожского, чукчутского и сизинского комплексов, принадлежащие к гранодиоритовой формации нижнесилурийского возраста, распространены в структурах позднекаледонской консолидации, реже наблюдаются среди образований ранних каледонид. Они имеют интрузивный контакт с песчаниками и рифогенными известняками онинской и чеадогимской свит венлокского яруса и прорваны гранитными интрузиями джойского комплекса верхнесилурийского возраста.

Характерно неравномерное размещение гранитоидов в тектонической структуре региона. Вверх по стратиграфическому разрезу и с приближением к оси Центрально-Саянского синклинория, а также в направлениях к Борусскому и Жебашскому разломам увеличивается частота встречаемости и размеры плутонов. Контроль магматического процесса главными тектоническими структурами Западного Саяна предопределил формирование крупных (до первых сотен км²) цепочковидных в плане гранитоидных поясов северо-восточного простирания. На южном крыле Центрально-Саянского синклинория, а также в Куртушибинской зоне салаирид и Тувинском прогибе породы гранодиоритовой формации практически отсутствуют. Явление неравномерного размещения гранитоидов по латерали, вероятно, обусловлено структурной неоднородностью региона, разномасштабностью тектоно-магматических событий нижнесилурийского времени на различных его участках.

Отчетливо выражена зависимость формы плутонов от тектонической структуры вмещающих пород. Массивы расположены в ядерных частях синклиналей (Онинский, Уюкский, Моношский, Большемоношский, Чораспостыхский и др.), реже они сопряжены с крыльями синклинальных структур (Колганский, Большепорожский, Левобережный, Чукчутский, Тырданский лакколитообразные плутоны). В зонах разрывных нарушений распространены крутонаклонные маломощные тела трещинного типа. В ядрах антиклинальных складок гранитоидные тела не наблюдаются.

Максимальными размерами характеризуются массивы, сформированные в синклиналильных структурах терригенно-карбонатных отложений нижнего силура. Площадь прототипа гранодиоритовой формации, Онинского лополита, равна 350 км², мощность его достигает 3300 м. Меньшие горизонтальные и вертикальные размеры имеют плутоны, находящиеся среди терригенных и вулканогенных образований ордовика и кембрия.

Контакты гранитоидных массивов с вмещающими породами — повсеместно резкие. Проявлены закалка в эндоконтактных частях плутонов и термально-химический характер метаморфизма вмещающих пород с привнесом в них кремния, кальция и калия.

Магмоподводящие структуры обнаруживают тесную связь с зонами догранитоидных разрывных нарушений. Они выполнены пластообразными телами, реже — штоками диаметром менее 300 м. Границы тел — резкие. Метаморфизм пород рамы — термальный, изохимический, мощность контактово-измененных образований не превышает первых десятков метров. Подошва плутонов имеет кальдеро- или грабенообразное очертание. Признаки механической активности расплава во вмещающих породах отсутствуют. Лишь в экзоконтакте корневой части тела Уюкского лополита изредка наблюдаются магматические брекчии.

Средневзвешенный состав формации характеризуется следующими отношениями: равномернозернистые гранодиориты — 65%, адамеллиты — 25%, граниты — 8%, плагιοграниты — 1%, диориты и габброиды эндоконтактной фации — 1%. Петрографический состав формации по латерали относительно устойчив. Гранитоиды характеризуются натровым характером щелочности, относительно низким содержанием щелочных компонентов, халькофильных, редких и радиоактивных аксессуарных элементов, повышенным содержанием элементов группы железа, плавным увеличением содержаний никеля, хрома, бария, стронция, скандия, циркония, ниобия, иттрия, рубидия, тория, олова и меди от подошвы к апикальной зоне массивов, миграцией бериллия, молибдена и олова в кровлю гранитоидных тел. Тенденция увеличения содержаний аксессуарных элементов вверх по разрезу массивов не зависит от состава пород. Поэтому это явление может быть использовано при геологическом картировании образований формации с целью определения их объемной формы.

Характерно концентрически-зональное строение плутонов, проявленное в плавном увеличении основности гранитоидов от

ядра к периферии массивов. В этом же направлении возрастает количество шлиров и ксенолитов. Средний состав гранитоидов ядерной зоны и корневых частей тел близок к составу лейкократовых гранодиоритов, а валовый состав пород на уровне формирования магматических камер соответствует нормальным гранодиоритам.

Максимальное число ксенолитов наблюдается в гранитоидах Онинского лополита. Они являются реликтами пород вмещающей среды, имеют лепешковидную и пластообразную форму и не обнаруживают признаков существенного перемещения в пространстве.

Средний химический состав и геохимические особенности массивов не зависят от геолого-структурной обстановки и химизма вмещающих пород. Заметное изменение состава гранитоидов проявлено локально в зонах распространения ксенолитов и в краевых частях гранитоидных тел.

Плутоны расположены на близких гипсометрических уровнях при слабом их каскадировании с севера на юг, от Джебашской зоны зеленых метаморфических сланцев к осевой линии Центрально-Саянского синклинория. В связи с этим глубина эрозионного среза тел находится в зависимости от степени расчленения и абсолютных высот современного рельефа. Наиболее глубоко эродированными являются Уюкский и Большемонышский массивы, вскрывающиеся до подошвенной зоны и магноподводящих структур. Чораспостыхский плутон и западная часть Онинского лополита вскрыты эрозией до ядерной зоны. Восточная часть Онинского массива характеризуется минимальным срезом. Здесь наблюдается полный разрез лополита от подошвенной его зоны до апикальной.

Сведения о возрасте и размещении гранитоидов в пликативной структуре рамы позволяют рассчитать вероятные глубины становления плутонов. Максимальная мощность кровли Онинского лополита не превышает 2 км, судя по мощности разреза нижнесилурийских отложений бассейна рек Оны и Тасли, перекрывающих терригенно-карбонатные образования онинской свиты, вмещающие гранитоиды. Мощность кровли Уюкского массива не превышает 4 км, а Чораспостыхского тела — 5 км, судя по мощности отложений каратошской, онинской и чеадогимской свит на этих участках. Максимальные глубины формирования подошвенных зон плутонов находятся в пределах 5,5-8 км.

По морфологическим особенностям и характеру отношения к структуре рамы гранитоидные тела являются межпластовыми. По времени проявления и соотношению с тектоническими про-

цессами они представляют собой позднескладчатые сининверсионные образования, связанные с эпохой таконской складчатости и ранней инверсией ордовик-силурийского геосинклинального прогиба.

Гранодиоритовые плутоны сформировались в результате одноактного магматического процесса. Дайковые образования развиты слабо и представлены аплитами. С гидротермальными образованиями адамеллит-гранодиоритовых массивов формации связана кварц-шеелит-золоторудная минерализация (Кангайлыкский и Уюкский штокверки).

Все гранитоиды гранодиоритовой формации имеют магматическое происхождение. Зависимость морфологии плутонов от тектонической структуры рамы, пестрота их петрографического состава, наличие реликтов замещенной гранитоидами структуры и резорбция ксенолитов на уровне формирования камер свидетельствуют о формировании массивов путем магматического замещения. Однако устойчивость петрографических, петрохимических и геохимических параметров формации на всей территории Западного Саяна, относительная независимость состава массивов от окружающей среды, сходство состава пород корневых и ядерных частей плутонов, повсеместная четкость границ массивов и кальдеро- и грабенообразный характер их подошвы, слабость термальной перекристаллизации боковых пород, незначительные масштабы магматического замещения на уровне формирования камер в сочетании с вышеназванными признаками батолитового характера гранитоидных тел позволяют высказать предположение о возникновении плутонов в процессе магматического внедрения при последующем приконтактовом магматическом замещении.

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ В ПОРОДАХ РАННЕПАЛЕЗОЙСКОЙ ГРАНИТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Амфиболы, обладающие большой изоморфной емкостью, весьма чувствительны к изменениям физико-химических условий минералообразующей среды и поэтому могут служить своего рода индикаторами. В этом отношении изучение роговых обманок в породах сложных по составу гранитоидных ассоциаций так называемого батолитового типа может быть весьма полезным для более полной расшифровки условий их генезиса.

В настоящей статье на основании геолого-петрографического исследования массивов раннепалеозойской гранитоидной ассоциации Юго-Западного Забайкалья излагаются новые данные, касающиеся особенностей состава породообразующих роговых обманок пород этой формации.

Раннепалеозойская гранитоидная формация Юго-Западного Забайкалья, описанная под названием джидинского комплекса (2, 3, 4), принадлежит к группе батолитовых гранитоидных ассоциаций юга Сибири и севера Монголии. Они формировались в зонах ранних каледонид и относятся к проявлениям сининверсионного гранитоидного магматизма.

Как показано ранее (3, 8, 9), в формировании гранитоидов этого типа большую роль играли процессы магматического замещения. В Джидинской зоне Юго-Западного Забайкалья тела батолитовой формации представляют собой главным образом автохтонные плутоны, размещающиеся в осадочно-вулканогенных толщах нижнего палеозоя, прорванных телами догранитоидных базитов. Фрагменты этих плутонов, рассеченные молодыми среднепалеозойскими (?) гранит-граносиенитовыми интрузивами дабанского комплекса, обнаруживают черты концентрически-зонального строения. По периферии массивов развиты зоны диоритизированных вмещающих пород, представляющих собой мелко-, средне- и крупнозернистые меланократовые диоритоподобные породы. Они сменяются к центральной части массивов неоднородными такситовыми кварцевыми диоритами, а затем более однородными тоналитами, гранодиоритами или существенно плагиоклазовыми гранитами (Модонкульский, Шараазаргинский, Купчинский массивы), Аллохтонные массивы имеют меньшее площадное развитие и сравнительно небольшие размеры (Дархинтуйский, Барунгольский и другие). Они тяготеют

к центральной части Джидинского синклинория и слагаются довольно однородными и выдержанными по составу тоналитами, редко—гранодиоритами, а в краевых частях тел также кварцевыми диоритами.

Породы, слагающие наиболее крупные автохтонные тела, распадаются на четыре основных типа, составляющих в целом своеобразный эволюционный ряд. Он состоит из: 1) диоритизированных роговиков и метасоматизированных диоритизированных древних габбро, 2) такситовых биотит-роговообманковых кварцевых диоритов, 3) биотит-роговообманковых и роговообманково-биотитовых тоналитов, гранодиоритов, существенно плагиоклазовых гранитов и 4) лейкократовых биотитовых гранитов дополнительных инъекций. Для всех гранитоидов характерен натровый уклон щелочности. В породах второго и третьего (особенно второго) типов много измененного реликтового материала роговиков и габбро. В аллохтонных массивах реликтовые включения относительно редки, а зоны диоритизированных роговиков практически отсутствуют.

Для всех гранитоидов устанавливается вполне определенная специфика минерального состава. Калишпат в них обычно довольно редок. Почти все гранитоиды являются существенно плагиоклазовыми породами. Плагиоклаз имеет характерное концентрически- или пятнисто-зональное строение, нередко являясь, как например, в кварцевых диоритах, перекристаллизованным или деанортитизированным ксеногенным плагиоклазом боковых пород. Заметное количественное развитие имеют в гранитоидах амфибол и биотит.

Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой. В слабо метаморфизованных породах рамы вместо роговой обманки присутствует актинолит. В роговиках и диоритизированных породах важной составной частью является роговая обманка. В довольно больших количествах она присутствует также в кварцевых диоритах. В гранодиоритах и тоналитах содержание роговой обманки редко превышает 10%. Встречающийся в гранитоидах бледноокрашенный актинолит является уже поздним (эпимагматическим) минералом.

Оптические свойства роговой обманки весьма непостоянны. Это хорошо видно по изменениям интенсивности и оттенков окраски, варьирующих нередко даже в пределах одного зерна. Изменчивость оптических свойств выражается и в колебаниях величин n_p , n_g и $2v$. Как отмечалось ранее (3), по условиям образования в породах раннепалеозойской гранитоидной формации Юго-Западного Забайкалья обычно выделяются две генерации

или две разновидности роговых обманок: более ранняя, метаморфогенная (I) и более поздняя, магматическая (II). Как будет показано ниже, они часто отличаются друг от друга не только характером выделений и оптическими свойствами, но и химизмом.

В строении роговиков и диоритизированных пород (в экзоконтактах и останцах) участвует главным образом роговая обманка I (до 30% объема пород). Она находится в парагенезисе со средним или среднеосновным плагиоклазом, биотитом и магнетитом, слагая вместе с ними бластические агрегаты, а также пойкило- и порфиробласты. Биотит при этом обычно замещает роговую обманку. Местами в зонах гранитизации среди диоритизированных роговиков одновременно с появлением заметных количеств кварца отмечаются и мелкие зерна роговой обманки II. Она присутствует иногда в небольшом количестве и в «игольчатых» диоритах, слагающих в кварцевых диоритах измененные реликтовые включения.

В некоторых апогаббровых диоритизированных породах сохраняются реликты первичного керсутита, метасоматической замещенного с краев зерен новообразованной зеленой роговой обманкой, что выражается в постепенном изменении окраски от коричневой и бурой (в центре зерен) до зеленой. Такие реликтовые зональные роговообманковые зерна местами встречаются довольно часто.

В кварцевых диоритах, где содержание амфибола достигает иногда 20-25%, присутствует в заметном количестве роговая обманка II, находящаяся в ассоциации со средним плагиоклазом, кварцем, биотитом, магнетитом и сфеном. Но преобладает все же ранняя метаморфогенная роговая обманка I. Она же является главной составной частью измененных реликтовых макро- и микровключений, содержащихся в кварцевых диоритах в большом количестве. В незагрязненных реликтовыми включениями участках кварцевых диоритов роговая обманка I образует характерные, довольно крупные и обычно неправильные зерна, пойкилобласты и обнаруживаемые под микроскопом бластические агрегаты. Цвет роговой обманки весьма густой зеленый, значительно более интенсивный, чем в обычных роговых обманках гранитов. Чаще всего он неустойчив по интенсивности, что обуславливает появление своеобразной пятнистой окраски.

Роговая обманка II обычно представлена в кварцевых диоритах относительно мелкими, правильными и сравнительно ровно окрашенными зернами. Нередко они обнаруживают слабую

зональность. Это выражается в появлении голубоватых тонов окраски в краях зерен.

Присутствие в кварцевых диоритах немагматической роговой обманки I, часто сопровождаемой реликтовым измененным плагиоклазом, указывает на двойственную природу материала, слагающего кварцевые диориты. Она часто подчеркивается также сочетанием в породах гипидиоморфнозернистых, бластических и реакционных микроструктур.

Для тоналитов, гранодиоритов и существенно плагиоклазовых гранитов характерны гипидиоморфнозернистые структуры. Часто они осложняются явлениями реакционного замещения минералов. Характерен парагенезис среднего или кислого плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки (II), калишпата (нередко он отсутствует), магнетита, сфена и апатита. Роговая обманка I встречается редко. Роговая обманка II образует в породах вполне идиоморфные зерна разного размера и более устойчива по окраске, чем роговая обманка I. Большею частью она имеет отчетливые голубоватые оттенки, что заставляет предполагать некоторую ощелоченность состава, подтверждаемую пониженными величинами угла оптических осей $2v$.

Оптические свойства роговых обманок

По величинам светопреломления n_p и n_g роговые обманки пород джидинского комплекса вполне соответствуют обыкновенным разностям. Примечательно в то же время, что по значениям углов погасания $s:N_g$ и углов оптических осей $2v$ роговые обманки оказываются очень близки к актинолитам (1, 7). Устанавливаются при этом довольно большие колебания этих констант в пределах каждого типа пород. В целом же, при переходе от диоритизированных пород ко все более гомогенным гранитоидам выявляется некоторая направленность в изменениях цвета, величин $2v$ и показателей преломления роговых обманок, которая указывает на возрастание их железистости и щелочности.

Интересно, что значения углов погасания $s:N_g$ более стабильны. Максимум величин этой константы примерно одинаков для всех рассматриваемых типов пород (и для обеих генераций роговой обманки) и равен $14-16^\circ$ (рис. 1).

При общем рассмотрении свойств роговой обманки в различных типах пород выявляются следующие их особенности.

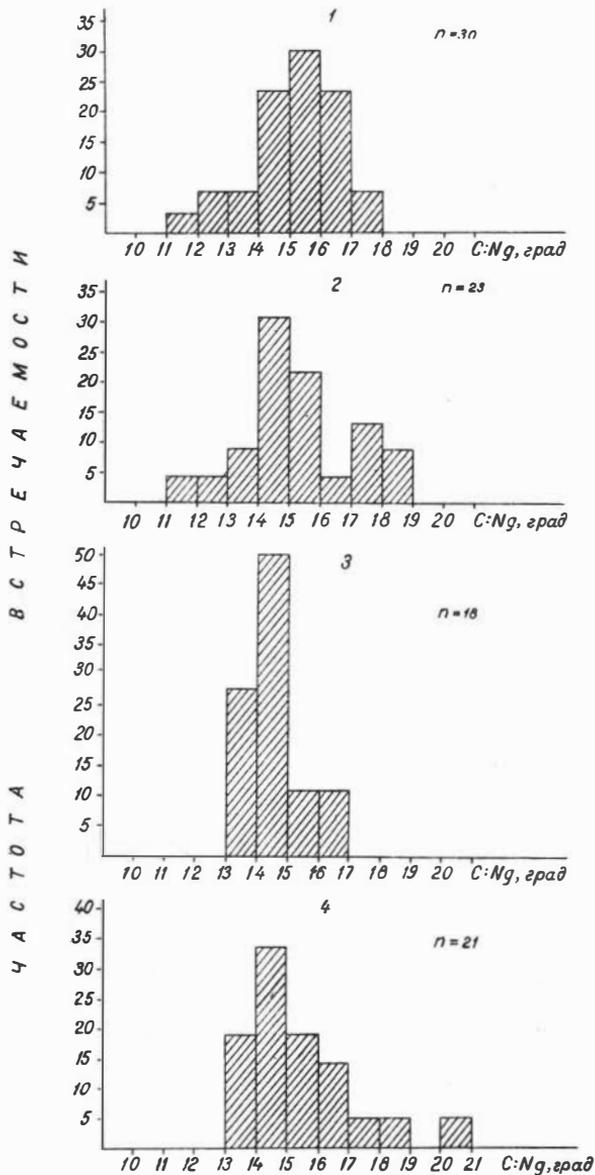


Рис.1. Гистограммы углов погасания для роговых обманок
 1—диоритизированные роговики и метасоматизированные перекристаллизованные
 (Шараазаргинский, Модонкульский, Купчинский массивы); 2—кварцевые диориты
 массивы); 3—гранодиориты, тоналиты (те же массивы); 4—гранодиориты, тоналиты
 бассейна р.Дархинтуй); n—число замеров

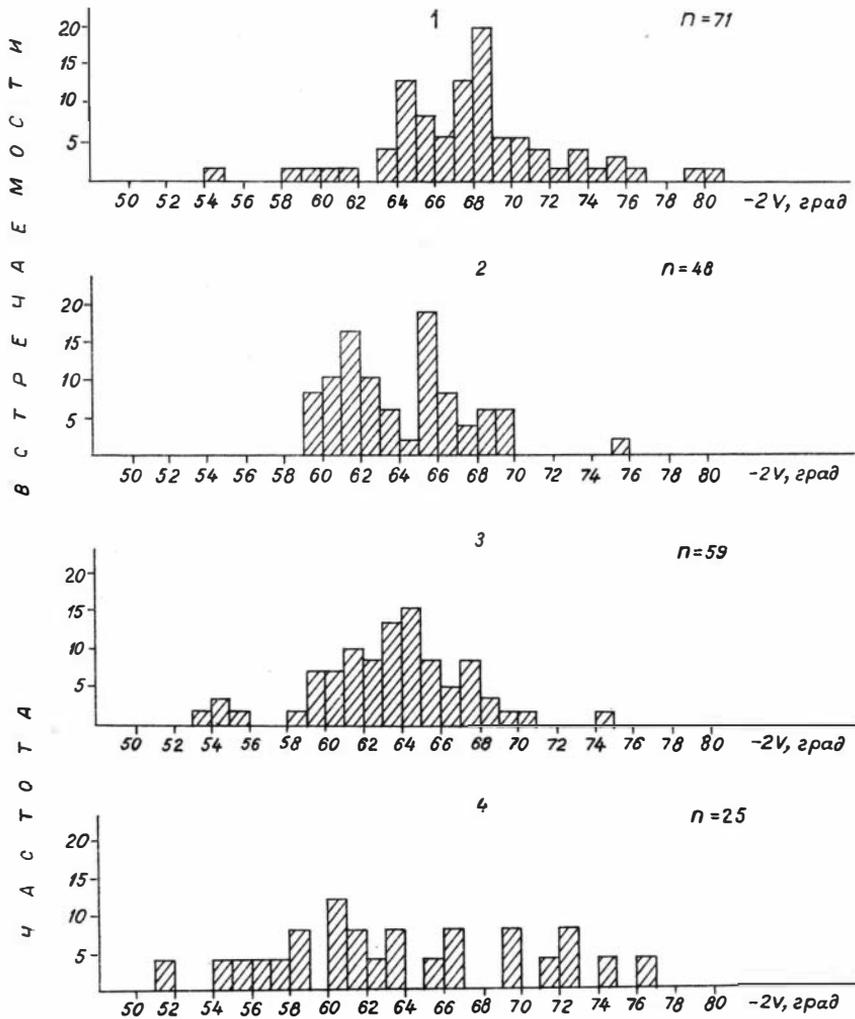


Рис.2. Гистограммы углов оптических осей для роговых обманок. Усл. обозн см. рис. 1

В роговой обманке I диоритизированных пород величина угла оптических осей $2v$ большей частью колеблется в пределах 67-69°. Меньшие величины $2v$ обычно наблюдаются в присутствующей здесь кое-где роговой обманке II. На гистограмме (рис.2, диагр.1) это иллюстрируется намечающимися двумя максимумами. Замеры очень больших (порядка -80°) углов $2v$ как правило относятся к метасоматически-измененным реликтам керсутита. Остатки этого амфибола исходных габбро сохраняются кое-где и в кварцевых диоритах.

В кварцевых диоритах присутствуют обе генерации роговой обманки. Это нашло отражение и на сводной гистограмме (рис.2, диагр.2), которая имеет здесь соответственно два максимума значений угла $2v$. Роговая обманка II, как правило, отличается от роговой обманки I более голубоватыми в краях зерен тонами окраски и пониженными значениями угла $2v$, нередко падающими до -60-62°. В ряде случаев, однако, роговая обманка II оптически неотличима от роговой обманки I, хотя и имеет характерный голубовато-зеленый цвет по периферии зерен.

По железистости, определяемой по значениям показателей преломления (12), роговая обманка I и роговая обманка II здесь практически также не отличаются. Железистость их колеблется от 36 до 39 мол.‰ ($n_p = 1,649-1,650$; $n_g = 1,669-1,670$).

Различия в оптических свойствах метаморфогенной (I) и магматической (II) роговых обманок довольно четко проявляются при сравнении роговых обманок измененных реликтовых включений роговиков ($2v = -68-69^\circ$) и содержащих их кварцевых диоритов ($2v = -60-63^\circ$). В диоритизированных породах экзоконтактовых зон и в изобилующих среди них в виде жил кварцевых диоритах свойства роговых обманок часто оказываются, напротив, очень неустойчивыми и незакономерно колеблются в одних и тех же пределах (от -63 до -69°) как в диоритизированных роговиках, так и в развивающихся по ним кварцевых диоритах.

Роговая обманка гранодиоритов (роговая обманка II) имеет вполне магматический облик. Она образует весьма правильные, слабо удлиненные кристаллы и почти всегда обнаруживает характерные голубовато-зеленые тона окраски. Появление их сопровождается как правило соответственным понижением величины угла $2v$. Показатели преломления и железистость несколько выше, чем в роговой обманке диоритизированных роговиков и кварцевых диоритов ($n_p = 1,675-1,678$; $n_g = 1,655-$

Оптические свойства роговых обманок

Таблица I

№ анал.	№ образцов	Породы	Цвет	С:ЯБ	-2V	n_D	n_g	f по опт. данным, мол. %	f по хим. составу, мол. %
I	Д-897 _I	Диоритизированный роговик	Зеленый	I4-I5 ⁰	-	1,651±0,002	1,673±0,002	39-40	34,95
2	Н-90 _{I-а}	"-	"-	I6 ⁰	<u>67-65</u> ⁰	1,649±0,002	1,669-1,670±0,002	36-37	38,65
3	Д-898-а	"-	"-	-	-	1,650±0,002	1,669±0,002	36-37	39,82
4	Н-92	"-	"-	I5-I6 ⁰	65 ⁰ ; 69 ⁰	1,649-1,650±0,002	1,670±0,002	37	36,84
5	Д-897 _{II}	Язык кварцевого диорита в диоритизированном роговике	"-	I5-I6 ⁰	66 ⁰	-	-	-	37,15
6	Н-90 _{II-а}	"-	Зеленый, в краях голубовато-зеленый	I5-I6 ⁰	69-70 ⁰	-	-	-	35,99
7	Н-67-е	Кварцевый диорит	"	I4-I5 ⁰	66 ⁰	1,650-1,651±0,002	1,669-1,670±0,002	37	38,59
8	Д-899	"-	"-	-	<u>76-69</u> ⁰ ; 63 ⁰	-	-	-	37,65
9	Н-38	Гранодиорит	Голубовато-зеленый	I5 ^c	63-65 ⁰	1,655-1,656±0,002	1,676-1,677±0,002	45-46	52,54
10	Н-293	"-	"	-	60-63 ⁰	1,658±0,002	1,678±0,002	47	40,77
II	Н-38-2	"-	Зеленый, в краях голубовато-зеленый	I7 ⁰	-	1,650±0,002	1,674±0,002	39-40	34,30
12	А-140	Тоналит	Голубовато-зеленый	-	67 ⁰	1,647-1,648±0,002	1,669±0,002	36-37	35,69
13	А-118	Гранодиорит	"	I6-I7 ⁰	56 ⁰ ; 61 ⁰	1,656-1,657±0,002	1,677±0,002	46-47	40,81
14	Д-176	Тоналит	Бледнозеленый (актинолитизир. рог. обманка)	-	67 ⁰	-	1,647-1,648±0,002	16	29,53

Примечание. Стрелка — указывает на изменение величины угла 2V для зональных кристаллов.

1,658; $f = 45-47$ мол.%. Наряду с этим изредка встречается и обычная для роговиков неомелоченная зеленая разновидность с большими углами $2v$, близкая к роговой обманке I, но имеющая однако, голубовато-зеленые каемки с соответственно чуть меньшими величинами угла $2v$ (рис.2, диагр.3).

Интересно, что в гранодиоритах, содержащих порфиновые выделения позднемагматического калишпата (Шараазаргинский и Купчинский массивы), а также в однородных тоналитах и бедных калишпатом гранодиоритах из интрузивных тел бассейна р.Дархинтуй (рис.2, диагр.3 и 4) присутствует несколько более ошелоченная и наиболее железистая разновидность амфибола. Эта роговая обманка имеет весьма густую голубовато-зеленую окраску. Величина угла $2v$ может иногда в ней падать до $-52-54^\circ$. В то же время примечательна и большая дисперсия значений $2v$. В одном шлифе здесь могут совместно находиться более или менее ошелоченные разности роговой обманки с сильно варьирующими при этом величинами $2v$. В Дархинтуйском массиве ошелоченная голубовато-зеленая магматическая роговая обманка присутствует также и в наиболее поздних дайковых кварцевых диорит-порфиритах, секущих не только тоналиты и гранодиориты, но и жильные лейкократовые граниты.

Особенности химизма роговых обманок

На микрозонде УХА-5А в лаборатории электронно-зондовых методов исследования ИГиГ СО АН СССР Л.В.Усовой был выполнен ряд определений химических составов роговых обманок. Всего проанализировано 14 разностей из главных типов пород джидинского комплекса (табл.2): шесть роговых обманок из диоритизированных роговиков, две роговые обманки—из кварцевых диоритов, четыре—из гранодиоритов (в том числе из Дархинтуйского массива), наконец, две роговые обманки из тоналитов Дархинтуйского и Барунгольского массивов. Содержание летучих не определялось; сумма H_2O условно принята равной 2%. Железо определялось только суммарное (FeO). Химические составы роговых обманок и их формульные коэффициенты (в пересчете на 15 атомов) показаны в таблице 2.

Сравнение с известными по литературе роговыми обманками (1, 7) показывает, что по химизму все изученные амфиболы вполне соответствуют «стандартным» для гранитоидов. По главным классификационным параметрам (Ca , $Na+K$, Al) полученные составы ложатся в поле обыкновенных роговых обманок (рис.3). Исключение составляет один анализ из тоналита Барунгольского массива (ан.14), который тяготеет к актино-

Таблица 2

Химический состав и формульные коэффициенты роговых обманок

Оксиды и формулы (на 15)	Диоритизированные роговики				Клины кв. диоритов в диорит. роговиках		Кварцевые диориты		Гранодиориты			Тоналиты	Гранодио- риты	Тоналиты
	Д-897 _I	Н-90-а	Д-898-а	Н-92	Д-897 _{II}	Н-90-а _{II}	Н-67-е	Д-899	Н-38	Н-293	Н-38-2	А-140	А-118	Д-176
SiO ₂	49,078	48,251	48,907	48,710	48,010	48,374	47,638	49,356	45,118	48,659	49,353	48,901	47,403	51,043
TiO ₂	1,215	1,023	0,812	1,059	1,218	0,907	1,452	1,117	1,279	0,746	0,979	0,672	0,698	0,600
Al ₂ O ₃	5,643	6,261	5,131	5,565	6,420	5,669	6,470	4,925	6,309	5,208	4,683	6,197	5,931	4,074
FeO	12,972	14,466	14,869	13,920	14,043	13,868	14,255	14,222	20,050	15,607	13,560	13,667	15,812	11,823
MnO	0,325	0,429	0,303	0,450	0,361	0,454	0,638	0,346	0,522	0,490	0,540	0,464	0,527	0,543
MgO	13,536	12,872	12,605	13,386	13,324	13,633	12,728	13,222	10,153	12,724	14,565	13,814	12,863	15,832
CaO	11,226	11,889	12,015	11,800	11,503	11,513	11,497	11,212	12,000	11,761	11,847	11,146	11,603	11,493
Na ₂ O	1,339	0,895	0,972	0,813	1,096	0,999	1,030	1,012	1,019	0,946	1,097	1,418	1,451	0,607
K ₂ O	0,322	0,331	0,302	0,292	0,341	0,354	0,443	0,327	0,810	0,487	0,312	0,238	0,486	0,251
H ₂ O	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Сумма	97,656	98,417	97,917	97,995	98,316	97,971	98,151	97,739	99,266	98,598	98,956	98,517	98,774	98,266
Si	7,292	7,179	7,323	7,254	7,138	7,212	7,118	7,361	6,917	7,273	7,279	7,226	7,111	7,467
Ti	0,136	0,115	0,091	0,119	0,136	0,102	0,164	0,126	0,148	0,084	0,109	0,074	0,079	0,066
Al	0,989	1,098	0,906	0,977	1,125	0,996	1,140	0,867	1,139	0,918	0,815	1,079	1,049	0,703
Fe ⁺²	1,612	1,800	1,862	1,734	1,746	1,729	1,782	1,775	2,570	1,952	1,674	1,689	1,984	1,447
Mn	0,041	0,054	0,038	0,057	0,046	0,057	0,081	0,044	0,069	0,058	0,068	0,058	0,067	0,067
Mg	2,999	2,856	2,814	2,972	2,953	3,074	2,835	2,939	2,321	2,835	3,206	3,043	2,877	3,453
Ca	1,787	1,895	1,928	1,883	1,832	1,839	1,841	1,792	1,971	1,884	1,872	1,765	1,865	1,802
Na	0,386	0,258	0,282	0,235	0,316	0,289	0,298	0,294	0,303	0,275	0,314	0,406	0,422	0,172
K	0,061	0,063	0,058	0,056	0,065	0,067	0,085	0,062	0,159	0,093	0,059	0,045	0,093	0,047
$r \left(\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100 \right)$	34,95	38,65	39,82	36,84	37,15	35,99	38,59	37,65	52,54	40,77	34,30	35,69	40,81	29,53
$\frac{K + Na}{Al}$	100 45,19	29,23	37,52	29,78	33,86	35,74	33,59	41,06	40,56	40,08	45,76	41,79	49,09	31,15
$\frac{K}{K + Na}$	100 13,64	19,62	17,05	19,24	17,06	18,82	22,19	17,41	34,41	25,27	15,81	9,97	18,05	21,46

литам, что связано, вероятно, с поздней эпимагматической актинолитизацией роговой обманки.

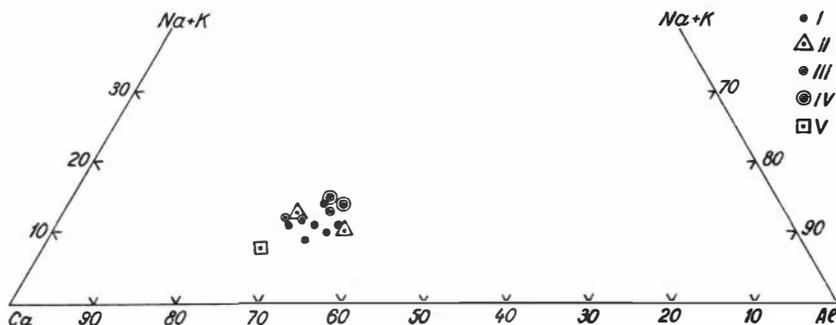


Рис.3. Диаграмма составов роговых обманок

I—диоритизированные роговики; II—кварцевые диориты; III—гранодиориты Шаразургинского массива; IV—гранодиориты, тоналиты Дархинтуйского массива; V—тоналит Барунгильского массива

Содержания SiO_2 , Al_2O_3 и других главных окислов не выходят за рамки содержания их в роговых обманках многих других, известных по литературе типов гранитоидов.

Как показали микрозондовые определения, составы роговых обманок диоритизированных роговиков и кварцевых диоритов (роговая обманка I) колеблются в одних и тех же пределах. Для роговых обманок этих пород очень характерна низкая, немногим большая 1% сумма щелочных окислов и повышенное (1-1,4%) содержание TiO_2 (ан.1-8, табл.2). В амфиболах гранодиоритов и тоналитов (роговая обманка II) суммарное содержание щелочных окислов возрастает до 1,5-2%, а содержание TiO_2 падает до 0,7-0,9% (ан.9-13).

Содержания K_2O , как и величина отношения калиевости

$$\left(\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}} \right),$$

меняются в роговых обманках всего рассматриваемого ряда пород незаконмерно. Однако самые большие значения калиевости отмечаются в амфиболах тех гранодиоритов, которые содержат порфиновые выделения калишпата (ан.9-10). В бедных калишпатом дархинтуйских гранитоидах роговые обманки имеют соответственно низкую калиевость, такую же, как в роговых обманках диоритизированных пород и кварцевых диоритов (ан.12-13).

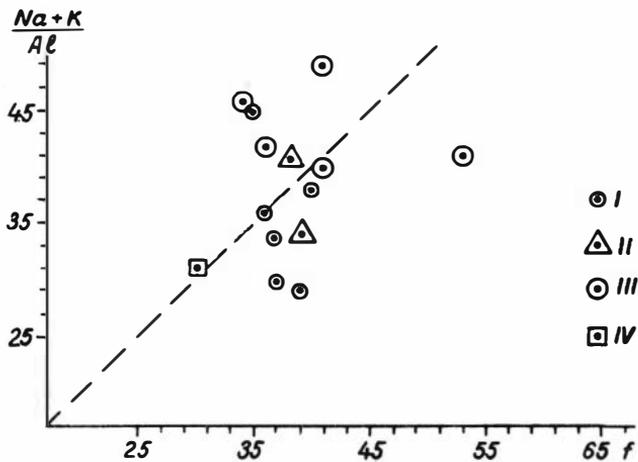


Рис.4. Диаграмма зависимости модуля щелочности от железистости роговых обманок

I—диоритизированные роговики; II—кварцевые диориты; III—гранодиориты (тоналиты); IV—тоналит Барунгольского массива

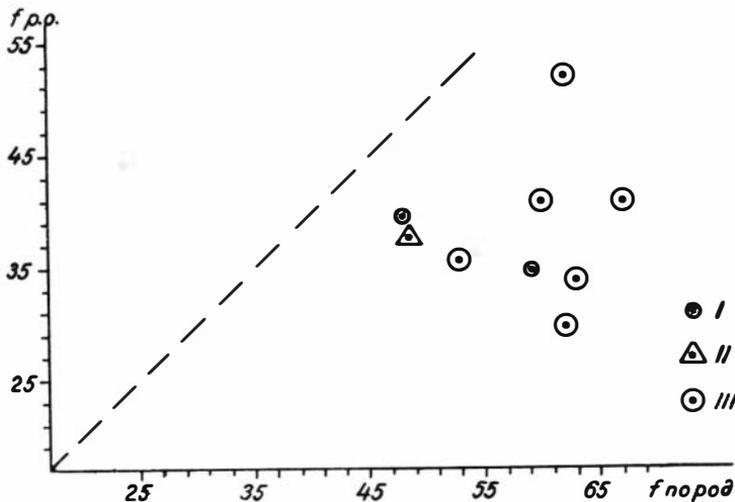


Рис.5. Диаграмма зависимости железистости роговых обманок от железистости содержащих их пород

I—диоритизированные роговики; II—кварцевые диориты; III—гранодиориты

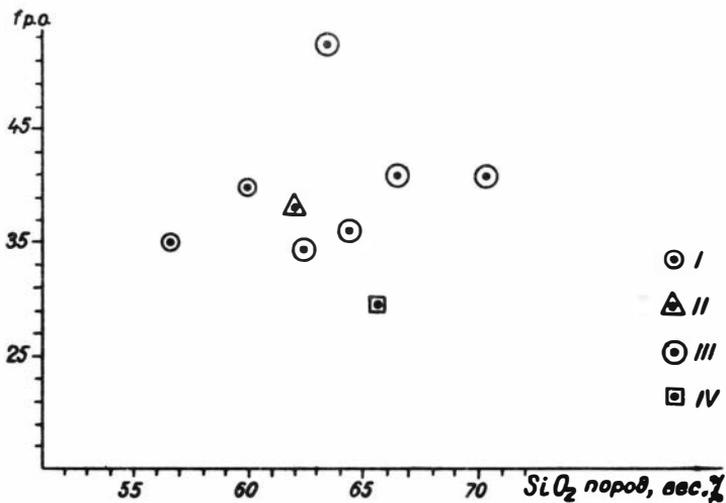


Рис.6. Диаграмма зависимости железистости роговых обманок от содержания в породах SiO_2
 I—диоритизированные роговики; II—кварцевые диориты; III—гранодиориты;
 IV—тоналит Барунгольского массива

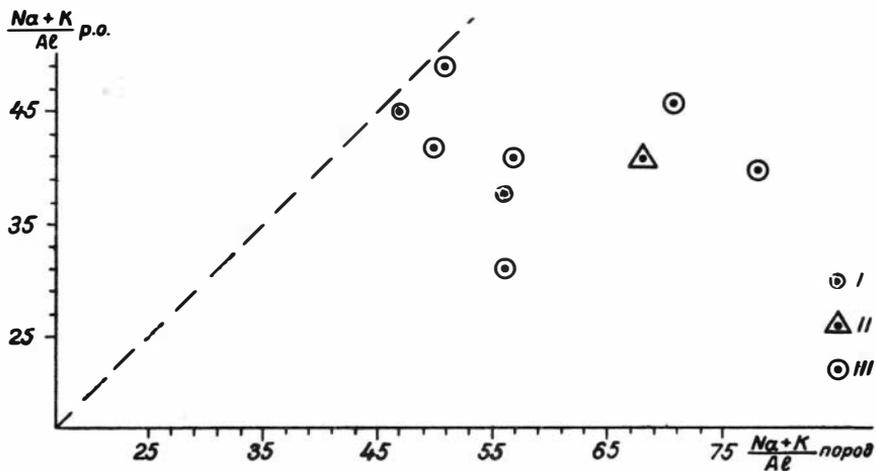


Рис.7. Диаграмма зависимости модуля щелочности роговых обманок от модуля щелочности содержащих их пород

I—диоритизированные роговики; II—кварцевые диориты; III—гранодиориты

Для всего ряда пород устанавливается довольно большая дисперсия значений железистости. Железистость

$$f \left(\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100 \right),$$

полученная по химическому составу, в целом довольно близка к железистости, определенной оптически (табл.1).

На графике рис.4 показано изменение железистости и связанное с нею изменение модуля щелочности

$$\left(\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}} \cdot 100 \right).$$

Видно, что в роговых обманках гранодиоритов одновременно с некоторым повышением железистости происходит и рост их щелочности. Намечается далее слабая зависимость железистости от общей железистости содержащих их пород (рис. 5). Железистость роговых обманок прямо коррелируется с содержанием в породах SiO_2 (рис.6).

Связь общей щелочности амфиболов со щелочностью содержащих их пород не устанавливается (рис.7). Но выявляется довольно определенная зависимость калиевости роговых обманок

$$\left(\frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100 \right)$$

от калиевости содержащих их гранитоидов (рис.8).

Как видно, более или менее определенно обособляются по химизму магматические роговые обманки гранодиоритов и

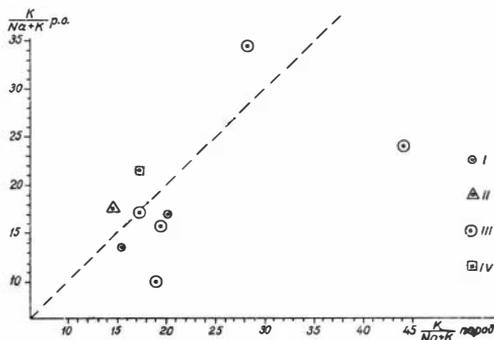


Рис.8. Диаграмма зависимости калиевости роговых обманок от калиевости содержащих их пород
 I—диоритизированные роговики; II—кварцевые диориты; III—гранодиориты;
 IV—тоналит Барунгольского массива

дархинтуйских тоналитов. На основании микросондовых определений можно говорить о том, что наблюдаемые в этих роговых обманках голубовато-зеленые тона окраски, сопровождающиеся пониженными значениями угла $2v$, прежде всего могут быть объяснены некоторой ошелоченностью их состава. Содержание в роговых обманках Al_2O_3 при переходе к гранодиоритам и тоналитам практически не меняется и, следовательно, не может влиять на изменение их окраски. Влияние на характер окраски ионов Fe^{+2} в нашем случае, при определении лишь суммарного железа оценить невозможно. В целом же наблюдаемые колебания окраски роговых обманок как будто бы неплохо увязываются, на наш взгляд, с изменениями в них суммы щелочей. Влияло ли на оптические характеристики содержание таких компонентов, как H_2O , F и др., остается неясным.

Таким образом, результаты изучения амфиболов в различных породах раннепалеозойской батолитовой гранитоидной формации Юго-Западного Забайкалья свидетельствуют о том, что среди встречающихся в них роговых обманок можно выделить три главных разновидности.

Одна из них является реликтовым керсутитовым амфиболом измененных догранитоидных габбро. Она не играет существенной количественной роли в составе пород и почти нацело замещается обычно новообразованной зеленой роговой обманкой.

Две другие разновидности роговой обманки являются породообразующими минералами гранитоидов. Первая из них, и наиболее ранняя, широко развита в диоритизированных роговиках и неомогенных такситовых кварцевых диоритах. Она является метаморфогенным амфиболом. Это густозеленая роговая обманка с углом $2v$, равным $-67-69^\circ$: $n_g = 1,669-1,670$. $n_p = 1,649-1,650$. Железистость равна в среднем 36-39 мол.%. Характерно очень низкое суммарное содержание щелочей

$$(Na_2O + K_2O \text{ около } 1\%, \frac{Na + K}{Al} \cdot 100 = 30-38\%)$$

Al

и повышенное содержание титана. Намечающиеся в краях зерен роговой обманки I голубовато-зеленые каемки указывают на некоторое дораствание или замещение ее другой более поздней и несколько ошелоченной разновидностью амфибола.

Последняя широко развита в наиболее гомогенных гранодиоритах и тоналитах, и по условиям образования является магматической роговой обманкой. По химизму в целом она довольно близка роговой обманке I, но отличается несколько

большей щелочностью

$$(K_2O + Na_2O = 1,5-2\%, \quad \frac{Na + K}{Al} \cdot 100 = 40-49\%)$$

часто более высокой железистостью ($f = 41-53\%$), а также значительно более низким содержанием титана. Для этой роговой обманки характерны пониженные величины углов оптических осей $2v$ (иногда до $-52-56^\circ$) и более высокие показатели преломления ($n_p = 1,655-1,658$; $n_g = 1,675-1,678$). При этом роговые обманки из гранитоидов аллохтонных тел (ан.9-11) отличаются самыми низкими содержаниями TiO_2 и наиболее высокими содержаниями Na_2O , что хорошо коррелируется с малым содержанием титана и с большой величиной характеристики p в самих породах ($p = 81-83$).

Границы между выделенными разновидностями роговых обманок не очень четкие. Да и сама распространенность роговых обманок в породах, как уже отмечалось выше, не ограничивается строго рамками какого-либо одного типа гранитоидов. В гранодиоритах, например, благодаря неполной переработке реликтовых включений роговиков может сохраняться в незначительном количестве роговая обманка I. В кварцевых диоритах всегда сосуществуют первая и вторая разновидности.

Изложенные данные указывают на то, что составы изученных роговых обманок хорошо отражают последовательные стадии формирования гранитоидных плутонов.

Рассмотренные выше закономерности вариаций состава и связанных с ним оптических свойств роговых обманок в целом повторяют те особенности изменения химизма, которые не раз отмечались в литературе для сложных по составу интрузивных ассоциаций. Наблюдающееся для данной гранитоидной формации, хотя и незначительное, возрастание щелочности и железистости амфиболов и уменьшение в них содержания титана при переходе к более кислым и поздним гранитоидным членам, в общем, вполне соответствуют тому, что указано в литературе для роговых обманок сложных интрузивных серий. В нашем же случае подобные изменения химизма амфиболов носят иной характер. Рассматриваемый нами ряд пород не принадлежит к классическим многофазным интрузиям, а объединяет весьма разнородные по условиям формирования образования, фиксирующие качественно различные этапы формирования гранитоидных плутонов. В начальную стадию метасоматической проработки боковых пород кристаллизовалась ранняя, относительно более магниальная и титанистая роговая обманка. Позже, на стадии собственно магматического замещения, по мере

появления все более гомогенных гранитоидных расплавов кристаллизовалась магматическая, несколько более железистая и несколько более ошелоченная разность роговой обманки.

Как отмечается в последнее время многими исследователями, важными факторами, контролирующими состав амфиболов, являются температура и щелочность расплавов, общее давление, глубинность, окислительно-восстановительный потенциал и другие параметры эндогенных процессов. Известно, например, существование прямой зависимости между щелочностью амфиболов, с одной стороны, и щелочностью магматического расплава и его окислительным потенциалом—с другой (6). Установлено, что железистость роговой обманки определяется температурой и в случае магматических пород зависит также от концентрации железа в расплаве и от кремнекислотности последнего (5).

По геолого-петрографическим данным гранитоиды данной формации принадлежат к среднеглубинным образованиям. Сравнение составов изучавшихся нами роговых обманок с тремя статистически выделенными М.М.Мануйловой и др. (1978) типами роговых обманок, соответственно относящихся к трем типам гранитоидов разной глубинности, не позволяет, однако, однозначно отнести наши роговые обманки к какому-либо одному из них. Все они сочетают в себе особенности химизма роговых обманок и глубинных, и среднеглубинных, и малоглубинных гранитоидов.

В рассмотренном выше примере и величина железистости, и величина общей щелочности роговых обманок, очевидно, определялись как температурным режимом, так и условиями щелочности. Что же касается калиевости роговых обманок и содержания в них титана, то последние, как видно, являются просто функцией общего состава пород и не зависят от температуры.

Установленные выше особенности состава и свойств роговых обманок для различных этапов формирования гранитоидных плутонов и разных типов их пород не являются каким-то частным случаем и аналогичным образом проявляются в других гранитоидных комплексах сининверсионных батолитовых гранитоидов.

Так, очень сходные с описанными выше роговыми обманками и близкие к ним по оптическим свойствам и условиям образования разновидности амфиболов устанавливаются также в изучавшихся нами раннепалеозойских батолитовых гранитоидах ряда районов Кузнецкого Алатау (9), в гранитоидах ранне-

каледонского таннуольского комплекса Восточной Тувы и в породах раннепалеозойского крыккудукского комплекса Северного Казахстана. В гранитоидах крыккудукского комплекса выделены три разновидности роговых обманок (11). В гранитоидах эндоконтактных зон развиты две довольно магнезиальных разновидности ($f=33-49$ мол.%) с довольно большими углами 2α ($-74-82^\circ$). Одна из них является перекристаллизованной, другая—кристаллизовавшейся из расплава. В тоналитах и гранодиоритах главной фации роговая обманка имеет меньшие углы 2α ($-60-68^\circ$) и более высокую железистость ($f=54-58$ мол.%).

Как видно, подобная изменчивость состава роговых обманок в гранитоидных плутонах батолитового типа является вполне закономерной. Изучение свойств и химизма роговых обманок позволяет еще раз проследить последовательные стадии формирования плутонов и эволюцию кристаллизации слагающих их пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.2. «Мир», 1965, 405 с.
2. Дистанова А.Н. К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья.—В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с.137-147.
3. Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье).—В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, «Наука», 1975, с.49-123.
4. Дистанова А.Н. Формационный тип гранитоидов Купчинского плутона (Юго-Западное Забайкалье).—В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, «Наука», 1978, с.49-80.
5. Жданов В.В., Арестов Ю.А. Зависимость состава амфибола от условий образования и состава вмещающих пород.—«Записки ВМО», 1975. № 6, с.687-702.
6. Кориковский С.П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах.—«Докл. Акад.наук СССР», 1966, т.171, № 5, с.1183-1186.
7. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970, 312 с.
8. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
9. Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971, 351 с.
10. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Состав роговой обманки как показатель глубинности формирования гранитоидов и метаморфических пород.—«Сов.геология», 1978, № 2, с.148-154.

11. *Мищенко В.С., Сокирко Г.Л.* Роговая обманка в контактовых зонах гранитоидных интрузий.—В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев, «Наукова думка», 1964, с.115-127.

12. *Соболев В.С.* Значение железистости феррических минералов.—В кн.: Минералогический сборник Львовского геол. о-ва, 1950. № 4, с.3-19

ПИРОКСЕНЫ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В составе многих магматических комплексов повышенной щелочности с участием щелочносалических (сиенитоидных) пород встречается весьма характерные и легко узнаваемые пертит-антипертитовые щелочные и субщелочные сиениты, которые в отдельных случаях слагают довольно крупные тела, в других—жилообразные массы и гнезда. Такие сиениты известны авторам в целом ряде магматических комплексов Алтае-Саянской области, в интрузивных ассоциациях Урала, Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Алданского щита. Они описываются и в других регионах Земного Шара.

Названные сиениты обладают средне-, крупно-, иногда грубозернистой структурой и состоят почти целиком из очень неровно очерченных бесформенных или призматических кристаллов калинатрового полевого шпата, имеющих грубополосчатое или грубопятнистое антипертитовое и пертитовое строение. В плоскостях разности вроски ориентированы вдоль плоскости (15.0.2) или вблизи нее. Довольно обычным минералом породы является кварц, в некоторых случаях нефелин и всегда—темноцветные минералы, представленные биотитом, ошелоченной роговой обманкой гастингситового типа и пироксеном. Состав пироксена варьирует в широких пределах от диопсида до эгирин-авгита и, возможно, эгирина. О некоторых из таких пироксенов, входящих в состав щелочных сиенитов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау и пойдет ниже речь.

Щелочные сиениты встречаются главным образом в тех раннепалеозойских гранитоидных батолитах Кузнецкого Алатау, которые расположены на его восточном склоне. Эти батолиты имеют размеры до нескольких тысяч кв.км и сложены в основном кварцевыми и бескварцевыми сиенитодиоритами, щелочно-земельными сиенитами, граносиенитами, гранитами, при подчиненной роли диоритов, гранодиоритов и тоналитов. Щелочные сиениты образуют среди пород батолитов жилы, «пятна» и непротяженные оторочки, шириной от нескольких метров до нескольких сот метров, вдоль контактов батолитов с вмещающими карбонатными породами или в контактах с догранитными габбро и порфиритами (2, 3)

Т а б л и ц а

Химический состав пироксенов

№ п/п	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр. описания	Д2686	Д271	Д279	Д211	Д2125	Д2120а	Д2120б	Д594	Д13г	Д556а	Д1014А	Д101ЗБ	Д1005А	Д1005Б	Д1009Б	Д978	Д272	Д259	Д2097	Д2106
SiO ₂	52,04	51,92	49,53	51,88	51,11	50,82	52,52	53,05	52,13	50,44	51,34	50,87	50,87	51,43	49,88	51,51	51,74	52,14	50,07	50,06
TiO ₂	0,61	0,63	0,41	0,52	0,63	0,53	0,09	0,02	0,10	0,29	0,11	0,10	0,21	0,18	0,14	0,57	0,63	0,46	0,51	0,68
Al ₂ O ₃	2,37	1,89	2,26	2,32	2,06	2,12	1,24	0,27	0,61	1,31	0,40	0,36	0,28	0,25	0,46	3,05	2,31	1,80	3,07	2,91
FeO	7,26	7,54	13,56	7,78	10,06	10,14	10,97	11,40	14,47	16,65	18,09	18,32	18,17	18,74	21,56	7,24	8,06	9,05	10,54	11,45
MnO	0,29	0,30	0,43	0,36	0,42	0,47	0,47	0,10	0,84	0,34	0,53	0,52	0,58	0,58	0,58	0,29	0,36	0,45	0,32	0,37
MgO	13,43	13,27	9,41	12,94	11,46	11,38	11,13	10,65	9,40	7,28	8,17	8,23	7,56	7,51	6,23	13,03	12,88	14,36	10,50	9,82
CaO	22,88	22,99	22,33	22,78	21,70	22,19	21,62	23,72	22,02	22,73	20,79	20,73	21,02	20,89	20,12	22,72	22,51	19,80	22,85	22,54
Na ₂ O	0,62	1,05	1,30	0,99	1,20	1,23	1,23	0,33	0,76	0,41	0,31	0,31	0,54	0,54	0,73	1,18	1,08	0,63	1,03	0,91
Сумма	99,50	99,59	99,23	99,57	98,64	98,88	99,27	99,54	100,33	99,45	99,74	99,44	99,23	100,12	99,70	99,59	99,57	98,69	98,89	98,74
Si	1,944	1,945	1,922	1,944	1,952	1,942	1,996	2,017	1,997	1,972	2,001	1,993	2,001	2,006	1,987	1,926	1,941	1,963	1,919	1,927
Al	0,104	0,084	0,103	0,103	0,093	0,096	0,055	0,012	0,028	0,060	0,019	0,016	0,013	0,011	0,022	0,135	0,102	0,080	0,139	0,132
Ti	0,017	0,018	0,012	0,015	0,018	0,015	0,003	0,001	0,003	0,009	0,003	0,003	0,006	0,005	0,004	0,016	0,018	0,013	0,015	0,020
Fe ⁺²	0,227	0,236	0,440	0,244	0,321	0,324	0,349	0,363	0,464	0,545	0,590	0,600	0,598	0,611	0,708	0,226	0,253	0,285	0,338	0,369
Mn	0,009	0,009	0,014	0,011	0,014	0,015	0,015	0,003	0,027	0,011	0,017	0,017	0,012	0,019	0,020	0,009	0,011	0,014	0,010	0,012
Mg	0,748	0,742	0,544	0,723	0,652	0,648	0,630	0,603	0,537	0,425	0,475	0,481	0,444	0,436	0,370	0,727	0,720	0,806	0,600	0,563
Ca	0,916	0,923	0,929	0,915	0,888	0,909	0,880	0,966	0,904	0,952	0,869	0,870	0,886	0,873	0,859	0,910	0,905	0,799	0,938	0,930
Na	0,045	0,076	0,098	0,072	0,089	0,910	0,091	0,012	0,056	0,031	0,024	0,024	0,041	0,041	0,057	0,086	0,078	0,046	0,077	0,068
Сумма	4,009	4,003	4,063	4,026	4,028	4,041	4,019	3,977	4,015	4,005	3,998	4,004	4,007	4,004	4,027	4,034	4,029	4,007	4,035	4,021
f	23	24	45	25	33	33	35	37	46	56	55	55	57	58	65	24	26	26	36	39

Примечание. Пироксены щелочных сиенитов (из эндоконтактовых оторочек плутонов): I-7 - Уйбатский плутон (I,2,3 - из разреза через контактовую зону в 270 м, I20 м и 70 м от контакта с карбонатными породами соответственно; 4 - на расстоянии 250 м от контакта с карбонатными породами; 5 - на расстоянии 150 м от контакта с габбро; 6,7 - на расстоянии 450 м от контакта с карбонатными породами (6 - состав ядра зонарного кристалла; 7 - состав краевой части этого же кристалла). 8-10 - Сирокский плутон (8 - в 1000 м, 9 - в 150 м, 10 - в 100 м от контакта с карбонатными породами соответственно). 11-15 - Салагинский плутон (все анализы выполнены из щелочных сиенитов, развитых в виде мелких тел среди измененных габбро и порфиритов эндоконтактовой части плутона). I6-20 - сиенитодориты и щелочноземельные сиениты Уйбатского плутона следующего состава: I6 - андезин (80%), каликатровый полевой шпат (10%), пироксен (10%); I7 - олигоклаз (56%), каликатровый полевой шпат (36%), пироксен (8%); I8 - олигоклаз (61%), каликатровый полевой шпат (25%), пироксен (9%), биотит (5%); I9 - андезин (57%), каликатровый полевой шпат (18%), пироксен (20%), кварц (5%); 20 - андезин (65%), каликатровый полевой шпат (20%), пироксен (15%).

Пироксеновые разности среди щелочных сиенитов составляют в отдельных плутонах 20-70%. Пироксен обычно ассоциирует с роговой обманкой и биотитом. На долю чисто пироксеновых сиенитов приходится 15-25% объема этих пород.

Пироксен в сиенитах обычно зонарен, окрашен в слабые зеленоватые тона и при не очень внимательном изучении может быть принят за эгиринсодержащий авгит. Однако по своему составу он отвечает, в рамках классификации принятой Н.Л. Добрецовым и др. (1), салиту, салит-авгиту, субкальциевому авгиту, фассаиту. Химические составы пироксенов показаны в табл. 1. В этой таблице приведено также пять анализов аналогичных пироксенов из сиенито-диоритов и щелочноземельного сиенита Уйбатского плутона.

Анализ таблицы показывает, что по содержанию глинозема и величине железистости пироксены подразделяются на три группы. К первой из этих групп принадлежат пироксены щелочных сиенитов Уйбатского плутона. Они обладают высокой глиноземистостью и низкой железистостью. Эти пироксены анализировались из образцов взятых вблизи контактов с карбонатными породами. К этой же группе пироксенов принадлежат и пироксены сиенитодиоритов Уйбатского плутона.

Вторую группу пироксенов составляют высокожелезистые низкоглиноземистые пироксены Салангинского плутона. Они анализировались из щелочных сиенитов, развитых в виде мелких тел среди частично измененных габбро и порфиритов в экзаконтакте плутона.

К третьей группе относятся пироксены щелочных сиенитов Сырского батолита. По уровню железистости и глиноземистости они занимают промежуточное положение между пироксенами Уйбатского и Салангинского плутонов.

Оптические свойства пироксенов варьируют в пределах: $\angle cNg = 39^\circ - 46^\circ$; $+2V = 56^\circ - 74^\circ$; $Np = 1,675 - 1,711$; $Ng = 1,702 - 1,738$. Точная корреляция этих свойств с составом пироксена невозможна вследствие зональности последнего. В зональных индивидах краевые части кристаллов оказываются более богатыми железом и беднее алюминием, чем внутренние.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Куголин В.А. Порообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 450 с.
2. Довгаль В.Н., Богнибов В.И., Широких В.А. О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных

батолитов Кузнецкого Алатау. В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, «Наука», 1975, с.23-49.

3. Довгаль В.Н., Широких В.А., Сурков Н.В. Салангинский гранитоидный pluton.—В кн.: Гранитоидные формации Сибири. Новосибирск, «Наука», 1979, 102 с.

ОПЫТ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АГУЛЬСКОГО ПРОГИБА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Северо-западная часть Агульского прогиба (2), представляет собой протяженный ($250 \times 10-60$ км) пояс среднепалеозойских вулканогенных пород и тесно ассоциирующих с ними гранитоидных интрузий (17), ограниченный глубинными разломами (рис.1). Последние в значительной мере определяют структурный план и размещение магматических образований. Агульский прогиб—это типичная структура среднепалеозойской тектоно-магматической активизации (6) в зоне сочленения Сибирской платформы и Восточно-Саянской складчатой области. С развитой здесь девонской вулcano-плутонической ассоциацией связаны многочисленные проявления цветных и редких металлов, что и обусловило повышенный интерес к ее изучению.

Наиболее ранние публикации по геологии прогиба принадлежат Л.П.Зоненшайну (9), В.Г.Никульченко (15), А.Д.Шелковникову (19), В.Е.Диброву (8) и др. Большое значение для познания девонских вулканогенных образований имели геологосъемочные и тематические работы 1955-1970 гг. (В.М.Даченко, Л.П.Зоненшайн, А.Н.Рассказчиков, В.Г.Никульченко, В.И.Юркин и др.). На основе этих и других работ появились публикации, освещающие новейшие геологические представления по магматизму, стратиграфии и тектонике района (5, 6, 7, 16, 17, 18). Новым этапом в изучении вулcano-плутонических образований прогиба являются крупномасштабные геологосъемочные работы 1971-1978 гг. (В.Г.Зенько, В.П.Петров, А.Н.Смагин, Н.А.Севрюк, Л.П.Старухина, Л.П.Супруненко, В.И.Яшук и др.), выполненные на основе современных представлений о формационном анализе (11), палеовулканологии (14), латеральной изменчивости пород (16, 17) и металлогении областей тектоно-магматической активизации (21). В итоге этих работ уточнены площади распространения вулканогенных образований, произведено их расчленение на толщи, выделены дайковые, субвулканические и жерловые фации, выявлены и изучены палеовулканические аппараты, а также новые типы рудной минерализации.

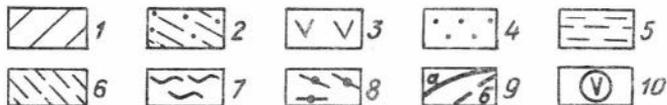
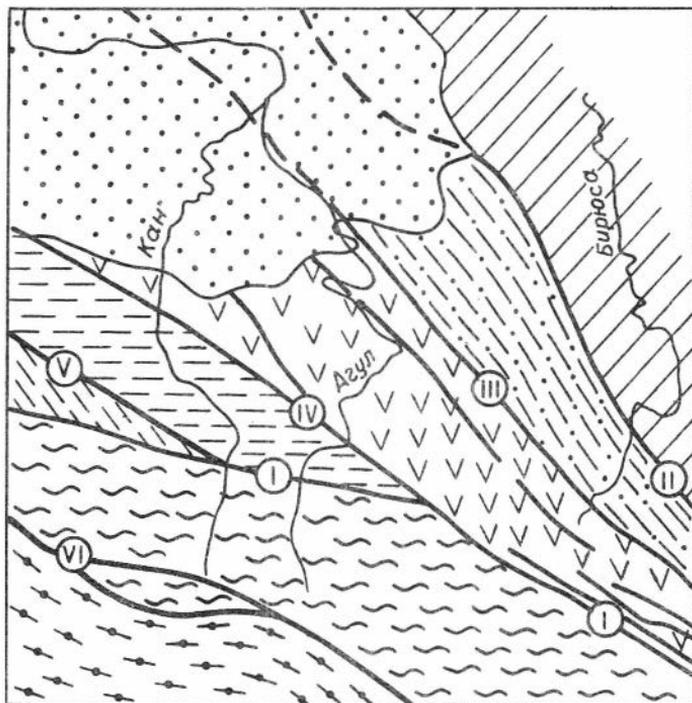


Рис. 1. Положение Агульского прогиба в структуре Восточного Саяна

1—платформенный чехол; 2—Бирюсинская глыба; 3—Агульский прогиб; 4—Рыбинская впадина; 5—Канская глыба; 6—Манский прогиб; 7—Дербинский антиклинорий; 8—Сиснмо-Казырский синклинорий; 9—зоны глубинных разломов, прослеженные по аэрофотоснимкам и подтвержденные аэромагнитными данными (а); зоны глубинных разломов, прослеженные по аэрофотоснимкам (б); 10—зоны разломов: I—Восточно Саянский; II—Присаянский; III—Агульско-Бирюсинский, IV—Канско-Агульский, V—Манский, VI—Казырский

Однако и сейчас имеется ряд спорных вопросов, касающихся строения, принципов расчленения и корреляции толщ, возраста вулканогенных ассоциаций и др.

В данной статье по материалам авторов и коллектива геологов КГУ (Н.А.Севрюк, Л.П.Старухина, Ю.П.Мишарин и др.), выполнявших геологосъемочные работы в среднем течении р.Агула, делается попытка однозначно решить некоторые из этих вопросов.

Состав, строение и корреляция разрезов

Ввиду сложности тектонической обстановки района, обусловленной блоковым его строением, фациальной и латеральной изменчивостью состава, изучение вулканогенных толщ связано с известными трудностями. Поэтому в основу расчленения и сопоставления разрезов положены не только представления об эволюции вулканизма, выявленные на основе изучения опорных разрезов и картирования палеовулканических структур, но и обширные данные по петрохимии, радиогеохимии и абсолютному возрасту пород.

Разработанная в результате исследований стратиграфическая схема (рис.2) принципиально согласуется со схемами других авторов и может быть принята за основу для северо-запада Агульского прогиба.

Имирская свита

Впервые свита под таким названием выделена в прогибе в 1961-1964 гг. В.М.Даценко (6). От стратотипического разреза (20) она отличается наличием в нижней части разреза толщи базальтоидов.

Нижняя толща эффузивов преимущественно базальтоидного состава картируется в эрозионных окнах и тектонических блоках на площади около 700 кв.км (рис. 3), налегая на биотитовые гнейсы бирюсинской серии. На значительной территории она перекрыта вулканитами верхней толщи или пластовыми гранитными интрузиями огнитского комплекса, или размыта. Размеры картируемых блоков в левобережье р.Агула достигают 100-150 кв.км, а в правобережье редко превышают 40-50 кв.км.

Один из лучших разрезов толщи вскрывается в левобережье р.Агула в районе г.Востряк (разрез 1, рис.4).

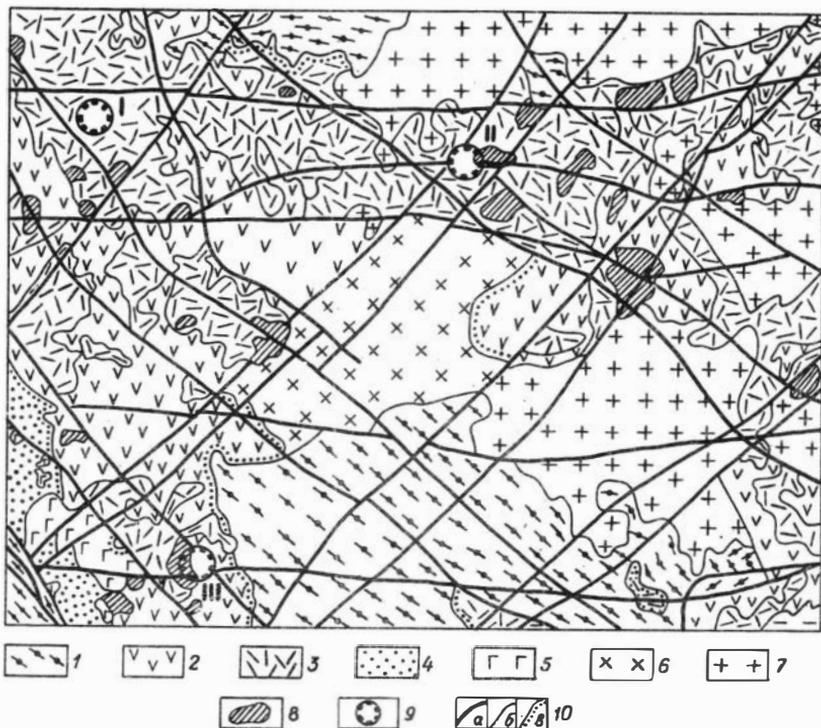


Рис.3. Геологическая схема описываемой площади (бассейн среднего течения р.Агул)

1—гнейсы бирюсинской серии; 2-3—имирская свита: 2—нижняя толща эффузивов преимущественно основного состава; 3—верхняя толща эффузивов преимущественно кислого состава; 4-5 — карымовская свита, верхнекарымовская подсвита: 4—нижняя толща терригенная, 5—верхняя толща эффузивов основного состава; 6—плагиограниты, днориты, габбро-днориты саянского комплекса; 7—щелочные граниты, аляскиты, гриноснениты, сенинты, огнитского комплекса; 8—субвулканические интрузии кислого и ищелочносидического составов, комагматичные эффузивам верхней толщи имирской свиты; 9—палеовулканические аппараты, достаточно хорошо изученные: I—Поперечный, II—Минусинка, III—Востряк; 10—тектонические нарушения (а), стратиграфические и литологические контакты (б) стратиграфические перерывы (в)

1. Туфоконгломераты вишневые, крупногалечные. Гальки представлены гранитами, гнейсами, кварцитами. В цементе гематитизированный пепловый туф основного состава. Мощность 90 м.

2. Туфогравелиты и туфопесчаники вишневые, плитчатые. Мощность 60 м.

3. Послойный силл трахилипаритов. Мощность 30-50 м.

4. Базальты и трахибазальты темно-серые, порфиновые. Мощность 150-200 м.

5. Туфопесчаники вишневые, среднезернистые. Мощность 40 м.

6. Трахибазальты и трахиандезитобазальты, часто чередующиеся. Мощность 100 м.

7. Туфы трахибазальтовые вишневые, тонкопсаммитовые, плитчатые. Мощность 40 м.

8. Трахибазальты, трахиандезитобазальты темно-серые, порфиновые. Мощность 100-120 м.

9. Туфы вишневые, псаммитовые, плитчатые, состав трахибазальтовый и трахиандезитобазальтовый. Мощность 40 м.

10. Трахибазальты и трахиандезитобазальты, аналогичные пачке 9. Мощность 100-110 м.

11. Туфы вишневые, грубопсаммитовые. Мощность 25 м.

12. Крупнолейстовые андезитобазальты, трахиандезитобазальты. Мощность ~ до 40 м.

Общая мощность толщи по разрезу составляет 820-920 м, она перекрывается брекчиевой лавой липаритов. Аналогичные взаимоотношения нижних горизонтов толщи с породами бирюсинской свиты наблюдались в разрезах по рр. Березовой, Горелой, Обшивке, Телегашу.

Для верхней части разреза нижней толщи весьма характерны покровы крупнолейстовых трахилейкобазальтов, трахиандезитобазальтов или трахиандезитов, обычно переслаивающихся с горизонтами пирокластических пород. Сказанное подтверждается разрезом 2 (рис.4), изученным в правом борту р. Черной (бассейн р. Тайбы):

1. Оливиновые базальты и трахибазальты, темно-серые, порфиновые. Мощность 130-140 м.

2. Туфы базальтовые, темно-серые, псефитовые. Мощность до 50 м.

3. Трахибазальты, реже—андезитобазальты, чередующиеся темно-серые, порфиновые. Мощность до 100 м.

4. Крупнолейстовые андезитобазальты темно-серые с вишневым оттенком. Мощность 50 м.

5. Трахибазальты и трахиандезитобазальты. Мощность до 50 м.

6. Туффиты сиреневые, грубопсаммитовые, состав обломков базальтовый. Мощность до 50 м.

7. Трахибазальты и трахиандезитобазальты. Мощность 150-180 м.

8. Крупнолейстовые андезитобазальты и трахиандезитобазальты. Мощность 50-70 м.

Общая мощность нижней толщи по разрезу 630-690 м, она перекрывается лавобрекчиями и туфобрекчиями липаритов верхней толщи.

Здесь же, в бассейне р.Тайбы (от горы Поперечной на юго-запад), изучен разрез (3, рис.4) с горизонтами пирокластических пород:

1. Трахибазальты зеленовато-серые. Мощность до 50 м.

2. Туфоконгломераты вишневые, мелкогалечные. Мощность 50 м.

3. Андезитобазальты темно-серые. Мощность 150 м.

4. Туффиты вишневые, псаммитовые до грубопсефитовых, часто переслаивающиеся. Мощность 150-200 м.

5. Андезитобазальты, трахиандезитобазальты. Мощность 80 м.

6. Туффиты зелено-серые, тонкопсаммитовые. Мощность 20 м.

7. Трахибазальты и трахиандезитобазальты. Мощность 50 м.

8. Туффиты вишневые псефитовые. Мощность 30 м.

9. Туфы вишнево-зеленые, трахибазальтового состава. Мощность 30 м.

10. Трахиандезитобазальты, трахибазальты. Мощность 40 м.

Общая мощность нижней толщи по разрезу 650-700 м, она перекрывается с угловым несогласием туфобрекчиями трахилипаритов.

Морфология эффузивных тел, слагающих нижнюю толщу, изучена в верховьях р.Березовой (левый приток р.Агул, разрез 4, рис.4), где по наличию разграничивающих лавовые горизонты туфогенных пород, смене структурных и текстурных разновидностей базальтоидов (шлаковые, миндалекаменные и др.) выделено 11 лавовых и 2 туффитовых покрова мощностью в 30-120 м. Суммарная мощность их составляет 700-800 м. В отдельных крупных (р.Обшивка) обнажениях фиксируются и меньшие (0,5-2 м) мощности покровов.

Приведенными геологическими разрезами достаточно полно охарактеризована нижняя толща, главные особенности строения которой заключаются: 1) в смене снизу вверх базальтов и трахибазальтов преимущественно трахилейкобазальтами и трахиандезитобазальтами, являющимися преобладающим ти-

пом пород толщи, а затем трахиандезитами; 2) в наличии различающихся по составу туфогенных и туфовых горизонтов в основании и в верхней части толщи; 3) в развитии крупнолейстовых порфириров в верхах толщи. Природа таких туфогенных горизонтов и покровов крупнолейстовых порфиров, неоднократно обсуждалась в литературе (1, 11 и др.) и здесь не рассматривается. Заметим лишь, что указанные особенности строения толщи проявляются и во многих других разрезах (рис.4) (5, р.Горелая; 6, рч.Корагасский; 7, р.Черная; 8, р.Телегаш). В правобережье р.Агула (разрезы 9, р.Туманшет; 10, р.Нижн.Красная; 11, р.Чухлаиха; 12, р.Верх.Красная) горизонты туфифитов или крупнолейстовых порфириров или совсем не фиксируются, или они единичны и маломощны. Верхи толщи здесь большей частью отсутствуют или перекрыты эффузивами верхней толщи и гранитами огнитского комплекса.

Верхняя толща эффузивов преимущественно кислого состава развита в пространственной ассоциации с базальтоидами нижней толщи, образуя локальные поля в основном округлой формы (рис.3). В левобережье р.Агула размеры полей составляют $2,5 \times 7,5 - 10 \times 12$ км. Залегание их обычно пологое ($5-20^\circ$). Отдельные поля сближены, часто стыкуются и перекрывают друг друга. Жерловые и субвулканические тела редки, квартируются в контурах полей только в виде мелких (не более 1 кв.км) штоков и слагаются большей частью эффузивоподобными породами.

В правобережье р.Агула поля более мелкие ($0,5 \times 1,5 - 1,5 \times 6$ км), редко стыкуются. По периферии сопровождаются роем субвулканических и жерловых тел, сложенных преимущественно породами интрузивного облика (микросениты, гранитпорфиры и др.). Вулканогенные накопления здесь явно более глубоко эродированы. Стратифицированные фации сохранились лишь фрагментами, а магмоподводящие каналы (некки, штоки, этмолиты) и субвулканические тела (штоки, силлы и др.) выведены на поверхность. Крупные стратифицированные поля в разрезе обнаруживают линзовидную форму, по периферии окаймлены, а внутри осложнены тектоническими нарушениями. Подобная форма типична для кальдер проседания или вулканотектонических депрессий (10). Депрессии выполнены продуктами деятельности вулканов центрального и трещинно-центрального типов. Достоверно установлены и детально изучены в районе палеовулканы Минусинка, Поперечный, Востряк (рис.3 и см. статью в настоящем сборнике).

Вулканыты верхней толщи залегают или на метаморфических и интрузивных образованиях фундамента, обычно через горизонт грубообломочных туфогенно-терригенных пород (верховья р.Телегаш, р.Березовая) или на базальтоидах нижней толщи.

Контакт с базальтоидами нижней толщи (крупнолестковыми трахиандезитобазальтами) изучен в нижнем течении р.Ниж.Красной (разрез 10, рис.4):

1 Туфоконгломераты мелкогалечные с галькой порфиритов и липаритов. Мощность 30-50 м.

2. Лавы и лавобрекчии липаритов. Мощность 240-250 м.

3. Туфы, туфолавы, редко-лавы, часто чередующиеся. Мощность 70 м.

4. Трахидациты кремово-розовые, ленточные и флюидные. Мощность 50-80 м.

5. Лавобрекчии и лавы трахилипаритов. Мощность 80-100 м. Суммарная мощность верхней толщи 470-600 м.

В данном разрезе устанавливаются следы размыва порфиритов нижней и липаритов верхней толщи. В других разрезах в основании верхней толщи обычно наблюдаются пирокластические породы, лежащие с угловым несогласием на базальтоидах.

Нижние горизонты верхней толщи с преобладанием в составе липаритов изучены в бассейне р.Чухлаихи (разрез 11, рис.4):

1. Туфы липаритового состава сиренево-кремневые, залегающие с угловым несогласием на трахиандезитобазальтах нижней толщи. Мощность 70 м.

2. Липариты и реже—липаритодациты лилово-серые, массивные, участками ленточные. Мощность 250-300 м.

Общая мощность толщи 320-370 м. Аналогичны данному разрезы 1 (гора Востряк), 2 (р.Тайба и р.Черная) и 14 (верховья р.Чухлаихи).

Разрез средней части толщи, характеризующей стратиграфическое положение пачки трахилипаритов, вскрывается в нижнем течении р.Ниж.Красной (разрез 10, см.выше): Аналогичны данному разрезы 9 (р.Туманшет), 3 и 8 (р.Тайба).

В долине ручья Медвежьего (р.Агул) наблюдается верхняя часть разреза толщи со щелочными трахитами (разрез 15, рис.4):

1. Липариты кремово-серые и темно-серые до черных, участками слабо флюидальные, залегают с заметным угловым несогласием на трахибазальтах нижней толщи. Мощность 60 м.

2. Лавобрекчии щелочных трахитов кремово-коричневые с редкими крупными (3-5 см) обломками липаритов и трахилипаритов. Мощность 150-160 м.

По р.Агулу (от р.Верхней Красной и до р.Нижней Красной) наблюдается наиболее представительный разрез верхней толщи (разрез 16, рис.4):

1. Липариты розово-серые, залегающие с угловым несогласием на трахиандезитах нижней толщи. Мощность 60-80 м.

2. Трахиандезиты темно-серые, олигофировые. Мощность 15 м.

3. Туфоалевролиты вишневые, тонкоплитчатые. Мощность 15 м

4. Туфолавы трахилипаритов лилово-серые и розовые, ленточные. Мощность до 80-100 м.

5. Лавобрекчии трахилипаритов лилово-серые. Мощность до 30 м.

6. Туфолавы и лавобрекчии трахиандезитового состава. Мощность 50-70 м

7. Трахилипариты кремово-красные, флюидалные. Мощность 85-110 м.

8. Трахиты буровато-красные, флюидалные. Мощность 30-60 м.

Общая мощность толщи по разрезу 310-400 м.

Аналогичный разрез в бассейне ручья Темного, палеовулкан Минусинка (разрез 13, рис.4).

Данные геологические разрезы характеризуют все вулканы верхней толщи, картируемой в районе. Судя по взаимоотношению и расположению отдельных пачек пород, последовательность их формирования по вертикали следующая:

а) липаритовые порфиры, их туфолавы, лавобрекчии и туфобрекчии (50-300 м), часто с подстилающим горизонтом туфов смешанного состава (50 м) и пачкой трахидацитов и трахиандезитов (50-150 м);

б) трахилипариты, щелочные липариты, их лавобрекчии, туфолавы и туфобрекчии (150-300 м), иногда с подстилающим горизонтом туфов и туффитов (30-50 м);

в) трахиты щелочные и их туфобрекчии (30-160 м). Суммарная мощность толщи может достигать 1000 м. Наиболее характерными особенностями строения толщи являются: 1) смена снизу вверх липаритов трахилипаритами, преобладающими в разрезе, а затем трахитами и щелочными трахитами; 2) развитие на уровне липаритов, реже трахилипаритов, горизонтов туфов и туффитов липарит-дацитового и андезитового составов, а также покровов трахидацитов и трахиандезитов; 3) наличие в основании пачек эффузивов трахилипаритового и трахитового составов туфов, туфобрекчий или лавобрекчий этого же состава.

Латеральная изменчивость состава пород верхней толщи также отчетливо выражена. Так, липариты заметно преобладают в правобережной части р.Агула, а трахилипариты более распространены к северо-западу в бассейне рр.Тайбы, Поперечной, Телегаша.

Выявленные в процессе изучения геологических разрезов закономерности развития вулканизма подтверждаются и уточняются результатами детального картирования отдельных палеовулканических построек. Так, на палеовулкане Минусинка установлено 8 актов (импульсов) извержений, продукты деятельности которых проявляются (судя по залеганию, характеру пересечений, составу ксенолитов) в следующей последовательности:

1. Базальты (лавы, лавобрекчии, туфы, туффиты).
2. Трахибазальты (преимущественно лавы и лавобрекчии).
3. Трахиандезитобазальты и трахибазальты (лавы, лавобрекчии).
4. Андезиты (редко) и трахиандезиты (лавы, лавобрекчии, туфы).
5. Липариты (лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфы и туффиты).
6. Трахиандезиты (чаще с липаритоидной основной массой) и трахидациты (лавы, лавобрекчии, туфы).
7. Трахилипариты (лавы, туфолавы, лавобрекчии, туфы).
8. Щелочные трахиты (лавы и лавобрекчии, редко туфы).

Эти наблюдения использовались для увязки вышеприведенных геологических разрезов (рис.4), а также для картирования всей площади. Они дополнялись сведениями по петрохимическому, петрофизическому и геохимическому изучению пород.

Карымовская свита

Свита распространена в бассейне р.Тайбы (рис.3), где выполняет узкий (до 6,0 км) грабенообразный прогиб, прослеживающийся далее на северо-запад. Сопоставление со стратотипическим разрезом (22) позволило выделить здесь только верхнюю подсвиту и расчленить на две толщи.

Нижняя толща красноцветных вулканогенно-терригенных отложений распространена на площади около 40 кв.км. Контакт с нижележащими базальтоидами имирской свиты изучен в верховьях р.Егозы:

1. Песчаники вишнево-серые, грубослоистые (ЮЗ 230°, угол падения 10°), залегающие на трахибазальтах имирской

свиты (флюиальность—СВ 55°, угол падения 15°). Мощность до 15 м.

2. Конгломераты крупногалечные, грубоплитчатые (ЮЗ 225°, угол падения 5°).

Угловое несогласие и стратиграфический перерыв надежно доказываются фактами перекрытия в правобережье р.Тайбы (близ устья ручья Карагасский) крупногалечными конгломератами пород верхней и нижней толщ имирской свиты и наличием в составе гальки до 90% эффузивов последней.

Наиболее полный по мощности и представительности разрез наблюдается в правобережье р.Тайбы в междуречье ее притоков р.Хароя и ручья Карагасского.

1. Конгломераты среднегалечные, сиренево-коричневые. Мощность 150 м

2. Гравелиты с редкими гальками основных эффузивов. Мощность 60 м.

3. Песчаники вишневые с горизонтами гравелитов. Мощность 120-170 м.

4. Конгломераты средне-крупногалечные. Мощность 30 м.

5. Песчаники темно-вишневые. Мощность 20-40 м.

6. Покров базальтов миндалекаменных. Мощность 30-50 м.

7. Конгломераты средне- и крупногалечные, перекрытые базальтами верхней пачки. Мощность 40-50 м

Общая мощность нижней толщи по разрезу 450-550 м.

Верхняя толща базальтов и трахибазальтов распространена на площади около 30 кв.км в виде локальных полей, залегающих на осадочных отложениях нижней толщи и реже—вулканитах имирской свиты. Наличие в нижней толще покровов базальтов свидетельствует об отсутствии значительного стратиграфического перерыва между толщами верхней подсвиты карымской свиты.

Полный разрез базальтоидной толщи изучен в правобережье р.Тайбы (междуречье р.Хароя и ручья Карагасского):

1. Базальты темно-серые с крупными (до 6 мм) вкрапленниками оливина, залегающие на конгломератах нижней толщи. Мощность до 30 м.

2. Туфы основного состава сиренево-серые. Мощность до 10 м.

3. Трахибазальты и базальты с фенокристаллами оливина. Мощность 25-30 м.

4. Туфы основного состава сиреневые, окремненные. Мощность 5-15 м.

5. Базальты и трахибазальты, аналогичные горизонту 3. Мощность 15-25 м.

6. Туфы основного состава, псаммитовые. Мощность 10 м.

7. Чередование через 10-25 м вишневых туфоалевролитов и трахибазальтов афировых, реже—порфиновых с вкрапленниками оливина. Мощность 130 м.

Общая мощность верхней базальтоидной толщи составляет 200-250 м.

Таким образом, стратифицированные вулканогенные образования отчетливо подразделяются на три толщи: нижнюю базальтоидную, среднюю существенно липаритовую и верхнюю базальтоидную.

Петрохимическая характеристика

Среди базальтоидов нижней толщи имирской свиты по химическому составу выделяются базальты, трахибазальты и трахиандезитобазальты. Как следует из описания разрезов и таблицы 1, преобладающим типом пород являются трахибазальты. Согласно петрохимической шкале (1) (рис.5) и средним значениям показателей a и b' , базальтоиды соответствуют лейкобазальтам, трахилейкобазальтам и трахиандезитобазальтам. По другим петрохимическим характеристикам (1, 12) базальтоиды можно рассматривать как высокоглиноземистые, низкотитанистые, высоконатровые, железомagneйные породы.

Химический состав пород верхней толщи отвечает липаритам, трахидацитам, трахилипаритам, щелочным липаритам и щелочным трахитам (табл. 2, рис.5). Среди них явно преобладают трахилипариты и щелочные липариты. Подчиненное значение здесь имеют трахиандезиты, развитые среди туфов и туффитов на границе двух толщ или стратиграфически несколько выше. Изредка встречаются также горизонты трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, аналогичных по составу породам нижней толщи.

Весьма близкими по составу являются липариты, трахилипариты и щелочные липариты. В этом ряду кислых пород наблюдается постепенное увеличение щелочности от липаритов к щелочным липаритам в основном за счет возрастания роли натрия, хотя калий (в вес.%) всегда является преобладающим элементом. Содержание кремнезема снижается в этом же направлении, а других окислов—практически не меняется. В целом это лейкократовые, низкоглиноземистые, калинатровые,

Т а б л и ц а I
Оценки средних содержаний (\bar{X}) и стандартных отклонений (s) породообразующих окислов и основных петрохимических характеристик базальтоидов и андезитов имирской и карымовской свит

Окислы, характеристики	И м и р с к а я с в и т а								Карымовская свита	
	Базальты (8ан.)		Трахибазальты (19ан.)		Трахиандезито-базальты (11ан.)		Трахиандезиты II (ан.)		Базальты IO(ан.)	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	49,48	1,25	49,42	2,82	51,55	1,62	57,91	2,77	47,69	1,97
TiO ₂	1,11	0,14	1,36	0,18	1,31	0,20	1,16	0,18	1,25	0,16
Al ₂ O ₃	17,11	1,18	16,93	0,93	17,15	1,10	17,36	1,96	16,93	0,86
Fe ₂ O ₃	5,62	1,36	6,10	2,76	5,91	1,82	4,63	1,25	5,53	2,00
FeO	4,16	0,89	4,43	1,43	4,55	1,20	2,94	1,03	4,99	1,05
MnO	0,21	0,11	0,13	0,13	0,26	0,30	0,15	0,06	0,14	0,07
MgO	5,40	0,61	5,26	1,86	3,49	1,08	2,05	0,92	6,26	1,31
CaO	9,49	0,88	7,62	1,93	6,56	0,96	4,09	1,60	8,81	1,25
Na ₂ O	2,99	0,55	3,70	0,85	4,42	0,62	4,50	1,08	3,18	0,49
K ₂ O	0,79	0,38	1,87	1,13	2,14	0,51	2,80	1,16	0,91	0,27
P ₂ O ₅	0,51	0,16	0,61	0,18	0,62	0,21	0,53	0,10	0,51	0,13
H ₂ O	3,15	1,73	2,67	1,58	2,04	1,06	1,57	0,68	3,76	0,51
Сумма	100,02		100,00		100,00		99,69		99,96	
a	8,17	0,85	11,17	1,83	13,15	1,84	14,31	2,08	8,59	1,17
c	8,04	0,85	5,94	1,43	5,41	1,60	4,29	2,53	7,60	0,79
b	23,31	1,43	24,22	2,90	19,03	0,98	12,70	1,91	25,20	3,12
s	60,49	1,29	58,66	2,43	62,43	1,42	68,25	2,47	58,41	2,46
a'	-	-	-	-	-	-	8,95	11,34	-	-
c'	17,86	3,57	16,83	7,84	20,94	16,28	7,35	10,03	14,64	5,42
f'	40,71	4,86	46,52	6,35	52,50	8,5	56,65	9,40	40,61	5,23
m'	41,41	2,56	37,14	9,21	32,04	10,1	27,29	10,02	44,78	5,70
n	84,55	9,32	75,31	12,78	77,62	8,11	70,86	11,49	83,84	4,96
a : c	1,04	0,18	2,13	1,25	2,70	1,07	4,71	2,73	1,16	0,22
q	-5,40	3,50	-9,22	8,07	-3,39	8,06	3,46	6,45	-6,06	7,59
b'	23,31	1,43	23,93	2,96	19,03	0,98	11,65	2,48	25,18	3,14

Т а б л и ц а 2

Оценки средних содержаний (\bar{X}) и стандартных отклонений (s) породообразующих окислов и основных петрохимических характеристик кислых и щелочных аффиэвов импрской свиты

Окислы, характеристики	Липариты (6 ан.)		Трахиляптиты (10 ан.)		Трахилипариты (20 ан.)		Щелочные липариты (17 ан.)		Щелочные трахиты (10 ан.)	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	73,58	2,37	65,44	1,68	72,58	1,53	71,72	1,65	64,48	1,72
TiO ₂	0,44	0,17	0,81	0,18	0,33	0,10	0,37	0,10	0,79	0,08
Al ₂ O ₃	13,25	1,76	15,68	1,69	13,50	1,00	13,56	0,89	16,41	0,70
Fe ₂ O ₃	1,63	0,80	3,95	1,09	1,82	0,90	1,74	0,80	2,47	0,49
FeO	1,19	0,57	1,55	0,79	1,05	0,43	1,17	0,66	1,53	0,34
MnO	0,06	0,03	0,10	0,04	0,04	0,02	0,05	0,04	0,12	0,03
MgO	0,40	0,18	0,96	0,47	0,35	0,19	0,38	0,19	0,77	0,20
CaO	0,90	0,50	2,20	1,18	1,22	1,35	0,89	0,47	1,62	0,62
Na ₂ O	2,18	0,95	4,29	0,84	3,33	0,56	4,04	0,54	5,77	0,50
K ₂ O	4,80	1,65	3,63	1,35	4,85	0,74	5,47	0,67	4,74	0,41
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,43	0,28	0,14	0,12	0,09	0,05	0,18	0,07
H ₂ O	1,58	0,62	1,18	0,50	0,92	0,36	0,52	0,32	0,90	0,42
Сумма	100,12	-	100,22	-	100,13	-	100,01	-	99,78	-
a	11,32	1,01	14,58	1,39	13,93	0,72	16,24	0,76	19,46	0,84
c	1,02	0,58	2,09	1,00	0,98	0,40	0,46	0,40	1,23	0,81
b	6,93	3,80	8,88	2,04	4,72	1,85	4,19	0,89	5,72	0,97
S	80,75	2,67	74,44	1,22	80,33	1,64	79,11	1,23	73,61	1,48
a'	41,57	32,24	17,17	20,77	26,65	23,08	8,42	14,22	-	-
c'	2,17	3,66	6,62	9,47	3,29	5,82	16,11	13,62	12,51	8,38
f'	43,30	20,06	57,40	12,81	57,86	18,81	60,28	12,46	64,49	6,24
m'	12,93	10,55	18,81	8,77	12,17	6,38	15,03	8,77	22,96	6,69
n	41,23	18,53	64,39	12,32	50,94	7,82	49,82	14,22	64,86	3,14
atc	14,58	7,05	10,06	7,86	15,90	9,56	77,06	104,45	100,30	220,68
Q	37,77	3,83	17,63	4,00	31,78	3,75	25,26	3,67	14,92	22,76
b'	3,20	0,91	7,08	1,61	3,13	0,86	3,78	0,69	5,53	0,92

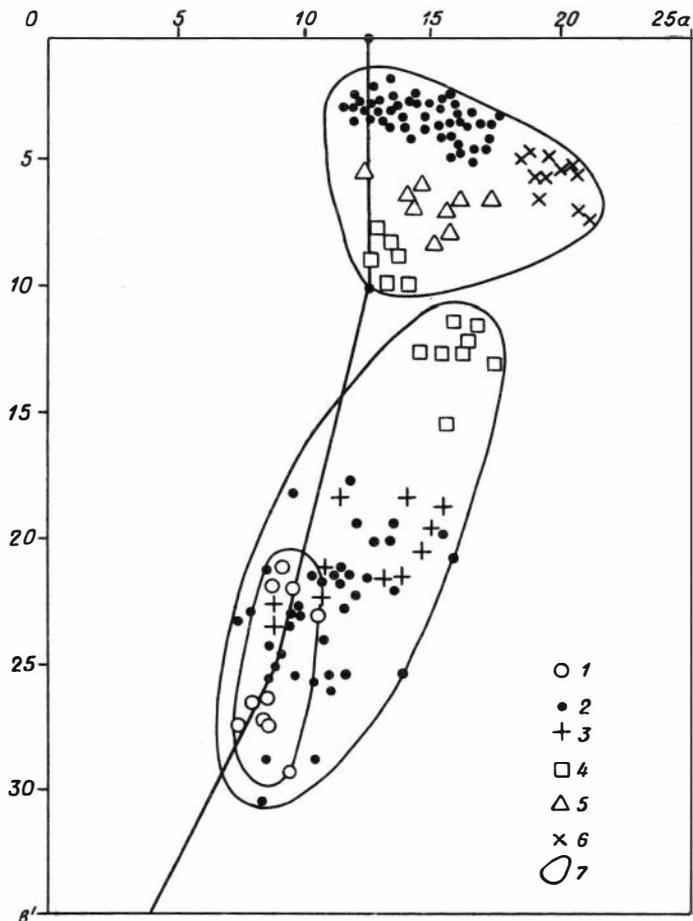


Рис.5. Петрохимический состав эффузивов имирской и карымовской свит в координатах а и б'

1—базальты карымовской свиты; 2-7—вулканиты имирской свиты: 2—основные и кислые породы, 3—крупнолейстовые порфириты, 4—трахандезиты, 5—трахиданты, 6—щелочные трахиты, 7—ассоциации пород

пересыщенные кремнеземом породы со щелочным уклоном. На диаграмме (рис.5) их составы укладываются в локальное поле.

С некоторым разрывом его как бы продолжает более локальное поле щелочных трахитов. Однако эти породы характеризуются существенно пониженным кремнеземом и заметно повышенными содержаниями глинозема, TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и щелочей, в составе которых преобладает Na_2O . Их можно рассматривать как щелочные, низкоглиноземистые, магнежелезистые, калинатровые меланотрахиты.

Трахиандезиты и трахидациты как промежуточные по составу породы сосредоточены в поле между кислыми породами—липаритами и трахилипаритами и основными—трахибазальтами и трахиандезитобазальтами. При этом трахиандезиты по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 и других окислов приближаются к трахиандезитобазальтам, являясь такими же высокоглиноземистыми, низкотитанистыми, но более щелочными калинатровыми породами. На диаграмме в координатах а и б' видна некоторая обособленность фигуративных точек, причем семь анализов отвечают обычным магнежелезистым трахиандезитобазальтам, а пять—более лейкократовым—высокожелезистым разновидностям, попадающим в поле трахидацитов, с которыми они обычно ассоциируют.

Определенный интерес представляет химический состав и трахидацитов. По содержанию SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , преобладанию натрия в составе щелочей они более сходны со щелочными трахитами, чем с липаритами. Однако от тех и других отличаются повышенной железистостью и известковистостью, приближаясь тем самым к трахиандезитам.

Состав базитов карымской свиты соответствует базальтам и трахибазальтам. В сравнении с базальтоидами имирской свиты они более магнезиальные и железистые, менее щелочные. По средним петрохимическим статистикам они относятся к низкоглиноземистым, низкотитанистым, высоконатровым, железомagneйным мезобазальтам.

Следовательно, по петрохимическим признакам отчетливо выделяются базитовая, кислая и щелочно-салическая группы, к которым, соответственно, относятся базальтоиды и трахибазальтоиды, трахилипаритоиды и трахитоиды. Что касается трахиандезитов и трахидацитов, то их принадлежность к той или иной породной группе по данным признакам менее определена. Возможно, это обусловлено общим щелочным уклоном ассоциации в целом, что, например, сближает лейкократовые

трахиандезиты с трахидацитами, а последние—со щелочными трахитами.

Геологически обособленные эффузивные толщи сложены вполне определенными ассоциациями вулканитов, включающими совокупность однотипных фациально-различных или разнотипных по составу, но парагенетически связанных пород, относящихся к одной и той же фазе (этапу) вулканической деятельности. Наиболее простой является верхняя—базальтовая ассоциация. Нижняя, базальтоидная, на основании решительного преобладания трахилейкобазальтов и весьма скромной доли трахиандезитов, развитых только в верхних переходных (к следующей толще) горизонтах, может быть определена как трахилейкобазальтовая. Наконец, ассоциация вулканитов средней толщи является сложной, так как классы пород относятся к разным породным группам. Она может быть названа трахиандезит-трахит-трахилипаритовой.

Радиогеохимические особенности пород и их использование при геологическом картировании

С целью выявления радиогеохимических свойств пород и последующего использования их для геологического картирования изучено несколько опорных разрезов, по которым отобрано около 500 проб, проанализированных гамма-спектрометрическим методом (З) на радиоактивные элементы (РЭ)—U (по Ra), Th, K. Петрохимические типы пород определены по результатам силикатных анализов значительного (около 100) количества этих проб. Полученные таким образом радиогеохимические характеристики оказались достаточно надежными для всех типов базальтоидных, кислых и щелочных пород. В дальнейшем они использовались как эталонные для классификации последующих (800) проб, отобранных из других разрезов и участков исследуемой территории. Частота выборок контролировалась просмотром шлифов и химическим составом отдельных проб.

Распределение РЭ в базальтоидах нижней толщи имирской свиты в целом характеризуется заметным ростом содержаний снизу вверх по разрезу: от базальтов и трахибазальтов к андезитобазальтам, трахиандезитобазальтам и трахиандезитам (рис.6) параллельно с ростом их общей щелочности и кислотности.

Базальный горизонт толщи отличается повышенной концентрацией РЭ, обусловленной гнейсовым гранитным составом

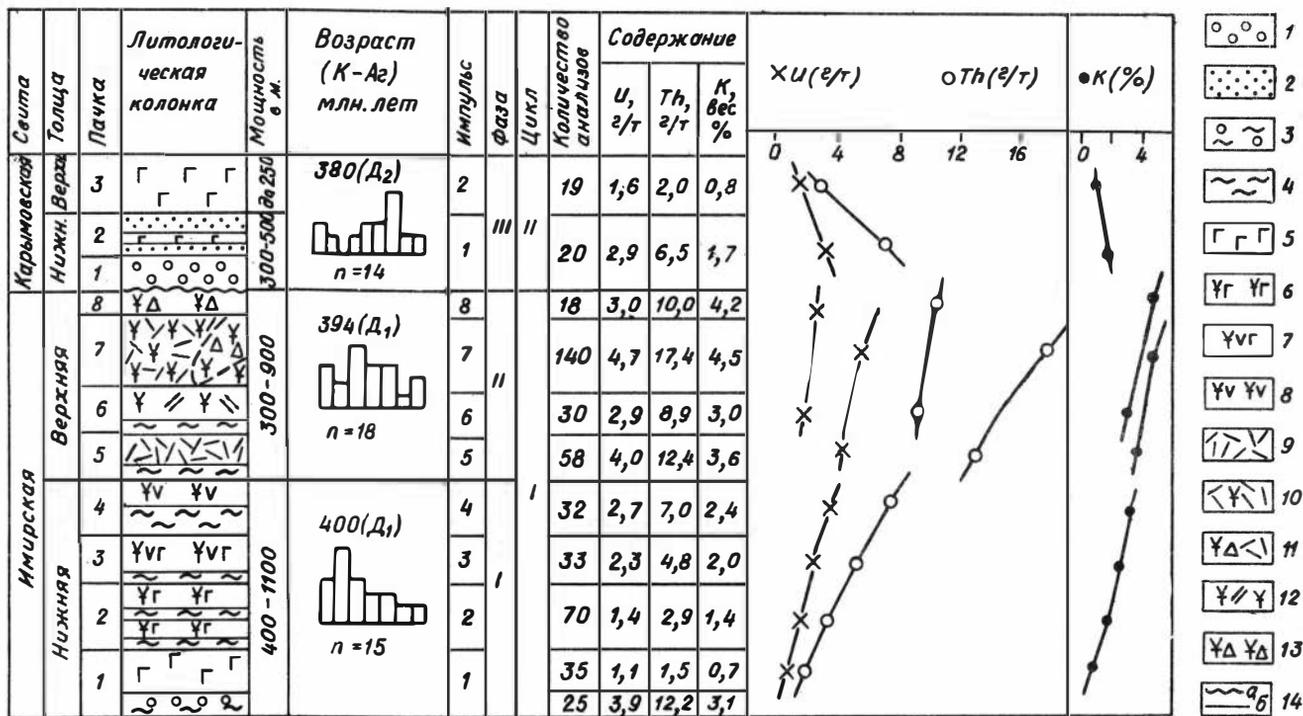


Рис.6. Содержание редких элементов в породах карымовской и имирской свит девона северо-западной части Агульского прогиба (по геолого-радиогеохимическим данным)

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—туфоконгломераты; 4—туфы и туффиты; 5—базальты; 6—трахибазальты; 7—трахиандезитобазальты; 8—трахиандезиты; 9—липариты; 10—трахилипариты; 11—лавы и лавобрекчи и туфолавы трахилипаритов; 12—трахидациты; 13—лавобрекчи трахитов; 14—стратиграфическое несогласие (а); стратиграфические и литологические границы (б)

обломочного материала за счет фундамента. Среднее содержание по 25 пробам при коэффициенте вариации 38-50 составляет: U—3,9; Th—12,2; K=3,1*. Базальты, обычно развитые среди красноцветов базального горизонта и несколько выше его, отличаются самыми низкими значениями U (1,1), Th (1,5), K (0,7); V=18-40 по 35 анализам. Следующая по стратиграфическому положению мощная пачка трахибазальтов характеризуется заметно повышенными (U—1,4; Th—2,9; K—1,4; п=70) содержаниями РЭ, отчетливо увеличивающимися от трахимезобазальтов (U—1,3; Th—2,5; K—1,3) к трахилейкобазальтам (U—1,6; Th—3,4; K—1,6). В трахиандезитобазальтах концентрация РЭ возрастает примерно в 1,5 раза (U—2,3; Th—4,8; K—2,0; п—33). Распределение всех трех элементов равномерное (V=15-55).

В некоторых разрезах (1, 8, 16, рис.4) развиты туфогенные **породы, чередующиеся с покровами крупнолейстовых порфиритов** трахилейкобазальт-трахиандезитового составов. Они представляют верхний туфогенно-осадочный горизонт, сходный по радиогеохимическим показателям (U—2,5; Th—4,9; K—1,6; п=15) с трахиандезитобазальтами, но резко отличающийся от туфов и туффитов, встречающихся среди нижележащих базальтов.

Базальтоидный вулканизм завершается формированием трахиандезитов, характеризующихся самыми высокими содержаниями РЭ (U—2,2-2,8; Th—7,0; K—1,6-3,2; п=37). Характерно, что в этих породах увеличивается неравномерность распределения U и K (V=40-60) при низкой дисперсии Th (V=25).

Трахиандезиты, чередующиеся с туфами и туффитами смешанного состава, а также с липаритами фиксируют начало новой фазы существованию кислого вулканизма, продукты которого слагают верхнюю толщу. Осадочно-вулканогенные породы в среднем содержат: U—3,0; Th—9,6; K—3,2 (по 21 анализу, V=35-45). Выше залегают липариты, их лавобрекчии и туфобрекчии, которые в непрерывных разрезах слагают самостоятельную мощную пачку. Средние концентрации (по 58 анализам) составляют: U—4,0; Th—12,4; K—3,6 при незначительных (V—20-35) их вариациях. По этим показателям пачка уверенно отличается как от нижезалегающих базальтоидов, так и от перекрывающих трахилипаритов.

* Здесь и далее U, Th—в г/т, K—в %, коэффициент вариации (V)—в %, п—число анализов.

С липаритами нередко ассоциируют грубообломочные туфы. Развиты они локально (разрезы 12, 13; рис.4), обычно на склонах палеовулканов и насыщены обломками как липаритов, так и базальтов. По выборке из 18 анализов обнаруживают содержание U—3,1; Th—8,9; K—2,4.

Во многих разрезах (8, 10, 16 и др.; рис.4) наблюдаются горизонты трахиандезитов и трахидацитов, залегающих или на липаритах, или выше, внутри пачки трахилипаритов. Трахиандезиты лейкократовые, по составу переходные к трахиандезитодацитам, на диаграмме (рис.5) их составы попадают в поле дацитов. Содержание РЭ (при V—40-50 для K и U и 25—для Th) составляют: U—2,4-3,0; Th—8,5; K—2,2-2,6; Трахидациты отличаются несколько повышенными значениями U (2,5-3,2), Th (8,5-9,4) и K (2,6-3,0).

Преобладающим типом пород верхней толщи являются трахилипариты и их пирокластолиты. В отдельных разрезах мощность пачки превышает 400 м. Формирование ее происходило в несколько импульсов извержений, что подтверждается широким диапазоном изменения общей щелочности, позволяющей наряду с другими признаками выделять разновидности от трахилипаритов до щелочных липаритов и комендитов. В соответствии с этим меняется и содержание РЭ. Например, в разрезе 8 (рис.4) лавы и туфолавы трахилипаритов содержат U—3,4; Th—15,5; K—4,3; более поздние лавобрекчии: U—5,0; Th—16,8; K—4,4, а вышезалегающие туфобрекчии: U—6,2; Th—18,5; K—5,1. В целом для района трахилипаритовая пачка характеризуется такими средними содержаниями РЭ (147 анализов): U—4,7; Th—17,4; K—4,5; V=20-40. В наиболее щелочных разностях липаритов они максимальны. (U—6,8; Th—24,4; K—5,5). По этим показателям трахилипариты и щелочные липариты резко отличаются от липаритов.

Разрез верхней толщи нередко завершается щелочными трахитами, в которых содержание U (2-3) и Th (8-10) заметно ниже в сравнении с трахилипаритами, а K остается примерно на том же уровне. Интересно, что по радиогеохимическим свойствам, как и по уже отмеченным петрохимическим признакам, щелочные трахиты сходны с трахидацитами и трахиандезитами и существенно отличаются от кислых с повышенной щелочностью пород.

Содержания РЭ в породах карымской свиты для терригенной и базальтовой толщ различны. Красноцветные конгломераты и песчаники характеризуются повышенными концентрациями U (2,9), Th (6,5) и K (1,7). Распределение Th и K равномерное

($V=38-45$, $p=18$); для U более значителен разброс ($V=85$), что обусловлено экзогенными процессами. Средние значения РЭ в базальтах верхней толщи при достаточно равномерном ($V=20-40$) распределении составляют: $U-1,6$; $Th-2,0$; $K-0,8$. Они немного выше таковых, установленных в базальтах имирской свиты и заметно ниже в сравнении с трахибазальтами. Это хорошо согласуется с несколько повышенной щелочностью базальтов карымовской свиты, но, видимо, не достигающей уровня трахибазальтов, что подтверждается и радиогеохимическими их свойствами.

Следовательно, каждый петрохимический тип пород характеризуется только ему присущими радиогеохимическими свойствами. Различия по ним математически значимы (по критериям Стьюдента и Фишера) и для таких наиболее близких по составу пород, как трахилейкобазальты и трахиандезитобазальты или трахилипариты и щелочные липариты. Это обусловлено как равномерностью распределения элементов в вулканитах, так и надежностью их количественного определения. Наиболее устойчивы показатели по Th и K . По U вариации заметно больше, особенно в измененных и таких переходных по составу породах, как трахиандезитоациты, трахидациты и др.

Радиогеохимические свойства пород в сочетании с другими, например, внешними признаками при разумном контроле их методами классической петрографии и химическим составом позволяют уверенно их диагностировать, выделять горизонты и пачки, оконтуривать тела, расчленять толщи и производить их корреляцию—в целом решать целый ряд важнейших задач геологического картирования.

Абсолютный возраст

Возраст вулканогенных образований определялся калий-аргоновым методом по породе в целом (лаборатория СНИИГГиМСа, г.Новосибирск). Разброс чисел возраста для базальтоидов нижней толщи составляет по 15 пробам 389-435 млн.лет при среднем значении 402 млн.лет. Для кислых и щелочносалических пород верхней толщи имирской свиты числа варьируют (18 проб) от 367 до 432 млн.лет при среднеарифметическом значении 394 млн.лет. Базальты карымовской свиты показывают по 14 пробам соответственно: 329-406 и 379 млн.лет. Эти числа отвечают (4) нижнему и среднему девону (рис.6).

Следовательно, результаты определения абсолютного возраста позволяют совершенно определенно считать осадочно-

вулканогенную ассоциацию прогиба постсилурийской (девонской) и, по крайней мере, отказаться от выделения в прогибе кизирской, верхненерхинской, туманшетской (рис.2) свит, датированных кембрийским возрастом.

Заключение

1. По геологическим, радиологическим и геохимическим признакам в северо-западной части Агульского прогиба устанавливается два цикла проявления девонского вулканизма, разделенных стратиграфическим перерывом и формированием континентальных красноцветных грубообломочных отложений. Первый отвечает формированию нижнедевонской контрастной трахибазальт-трахилипаритовой формации, второй—среднедевонской базальтовой формации. Нижнедевонская формация образована трахилейкобазальтовой и трахиандезит-трахит-трахилипаритовой ассоциациями, которые соответствуют проявлению самостоятельных фаз вулканизма. Каждая фаза характеризуется возрастом общей щелочности в продуктах более поздних извержений. Эта же тенденция слабо проявлена и в ассоциации базальтов второго цикла, где трахибазальты появляются в верхах разреза.

В целом нижнюю трахилейкобазальтовую и верхнюю базальтовую (карымовская свита) ассоциацию можно рассматривать как простые, поскольку они представлены только одной, базитовой породной группой. Средняя трахиандезит-трахит-трахилипаритовая ассоциация является сложной, она включает вулканы кислой, щелочносалической и базитовой породных групп.

2. Выявляются существенные различия радиогеохимических свойств вулканогенных ассоциаций. Минимальные содержания РЭ присущи верхней базальтовой ассоциации, а максимальные—средней, трахиандезит-трахит-трахилипаритовой (рис.6). В ряду пород базальт-трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахиандезит и липарит-трахилипарит-щелочной липарит устанавливается устойчивый рост всех трех РЭ параллельно с увеличением общей щелочности. При этом в первом ряду в составе щелочей преобладает Na и возрастает кремнекислотность. Во втором ряду преобладает (вес %) K, а кремнекислотность слабо снижается. Следовательно, фактор щелочности является определяющим в геохимической эволюции урана и тория. Эти петрогенетические ряды отражают эволюцию базальтовой и кислой магм. Дискретность в распределении РЭ в значительной мере подтверждает это положение.

Намечается и третий ряд по возрастающей щелочности при ведущей роли Na: лейкократовый трахиандезит (трахиандезитодацит)—трахидацит—трахит—щелочный трахит. Любопытно, что по уровню содержаний U и Th и градиенту накопления их в породах этот ряд как бы продолжает базальтоидный, заканчивающийся трахиандезитами. Однако парагенетические отношения трахиандезитодацитов и трахидацитов с другими породами должны быть более обстоятельно исследованы.

3. Радиогеохимические характеристики эффузивных пород и их тенденции к изменению в связи с эволюцией вулканизма широко использовались при геологическом картировании, а радиогеохимический метод являлся одним из ведущих методов при проведении геологической съемки в бассейне среднего течения р.Агул.

Данные радиогеохимии применимы и для решения других задач магматической геологии. Например, при формационном анализе радиогеохимические признаки в значительной степени способствуют определению реальных количественных соотношений разных классов пород в ассоциации, границ породных групп, петрогенетических соотношений пород и их металлогенетических особенностей. Ряд таких вопросов решался с помощью радиогеохимии и в данной работе. В частности, тип ассоциации определен не только на основе петрохимических данных, но и, в основном, на основе массовых характеристик по РЭ (рис.6). По этим же признакам выделено два типа трахиандезитов, ассоциирующих, соответственно, с основными и кислыми породами, а также показана парагенетическая связь их с трахидацитами и щелочными трахитами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, «Наука», 1976, 330 с.
2. Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 147 с.
3. Бобров В.А., Гофман А.М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск, 1971, 66 с.
4. Гамильтон Е.И. Прикладная геохронология. Л., «Недра», 1968, 256 с.
5. Гордиенко И.В. Магматические формации ранних и завершённых этапов развития каледонид Восточного Саяна.—В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 31-57.
6. Даценко В.М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирь-

ской платформы и ее складчатого обрамления.—«Геотектоника», 1970, № 6, с.88-94.

7. *Даценко В.М.* О латеральной изменчивости вулканогенного разреза Агульской грабен-синклинали (Восточный Саян).—В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, с.66-71. (Труды СНИИГГиМСа, 1974, вып.182).

8. *Дибров В.Е.* Геология Центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964, 334 с.

9. *Зоненшайн Л.П.* Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р.Агула (Восточный Саян).—«Труды ВАГТ», вып.2, 1956, с. 96-97.

10. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М., «Недра», 1969, 616 с.

11. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

12. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Систематика магматических формаций по составу.—«Геология и геофизика», 1976, № 5, с.3-19.

13. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972, 206 с.

14. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. т.1-II, М., «Наука», 1971.

15. *Никольченко В.Г.* Новые данные по геологическому строению бассейнов рек Агула и Туманшета.—В кн.: Материалы по геологии Красноярского края, 1961, вып.1, с.61-63.

16. *Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е., Федосеев Г.С., Богнибов В.И.* Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области.—«Докл. АН СССР», 1972, т.203, № 6, с.1374-1377.

17. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна.—Труды ИГиГ, вып.177. Новосибирск, «Наука», 1974, 241 с.—Авт.: *Богнибов В.И., Довгаль В.Н., Поляков Г.В. и др.*

18. *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, вып.79).

19. *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, Кн.изд-во, 1962, с.65-96.

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

21. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 180 с.

22. *Янов Э.Н.* Стратиграфия девонских отложений Рыбинской впадины.—«Докл. АН СССР», 1955, т.104, № 5, с.767-789.

**РОЛЬ РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРИ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ДЕВОНСКИХ
ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ
БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р.АГУЛА
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**

В областях развития вулканогенных комплексов исследования по палеовулканологии, металлогении и прогнозированию немыслимы без знания геологического строения вулканических структур, их предполагаемых контуров, местонахождения центров, уровня эрозионного среза и т.д. Изучение подобных структур позволяет успешно применять методы фациального анализа при ведении крупномасштабного картирования осадочно-вулканогенных толщ, выявлять последовательность их формирования и эволюцию состава вулканитов.

Ниже приводятся материалы по реконструкции и радиогеохимии девонских палеовулканических структур северо-западной части Агульского прогиба (Восточный Саян, междуречье Туманшета, Агула и Тайбы). На этой территории авторы совместно с геологами Красноярского геологического управления (Н.А.Севрюк, Л.П.Старухина, Ю.П.Мишарин и др.) проводили геологическое картирование и радиогеохимические исследования осадочно-вулканических и интрузивных образований.

Раннепротерозойский комплекс основания, обнажающийся в ряде выступов фундамента Агульского прогиба, представлен биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами бирюсинской серии, а также интрузиями гипербазитов и докембрийских гранитоидов. Преобладающими на площади являются нижнедевонские вулканические ассоциации пород трахилипарит-трахибазальтового состава и гранитоиды огнитского комплекса (рис.1). Нижнедевонские вулканогенные породы геологами КГУ именуются имирской свитой и подразделяются на две толщи.

Нижняя базальтоидная толща сложена преимущественно трахибазальтами, трахиандезитобазальтами, реже—трахиандезитами. Мощность толщи достигает 900-1100 м. Залегает она на породах докембрия. Внутрiformационные туфогенно-осадочные горизонты толщи, представленные туфами и туффитами разнообразного гранулометрического состава, тяготеют к низам и верхам разреза. Мощность их не выше 100-150 м.

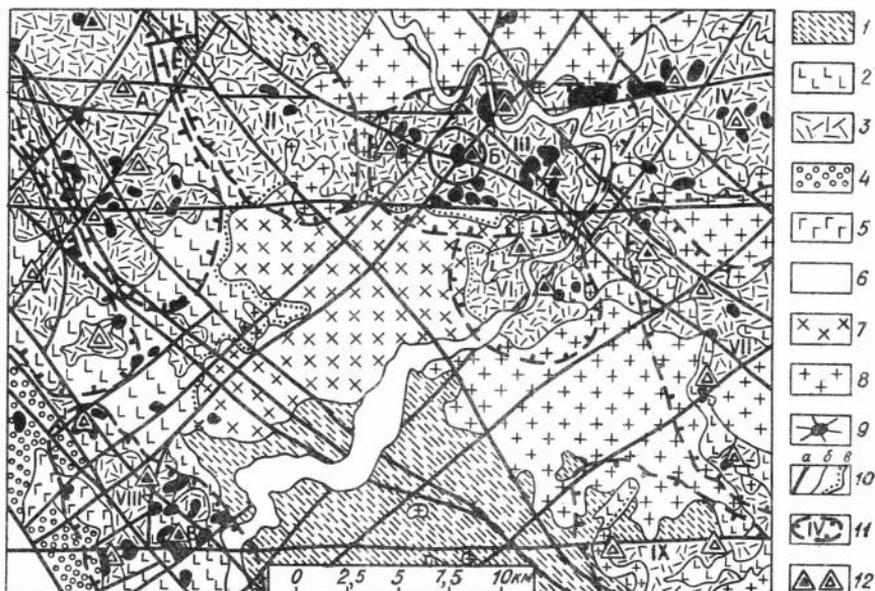


Рис.1. Геологическая схема бассейна среднего течения р. Агула

1—раннепротерозойские метаморфические образования бирюсинской серии; 2—нижнедевонские базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты и трахиандезиты нижней толщи имирской свиты; 3—липариты, трахилипариты, трахиты, их туфы и лавобрекчи верхней толщи имирской свиты; 4—среднедевонские конгломераты, песчаники и гравелиты карымовской свиты; 5—оливиновые базальты и трахибазальты карымовской свиты; 6—четвертичные аллювиальные отложения; 7—верхнепротерозойские плагнограниты, гранодиориты и диориты саянского комплекса; 8—девонские щелочные граниты, аляскиты, граносиениты огинтского комплекса; 9—субвулканические тела гранит-порфиров, щелочных микрогранитов и сиенит-порфиров, комагатичных кислым и щелочным эффузивам верхней толщи имирской свиты; 10—главнейшие тектонические нарушения (а), литологические границы (б), стратиграфическое несогласие (в); 11—вулканотектонические депрессии: I—Поперечинская, II—Малотелегашская, III—Минусинская, IV—Федосеевская, V—Чернинская, VI—Нижне-Краснинская, VII—Левотуманшетская, VIII—Гореловская, IX—Правотуманшетская; 12—палеовулканические аппараты (а—достоверно установленные, б—предполагаемые): А—Поперечный, Б—Минусинка, В—Востряк

С тектонических позиций базальтоидная толща локализуется между двумя (Канская и Бирюсинская глыбы) выступами докембрия, выполняя сложнопостроенный асимметричный Агульский грабен-синклинальный прогиб (4).

Сравнительно редкая смена фаций и вещественного состава, однообразие форм эффузивных и субвулканических тел, спокойное при пологих углах падения залегание пород, наличие лавового и пеплового материала, низкий (8% при разбросе

0-27%) коэффициент эксплозивности свидетельствуют о том, что формирование нижней толщи связано в основном со свободным излиянием лав, с извержениями трещинного, возможно, исландского типа (8).

Верхняя толща сложена преимущественно липаритами, трахилипаритами, щелочными липаритами, трахитами, лавобрекчиями, туфолавами и туфами кислого и щелочно-салического составов. Обычно в нижней части разреза фиксируются редкие (до 2-3) и маломощные (до 10-75 м) линзы и горизонты трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, трахиандезитов, липарито-дацитов и трахидацитов. Чаше всего к пограничной зоне толщ тяготеют крупнолейстовые разности названных пород. Существенного перерыва между толщами не фиксируется, и граница их в большинстве случаев проводится по появлению первых мощных покровов вулканитов кислого состава, либо по наличию линз и горизонтов туфов и туффитов смешанного состава. Туфы разнообразнейшего гранулометрического состава (от пепловых до глыбовых) занимают существенную (17-85%) часть разреза толщи и слагают невыдержанные по мощности и простираанию горизонты и линзы. Мощность горизонтов туффитов редко превышает 50 м. Максимальное количество их в отдельных разрезах не более трех.

На базальтоидах вулканиты верхней толщи слагают серию локальных наложенного типа полей (структур) округло-изометричной или эллипсоидальной формы преимущественно северо-западной ориентировки и размерами от $2,5 \times 3,5$ км (руч. Карагасский, р.Черная и др.) и до 10×12 км (рр.Телегаш, Поперечная) (рис.1). Мощность толщи стратифицированных фаций достигает 1000 м (сводный разрез) при вариации от 150 до 500-700 м (частные разрезы).

Пестрота литологического состава, разнообразие форм эффузивных и субвулканических тел, резкая смена простираания и углов падения пород, высокий коэффициент эксплозивности (56% средний, 17-85 — разброс) свидетельствуют о принадлежности извержений к центральному, преимущественно эксплозивно-экструзивному типу.

После формирования вулканитов имирской свиты происходит внедрение крупных (по площади более 300-350 кв.км) межформационно-пластовых тел гранитов огнитского комплекса (3, 11), а позднее, в среднем девоне, заложение узкого и протяженного грабен-синклинального прогиба. Последний заполняется красноцветными грубообломочными отложениями и эффузивами трахибазальт-базальтового состава общей мощ-

ностью не более 800 м. Этот комплекс пород именуется (12) карымовской свитой.

В последующие этапы геологического развития продолжают интенсивные блоковые движения по разломам северо-восточного и северо-западного направлений, в целом господствует режим поднятий, что и превращает район в устойчивую область сноса.

Стратиграфическая и латеральная изменчивость, обилие жерловых, субвулканических и прикальдерно-интрузивных тел, интенсивные син- и поствулканогенные блоковые перемещения по тектоническим нарушениям, мощные аркогенез и эрозия наложили яркий отпечаток, нашедший свое отражение в современной картине геологического строения площади. Повсеместно видно, что стратифицированные породы разобщены на блоки и перемещены на разную высоту. В связи с этим на одном гипсометрическом уровне фиксируются равно как вулканиты разных толщ, субвулканические, гипабиссальные интрузии, так и протерозойские породы фундамента. Особенно наглядно это проявлено в правобережье Агула, где перечисленные породы часто картируются в виде своеобразного пестрого рисунка клавишного типа.

Естественно, что применение только традиционных методов картирования приводило к грубейшим ошибкам в познании строения вулканогенных толщ, определении их мощностей и т.д. Более приемлемыми, как показывает опыт, являются методы структурно-фациального картирования с фиксированием и тщательным изучением палеовулканических структур, отдельных субвулканических и эффузивных тел и литологических контактов.

Применяемая методика картирования палеовулканоструктур в общих чертах заключается в дешифрировании аэрофотоснимков, интерпретации материалов аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съемок, в изучении выявленных объектов наземными геофизическими методами, вскрытии контактов и тектонических нарушений поверхностными горными выработками и в последующей геологической документации и радиогеохимическом опробовании. Полученные данные проверялись и уточнялись по ряду геологических разрезов, а затем использовались для геологического картирования всей площади.

В результате подобных реконструкций выявлены следующие локальные вулкано-структуры: вулкано-тектонические депрессии палеовулканические аппараты, междепресссионные брахиформные купола.

Вулкано-тектоническая депрессия—это кольцевая структура обрушения и проседания, обусловленная вулканическими процессами и редко связанная с деятельностью и эволюцией того или иного отдельного центра (2, 5, 6, 7, 10). Фактически, это структура, созданная несколькими вулканическими аппаратами центрального и трещинно-центрального типов. Такие вулкано-тектонические депрессии обычно имеют овальную или эллипсоидальную форму в плане и чашеобразную в разрезе. Образование их связано с погружением смежных блоков по разломам и лишь частично с плавным проседанием или изгибом покровов подстилающих базальтоидов в процессе обрушения освободившихся коровых полостей (камер). Заполняются депрессии выброшенными и излившимися продуктами, которые давлением своей массы дополнительно ускоряют процесс их проседания. Кроме того, при возобновлении подвижек происходило перемещение уже ранее оформившихся тектонических блоков и дополнительное осложнение палеопостроек концентрическими и радиальными разломами.

Термином «палеовулканический аппарат» («палеовулкан») называют совокупность различных тел (продуктов вулканической деятельности), располагающихся в непосредственной близости от магмовыводящего канала (6, 9). Вулканические аппараты на исследованной площади вскрыты эрозией на различных уровнях, поэтому наблюдаются либо только жерловые фации (низкий уровень), либо жерловые и стратифицированные фации (средний уровень), либо только стратифицированные фации с единичными телами жерловых и субвулканических фаций (высокий уровень).

Междепресссионные брахиформные купола представляют собой горст-антиклинали, разделяющие вулкано-тектонические депрессии. Развитие их, видимо, связано не только с процессами погружения и обрушения при формировании депрессий. Решающей причиной образования этих поднятий может быть деятельность магмы, прорвавшейся или непрорвавшейся, но приподнявшей монолитный «чехол» вышележащих пород междепресссионных участков (7).

На изученной площади выявлено девять локальных вулкано-тектонических депрессий (рис.1). Размеры их в плане варьируют от 3,5×7,5 км (Нижнекраснинская, Левотуманшетская) до 11×18 км (Поперечнинская, Гореловская, Минусинкинская). Ориентировка большинства депрессий северо-западная. Глубина проседания депрессий, судя по геологическим разрезам, колеблется от 70 до 650-800 м. Фациальным анализом, струк-

турными реконструкциями, дешифрированием аэрофотоснимков, интерпретацией геофизических материалов установлено, что депрессии сложены продуктами вулканической деятельности двух-трех, реже—более палеовулканических аппаратов. В зависимости от распределения фациальных разновидностей пород в самих депрессиях и вокруг жерл выделяется три типа депрессий: с минимальным, средним и максимальным уровнем эрозионного среза. В первых нет эрозионных окон и выступов пород «дна», эксплозивные фации разнообразны и значительно развиты, а жерловые и субвулканические представлены единичными и мелкими телами. Типичным представителем такой депрессии является Поперечнинская. В депрессиях второго типа фиксируются единичные эрозионные окна и выступы пород «дна», туфогенные разности и лавы стратифицирующихся фаций редки. Широко представлены жерловые и субвулканические тела. Присутствуют небольшие массивы гранитов огнитского комплекса. Такой депрессией является Минусинкинская. Депрессии с максимальным эрозионным срезом оконтуриваются очень условно по ореолу распространения большого количества субвулканических тел. Продукты депрессии часто перемежаются в блоках с породами «дна». Стратифицированные фации сохранились фрагментарно, в виде краевых частей этмолитоподобных субвулканических тел и мелких полей, далеко отстоящих от субвулканов. Ярким примером такой депрессии является Гореловская.

Поперечнинская вулcano-тектоническая депрессия мало эродирована и наиболее полно сохранившаяся. Расположена она в центральной части Агульской грабен-синклинали, занимающая бассейн среднего течения р.Тайбы и верховья рек Телегаша и Поперечки. Размеры ее в плане 18×9 км, глубина проседания до 800 м. Оконтуривается депрессия преимущественно выходами базальтоидов «дна», а с юго-востока—плагиигранитами саянского комплекса. К северо-западу структура прослеживается за пределы изученной площади. Выполнена депрессия в придонной части лавами липаритов и трахилипаритов. Центральная часть сложена преимущественно лавобрекчиями, туфолавами и агломератовыми туфами трахилипаритового состава. В краевых частях чаще фиксируются туфолавы и пеплово-псаммитовые туфы трахилипаритов и липаритов. Количество субвулканических тел в контуре депрессии не превышает первого десятка. Представлены они мелкими (0,3-1 км в поперечнике) штоками щелочных гранит-порфиров и сиенитов. В пределах депрессии выявлено пять палеовулканических аппаратов центрального типа. Из них лучше других изучен палеовулкан Поперечный.

Минусинкинская вулcano-тектоническая депрессия является структурой среднего уровня эрозионного среза и расположена в долине р.Агула и ее притоков Минусинка, Темный и др. Размеры ее в плане составляют 14×8 км, ориентировка субширотная, глубина проседания до 400 м. Депрессия выполнена лавами, реже—туфолавами и лавобрекчиями липаритового, трахилипаритового и трахитового составов. Туфогенные породы в отличие от первой (Поперечнинской) практически отсутствуют.

Небольшие поля стратифицированных вулканитов тесно ассоциируют с жерловыми и субвулканическими телами, являясь, по существу, прижерловыми образованиями. Базальтоиды «дна» в мелких блоках фиксируются вблизи жерловин, структурно им подчинены и сложены часто лавобрекчиями. Указанные признаки указывают на принадлежность и базальтоидов к продуктам извержений центрального типа. Широко развиты (более 20 тел) субвулканические и интрузивные фации. Диаметры тел (штоков, силлов, этмолитов) достигают 1,5-3 км.

В целом **Минусинкинская депрессия сложена продуктами вулканической деятельности** четырех палеовулканических аппаратов центрального типа, из которых хорошо изучены две жерловины, фиксируемые в междуречье левых притоков Агула (р.Минусинка и ручей Темный) и именуемых палеовулканом Минусинка.

Гореловская вулcano-тектоническая депрессия находится в бассейне р.Горелой и руч.Карагасский. Эта структура с самым низким уровнем эрозионного среза. На ее площади (8×12 км) установлено около 15 разноразмерных (0,5-2,5 км) субвулканических тел (некков, штоков, силлов, этмолитов), сложенных липаритами, гранит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами. Поля стратифицированных вулканитов сохранились фрагментарно и сложены лишь лавобрекчиями и туфобрекчиями липаритов и липарито-дацитов. Контуры депрессии подчеркиваются только элементами рельефа (изгибы рек, логов, хребтов) и дешифрируемыми линиями разломов. Западная (карагасская) часть депрессии отделена от восточной (гореловской) валом, выраженным в рельефе водораздельным хребтом. Она менее эродирована, по уровню среза близка к Поперечнинской структуре, но на большей части перекрыта вулканогенно-осадочными образованиями карымовской свиты. В пределах карагасской части выявлен всего один вулканический центр, а гореловская, судя по ареалам распространения субвулканических тел, сложена продуктами извержения трех палеовулканических аппаратов. Из них сравнительно хорошо изучен палеовулкан Востряк.

В результате реконструкций на исследованной площади выявлено более 20 палеовулканических аппаратов. Из них 8 достаточно надежно откартированы. Все изученные палеоаппараты относятся к числу сложных полигенных построек центрального типа, сформированных продуктами нескольких импульсов (актов) вулканических извержений. Некоторые из них (палеовулкан Минусинка) носят черты унаследованного развития, поскольку через эти же каналы происходило извержение не только кислых, но и более ранних базальтоидных магм.

Вулканические аппараты, так же как и депрессии, по уровню эродированности или степени сохранности разделены на три типа. Естественно, что палеопостройки с максимальным и минимальным уровнем эрозионного среза менее доступны для изучения. На первых часто полностью уничтожены верхние стратифицированные фации, на вторых—нижние субвулканические и жерловые запечатываются верхними. Аппараты со средним уровнем среза при условии хорошей обнаженности (Минусинка) дают более полную информацию, так как частично сохраняются верхние стратифицированные фации и вскрываются нижние. По характеру контактовых взаимоотношений этих фаций, их положению в разрезе можно достоверно восстановить весь ход развития вулканизма на палеопостройке и в целом на площади. По этим причинам палеовулканические аппараты среднего уровня среза описываются более подробно и в первую очередь.

Палеовулкан Минусинка является типичным примером палеопостройки среднего уровня среза. Представлен он двумя сближенными жерловинами (рис.2) до 3 км в поперечнике, приуроченными к узлам сопряжения разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки. Близкое к вертикальному падение жерловин установлено по замерам флюидальности, столбчатой отдельности, крутому залеганию зон тектонических нарушений. Контуров их подчеркиваются густой сетью концентрических и радиальных трещин.

Краевые части палеовулкана сложены стратифицированными потоковыми фациями. Прижерловые породы сохранились в виде коротких потоков с центриклинальным падением под углами 35° и более. Залегание их устанавливается только по флюидальности. Кроме того, здесь фиксируется множество даек базальтоидного, кислого и щелочно-салического составов.

По результатам изучения взаимоотношений стратифицированных, жерловых и субвулканических фаций на палеовулкане Минусинка выявлено 8 самостоятельных импульсов (актов) извержений. Ниже приводятся пространственные и воз

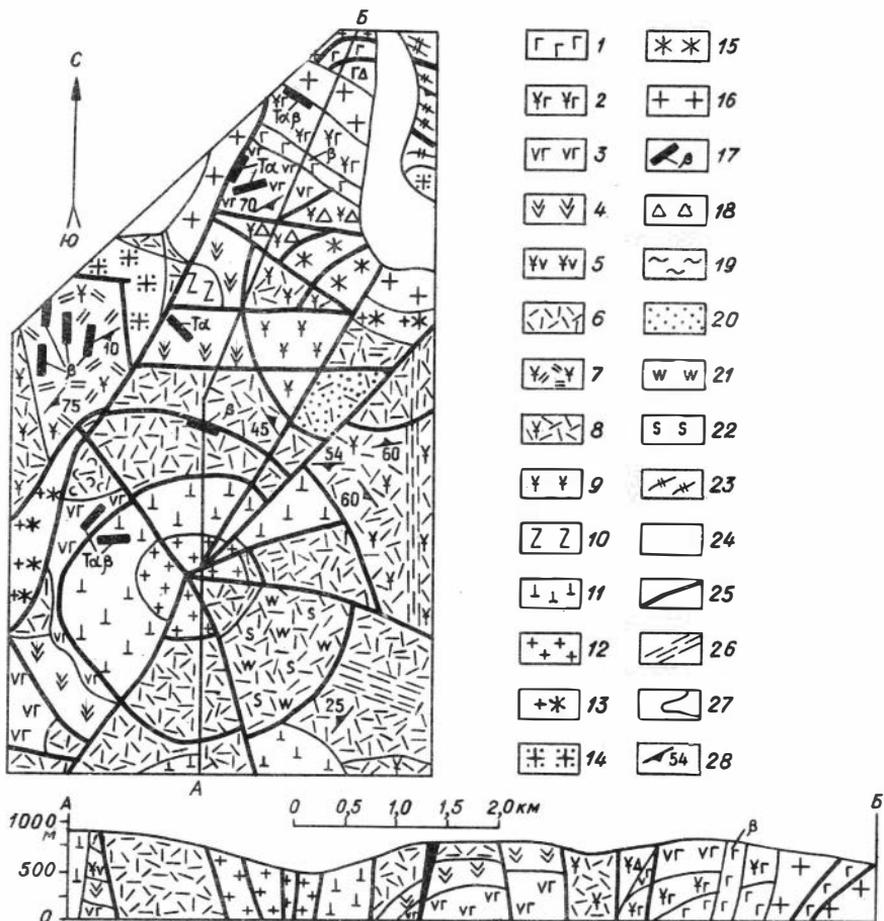


Рис.2. Геологическая схема центральной части палеовулкана Минусинка

1—базальты; 2—трахбазальты; 3—андезитобазальты, трахандезитобазальты; 4—крупно-лейстовые трахандезитобазальты, андезиты, трахандезиты; 5—трахандезиты; 6—липариты, липарито-дациты; 7—трахдациты; 8—трахлипариты, щелочные липариты; 9—трахиты щелочные; 10—габбро; 11—кварцевые сениит-диорит-порфиры, сениит-порфиры; 12—микротрахиты, гранит-порфиры; 13—граносенииты, кварцевые сенииты; 14—щелочные гранит-порфиры; 15—щелочные сенииты и сениит-порфиры; 16—щелочные граниты, аляскиты огнитского комплекса; 17—дайки: β —базальтов, $\tau\beta$ —трахбазальтов, $\tau\alpha\beta$ —трахандезитобазальтов, α —андезитов, $\tau\alpha$ —трахандезитов, λ —липаритов, $\tau\lambda$ —трахлипаритов, τ —трахитов, ϵ —сениитов, γ —гранит-порфиров; 18—брекчневые лавы; 19—туфы; 20—туфолавы, 21—вторичные кварциты; 22—березиты; 23—гнейсы бирюсинской серии; 24—четвертичные отложения; 25—тектонические нарушения; 26—зоны трещиноватости; 27—литологические контакты; 28—элементы залегания флюиальности и гнейсовидности

Таблица I

Химический состав и петрохимические характеристики эффузивных (стратифицированных, жерловых) и интрузивных (дайкивых, субвулканических) пород Минусинкинской вулкано-тектонической депрессии

Окислы, Характеристика	I		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		16		17		18		19		
	A-615-73	A-431-73	И60/4	A-412-73	И8267	И60/5	И653/2	317/2	И7II	И413/1	И8257	И5507	5107	И180II	2336	A-606-73	A-457-73	И6188	453a																				
SiO ₂	49,14	47,74	50,01	59,78	74,48	65,66	72,48	64,98	48,16	48,02	50,74	60,08	57,20	72,70	67,92	70,06	66,18	74,04	72,18																				
TiO ₂	0,98	1,30	1,46	0,86	0,20	0,62	0,27	0,75	1,00	1,42	1,05	1,00	1,14	0,19	0,67	0,52	0,83	0,25	0,32																				
Al ₂ O ₃	18,97	17,08	17,70	16,70	12,78	13,72	13,13	15,75	16,15	16,86	16,73	16,82	18,35	14,48	15,51	14,94	16,00	12,27	12,62																				
Fe ₂ O ₃	4,14	4,65	10,30	2,70	1,51	3,07	0,43	2,51	6,18	4,71	6,60	4,80	2,98	1,14	3,20	2,70	2,41	1,04	1,53																				
FeO	4,81	4,49	2,02	3,87	0,71	2,10	0,66	1,51	4,88	4,37	4,26	2,95	2,72	1,00	0,65	0,70	1,59	1,02	0,97																				
MgO	5,70	6,85	1,40	3,12	0,63	1,80	0,53	0,87	6,77	5,66	3,78	1,63	0,95	1,52	0,72	0,29	0,48	0,21	0,19																				
CaO	10,48	8,15	7,21	2,90	0,44	4,00	0,89	1,64	9,06	8,03	6,14	3,07	3,50	0,73	0,80	0,66	0,80	0,86	0,33																				
Na ₂ O	2,91	3,45	5,37	4,43	3,81	3,53	4,00	6,50	3,43	3,79	5,00	5,00	5,73	3,40	4,27	4,29	6,39	3,84	3,90																				
K ₂ O	0,72	2,00	1,75	3,36	3,54	4,07	6,00	4,70	0,51	2,17	2,22	2,06	2,88	3,06	5,51	4,85	4,70	5,04	5,25																				
MnO	0,16	0,19	0,18	0,11	0,02	0,11	0,01	0,09	0,16	0,18	0,34	0,10	0,11	0,11	0,12	0,07	0,15	0,16	0,10																				
H ₂ O	1,56	3,41	1,85	1,63	1,10	1,33	0,57	0,66	2,55	3,91	2,16	1,66	3,77	1,55	0,27	0,44	0,60	1,35	2,54																				
F ₂ O ₅	0,35	0,45	0,14	0,28	0,40	0,35	0,11	0,27	0,66	0,54	0,69	0,41	0,31	0,14	0,05	0,05	0,10	0,04	0,22																				
Сумма	99,92	99,76	99,39	99,64	99,62	100,36	99,08	100,32	99,51	99,66	99,71	99,58	99,64	100,02	99,67	99,57	100,23	100,12	100,15																				
a	7,9	11,0	15,2	14,8	12,9	13,5	15,9	20,5	8,6	11,8	14,7	14,3	17,9	11,3	17,0	16,0	20,4	15,2	14,2																				
c	9,5	6,5	4,9	3,4	0,5	2,3	0,6	-	6,9	5,1	4,2	3,8	4,1	0,8	1,0	0,8	0,3	0,4	1,1																				
b	22,9	24,8	18,4	12,4	5,3	10,1	4,0	6,9	26,8	25,1	20,4	11,1	7,7	9,7	6,0	5,4	5,1	2,9	4,2																				
s	59,8	57,8	61,5	69,4	81,2	74,1	79,5	72,5	57,6	58,0	60,7	70,8	70,3	78,2	76,1	77,8	74,2	81,6	80,5																				
a'	-	-	-	7,5	45,3	-	29,7	-	-	-	-	-	9,8	-	55,3	23,4	35,0	-	-																				
c'	17,4	15,7	23,6	-	-	24,5	-	28,1	16,8	14,4	17,2	-	5,1	-	-	-	13,5	21,6	16,8																				
r'	38,1	35,5	62,7	49,5	35,6	45,9	57,6	51,2	38,9	35,8	50,2	64,7	72,6	19,7	56,6	56,1	70,9	66,5	58,6																				
m'	44,5	48,8	13,6	43,0	19,1	29,6	12,7	20,7	44,3	49,9	32,5	25,5	22,3	25,0	19,9	8,9	15,6	11,9	24,6																				
n	86,0	72,4	82,3	66,7	62,1	56,9	54,3	67,7	91,1	71,7	77,4	78,7	75,1	62,8	54,1	57,3	67,4	53,7	53,7																				
q	-5,6	-12,8	-12,4	-5,8	36,0	18,9	26,4	3,9	-8,8	-12,6	-12,4	9,1	0,7	33,0	17,1	22,9	70,4	32,4	31,5																				
a+c	0,8	1,7	3,4	4,3	25,2	5,8	25,1	20,5	1,2	1,9	3,5	3,7	4,3	13,4	17,0	20,5	76,7	39,1	12,7																				

Примечание. 1-8 - стратифицированные и жерловые образования эффузивного облика: 1 - базальт, нижнее течение рч. Минусинки; 2 - трахибазальт, среднее течение рч. Минусинки; 3 - трахиандезитобазальт, устье рч. Темного; 4 - трахиандезит, приустьевая часть р. Нижней Красной; 5 - андизит, правобережье р. Агула, в 2,5 км ниже устья р. Нижней Красной; 6 - трахицитит, левобережье р. Агула; 7 - трахицитит, среднее течение рч. Минусинки; 8 - щелочной трахит, правобережье р. Агула, в 2 км ниже устья р. Чульмахи; 9-13 - породы дайковой фации: 9 - базальт, правобережье р. Агула; 10 - трахибазальт, правобережье р. Агула, район устья рч. Логина; 11 - трахиандезитобазальт, правобережье р. Агула, в 2,5 км ниже устья р. Верхней Красной; 12 - сивитно-диорит-лордир, верховье р. Дешковой; 13 - трахиандезит, верховье рч. Минусинки; 14-17 - субвулканическая фация: 14 - гранит-порфир, правобережье рч. Минусинки; 15 - граносенит, правобережье р. Загач; 16 - щелочной гранит-порфир, правобережье р. Агула в 2,5 км выше устья р. Нижней Красной; 17 - щелочной гранит, левобережье р. Агула, в 2,5 км выше устья р. Нижней Красной; 18-19 - породы интрузивной фации: 18 - щелочной гранит, верховье рч. Минусинки; 19 - аллювиальный гранит, верховье рч. Медвежьего.

растные взаимоотношения пород, а также некоторые петрогеохимические их особенности.

1. Базальты закартированы в основании постройки на северо-западе северной жерловины. Контакт с подстилающими гнейсами бирюсинской серии тектонический. Более многочисленны здесь дайки базальтов, но их комагматичность с соответствующими эффузивными аналогами не всегда может быть доказана, так как фиксируются они в породах разного состава. Для получения петро- и радиогеохимических характеристик взяты одинаковые по петрографическому составу дайки, рвушие только гнейсы бирюсинской серии. Из таблицы 1 (анализы 1, 9) и 2 (выборки 1, 9), рис.3 видно, что по химическому составу, содержанию Th и K базальты жерловой фации и дайковые базальты близки. Некоторые различия по кремнезему, глинозему, урану вполне объяснимы влиянием на базальты жерловой фации последующих извержений магмы кислого состава.

2. Трахибазальты и лавобрекчии трахибазальтов слагают вышележащую пачку содержащую обломки базальтов. Сравнение их с трахибазальтами даек Минусинкинской депрессии (рис.3, табл.1, анализы 2, 10 и табл.2, выборки 2, 10) показывает, что по химическому составу и радиогеохимическим свойствам они совершенно одинаковы. Это свидетельствует о комагматичности трахибазальтов жерловой и дайковой фаций.

3. Трахиандезитобазальты, их туфолавы и лавобрекчии картируются в отдельных тектонических клиньях. Лавобрекчии этих пород содержат до 10% крупных (до 4-5 см) обломков базальтов и трахибазальтов. Дайковая фация трахиандезитобазальтов в сравнении с эффузивными аналогами характеризуется повышенной магниальностью и пониженным Th:U.

4. Трахиандезиты и трахиандезитобазальты, реже их—туфолавы, туфо- и лавобрекчии представляют собой крупнолейстовые разности порфириров. Положение пачки в разрезе надежно устанавливается по наличию в лавобрекчиях обломков трех вышеохарактеризованных типов пород, а также по тому, что эти породы прорываются липаритами и гранит-порфирами следующего вулканического импульса. По составу к излившимся трахиандезитам близки трахиандезиты даек, а также сиенитодиорит-порфиры южной жерловины (табл. 1, 2; рис.3).

5. Липариты, липарито-дациты, их туфолавы и лавобрекчии развиты в коротких (до 1,0-1,5 км) и сравнительно мощных (50-150 м) потоках вблизи жерловин, частично заполняют и жерловины (рис.2). По-видимому, они представляют собой единое этмолитоподобное тело с большой верхней грибообраз-

Т а б л и ц а 2

Среднее содержание радиоактивных элементов в породах палеовулканов

Часть	Породы	Число ана- лиз	Уран, г/т	Торий, г/т	Калий, %	$\frac{Th}{U}$	
1	2	3	4	5	6	7	8
Минусинка							
1	Жерловая	Базальты	3	1,4	1,7	0,8	1,2
2		Трахибазальты	5	1,1	3,6	1,8	3,3
3		Трахиандезитобазальты	5	1,9	6,1	1,7	3,2
4		Трахиандезиты	18	2,7	8,4	3,5	3,1
5		Липариты	6	3,4	11,6	3,7	3,4
6		Трахидациты	10	3,8	13,6	4,1	3,6
7		Трахиллипариты	28	4,4	17,8	4,4	4,4
8		Трахиты	7	2,5	9,3	4,6	3,7
1а	Дайковая	Базальты	3	0,6	1,9	0,8	3,0
2а		Трахибазальты	5	1,3	3,7	1,9	2,8
3а		Трахиандезитобазальты	6	1,7	4,7	2,0	2,8
4а		Трахиандезиты	10	1,8	8,5	3,5	4,6
5а	Субвулкани- ческая	Гранит-порфиры	5	3,4	12,4	4,2	4,3
		Граносиениты, кварцевые сиениты	8	4,2	17,6	4,2	4,2
7а		Щелочные гранит-порфиры	7	4,3	17,9	4,5	4,1
8а		Щелочные сиенит-порфиры	13	2,1	9,6	4,5	3,5
9	Интрузивная	Щелочные граниты, аляскиты	10	4,1	24,4	4,3	6,0
Поперечный							
1,2	Стратифици- рованная	Базальты, трахибазальты	7	0,8	2,8	1,2	3,5
3		Трахиандезитобазальты	9	2,1	4,6	1,1	2,2
4,6		Трахиандезиты	11	3,0	6,9	3,7	2,3
7		Лавобрекчия трахиллипаритов	11	3,4	15,5	4,3	4,5
7		Лавы и туфолава трахиллипаритов	36	5,0	16,8	4,4	3,3
5а	Субвулкани- ческая	Гранит-порфиры	9	6,1	11,0	3,6	1,8
7а		Щелочные гранит-порфиры	10	6,2	18,5	5,1	3,1
Востряк							
1	Стратифици- рованная	Базальты	9	1,5	1,9	0,7	1,3
2		Трахибазальты	7	2,1	3,5	1,4	1,7
5	Жерловая	Лавобрекчия липаритов	5	4,8	8,7	3,8	2,0
5а	Субвулкани- ческая	Гранит-порфиры	11	2,4	10,3	4,4	4,3

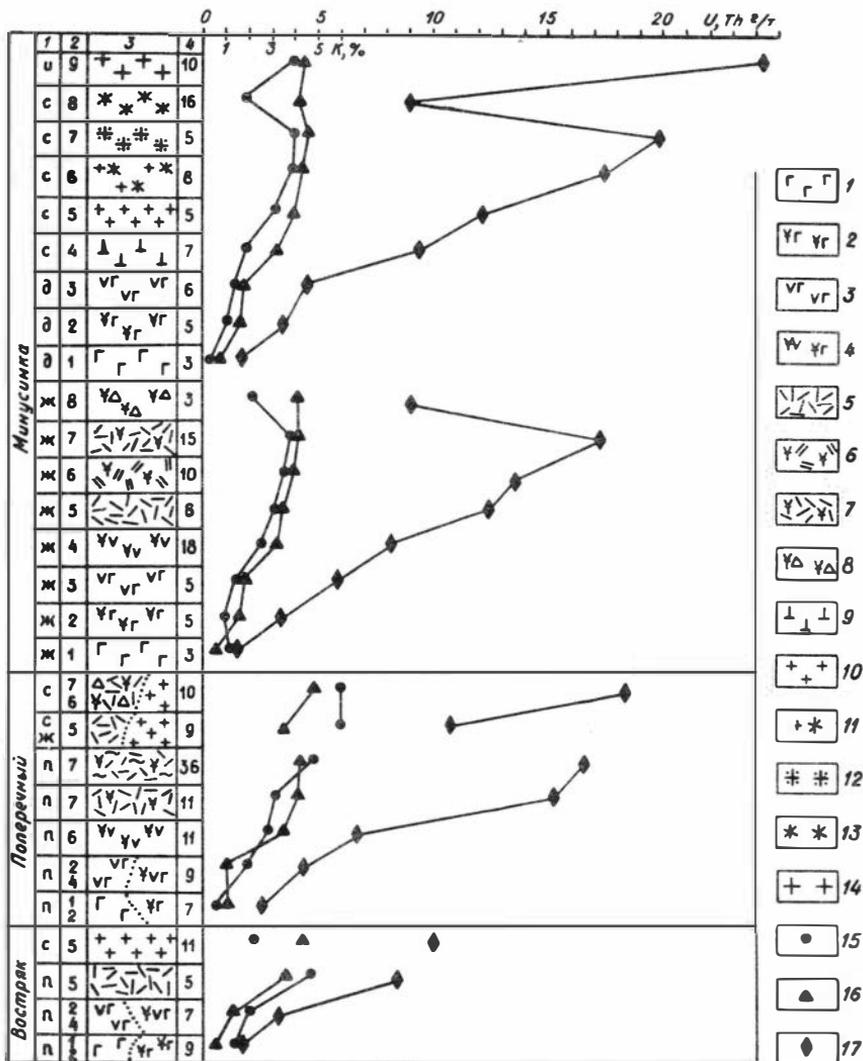


Рис.3. Вариационные кривые, изменения средних содержаний U, Th и K в породах разных фаций палеовулканов Минусинска, Поперечный, Востряк 1—базальты; 2—трахибазальты; 3—андезитобазальты и трахиаандезитобазальты; 4—трахиаандезиты; 5—диариты; 6—трахидациты; 7—трахилипариты; 8—лавообрекчии трахитов; 9—снейито-диоритпорфиры; 10—гранитпорфиры; 11—граноснейиты, кварцевые снейиты; 12—щелочные гранитпорфиры, микрограниты; 13—щелочные снейиты и трахиты; 14—щелочные граниты, аляскиты; 15—уран, в г/т; 16—калий, в %; 17—торий, в г/т. Обозначения в литологической колонке: п—потоковая и дайковая, ж—жерловая, с—субвулканическая, д—дайковая, и—интрузивная.

ной частью. Положение в разрезе четко определяется по прорыву липаритов трахилипаритами и по присутствию в лавобрекчиях обломков крупнолейстовых порфиритов и кристаллов плагиоклаза. Субвулканическими аналогами липаритов являются микрограниты и гранит-порфиры, слагающие центральную часть южной жерловины. Гранит-порфиры рвут сиенитодиорит-порфиры, а с липаритами, залегающими в центре этой же жерловины, связаны постепенными переходами. Структура липаритов близка к микрогранитовой. Вполне отчетливо выражено сходство петрохимических и радиогеохимических параметров липаритов и гранит-порфиром (табл.1, 2; рис.3).

6. Трахидациты, их лаво- и туфобрекчии отмечены на северо-западе южной жерловины. Контакты с вмещающими породами тектонические, но в составе обломочного материала лавобрекчий имеются обломки как базальтов, так и липаритов. Субвулканическими аналогами трахидацитов, по-видимому, являются граносиениты крутонаклонного пластообразного тела, окаймляющего центральный шток щелочного гранит-порфира северной жерловины. В период формирования это была или крупная кольцевая дайка, или шток, позднее прорванный штоком щелочных гранит-порфиром. Граносиениты калишпатизированы, чем и объясняются некоторые отличия их по химизму и содержанию радиоактивных элементов (табл. 1, 2) от стратифицированных трахидацитов.

7. Трахилипариты, их туфолавы и лавобрекчии слагают короткие прижерловые потоки и саму северную жерловину. В составе обломочного материала отмечены порфириты и липариты. Субвулканической фацией трахилипаритов являются аналогичные по химическому составу и содержанию радиоактивных элементов щелочные микрограниты и гранит-порфиры западной части северной жерловины.

8. Лавобрекчии трахитов развиты в тектонических блоках близ северной жерловины. В составе обломочного материала присутствуют порфириты и трахилипариты. Субвулканическими аналогами их являются щелочные сиениты и сиенит-порфиры центральной части северной жерловины. По химическому составу и содержанию радиоактивных элементов сходство щелочных трахитов и сиенитов вполне очевидно (табл. 1-2, рис.3).

Гранитоиды огнитского комплекса (щелочные граниты, аляскиты, кварцевые сиениты) тяготеют к структурам палеовулканов. Отдельные тела их развиты и в пределах вулканотектонической депрессии Минусинка. Например, в левом борту Агула, выше рч.Минусинки, видно, что мелкозернистые порфировидные граниты Таганского массива прорывают щелочные

сиенит-порфиры. Петрохимические и радиогеохимические показатели щелочных гранитов и аляскинтов аналогичны трахилипаритам и щелочным липаритам.

Таким образом, геологическое и радиогеохимическое исследование стратифицированных и жерловых фаций палеовулкана Минусинка свидетельствует о том, что эта структура сформирована в результате вулканической деятельности минимум восьми импульсов (актов) извержений, которые можно объединить в две фазы. Состав вулканитов первой фазы (первые четыре импульса) существенно трахибазальтоидный, а второй фазы (последующие четыре импульса)—трахит-трахилипаритоидный. Выделение двух сравнительно крупных вулканических фаз подтверждается и двучленным строением разреза: нижняя толща базальтоидная, а верхняя—преимущественно кислого состава. К границе этих толщ приурочены горизонты туфов и туффитов смешанного состава. Здесь же отмечаются и следы размыва нижележащих базальтоидов.

Породам жерловой и стратифицированной фаций комагматичны интрузии субвулканической, прикальдерно-интрузивной и дайковой фаций. Однако становление их не всегда синхронно извержениям соответствующего состава. Например, дайки трахибазальтов, трахи-андезитобазальтов и трахиандезитов наблюдаются как среди основных, так и кислых пород жерловой и стратифицированной фаций. Кроме того, они пересекают щелочные сиениты субвулканической фации и гранитоиды бюджетского комплекса. По химизму (1) излившиеся и дайковые аналоги трахибазальтового ряда определяются как породы низкотитанистые, высокоглиноземистые и высоконатровые. По соотношению железа и магния они принадлежат к магножелезистым и железомagneйным. Большинству пород свойственен лейкобазальтовый щелочной уклон. Трахилипаритоиды являются низкоглиноземистыми, калинатровыми, пересыщенными кремнеземом породами, преимущественно трахитового уклона. Значительно менее распространенные (4-5%) трахиты отличаются повышенной глиноземистостью, меланократовостью, преобладанием натрия в составе щелочей.

Главные радиогеохимические особенности пород палеовулкана Минусинка (табл.2, рис.3) подтверждают выявленную геологическим картированием последовательность развития нижедевонского вулканизма.

Представители наиболее раннего проявления эффузивного вулканизма—базальты—обнаруживают самые низкие содержания радиоактивных элементов (РЭ). Далее по мере увеличе-

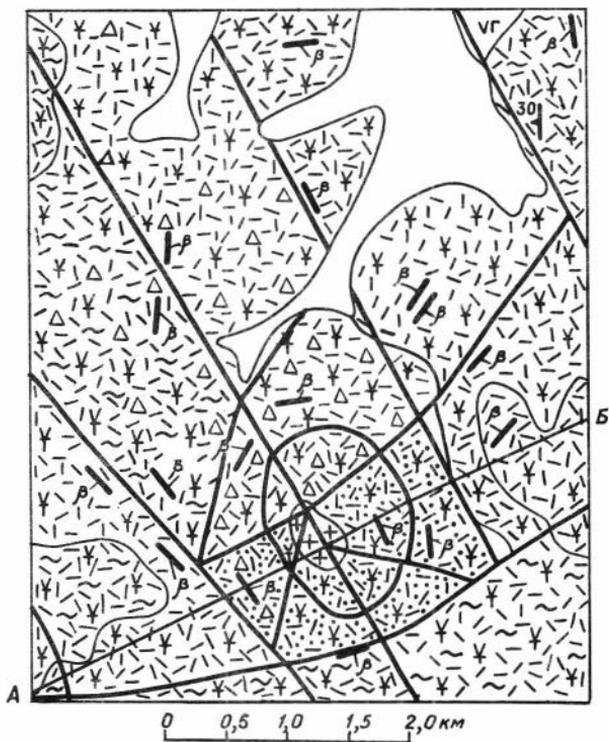


Рис.4. Геологическая схема палеовулкана Попереchnый. Усл. обозн. см. рис. 2

ния общей щелочности и кислотности от базальтоидов первого к четвертому импульсу извержений выявляется примерно одинаковый градиент роста концентраций U, Th и K как в породах эффузивной, так и дайковой и субвулканической фаций (рис. 3). Особенно показателен график по Th, как наименее подвижному элементу.

Ряд кислых пород эффузивной и интрузивной фаций имеет ту же тенденцию изменения радиогеохимических показателей (от 5 к 7 импульсам извержений) от липаритов к трахилипаритам и от гранит-порфиоров к щелочным гранитам соответственно. Правда, градиент роста концентраций РЭ в сравнении с базальтоидами здесь выше. В щелочных трахитах и сиенит-порфирах содержание U и Th резко снижается.

В целом хорошо видна дискретность в распределении РЭ между продуктами 4 и 5 (андезиты и липариты), а также 7 и 8 (трахилипариты и трахиты) импульсов извержений.

Дискретность радиогеохимических свойств базитовой, кислой и щелочносалической породных групп может служить одним из аргументов в пользу автономности магматических очагов и магм этих составов.

Близость или тождественность химических составов, содержаний и особенностей распределения РЭ совместно с геологическими данными свидетельствуют о генетическом родстве эффузивных, субвулканических и интрузивных фаций нижнедевонского вулканизма.

Палеовулкан Поперечный (рис.4) расположен в верховьях р.Поперечной. Жерловины размером 2×3 км обнажены на куполообразной вершине. Она подчеркивается также сетью концентрических и радиальных трещин, тяготеющих к сопряжению северо-западного, субширотного и северо-восточного разломов. Жерловина представляет собой шток лавобрекчий, на юге перекрытый туфолавами. По составу лавобрекчии и туфолавы отвечают трахилипаритам. Обломочный материал представлен преимущественно трахилипаритами, в меньшей степени (5-10%) — липаритами и порфиритами. В заключительный этап центральная часть жерла прорвана штоком щелочных гранитов размером 0,3×0,5 км.

В прижерловых частях картируются лавы, туфолавы, лавобрекчии и туфобрекчии трахилипаритового состава и маломощный горизонт трахиандезитов, с центриклинальным падением (углы от 5° до 35°). На расстоянии 2-5 км от жерловины лаво- и туфобрекчии перекрываются почти горизонтально залегающими полями псаммитовых туфов также трахилипаритового состава.

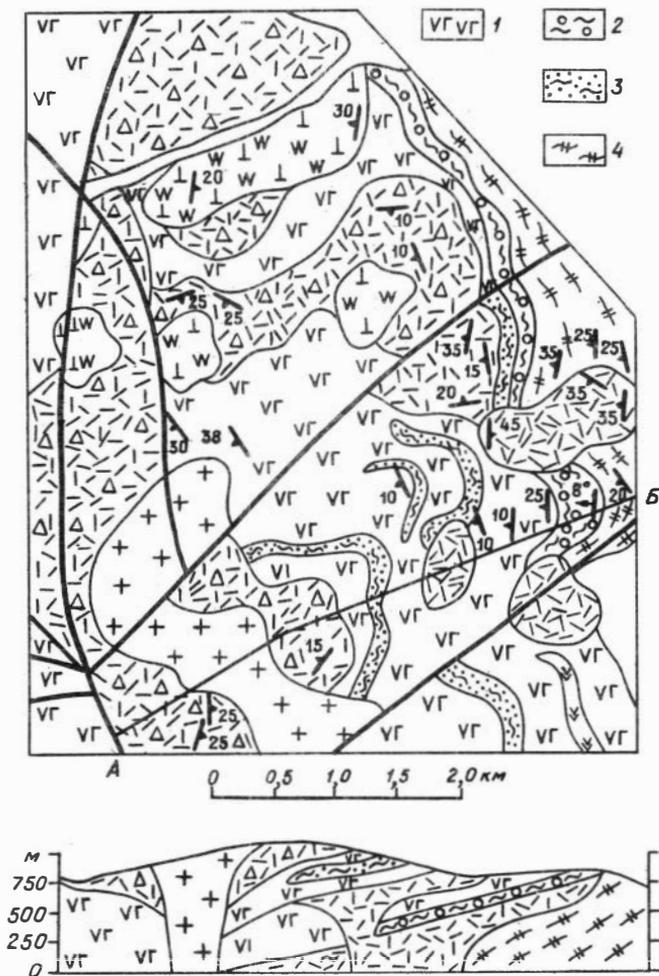


Рис.5. Геологическая схема полеовулкана Востряк

1—базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты; 2—туфоконгломераты;
 3—туфопесчаники и туфы основного состава; 4—биотитовые и биотит-амфи-
 болевые гнейсы бирюзинской серии. Ост. усл. обозн. см. рис. 2.

Жерловые породы и породы стратифицированных фаций аргиллизированы, слабо окварцованы и сульфидизированы.

Следовательно, палеовулкан Поперечный сформирован преимущественно продуктами трахилипаритового состава. Подчиненное значение имеют трахиандезиты, за пределами палеоструктуры отмечаются субвулканические тела липаритов и гранит-порфилов.

Липариты, гранит-порфиры и трахиандезиты, а также более широко развитые вулканы трахилипаритового состава и щелочные граниты по радиогеохимическим данным хорошо сопоставляются с соответствующими типами пород 5-7 импульсов (извержений), фиксируемых на палеовулкане Минусинка.

По геоморфологическим и геологическим признакам, характеру аномалий ΔT в пределах Поперечинской вулканотектонической депрессии предполагается наличие еще четырех перекрытых туфами и туфобрекчиями палеоаппаратов, располагающихся севернее и восточнее палеовулкана Поперечный.

Палеовулкан Востряк расположен в пределах восточной части Гореловской депрессии в бассейне рр.Обшивка, Горелая (левые притоки р.Агула) и является типичной структурой максимально низко эрозийного среза (рис. 1, 5). Вершина горы Востряк представляет собой жерловину (размером $2,5 \times 1,5$ км), сложенную гранит-порфирами. Форма тела—этмолит, имеющий в плане дугообразную форму.

Вулканы стратифицированных фаций сохранились здесь в виде коротких потоков, по периферии этмолита откартировано два таких потока размерами в плане $0,5 \times 2,5$ и 1×3 км, мощностью до 100-150 м. Падение пород этих потоков центриклинальное под углами 10-35°. Субвулканические гранит-порфиры грибообразной части этмолита налегают на породы стратифицированных фаций под более крутыми углами. Лавы, лавобрекчии и, реже, туфобрекчии, слагающие потоки, по составу отвечают липаритам. Породы характеризуются брекчиевыми текстурами с размером обломков до 2-3 **реже** 15 см. Форма обломков остроугольная, среднее содержание обломков около 20 объемн.%. Обломки, как и цементирующая масса, представлены исключительно липаритами.

Гранит-порфиры этмолита макроскопически похожи на липариты стратифицированных фаций и отличимы от последних лишь лучшей раскристаллизацией основной (микргранитовой) массы и более густым кремовым цветом. По химическому составу они отвечают липаритам.

По наличию вблизи этмолита субвулканических тел липаритов, гранит-порфиров и стратифицированных фаций предполагается, что диаметр палеопостройки составлял не менее 3-4 км. Судя по залеганию базальтоидов, присутствию в них прослоев туфоалевролитов и туфопесчаников, центральный характер вулканизм приобрел лишь со времени формирования липаритов. Содержание РЭ в породах сопоставимо с таковыми палеовулкана Минусинка.

Основные выводы

1. Северо-западная часть Агульского прогиба характеризуется широким проявлением нижнедевонского вулканизма со сложно построенными палеовулканическими аппаратами центрального типа и развитием крупных вулкано-тектонических депрессий, выполненных преимущественно кислыми породами различных фаций. Пространственное размещение палеовулканов и депрессий контролировалось северо-западными и северо-восточными глубинными, а также субширотными и субмеридиональными коровыми разломами.

2. Изучение взаимоотношений эффузивных, субвулканических и интрузивных тел, характера и форм их залегания позволило определить центры палеовулканических аппаратов, контуры вулкано-тектонических депрессий, уровень эродированности и последовательность вулканических процессов.

3. На примере палеовулкана Минусинка показано, что полно построенный палеовулкан сформирован продуктами восьми и более импульсов (актов) эксплозивной, эффузивной, экструзивной и интрузивной деятельности.

4. Геологические наблюдения отчетливо подтверждаются радиогеохимическими данными:

а) в ходе эволюции магматических очагов устанавливается рост содержания РЭ от древних к более молодым образованиям параллельно с изменением петрохимических характеристик пород: ростом щелочности, кислотности и лейкократовости;

б) наблюдаемая дискретность распределения концентраций РЭ в ряду базальт—липарит—щелочной трахит может указывать на автономность магматических очагов базальтовой, кислой и щелочно-салической магм;

в) тождественность графиков распределения РЭ в нижнедевонских магматических породах района является одним из признаков генетического родства эффузивных пород и их субвулканических и интрузивных аналогов.

При реконструкции вулканоструктур и определении последовательности вулканических процессов наряду с геологическими широко использовались и радиогеохимические признаки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, «Наука», 1976, 330 с.
2. Беммелен Р.В. Геология Индонезии. М., Изд. иностр. лит-ры, 1957, 394 с.
3. Гордиенко И.В. Магматические формации ранних и завершенных этапов развития каледонид Восточного Саяна.—В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 31-57.
4. Даценко В.М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.—«Геотектоника», 1970, № 6, с.88-94.
5. Игнатьев А.Б. Палеовулканические реконструкции вулкано-тектонических депрессий. Хабаровск, 1975, 188 с.
6. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967, 331 с.
7. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1972, 145 с.
8. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т.1-11. М., «Наука», 1971.
9. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Недра», 1975, 256 с.
10. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа.—«Труды лабораторий вулканологии АН СССР», 1961, вып.20, с. 72-89.
11. Телешев А.Е., Федосеев Г.С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий Северо-западной части Восточного Саяна и гранитондов Беллыкского комплекса.—В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с.148-168. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып.79).
12. Янов Э.Н. Стратиграфия девонских отложений Рыбинской впадины.—«Докл. АН СССР», 1955, т.104, № 5, с.767-789.

УДК 551.22 + 552.321/571.55 + 571.61/

Габбро-Монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. *Балькин П.А., Богнблов В.И., Поляков Г.В.*— В кн.: **Магматические комплексы Восточной Сибири.** Новосибирск, 1979.

Приводятся результаты исследований ассоциации меланократовых габбро, монцодиоритов и диоритов, проявившейся в пределах хребтов Черского и Олекминского Становика. Установленные петрографические и петрохимические особенности ассоциации позволили сделать вывод о необходимости выделения ее в самостоятельный габбро-монцодиорит-диоритовый формационный тип Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья.

Рис.6, табл.12, библ.21

УДК 552.322

Гранитоидные пояса активизированных структур центральной части Восточные Саяна и Северо-Восточной Тувы и их рудоносность. *Пятов О.И.*—В кн.: **Магматические комплексы Восточной Сибири.** Новосибирск, 1979.

Рассматриваются особенности пространственного размещения и тектоническая позиция среднепалеозойских гранитоидов одного из восточных регионов Алтае-Саянской области. Устанавливается пространственная и генетическая связь гранитоидов со среднепалеозойскими вулканами. Показаны некоторые особенности рудоносности гранитов.

Библ. 7.

УДК 552.322 + 553.2

Улуг-Кадыр-Оосский гранитный массив и его молибденоносность (Северо-Восточная Тува). *Пятов О.И.*—В кн.: **Магматические комплексы Восточной Сибири.** Новосибирск, 1979.

Излагаются результаты изучения одного из массивов девонских субвулканических гранитов. На основании изучения гранитов и тесно ассоциирующих с ними эруптивных брекчий и лигаритов делается вывод о формировании гранитов в приповерхностных условиях. Отмечаются некоторые особенности гидротермально-метасоматических образований массива и его рудоносности.

УДК 552.33(571.1)

Основные черты геологического строения плутонов гранодиоритовой формации Западного Саяна. *Антонов П.С.*—В кн.: **Магматические комплексы Восточной Сибири.** Новосибирск, 1979.

Приводится краткая характеристика плутонов раннесилурийской гранодиоритовой формации Западного Саяна.

УДК 552.321 + 552.121

Роговые обманки в породах раннепалеозойской гранитоидной формации Юго-Западного Забайкалья. *Дистанова А.Н., Усова Л.В.*—В кн.: **Магматические комплексы Восточной Сибири.** Новосибирск, 1979.

Излагаются результаты изучения характера выделений, оптических свойств и химизма роговых обманок в породах раннепалеозойской гранитоидной формации Юго-Западного Забайкалья. Показаны некоторые различия роговых обманок в зависимости от условий формирования и химизма содержащих их пород.

Рис.8, табл.2, библ.12

УДК 549.61(552.331)

Пироксены из щелочных сиенитов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау. Довгаль В.Н., Широких В.А., Усова Л.В.—В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, 1979.

В статье приведены химические анализы пироксенов, содержащихся в щелочных сиенитах, отчасти—в сиенитодиоритах и щелочноземельных сиенитах, раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау. Показана принадлежность этих пироксенов к салиту, салит-авгиту, субкальциевому авгиту и фассаиту.

УДК 552.313:551.21:551.734 + 550.42(571.51)

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

По геологическим и радиогеохимическим признакам устанавливается два цикла проявления девонского вулканизма, разделенных стратиграфическим перерывом и накоплением континентальных отложений. Первый отвечает формированию нижнедевонской контрастной трахибазальт-трахилипаритовой, второй—среднедевонской базальтовой формациям. Нижнедевонская формация образована трахилейкобазальтовой и трахиандезит-трахит-трахилипаритовой ассоциациями, соответствующими проявлению двух фаз вулканизма. По возрастающей щелочности и росту концентраций урана, тория и калия установлено три петрохимических ряда пород: базальт-трахибазальт-трахиандезит, липарит-трахилипарит-щелочной липарит и трахиандезитодацит-трахидацит-щелочной трахит. Показана эффективность радиогеохимического метода в практике геологического картирования, а также для решения других задач магматической геологии.

УДК 551.213:550.42(571.51)

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

На основе применения комплекса геолого-геофизических методов и дешифрирования аэрофотоснимков проведена реконструкция

нижнедевонских палеовулканических структур центрального типа северо-западной части Агульского прогиба. Определены центры палеовулканов, контуры вулcano-тектонических депрессий, уровень их эродированности и последовательность вулканических процессов. Показана зависимость радиогеохимических свойств и петрохимических составов пород в связи с изменением их щелочности, кислотности, лейкократовости. Выявлены дискретность роста концентраций урана, тория и калия в ряду базальт-липарит-щелочной трахит и радиогеохимическое сходство петрохимических аналогов эффузивных, субвулканических и интрузивных образований.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Балыки П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья.	3
Пятов О.И. Гранитоидные пояса активизированных структур центральной части Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы и их рудоносность.	33
Пятов О.И. Улуг-Кадыр-Оосский гранитный массив и его молибденоносность (Северо-Восточная Тува).	40
Антонов П.С. Основные черты геологического строения плутонов гранодиоритовой формации Западного Саяна.	45
Дистанова А.Н., Усова Л.В. Роговые обманки в породах раннепалеозойской гранитоидной формации Юго-Западного Забайкалья.	49
Довгаль В.Н., Широких В.А., Усова Л.В. Пироксены из щелочных сиенитов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау.	68
Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Опыт расчленения и корреляции девонских вулканогенных образований северо-западной части Агуйского прогиба с использованием радиогеохимических данных.	72
Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Роль радиогеохимических исследований при реконструкциях девонских палеовулканических структур на примере бассейна среднего течения р.Агула (Восточный Саян)	96
Рефераты.	117

Ответственный за выпуск А.Н.Дистанова

Технический редактор *Л.А. Жукова*

Подписано к печати 8.VIII.1979г. МН06509.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 7,5 +1бкл. Уч.-изд.л. 7.25.
Тираж 600. Заказ 257. Цена 1 руб.10 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90, Ротапринт.