

**СЕРИЯ МЕТОДИЧЕСКИХ РУКОВОДСТВ
ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ
ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ**

**ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ
И
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ
КОЛЛИЗИОННЫХ
ГРАНИТОИДОВ**

Москва - 1992

КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО ГЕОЛОГИИ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР (РОСКОМНЕДРА)

МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЦЕНТР ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ
(ГЕОКАРТ)

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ
И
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ
КОЛЛИЗИОННЫХ
ГРАНИТОИДОВ

Москва • 1992

Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992, 100 с. (Роскомнедра, Геокарт).

Подробно охарактеризованы вопросы генетической классификации гранитоидов разных геодинамических обстановок. Рассмотрены их вещественные особенности, геохимические и петрологические методы выделения гранитоидов разных генетических типов, а также особенности их геологического картирования с использованием геодинамического анализа. Новые методы картирования гранитоидов иллюстрируются примерами по палеозойским сооружениям Туркестано-Алая.

Для геологов-съемщиков, специалистов в области региональной геологии и студентов вузов.

Ил. 22, табл. 3, схем 4, список литературы — 89 наименований.

*Серия методических руководств по геодинамическому анализу
при геологическом картировании*

Главный редактор серии Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ

Зам. главного редактора серии А. Ф. МОРОЗОВ

Редакционная коллегия выпуска

Н. В. Межеловский (научный редактор), **И. И. Абрамович**, **Г. С. Гусев** (отв. редактор), **А. С. Киреев**, **А. Г. Конюхов**, **А. Ф. Морозов**, **Л. М. Наталов**, **В. М. Ненахов**

**Авторы: В. М. Ненахов, В. В. Иваников, Л. В. Кузнецов,
Ю. Н. Стрик**

© Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра), 1992

© Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), 1992

ВВЕДЕНИЕ

Плутоногенные магматиты в геодинамическом плане обладают особенностями, которые ставят их в ряд наименее изученных явлений, поскольку они доступны для нашего изучения лишь в палеофациях, а современные очаги недоступны для непосредственного наблюдения. Указанные причины снижают строгость построений по плутоногенным магматитам вообще и по гранитоидам в частности. Однако в ряде случаев они представляют собой единственный источник информации о палеоусловиях и палеообстоянках, существовавших, например, в областях, где ими сложено до 70% площадей и более, и поэтому должны быть объектом тщательного изучения.

Геодинамический подход при изучении гранитоидов требует от исполнителей совершенно нового мышления, основанного на образах часто нетрадиционных, недостаточно известных широкому кругу геологов. Авторы не претендуют на полноту и законченность излагаемого материала, а ставят перед собой цель ознакомить геологов-съемщиков с основными принципами и приемами геодинамического анализа применительно к гранитоидам. Предлагаемые рекомендации не отменяют действующих методических руководств по съемке интрузивных образований [22, 31, 32, 34, 37, 44—46, 48, 51] и не уменьшают их актуальности, они несут, скорее, методологический характер.

В основу работы положен опыт изучения магматитов на Киргизском геодинамическом полигоне и в юго-восточной части Балтийского щита, приобретенный научно-производственным коллективом в течение долголетнего сотрудничества. Этот коллектив состоит из сотрудников Геодинамической партии Южно-Киргизской геологической экспедиции (В. М. Ненахов, Л. В. Кузнецов, Л. Н. Абакумова, П. А. Хрестенков), Петербургского университета (В. В. Иваников) и Воронежского университета (Ю. Н. Стрик). Научным руководителем группы является Н. Ф. Шинкарев. Работа осуществлялась в рамках Генеральной программы по Киргизскому геодинамическому полигону (научный руководитель А. С. Перфильев).

Результаты этой группы (легенды магматизма, модельные петрогенетические и тектонические построения) прошли широкую апробацию на XX и XXI всесоюзных тектонических совещаниях

(Москва, 1987, 1988), тектоническом семинаре по Уралу и Тянь-Шаню (Свердловск, 1989), региональных петрографических совещаниях (Ленинабад, 1988; Петрозаводск, 1988), научной конференции, посвященной 100-летию А. Л. Полканова (Ленинград, 1988), а также на всесоюзных школах-семинарах (1987—1990), проводимых ежегодно на полевой базе Геодинамической ОМП. Кроме того, они содержатся в тематических и производственных отчетах и в ряде публикаций [1, 6, 7, 14, 18, 38—43, 59—62].

Работа состоит из четырех разделов, относительно самостоятельных, но в то же время тесно взаимоувязанных. В первом разделе дан обзор современного состояния проблемы генетической типизации гранитоидов и их геодинамической интерпретации. Это весьма динамично развивающееся направление магматической геологии разрабатывается в основном зарубежными исследователями и в отечественной литературе освещено недостаточно. Авторы стремились дать достаточно полную информацию о геолого-петрографических особенностях и вещественных характеристиках гранитоидов, сформированных в различных геодинамических обстановках, используя и оригинальные данные.

Второй раздел имеет отчетливо выраженный методологический уклон, в нем затрагиваются проблемы формационного анализа интрузивных образований. Лишь на первый взгляд может показаться, что обсуждение этих вопросов далеко от целей и задач геологической практики. Уже при крупномасштабном картировании геолог вплотную сталкивается с непостоянными соотношениями различных интрузивных таксонов, описываемых терминами «фация», «фазы», «массив», «комплекс», «серия», «формация». До сих пор иерархическая соподчиненность этих понятий остается дискуссионной, в связи с чем по-прежнему злободневна и недостаточно разработана проблема выбора объектов картирования. Авторы убеждены в том, что формационное расчленение интрузивных образований во многом определяется конкретными задачами и масштабом картирования. Отдавая себе отчет в том, что предлагаемые разработки перечисленных вопросов далеки от совершенства, авторы посчитали тем не менее необходимым их изложить, чтобы еще раз привлечь внимание к этой проблеме.

В третьем разделе рассмотрены некоторые особенности изучения гранитоидов при геологическом картировании, при этом особо подчеркивается роль современных аналитических методик, проникновение которых в геологическую практику остается крайне недостаточным. Приводится схема тестирования интрузивных геологических тел, необходимая для создания опорной легенды. Схема представляет собой алгоритм, который приемлем для введения в компьютерные системы.

Четвертый раздел содержит конкретный пример использования различных методов исследования гранитоидов при целенаправленном картировании в условиях геологической партии. Авторы надеются, что их опыт разработки легенды интрузивного

магматизма, выделения и изучения коллизионных гранитоидных серий Туркестано-Алая окажется полезным геологам-съемщикам. В сборе и обработке материала по региону принимали участие Л. Н. Абакумова, П. А. Хрестенков и С. Г. Лапшин.

В подготовке рукописи к изданию неоценимую помощь оказали С. М. Лопатко и Т. М. Парамонова. На протяжении всего цикла полевых и камеральных работ большая методическая и организационная помощь была оказана Н. В. Межеловским, А. Г. Конюховым, И. И. Солошенко, Н. А. Пихотой, Б. Д. Болгарем. Всем им авторы выражают искреннюю благодарность. Особую признательность хочется выразить руководителям работ Н. Ф. Шинкареву и А. С. Перфильеву.

ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ, ИХ ГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

До недавнего времени опыт типизации и классификации гранитоидов носил главным образом описательно-аналитический характер. Более существенные результаты достигнуты в области металлогенического анализа гранитоидных формаций, где признанным достижением стала работа Л. В. Таусона [54].

Смена геологической парадигмы в связи с зарождением и развитием теории тектоники литосферных плит, результаты экспериментальной петрологии и геохимико-петрологического моделирования магматических процессов со всей очевидностью продемонстрировали генетическое многообразие гранитоидов. Возникла потребность в их типизации на геодинамической основе.

В отличие от базальтов использование гранитоидов для геодинамических реконструкций стало оформляться в самостоятельное научное направление только в 80-е годы. Это не означает, что раньше ничего не было сделано. Предтечами современных работ были несколько очень значительных обобщений 70-х годов. Из них нам хотелось бы выделить три. Во-первых, это работа В. Питчера [82], который впервые разделил орогенические граниты на герцинитипные и андотипные (или, как бы мы сейчас сказали, — коллизийные и субдукционные). Одновременно появилась известная статья Б. Чеппела и А. Уайта [67] о I и S-гранитах, которая, в сущности, стала отправной точкой и методологической основой современных работ. Нужно упомянуть, наконец, статью Р. Колмана с соавторами [68] об океанских плагиогранитах зон спрединга.

Эти работы дали толчок интенсивным исследованиям, в результате которых была накоплена и систематизирована огромная аналитическая информация. Были выделены другие генетические типы гранитоидов, разработаны дискриминационные геохимические диаграммы, что в конце концов и дало возможность определить вещественные и геолого-петрографические признаки гранитов разных геодинамических обстановок.

Их характеристике и посвящен настоящий раздел. Но прежде следует договориться о терминологии, поскольку номенклатура гранитов остается чрезвычайно запутанной. Во избежание разночтений ниже используются названия пород, соответствующие классификации А. Штрекайзена, принятой во всем мире. Диаграм-

ма А. Штрекайзена (рис. 1) строится на основе количественных данных по салическим минералам, приведенным к 100%. Как видно из диаграммы, главный классификационный признак — величина отношения плагиоклаз (P): калишпат (A): кварц (Q). В соответствии с ним выделены поля: кварцевого диорита (1), кварцевого монцодиорита (2), кварцевого монцонита (3), кварцевого сиенита (4), кварцевого щелочного (или щелочно-полевошпатового) сиенита (5), плагиогранита (тоналита и прондьемита) (6), гранодиорита (7), адамеллита или «монцогранита» (8), собственно гранита или «сиеногранита» (9), щелочного (или щелочно-полевошпатового) гранита (10).

Небольшой комментарий к диаграмме. Термины «монцогранит» и «сиеногранит», появившиеся в ее последнем варианте и часто встречающиеся в зарубежной литературе, представляются неудачными, так как содержат в себе элементы тавтологии и путаницы (к примеру, «сиеногранит» и «граносиенит» не одно и то же!). Поэтому лучше употреблять «старые» термины — адамеллит вместо «монцогранит» (поле 8) и гранит вместо «сиеногранит» (поле 9).

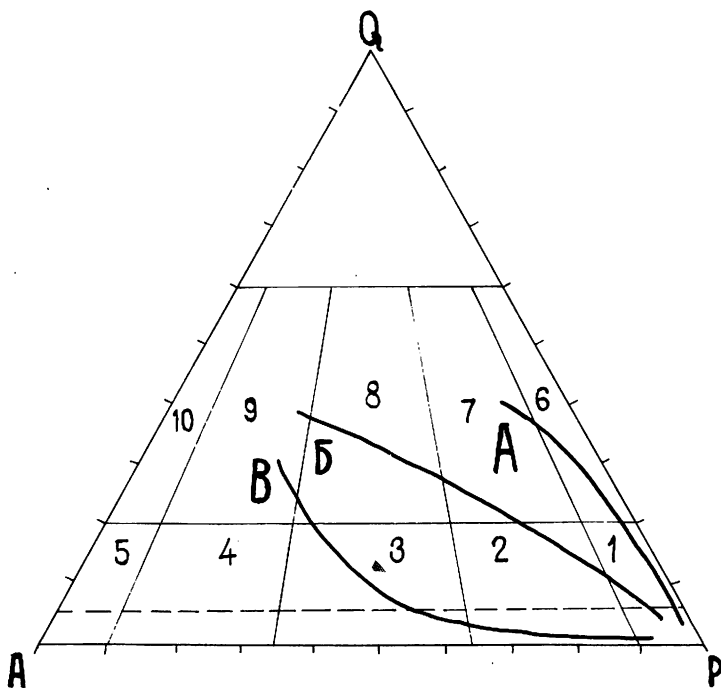


Рис. 1. Классификационная диаграмма Штрекайзена.

Объяснения в тексте.

Плагииграниты (поле 6) охватывают породы с широкими вариациями содержаний $MgO + FeO$, SiO_2 и щелочей. Эти различия описываются с помощью терминов тоналит и трондьемит. В связи с этим нужно уточнить, что среди плагиигранитов тоналит является более основной и меланократовой породой. Граница между тоналитом и трондьемитом проводится по содержанию $SiO_2 = 68\%$. В типичном трондьемите сумма содержаний $MgO + FeO < 3,5\%$, что соответствует не более 10% темноцветных минералов.

В случае, если данные по количественному модальному составу пород отсутствуют, но имеются определения химического состава гранитоидов, можно использовать для диагностики гранитоидов классификационную диаграмму Дж. О'Коннора [78], которая основана на соотношении нормативных количеств ортоклаза, альбита и анортита (рис. 2).

На классификационной диаграмме А. Штрекайзена (см. рис. 1) показаны, кроме того, три тренда (по Дж. Лемейру и П. Боудену) [77]. Они соответствуют трем главным «глобальным» гранитоидным ассоциациям: 1) натровой известково-щелочной или габбро-диорит-плагиигранитной; 2) калиево-натровой известково-щелочной или габбро-диорит-гранодиорит-гранитной; 3) щелочно-известковой (субщелочной) или габбро-монцит-гранитной. Три эти ассоциации и их тренды в такой последовательности, как они перечислены, в первом приближении отражают вещественную эволюцию гранитоидного магматизма в складчатых поясах, прошедших полный цикл тектонического развития, — от спрединга и субдукции до коллизии и постколлизийонного рифтинга с функционированием «горячих точек».

В такой примерно последовательности будут рассмотрены граниты различных геодинамических обстановок.

Сравнительно краткий текст суммирует материалы многочисленных публикаций, преимущественно принадлежащих зарубежным исследователям [64, 66, 67, 69, 73—76, 79, 80, 83, 85, 88 и др.]. Эти работы можно разделить на две группы. В большинстве из них, вслед за Б. Чепелом и А. Уайтом, акцент делается на генетической интерпретации гранитоидов с определением источников и условий генерации магм, а затем уже рассматриваются геодинамические обстановки формирования гранитов того или иного типа. Именно так, в дополнение к гранитам I- и S-типа, были выделены M- и A-граниты [69, 88], делались попытки более дробной классификации I- и S-гранитов [49, 83—85].

Другой подход осуществлен в работах английских исследователей Дж. Пирса, Н. Харриса и А. Тиндля [73, 80]. Они указывают, что границы между указанными типами гранитов пока еще недостаточно четко определены, а кроме того некоторые из них не поддаются однозначной геодинамической трактовке. Поэтому при разработке своей классификации гранитоидов на тектонической основе и построении геохимических дискриминационных диа-

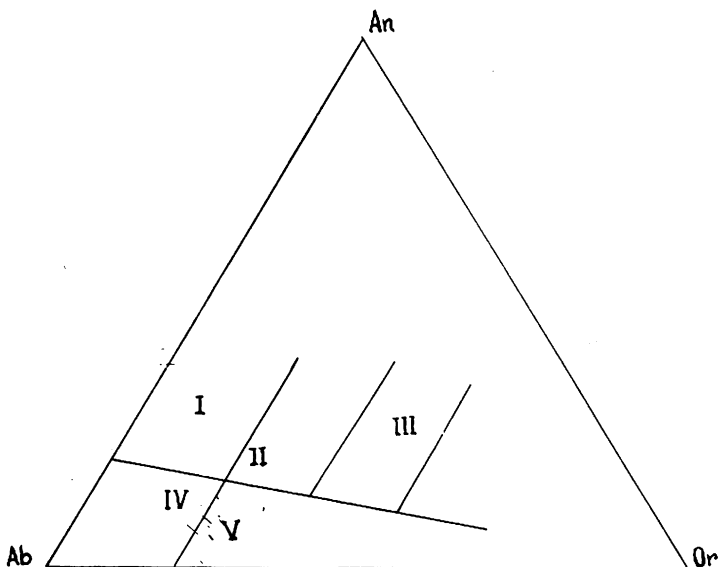


Рис. 2. Классификационная диаграмма О'Коннора.

I — тоналиты, *II* — гранодиориты, *III* — адамеллиты, *IV* — трондъемиты, *V* — граниты.

грамм эти исследователи использовали банк данных по сравнительно небольшому числу гранитных массивов строго определенной тектонической позиции.

Нам представляется, что оба эти направления взаимно дополняют друг друга, а генетическая интерпретация гранитоидов не только не исключает их рассмотрения в геодинамическом аспекте, а прямо и очень тесно с ним связана.

Основное содержание данного раздела отражено в табл. 1, которая с модификациями и дополнениями повторяет аналогичные таблицы из работы В. Питчера [83] и Г. Уолена с соавторами [87]. Данные по вещественному составу гранитов (петрохимия, геохимия) частью заимствованы из последней работы.

По каждому типу гранитов приводятся усредненные значения концентрации элементов. Они рассчитаны либо по нескольким хорошо изученным массивам из разных регионов, либо соответствуют петротипу. Последнее относится к гранитам I- и S-типов складчатого пояса Лахлам в Юго-Восточной Австралии, где они были впервые выделены Б. Чеппелом и А. Уайтом [67]. С учетом того, что гранитоиды отличаются значительными вариациями составов, в таблице приведены данные по меланократовым (мафическим) и лейкократовым (фельзитическим) видам пород некоторых интрузивных комплексов (для M-, I-, S-типов).

Различия в химизме гранитов разных типов более четко прояв-

Типы гранитов и их признаки

Признаки	O ₁	O ₂	M	M _{mf}	M _l	I	I _{mf}	I _m	I _l	S	S _{mf}	S _l	A
SiO ₂	71,8	68,0	69,5	66,2	73,1	69,2	61,3	66,0	71,3	70,3	64,7	72,6	73,8
TiO ₂	0,43	0,68	0,43	0,60	0,35	0,43	0,59	0,45	0,20	0,48	0,52	0,29	0,26
Al ₂ O ₃	13,8	14,1	14,4	15,3	13,9	14,3	16,0	15,5	14,3	14,1	15,9	14,1	12,4
Fe ₂ O ₃				2,21	1,49	1,04	1,13	0,77	0,97	0,56	1,47	0,30	1,24
FeO	2,84	4,90	3,82	3,15	1,32	2,29	4,89	3,57	1,30	2,87	4,07	1,38	1,58
MgO	1,13	1,57	1,25	1,94	0,63	1,42	2,86	1,68	0,75	1,42	1,67	0,73	0,20
CaO	1,66	4,67	3,78	5,11	3,60	3,20	5,55	4,15	2,56	2,03	2,72	1,18	0,75
Na ₂ O	6,58	3,52	4,18	3,75	4,21	3,13	2,85	3,01	3,34	2,41	3,62	2,71	4,07
K ₂ O	0,07	0,25	1,06	1,38	1,70	3,40	3,08	3,85	4,58	3,96	4,09	5,54	4,65
K/Na+K	0,007	0,04	0,14	0,19	0,21	0,42	0,42	0,46	0,47	0,52	0,42	0,58	0,43
Ca/Na+K	0,14	0,70	0,43	0,61	0,37	0,33	0,63	0,41	0,22	0,22	0,24	0,10	0,12
Na+K/Al	0,79	0,43	0,58	0,50	0,63	0,62	0,50	0,59	0,74	0,58	0,65	0,74	0,95 (часто > 1,0)
Al/2Ca+Na+K	0,99	0,97	0,97	0,90	0,90	0,96	0,88	0,93	0,94	1,18	1,06	1,12	0,95
Fe/Fe+Mg	0,58	0,63	0,63	0,59	0,70	0,55	0,53	0,58	0,61	0,55	0,64	0,56	0,88
Fe ³ /Fe ³ +Fe ²				0,39	0,50	0,30	0,17	0,16	0,40	0,15	0,24	0,16	0,41
Rb	< 2	3,3	13	19	21	151	104	133	195	217	158	275	169
Sr	110	119	212	242	191	247	438	467	320	120	345	147	48
Ba	13— 260	39	186	284	291	538	1420	1350	1140	468	1340	920	352
Zr	580	81	92	115	148	151	164	120	120	165	227	166	528
Nb	25	5	2,7	1,3	1,5	11	16	1,5	19	12	24	20	37
Y	120	35	25	28	26	28	22	18	14	32	31	22	75
Ce	7,5	8,6	17	18	17	64	58	52		64	156	73	137
Yb		5,0	3,0	2,9	3,7		1,2	0,53			2,6	0,90	
Ga			14	15	13	16	19	18	17	17	21	22	25
K/Rb	> 300	630	678	603	730	187	230	240	283	151	215	167	229
Rb/Sr	< 0,02	0,03	0,06	0,08	0,11	0,61	0,24	0,28	0,61	1,81	0,46	1,87	3,52

	Ga/Al · 10 ⁴		1,83	1,85	1,77	2,10	2,24	2,19	2,24	2,28	2,49	2,94	3,75	
	Ce/Yb		6,2	2,2	5,7	6,2	4,6		49	98	79	8,1		
	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶		0,702	-0,706		≤ 0,704			< 0,708		> 0,708		0,703—0,715	
Число проб	17	7	36	88	14	991	247	512	7	578	17	13	148	
Геохимическая специализация	HREE, Zr, Y										Rb, U, В			LRE, Zr, Y, Nb, Ta, I
Fe-Mg-минералы	Амфибол, пироксен (реликты)		Амфибол, пироксен, биотит			Амфибол, биотит				Биотит, мусковит			Лепидомелан, гастингсит, щелочные амфиболы и пироксены ± фаялы	
Аксессуары	Магнетит, ильменит, Сфен		Магнетит, сфен			Магнетит, сфен, ортит				Ильменит, гранат, турмалин, монацит, кордиерит			Магнетит ± ильменит, сфен, ортит + монацит, пиррохлор, колумбит, флюорит и др.	
Породы	Плагиограниты в контрастной ассоциации с габброидами		Плагиограниты в униmodalной ассоциации с диоритами и габброидами			Преобладающие тоналиты и гранодиориты в ассоциации с диоритами и габброидами				Преобладающие граниты и лейкограниты в ассоциации с адамеллитами и гранодиоритами			Лепидомелановые и щелочные граниты в контрастной ассоциации с габброидами	
Сопряженный вулканизм	Океанские толеиты		Базальты, андезиты, Na-дациты			Андезиты, дациты, риолиты				Редко — кордиеритовые риолиты			Щелочные базальты, трахиты, комендиты	
Сопряженный метаморфизм	Гидротермальный		Погружения			Погружения				Высокоградиентный низких давлений			—	

Признаки	O	M	I	S	A
Режим Обстановка	Растяжения Срединно-океанических хребтов	Сжатия Океанских островных дуг	Сжатия Активных континентальных окраин и дуг вблизи них	Сжатия Коллизионная	Растяжения Анорогенная
Металлогения	V	Cu, Au	Cu, Mo, W, Au полиметаллы	Sn, W, Li, Cs, U	Ta, Nb, Sn, U

Примечание. Средние составы гранитов типа O₁ рассчитаны по данным М. и Д. Оненштеттеров [79], Д. Олдиса [64], Дж. Пирса и др. [80], А. Континена [76]; типа O₂ по данным Р. Колмана и др. [68]; типа М по данным [55, 86]. Составы меланократового (mf) и лейкократового (l) видов М-гранитов относятся к комплексу Усилау-Яу-Яу (Новая Британия) и заимствованы у Г. Уолена. Средние составы I- и S-гранитов относятся к складчатому поясу Лаклан (Юго-Восточная Австралия) и заимствованы у Г. Уолена и др. [87]. Составы меланократовых (mf, m) и лейкократовых (l) видов I-гранитов относятся к караказкскому комплексу Туркестано-Алая и соответствуют кварцевым монцодиоритам — гранодиоритам II фазы (mf) с содержанием SiO₂=57—64 %; гранодиоритам III фазы (m) с SiO₂=64—68 % и гранитам IV фазы (l) с SiO₂=69—73 % (данные авторов). Составы меланократового и лейкократового S-гранитов относятся к каравшинскому комплексу Туркестано-Алая и соответствуют гранодиоритам-адамеллитам I фазы (mf) с SiO₂=63—67 % и гранитам II фазы (l) с SiO₂=70—75 % (данные авторов). Средний состав А-гранитов заимствован у Г. Уолена и др. [87]. Петрохимические параметры рассчитаны в атомных количествах.

ляются при сопоставлении петрохимических параметров, которые также даны в таблице. По нашему мнению, именно эти параметры в их совокупности позволяют достаточно уверенно в большинстве случаев различать типы гранитов. Для лейкократовых пород, в силу конвергенции признаков, использование петрохимии может оказаться недостаточным, и в этом случае на первый план выходят геохимические данные по редким элементам. Однако в таблицу, без риска утратить ее компактность и наглядность, всю обширную геохимическую информацию включить невозможно, поэтому мы ограничились сведениями по нескольким наиболее информативным элементам.

При использовании геохимических данных следует обязательно учитывать, что вариации редкоэлементного состава гранитов могут быть очень большими, даже в пределах одного плутона, что относится к гранитам S-, I- и, особенно, A-типа. Поэтому для определения указанных типов гранитов нужно иметь по возможности полную информацию, охватывающую все интрузивные фазы и фации пород в массиве. Это нужно не только для надежной геохимической характеристики магматитов.

Изменчивость концентраций редких элементов может быть обусловлена аутометасоматическими процессами, но главным образом она связана с тем, что редкие элементы, в сравнении с петрогенными, значительно более сильно подвержены фракционированию в магматических процессах [61]. Эта их особенность используется в геохимико-петрологическом моделировании петрогенетических процессов, основанном на коэффициентах распределения разных элементов между фазами в системах типа расплав—кристалл и расплав—кристалл—флюид. К настоящему времени накоплены обширные данные по коэффициентам распределения практически всех породообразующих и многих акцессорных минералов для широкого спектра составов расплавов. Это позволило разработать хорошо апробированные количественные модели частичного плавления в магматических источниках и кристаллизационной дифференциации магм как ведущих факторов магматической эволюции. Активно разрабатываются модели других магматических процессов, а также комбинированного действия нескольких из них.

Основы и принципы геохимико-петрологического моделирования изложены во многих публикациях [10, 23, 61, 63, 72 и др.].

Результаты моделирования не только позволяют сделать выбор между петрогенетическими гипотезами, возникшими у исследователя в ходе полевого и петрографического изучения изверженных пород, но и помогают вскрыть очень важные стороны магматического процесса. Это, к примеру, минералогия магматического источника и, следовательно, глубина магмогенерации; степень частичного плавления и — интенсивность теплового потока; набор и соотношения фракционированных фаз и РТХ-условия дифференциации. Легко видеть, что все эти параметры, коли-

чественно характеризуя генезис магматических образований, кроме того, теснейшим образом связаны с геодинамикой и металлогенией.

Современные петрология и геохимия, таким образом, не ограничиваются эмпирическим сопоставлением уровней концентрации редких элементов. Одной из главных задач стало выявление закономерностей поведения элементов и адекватная интерпретация этих закономерностей с помощью указанных моделей. Примеры их использования будут даны при изложении материалов этого раздела. Указана также геохимическая специализация гранитов на те элементы, которые содержатся в количествах, существенно превышающих кларки (по К. Турекьяну и К. Веполю). Кроме того, приведены величины некоторых индикаторных отношений (K/Rb , Rb/Sr , Ce/Yb , Ga/Al , Sr^{87}/Sr^{86}). Дополнительно в виде графиков представлены данные по распределению в гранитах редких земель. При этом использованы как литературные, так и оригинальные материалы.

ГРАНИТОИДЫ ОФИОЛИТОВ

Плагииграниты офиолитов, представляющие геодинамическую обстановку спрединга, обозначены нами в таблице аббревиатурой О, что означает океанические или офиолитовые, т. е. плагииграниты океанической коры в понимании Р. Колмана [68].

Теснейшее сходство между кислыми интрузивными породами, драгированными со дна океанов и окраинных морей и обнаруженными в офиолитовых комплексах убедительно показано в работах М. и Д. Оненштеттеров [79] и Д. Олдиса [64]. В то же время Д. Олдис отмечает, что плагииграниты некоторых офиолитовых комплексов, в том числе такого известного, как Троодос на Кипре, отличаются по геохимическим характеристикам от плагиигранитов современных срединно-океанических хребтов.

Наиболее детально изучены плагииграниты офиолитов Корсики [79], которые рассматриваются в качестве фрагмента среднеюрского срединно-океанического хребта в зоне трансформного разлома, а также — офиолитовых комплексов Троодос и Сумаиль в Омане [68]. Последние, как считают в настоящее время, соответствуют офиолитам растяжения над зоной субдукции (офиолиты НЗС, по Дж. Пирсу и др. [13, 73]).

Плагииграниты офиолитов в виде небольших тел штокообразной или пластовой формы приурочены обычно к верхним горизонтам кумулятивных габбро в расслоенных комплексах. Иногда в виде даек лейкократовых плагиигранитов, кератофинов, а также альбититов [79] они проникают в ультрабазитовую и базальтовую части офиолитовой триады. Как подчеркивает Р. Колман, плагииграниты встречаются только в офиолитовом аллохтоне и никогда не проникают в породы автохтона. В виде обломков и

включений плагиограниты рассматриваемого типа встречаются в серпентинитовых и терригенных меланжах, в том числе и в Туркестано-Алае.

Породы имеют простой состав. Сложены они кварцем и зональным олигоклаз-андезином (кварцевые диориты, тоналиты) или альбитом (трондземиты), часто в виде графического гранофира. Мафические минералы представлены клинопироксеном, который обычно наблюдается в реликтах, и амфиболом. Биотит встречается редко, преимущественно в более меланократовых разновидностях. Обычные аксессуарии: магнетит, ильменит, сфен, апатит, изредка встречается ортит. Следует отметить, что среди наложенных минералов в плагиогранитах иногда устанавливается кроссит как продукт голубосланцевого метаморфизма [79].

Нормальная зональность плагиоклаза и наличие кварцево-альбитового гранофира свидетельствуют о первично-магматическом происхождении пород. Поэтому и очень низкое содержание K_2O — главная их петрохимическая особенность — не является результатом посткристаллизационной альбитизации, как долгое время считалось.

Плагиограниты обнаружены и в мезокайнозойских и в палеозойских офиолитах, а недавно они были установлены в нижнепротерозойском офиолитовом комплексе Йормуа в Юго-Восточной Финляндии [76]. Обнаружение плагиогранитов О-типа, обладающих специфическими структурно-текстурными и вещественными признаками, является надежным индикатором принадлежности расслоенных базит-ультрабазитовых комплексов к океанической палеокоре.

При систематизации имеющихся к настоящему времени аналитических данных выяснилось, что плагиограниты офиолитовых комплексов отчетливо разделяются на две группы, показанные в таблице как O_1 и O_2 . В первую из них попадают плагиограниты, имеющие наибольшее сходство с кислыми породами со дна океана в районах СОХ. Они отличаются предельно низкими концентрациями К (а также Rb и Ba), низкими содержаниями CaO и нередко очень высокими — Na_2O . Кроме того, они обнаруживают отчетливую геохимическую специализацию, характеризуясь повышенными концентрациями Y, Zr, иногда также Nb и Ta. К этой группе относятся плагиограниты офиолитов Корсики, Западных Альп, Юго-Восточной Финляндии, Западной Норвегии. Все они, вместе с плагиогранитами современных срединно-океанических хребтов, были использованы при составлении табл. 1.

Во вторую группу попадают плагиограниты офиолитовых комплексов, инициированных субдукцией, но только тех из них, которые сформированы в преддуговых бассейнах (офиолиты НЗС). Это уже упомянутые Троодос, Сумаиль, представленные в таблице, а также, по мнению Дж. Пирса и др. [21], Антадь (Турция), Вуринос (Греция) [71, 80]. Плагиограниты O_2 характеризуются значительно более низкими содержаниями Na_2O и более высо-

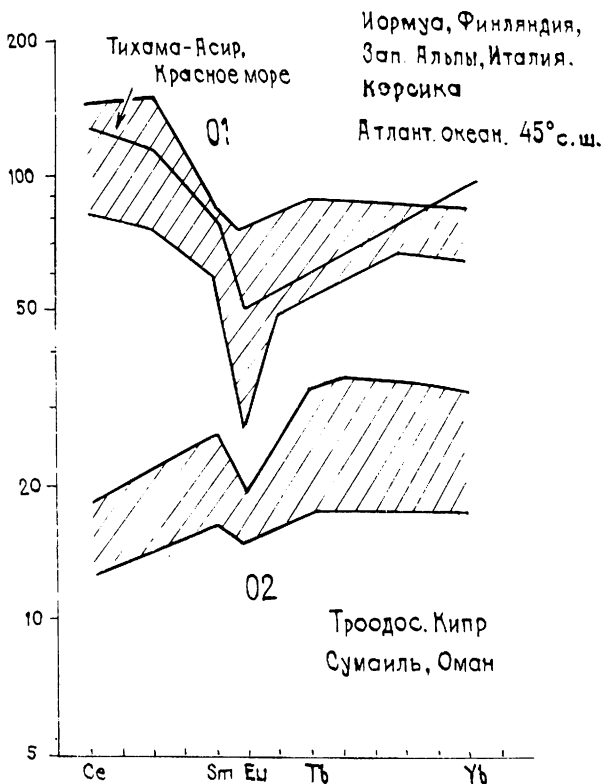


Рис. 3. Нормированные к хондриту содержания РЗЭ в океанских плагиогранитах О-типа по данным [55, 64, 76, 80].

кими — СаО и обычно не обнаруживают геохимической специализации. Если плагиограниты O_1 , вместе с встречающимися в ассоциации с ними ферро-габбро и ферро-диоритами, обнаруживают отчетливый толеитовый тренд дифференциации, то плагиограниты O_2 относятся скорее к известково-щелочной серии.

Очень хорошо эти две группы гранитов О-типа разделяются по редкоземельной геохимии (рис. 3). В плагиогранитах O_1 обнаруживаются высокие концентрации как легких, так и особенно тяжелых РЗЭ при слабо выраженном их фракционировании с некоторым обогащением элементами цериевой группы. Обычно устанавливается отрицательная европиевая аномалия. В плагиогранитах O_2 концентрации РЗЭ в 3—5 раз более низкие, но при этом наблюдается заметное их фракционирование уже с обогащением тяжелыми лантаноидами.

Для установления принадлежности плагиогранитов к О-типу можно использовать дискриминационные диаграммы Пирса—

Харриса—Тиндля [80]: Nb—Y, Rb—(Nb+Y), Ta—Yb, Rb—(Yb+Ta), которые позволяют различать кроме гранитов зон спрединга также граниты островных дуг, коллизионных зон и континентальных плит. Наиболее часто используется диаграмма Rb—(Nb+Y) (рис. 4).

Выявление с помощью O-гранитов различных типов спрединга на основе геохимических данных пока еще имеет ограниченные возможности. Как было показано, плагиограниты СОХ заметно отличаются от плагиогранитов из офиолитов НЗС, но в то же время первые из них практически не отличаются от плагиогранитов из офиолитовых комплексов окраинных морей. Дж. Пирс с соавторами [80] отмечают, что не установлено также каких-либо заметных отличий между плагиогранитами, приуроченными к различным участкам СОХ: нормального типа или вблизи океанических поднятий с аномальной мантией, на трансформных разломах в пределах СОХ.

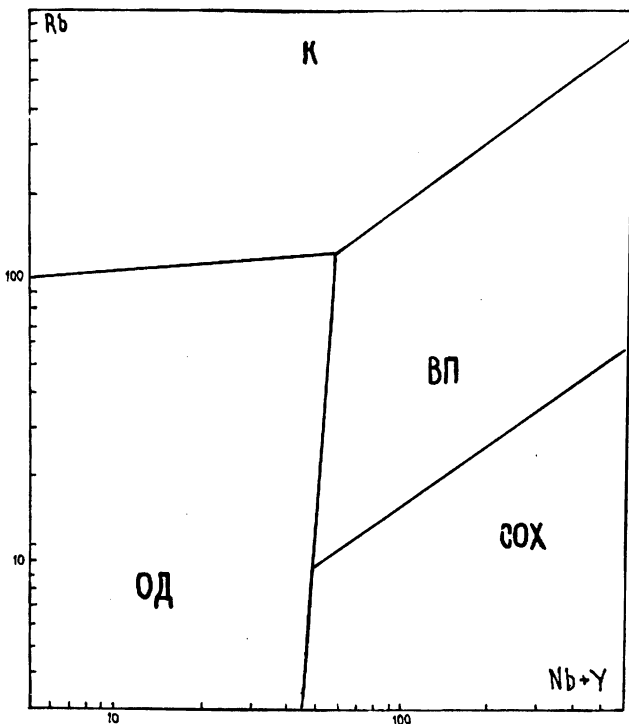


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Пирса—Харриса—Тиндля [80].

Гранитоиды: СОХ — срединно-океанических хребтов, ОД — островных дуг и активных континентальных окраин, К — коллизионные, ВП — внутриплитные.

Происхождение офиолитовых плагиогранитов большинство исследователей связывают с кристаллизационной дифференциацией оливинового толеита. М. и Д. Оненштеттеры привлекают ликвацию для объяснения появления этих пород в ассоциации с высокожелезистыми габбро и диоритами [79]. Ни тот ни другой механизм не могут объяснить одну из главных особенностей состава плагиогранитов — предельно низкие содержания калия. На природу этой петрохимической черты рассматриваемых пород проливает свет их сопоставление с гранофирами из офиолитов Тихама-Асир на берегу Красного моря в Саудовской Аравии, отличающихся высокими содержаниями К и Rb. Несомненно они являются предельными дифференциатами толеитовой магмы.

По мнению Р. Колмана и Донато [55], указанная особенность плагиогранитов обусловлена гидротермальным выщелачиванием К (а также Rb) при сквозной циркуляции морской воды через океаническую кору и возникшие магматические очаги.

Данные по изотопии стронция подтверждают эту модель. В офиолитовых плагиогранитах устанавливаются нередко повышенные значения первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} (до 0,708). Поскольку морская вода обогащена радиогенным изотопом Sr^{87} , контаминация ею гранитной магмы могла привести к обогащению магмы тяжелыми изотопами. Выщелачивание К и Rb при формировании гранофира Красного моря не происходило, и они сохранили свои исходные первично-магматические геохимические особенности.

ГРАНИТОИДЫ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Соответствуют гранитам М-типа, которые были впервые выделены А. Уайтом в 1978 г. [88]. Аббревиатура М подчеркивает их мантийное происхождение. Эти плагиограниты являются индикаторами субдукции в океане, т. е. соответствуют энсиматическим океанским островным дугам. Они характеризуются довольно широким спектром составов и часто входят в дифференцированные габбро-плагиогранитные серии. Есть, однако, примеры в современных островных дугах, когда генетическая связь тоналитов-трондjemитов с более основными породами не устанавливается. В таких случаях допускается первичная природа натровых кислых магм, возникших при частичном плавлении перидотитовой мантии над зоной Беньофа, или амфиболитизированного толеита в самой поддвигающейся океанической плите.

С наибольшей полнотой изучены островодужные плагиограниты о. Толо дуги Фиджи [55], интрузивного комплекса Уасилау-Яу-Яу на о. Новая Британия, Папуа Новая Гвинея [86], представляющих современные островные дуги, а также триасового комплекса Спарта в Северо-Восточном Орегоне [55] и ордовикского комплекса Литл-Порт в Западном Ньюфаундленде [55]. Данные

по этим комплексам использованы при составлении табл. 1. Кроме того, в таблице отдельно даны составы мафических тоналитов и лейкократовых трондьемитов из комплекса Уасилау-Яу-Яу, заимствованные у Г. Уолена [86].

Плагииграниты М-типа сложены плагиоклазом широко варьирующего состава и часто зонального, кварцем, амфиболом с корродированными включениями клинопироксена и биотита. Количество темноцветных минералов достигает 25—30 % в мафических породах (кварцевые диориты-тоналиты) и снижается до первых процентов в трондьемитах. Калиевый полевой шпат во многих комплексах содержится в ничтожных количествах или отсутствует, но в некоторых, как например в Уасилау-Яу-Яу, его содержание может достигать 15 % [86]. Наряду с равнозернистыми гранитными встречаются порфиroidные структуры, особенно в мелких телах, сложенных обычно кварцевыми плагипорфирами.

Описываемые плагииграниты слагают обычно небольшие тела площадью до нескольких десятков квадратных километров, хотя есть примеры и более крупных плутонов: так, только вскрытые эрозией части интрузий на о. Токо (Фиджи) достигают размеров 150 км². Как уже отмечалось, есть тела простого строения, но чаще встречаются зональные, дифференцированные массивы с закономерной последовательностью формирования пород от габбро и диоритов к кварцевым диоритам-тоналитам и трондьемитам. Вмещающие породы представлены обычно островодужными базальтами и низкокалийевыми андезитами, а также их туфами. Контактное воздействие интрузий выражено зонами ороговикования в сравнительно высокотемпературной фации роговообманковых роговиков.

М-граниты существенно отличаются по химизму от плагиигранитов О₁-типа более низким содержанием Na₂O и заметно более высоким K₂O. В М-гранитах и кислых вулканитах океанских островных дуг обнаруживаются нередко очень высокие содержания СаО. Так в дацитах дуги Тонга-Кермадек установлено до 7,5 % СаО, что обусловило необычный — лабрадорный состав вкрапленников плагиоклаза. Высокие содержания анортита в плагиоклазе (до 70 %) в центральных частях зональных кристаллов установлены в тоналитах Новой Британии [86]. В целом, это наиболее низкощелочные кислые породы среди всех известных за исключением довольно близких по составу плагиигранитов офиолитовых комплексов НЗС (типа О₂). По классификации М. Пикока [17] они относятся к известковой серии.

Геохимической специализации М-граниты не обнаруживают. Наоборот, концентрации многих литофильных элементов находятся в них на подкларковом уровне. Первичное отношение изотопов стронция в них всегда < 0,704.

По особенностям распределения РЗЭ среди плагиигранитов и кислых вулканитов современных океанских островных дуг можно

выделить две группы, при низких в целом содержаниях лантаноидов в тех и других (рис. 5). Одни из них отличаются практически недифференцированным, хондритовым характером распре-

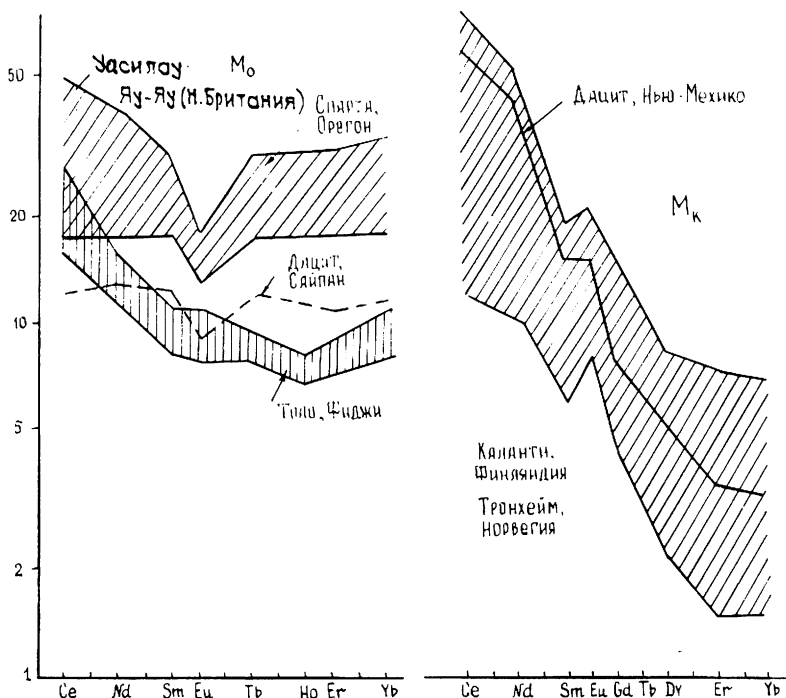


Рис. 5. Нормированные к хондриту содержания РЗЭ в плагиогранитах и дацитах островных дуг (M_0) и древних габбро-диорит-трондьемитовых комплексов (M_k) по данным [55, 65, 86].

деления РЗЭ. Типичные примеры — дациты Марианской дуги (о. Сайпан) и дуги Тонга-Кермадек [55]. Подобный тип распределения установлен также в комплексах Спарта и Уасилау-Яу-Яу [55, 86]. Характерно, что обычно устанавливается также отрицательная Eu-аномалия.

В другой группе мезозойско-кайнозойских плагиогранитов — натровых риодацитов обнаруживается некоторое обогащение легкими РЗЭ. При этом дефицит Eu не характерен, а иногда наблюдается даже его избыток. Примером такого типа распределения РЗЭ являются трондьемиты дуги Фиджи [55].

Считается, что недифференцированный тип распределения РЗЭ с отрицательной европиевой аномалией присущ островодужным плагиогранитам, возникшим при частичном плавлении амфиболитовой океанической коры с плагиоклазом в качестве остаточной фазы, т. е. на глубинах не более 50 км. Такой точки зре-

ния придерживается, в частности, Арт [55]. Однако Фелпс, описавший комплекс Спарта [55], и Г. Уолен в отношении комплекса Уасилау-Яу-Яу отдают предпочтение фракционной кристаллизации базальтовой магмы. При этом Г. Уолен подкрепляет свои петрогенетические построения количественным расчетом модели, основываясь на коэффициентах распределения лантаноидов между твердыми фазами (плагиоклаз, амфибол, клинопироксен, магнетит) и расплавом [86].

Точно так же плагиограниты, в которых наблюдается фракционирование РЗЭ, рассматриваются и как продукты дифференциации базальтовой или андезитовой (бонинитовой) магмы, и как производные частичного плавления в мантии или океанической коре в зоне субдукции [55].

Значительно более сильное фракционирование РЗЭ, с резким обеднением тяжелыми лантаноидами, установлено в более древних плагиогранитных комплексах. Среди них наиболее известны раннепалеозойский комплекс провинции Тронхейм в Норвегии (где и был впервые описан В. Гольдшмидтом трондземит) и раннепротерозойский комплекс области Каланти в Юго-Западной Финляндии. На графиках РЗЭ плагиогранитов этих комплексов обращает на себя внимание отчетливая положительная европиевая аномалия (см. рис. 5).

Интересно, что именно в этих древних комплексах наиболее надежно вскрыты генетические связи между плагиогранитами и более основными породами. Поэтому протерозойский габбро-диорит-тоналит-трондземитовый комплекс Каланти, еще в 40-е годы детально изученный А. Хитанен, стал «мировым стандартом» натровой известково-щелочной плутонической ассоциации. В 1975 г. А. Хитанен же очень смело провела параллель между протерозойскими кислыми породами натрового ряда и дацит-трондземитовыми комплексами океанских островных дуг, положив тем самым начало плейттектоническому анализу докембрийских складчатых областей [74]. Как показали Дж. Арт, Ф. Баркер и соавт. [65], эволюция химического состава пород и поведение РЗЭ в этой ассоциации адекватно описываются моделью кристаллизационного фракционирования при ведущей роли амфибола. Именно амфибол является причиной резкого обеднения поздних трондземитов тяжелыми землями и появления в них отрицательной европиевой аномалии, поскольку коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ для амфибола средних и кислых магм значительно больше единицы, и кроме того он характеризуется избытком европия.

На диаграмме Rb—(Nb + Y) (см. рис. 4) мезозойско-кайнозойские M-граниты попадают в самую нижнюю часть поля островодужных гранитов. Выше, в центральной части поля, обычно располагаются древние тоналиты и трондземиты габбро-плагиогранитовых комплексов, несколько обогащенные Rb в сравнении с мезозойско-кайнозойскими.

С гранитами М-типа ассоциированы медно-порфировые и медно-золоторудные месторождения и проявления.

Плагииграниты О- и М-типов относятся к ранним этапам развития складчатых поясов и нередко оказываются в их пределах пространственно сближенными. Еще совсем недавно их не различали, относя к габбро-плагиигранитовой формации «доинверсионной» или «собственно геосинклинальной» стадии. Видимо, первым, кто их разделил по геохимическим данным, является Л. В. Таусон [54]. Он выделил плагииграниты «толеитового ряда» (О-тип) и «плагииграниты андезитового ряда» (М-тип).

Л. В. Таусон подчеркнул, что главное различие между ними заключается в значительно более низком содержании в «толеитовых плагиигранитах» элементов с крупными ионными радиусами — К, Rb. Анализ современных данных (см. табл. 1) показывает, что есть перекрытия составов по этим элементам, а также по многозарядным литофилам (Zr, Nb, Y), между офиолитовыми плагиигранитами типа О₂ и островодужными плагиигранитами. Соответственно на диаграмме Пирса—Харриса—Тиндля (см. рис. 4) их не всегда можно будет различить, что отмечено самими этими исследователями [80]. Как видно из сопоставления рис. 3 и рис. 5, по редкоземельной геохимии эти образования также имеют черты сходства. Видимо, их петрогеохимическая общность закономерна и отражает близкие условия магмогенерации: ведь в конечном счете и плагииграниты из офиолитов НЗС, и плагииграниты М-типа обязаны своим происхождением зарождению в океане зоны Беньофа.

Отмеченная неопределенность в идентификации гранитов типа О₂ и типа М по петрогеохимическим данным несколько снижает информативность плагиигранитных ассоциаций при палеогеодинамических реконструкциях, которая остается, однако, в целом весьма высокой. Обнаружение плагиигранитов типа О₁ (СОХ) в протерозойских зеленокаменных структурах (Йормуа [76]) указывает на то, что вещественные признаки подобных образований оставались неизменными в ходе геологической истории. Кроме того, этот пример свидетельствует о резистентности особенностей распределения широкого круга элементов (РЗЭ, Nb, Ta, Y, Zr и др.) в отношении наложенного метаморфизма.

То же самое можно сказать о габбро-диорит-плагиигранитной ассоциации (М-тип). Недавно она была установлена в позднеархейских зеленокаменных поясах Карелии, что в совокупности с другими геолого-петрогеологическими данными позволило квалифицировать Карельскую гранит-зеленокаменную область как древнюю островодужную систему [14].

ГРАНИТОИДЫ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Наиболее мощно и разнообразно гранитоидный магматизм проявлен в областях взаимодействия океан—континент и континент-континент. Для этих зон характерны протяженные цепи батолитовых интрузий, сложенных гранитами I- и S-типов, которые являются самыми распространенными в природе. Можно утверждать, что с протерозоя они занимают главный объем новообразованной континентальной коры.

Выделив IS-граниты, Б. Чеппел и А. Уайт рассматривали их как орогенические и не давали более определенной геодинамическую интерпретацию. Она появилась, однако, уже очень скоро, будучи в значительной степени подготовленной работой В. Питчера [82]. Во всем мире I-граниты стали связывать с субдукцией океанических плит под континентальные, а S-граниты — с коллизией континентальных плит. В целом, такая трактовка сохранила свое значение. В складчатых поясах, прошедших полный цикл тектонического развития, I-граниты действительно обычно предшествуют S-гранитам. Но это нельзя считать правилом, не имеющим исключений. В орогенических поясах активных континентальных окраин, где в целом доминируют граниты I-типа, параллельно цепям сложенных ими батолитов нередко размещены массивы гранитов S-типа. Наиболее известный и яркий пример — Азиатская окраина Тихого океана, где они и были выделены впервые в тесной ассоциации вначале С. Исихарой в Японии и сопредельных регионах Юго-Восточной Азии под названием «магнетитовые» и «ильменитовые» граниты, а затем Б. Чеппелом и А. Уайтом в Юго-Восточной Австралии как собственно граниты I- и S-типа.

В коллизионных зонах также обнаруживаются гранитоидные комплексы I-типа, а в некоторых из них они даже преобладают и оказываются более поздними по отношению к батолитам S-гранитов. В качестве примера доминирующего развития I-гранитоидов можно привести Туркестано-Алай, коллизионный магматизм которого будет специально рассмотрен ниже.

В связи с вышесказанным целесообразно в этом разделе рассмотреть в сравнительном плане особенности I- и S-гранитов.

Заслуженно получившая необычайно широкую известность генетическая классификация Б. Чеппела и А. Уайта была подготовлена всем развитием петрологии и геохимии гранитоидов. Как отмечал уже Л. В. Таусон [54], «монацитовые» и «ортитовые» граниты В. И. Вернадского вполне сопоставимы с S- и I-гранитами. Так же, как высокоглиноземистые и нормальные граниты, по Э. П. Изоху [20], «сухие» и «водные» граниты по Д. С. Штейнбергу, Н. С. Бородиной, Г. Б. Ферштаттеру [57], герцинитипные и андитипные граниты, по В. Питчеру [82], наконец, ильменитовые и магнетитовые граниты С. Исихары [75].

Большой заслугой Б. Чепела и А. Уайта является безукоризненное по точности определение геолого-петрографических и минералого-геохимических критериев различия S- и I-гранитов. В принципиальных чертах сохранила свое значение также генетическая интерпретация двух типов гранитов, данная австралийскими исследователями. Напомним, что S-граниты являются глубоко коровыми образованиями, возникшими в ходе анатексиса парапород (S-sedimentary) преимущественно глинистого состава, Б. Чепел и А. Уайт считали, что I-граниты также образованы при частичном плавлении в коре, но источником магм были в этом случае изверженные (I-igneous) породы основного или среднего состава. Позднее, когда большинство исследователей стали связывать появление I-гранитов с магматическими очагами вулканических дуг, генетическая их трактовка претерпела существенные изменения. Но так или иначе связь I-гранитов с изверженными породами более основного состава сохранила свое значение.

Различные источники и механизмы образования магм обусловили контрастные особенности вещественного состава гранитов. В кратко сформулированном виде они таковы: S-граниты отличаются сравнительно узким диапазоном составов и не обнаруживают связей с основными — средними породами; I-граниты, как уже сказано, тесно ассоциированы с диоритами и габброидами.

S-граниты — это пересыщенные глиноземом корунднормативные породы, I-граниты относятся к нормальному ряду пород и обычно содержат нормативный диопсид.

S-граниты — это малокальциевые породы, I-граниты характеризуются «нормальным» или повышенным содержанием CaO. S-граниты отличаются обычно резким преобладанием калия над натрием, I-граниты относятся преимущественно к сериям пород с более низким отношением K_2O/Na_2O . В S-гранитах устанавливается значительно более низкая степень окисленности железа, чем в I-гранитах.

Эти особенности химизма, наглядно представленные в табл. I в виде петрохимических коэффициентов, находят четкое отражение в петрографии и минералогии пород. Темноцветные минералы S-гранитов представлены только слюдами, среди аксессуариев типичны альмандин, кордиерит, турмалин, ильменит. Типоморфными минералами I-гранитов являются роговая обманка, сфен, магнетит.

Наибольшее значение при разделении IS-гранитов по петрохимическим данным придается соотношению алюминия со щелочами и кальцием, т. е. уровню глиноземистости. В связи с этим нужно отметить, что в поздних лейкократовых членах гранитных серий I-типа также нередко устанавливаются корунд-нормативные составы. Их появление может быть обусловлено аутометасоматическими или наложенными гидротермальными процессами с появлением вторичного мусковита. Кроме того, относительное обогащение глиноземом наиболее поздних продуктов кристал-

лизационной дифференциации гранитной магмы может быть вызвано фракционированием роговой обманки.

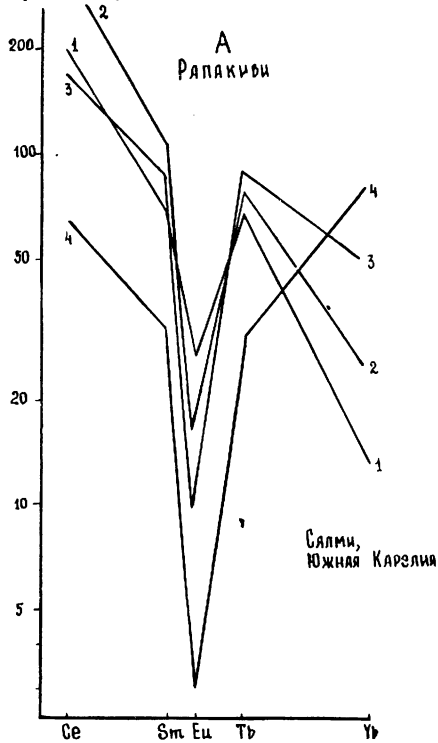
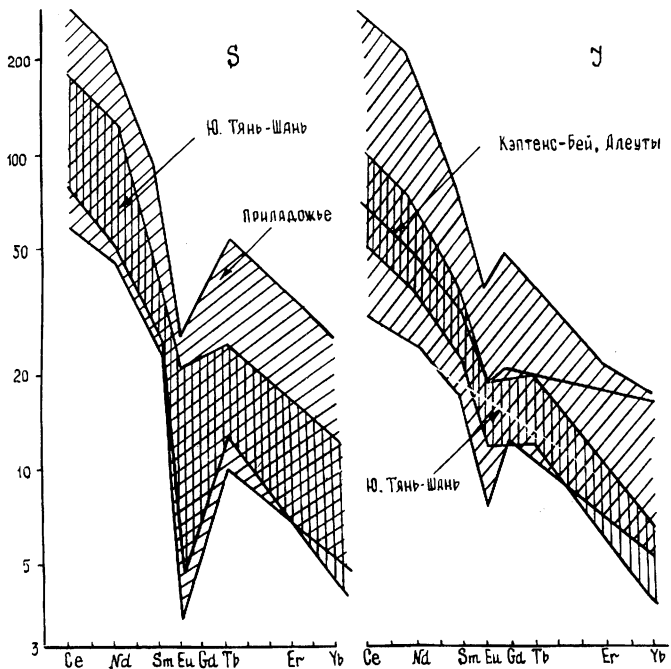
Геохимическое различие между этими двумя типами гранитов заключается в более высоких содержаниях сидерофильных элементов (Сг, Ni, Со) в I-гранитах.

I-граниты чаще всего не обнаруживают геохимической специализации. Содержания в них большинства микроэлементов очень близки к кларкам, особенно к кларкам высококальциевых гранитов по К. Турекяну и К. Ведеполу. Повышенная калиевость S-гранитов согласуется с надкларковыми значениями в большинстве из них Rb, особенно в лейкократовых разновидностях. В последних же нередко устанавливается высокая концентрация U, Li, Cs, Sn. Четко различаются S- и I-граниты по значению первичного отношения изотопов Sr: в S-гранитах оно обычно $>0,708$, а в I-гранитах $<0,708$.

Содержания PЗЭ в породах этих гранитных серий колеблются в очень больших пределах, как это видно из графика (рис. 6). Для построения графика по I-гранитам мы воспользовались данными из сводки Каллерса и Графа [71], дополнительно показаны средние содержания PЗЭ для известного плутона Кэптенс-Бей на о. Уналашка Алеутской дуги [81], а также наши данные по габбро-диорит-гранодиоритовой серии Южного Тянь-Шаня. Для S-гранитов в качестве достаточно типичных примеров приведены наши данные по свекофенским гранитам Приладожья и герцинским — Южного Тянь-Шаня.

Из графиков видно также, что PЗЭ в обоих типах гранитов сильно фракционированы и обогащены легкими лантаноидами (за исключением завершающих лейкогранитов и пегматитов S-серии). Кроме того, общей чертой обоих типов является отрицательная аномалия Eu, иногда очень большая. Широкие вариации в содержаниях PЗЭ и особенности их распределения являются следствием процессов магматической дифференциации, но в то же время они отражают различия в геохимии родоначальных магм и их источников. Отмеченный дефицит Eu обусловлен, главным образом, интенсивным фракционированием плагиоклаза — концентратора этого элемента [11, 20] в ходе кристаллизационной дифференциации магмы. Для S-гранитов допускается альтернативное толкование европиевой аномалии, когда она устанавливается в наименее дифференцированных породах гранитных комплексов S-типа, гранодиоритах и адамеллитах. Ее объясняют разложением субстратного биотита при магомгенерации, который, как известно, является минералом, обедненным европием [6, 72].

Из представленных данных следует, что различия в редкоземельной геохимии между гранитами S- и I-типов не очень значительны. Но при этом существует принципиальное, индикаторное различие в акцессорной редкоземельной минералогии. Оно связано с указанными различиями в содержаниях СаО. Главным редкоземельным минералом I-гранитов является ортит, а S-гра-



нитов — монацит. S- и I-граниты отчетливо различаются своей металлогенией. С лейкократовыми интрузиями S-гранитов сопряжены месторождения U, Sn, W (последние часто в скарнах), а также редкометалльные пегматиты. С батолитами I-гранитов ассоциированы месторождения меди, молибдена, вольфрама, золота, серебра и полиметаллов.

Заканчивая сравнительную характеристику двух важнейших типов гранитов, подчеркнем одно важное обстоятельство. S-граниты представляют собой сравнительно однородную генетическую ассоциацию пород, связанную с ультраметаморфизмом осадков подвижных поясов и отличаются поэтому устойчивыми признаками вещественного состава. I-граниты гетерогенны. Они могут быть продуктами частичного плавления амфиболитовых (по Б. Чеппелу и А. Уайту) [67, 89] или тоналитовых коровых субстратов, могут быть образованы при дифференциации родоначальных магм основного — среднего состава, зарождающихся в разных условиях и из разных мантийных источников: плутонические серии с гранитоидами I-типа могут, наконец, представлять собой гибридные производные коровых и мантийных магм. Естественно, что вещественные характеристики таких гранитоидов не могут отличаться устойчивыми параметрами.

Попытки более подробной классификации I-гранитов по генетическим, геодинамическим и вещественным признакам можно найти в работах В. Питчера [82], Г. Тишендорфа и В. Пёльхена [85], В. С. Попова [49]. Их нельзя пока признать непротиворечивыми и вполне убедительными. Наибольшего успеха в разделении I-гранитов складчатых поясов, прошедших коллизионную стадию развития, добились Н. Харрис и соавт. [73].

Различия между I-гранитами, сформированными в разных геодинамических обстановках, мы покажем на конкретных примерах этого и нижеследующего разделов.

Одним из наиболее детально изученных гранитных массивов I-типа в островодужной обстановке является субзональный плутон Кэптенс-Бей [61, 81]. Он расположен на одном из северо-восточных островов Алеутской дуги (о. Уналашка), примыкающем с юга к Аляске. Плутон занимает площадь около 1000 км² и сложен габбро, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, от периферии к центру сменяющими друг друга. Лейкократовые породы развиты незначительно и представлены аплитовыми дайками.

По химическому составу плутонические породы массива однотипны с вмещающими вулканитами. На петрохимических диаграммах поля фигуративных точек составов вулканитов и интрузивных пород располагаются очень близко к трендам известково-щелоч-

Рис. 6. Нормированные к хондриту содержания R3Э в гранитах S-, I- и A-типов.

Использованы материалы авторов и [71, 81].

ной серии Японии и Нижнекалифорнийского батолита.

Геохимически породы вулканической и плутонической серий также однотипны. Изотопные отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ варьируют в плутонических породах в пределах 0,70296—0,70377, что указывает на мантийное происхождение родоначальной магмы комплекса, предположительно соответствующей высокоглиноземистой базальту, и на отсутствие ее контаминации сиалической корой.

Используя геологические, минералого-петрографические и геохимические данные, М. Перфит с соавт. [81] провел петролого-геохимические моделирования и убедительно показал, что поведение редких элементов при формировании плутона Кэптенс-Бей адекватно описывается рэлеевской моделью фракционной кристаллизации высокоглиноземистой базальтовой магмы. Тем самым было доказано, что образование I-гранитов островных дуг, входящих в состав известково-щелочных плутонических ассоциаций, контролируется процессами кристаллизационной дифференциации.

Классическим примером гранитоидного магматизма активных континентальных окраин является гигантский пояс Кордильерско-Андийских батолитов восточного сектора Циркум-Тихоокеанского магматического кольца.

Это наиболее известные и хорошо изученные проявления гранитоидного магматизма, отраженные в большом количестве разноплановых публикаций. Общеизвестно, что главным типом гранитов в батолитах Кордильер и Анд и в других подобных субдукционных магматических дугах являются граниты I-типа. Но при этом они характеризуются значительными вариациями вещественного состава как в отношении петрогенных, так и редких элементов.

Нет возможности и, видимо, необходимости давать здесь характеристику типовых плутонов андийского типа, почти каждый из которых имеет индивидуальные черты геологического строения и свои петрогеохимические особенности. Более важно отметить общие закономерности, которые устанавливаются в петрогеохимических вариациях гранитоидов в зависимости от степени «зрелости» магматических дуг активных континентальных окраин.

Очень интересные результаты получены по этой проблеме Г. Брауном, Р. Торпом и П. Веббом, обобщившими огромную аналитическую информацию по тихоокеанским магматическим (вулканическим и «гранитоидным») дугам [66].

Главные закономерности, выявленные этими исследователями, сводятся к следующему. Родоначальные магмы субдукционных гранитоидных серий значительно обогащены литофильными элементами с большими ионными радиусами (K, Rb, Th, U, легкие РЗЭ) и эта их геохимическая особенность имеет тенденцию усиливаться за счет кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации в зонах утолщения земной коры. По мере «старения» магматических дуг, т. е. с удалением их от океаниче-

ского желоба, возрастает вклад внутриплитной субконтинентальной литосферы, продуцирующей мантийные магмы, обогащенные многозарядными литофилами (Nb, Ta, Zr, Y).

Соответственно, гранитоиды активных континентальных окраин и расположенных вблизи них островных дуг могут быть разделены на четыре группы: 1) «примитивные» низкощелочные гранитоиды известковой серии (по классификации М. Пикока), приближающиеся к М-гранитам и отличающиеся низкими концентрациями крупноионных и многозарядных литофилов; 2) «нормальные» граниты I-типа известково-щелочной серии с повышенными концентрациями крупноионных литофилов и низкими величинами отношений типа $(Ta, Nb)/(K, Rb)$; 3) субщелочные гранитоиды (щелочно-известковые) зрелых магматических дуг с высокими концентрациями как крупноионных, так и многозарядных редких элементов и высокими величинами отношений вторых к первым (отметим, что эти граниты, которые в зарубежной литературе также нередко относятся к I-типу, очень близки к гранитам латитовых серий в понимании Л. В. Таусона [54]); 4) анорогенные щелочные граниты, размещенные в тылу континентальных дуг, с наивысшими концентрациями Nb, Ta, Y, Zr, PЗЭ и др.

На диаграммах Пирса—Харриса—Тиндля: $Ta—Yb$, $Nb + Y$, $Rb—(Ta + Yb)$, $Rb—(Nb + Y)$ граниты энциалических островных дуг и активных континентальных окраин не разделяются и попадают в поле «граниты вулканических дуг» (Ag), располагаясь в нем, естественно, выше по сравнению с гранитами М-типа.

Нет сомнений, что со временем, по мере развития геодинамического анализа гранитоидов, появятся новые дискриминационные геохимические диаграммы, которые позволят более тонко различать их палеотектоническую позицию.

Необходимо отметить в заключение одну важную особенность гранитоидного магматизма активных континентальных окраин. Если при формировании островодужных гранитоидных плутонов определяющим и по-существу единственно значимым фактором магматической эволюции могла быть фракционная кристаллизация (как это показано на примере Кэптенс-Бей), то при образовании батолитов андийского типа существенную роль играли также процессы гибридизма. Наблюдаемое в ряде батолитов резкое преобладание гранитов и даже лейкократовых их разновидностей указывает на усвоение ювенильными магмами сиалического корового материала. Естественно предположить возможные смешения родоначальных магм с различными геохимическими характеристиками, как это показано Г. Брауном с соавт. [66]. Эти петрогенетические процессы оказывают существенное влияние не только на вещественный состав гранитоидных магм, но и на поведение рудно-магматических систем, и их необходимо учитывать при металлогенических построениях.

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Стало уже традицией считать, что индикаторными магматическими образованиями зон коллизии являются граниты S-типа, уже охарактеризованные в предыдущем разделе.

Действительно, в таких эталонных кайнозойских коллизионных структурах, как Высокие Гималаи и Тибет, они доминируют. Но, как уже отмечалось, известны случаи значительного развития в ходе континентальной коллизии гранитоидных ассоциаций I-типа, очень близких петрографически к ассоциациям островных дуг и активных окраин. Примером могут служить герциниды и альпиды Европы, а конкретным и типовым плутоном гранитоидов I-типа, сформированным в поздне-постколлизийное время, широко известный палеогеновый массив Адамелло в Южных Альпах (Сев. Италия), насчитывающий более чем столетнюю историю изучения [70].

В четвертом разделе будет рассматриваться коллизионный магматизм Туркестано-Алая с геолого-петрографической, минералого-геохимической и металлогенической характеристикой гранитных массивов S- и I-типа, латитовых и щелочных комплексов.

Будет отмечена приуроченность S-гранитов к зоне высокоградентного метаморфизма и ультраметаморфизма низких — умеренных давлений. Подобные зоны отличаются, как правило, широкими масштабами мигматизации, в связи с чем необходимо отметить следующее. Интрузивные граниты S-типа обычно завершают цикл корово-анатектического гранитообразования в складчатых поясах. Им предшествуют неоднократно проявленные этапы мигматизации и формирования автохтонных гранитных массивов, в результате чего образуется сложный ультраметагенный комплекс пород, от микроклин-плаггиоклазовых гранитоидов на ранней стадии процесса до плаггиомикроклиновых на более поздних стадиях. Как показано на примере Ладожского сегмента свекофеннид [35], в возрастном ряду пород мигматит-гранитного комплекса устанавливаются свои собственные тенденции петрогеохимической эволюции, контролируемые сложным сочетанием процессов палингенеза, метасоматоза и кристаллизационного фракционирования. Соответственно, подобные гранитоиды могут обнаруживать черты отличия от типичных интрузивных S-гранитов.

В складчатых поясах, прошедших полный цикл тектонического развития, в тесной пространственной ассоциации с синколлизийными могут оказаться доколлизийные гранитоиды предшествующего, островодужного этапа, и такие примеры также известны и многочисленны.

Пространственно совмещенными с син- и позднеколлизийными гранитоидами могут оказаться постколлизийные анороген-

ные граниты. В качестве примера можно привести граниты рапакви свеклофеннского складчатого пояса на Балтийском щите [4, 18].

Таким образом, при изучении коллизионных зон встает проблема идентификации гранитоидов разных геодинамических обстановок. Она сводится, в сущности, к разделению гранитов I-типа, образованных до коллизии и в ходе коллизии.

Эта задача решена в специальной работе Н. Харриса, Дж. Пирса и А. Тиндля [73]. Геохимические дискриминационные диаграммы этих исследователей, рассмотренные ранее, мало информативны для выявления I-гранитов коллизионных обстановок. Более эффективным оказалось использование тройных диаграмм Rb—Hf—Ta, которые апробированы нами при расшифровке сложных соотношений между коллизионными магматитами Туркестано-Алая. В специальном разделе эти диаграммы и будут рассмотрены.

В заключение следует остановиться на генетической интерпретации коллизионных I-гранитов. Они, несомненно, связаны примерно с теми же процессами магмогенерации, которым обязаны своим происхождением островодужные I-граниты. На это указывает очень большое геолого-петрологическое сходство плутонических серий, в которые входят I-граниты обеих геодинамических обстановок. Поэтому наиболее приемлемой моделью, тесно связывающей петрогенезис и геодинамику, является модель «постколлизионной субдукции» [73], т. е. субдукции, унаследованной от доколлизионного этапа тектонического развития складчатых поясов и продолженной в ходе коллизии.

Специфика коллизионного магматизма во многом определяется особым тепловым режимом, обусловленным процессами скольжения крупных фрагментов земной коры относительно друг друга. Как подчеркивает Н. Харрис с соавт. [73], ссылаясь на результаты моделирования теплового потока, в результате такого скольжения немедленно должен возникнуть кратковременный пик геотермы. Этот синколлизионный геотермический эффект и является, по мнению английских ученых, главной причиной высокоградиентного метаморфизма низких давлений и ультраметаморфизма в клине осадочных пород. Возможно, не менее важным следствием скачкообразного увеличения интенсивности теплового потока является высвобождение летучих компонентов (галогены, бор, вода) в основании осадочного клина, вместе с которыми в области магмогенерации устремляются Rb, Cs, Li, U, возможно Ta. Именно этими элементами обогащены обычно синколлизионные S-граниты.

Поздне-постколлизионные I-граниты также обнаруживают в своей геохимии некоторые обогащения крупноионными литофилами и Ta в сравнении с островодужными (доколлизионными).

Объяснение этой особенности, видимо, следует искать в контаминации мантийных магм коровыми расплавами S-типа и летучими компонентами парапород.

Указанные особенности коллизионных гранитов, обусловленные условием их генезиса, и легли в основу их геохимической дискриминации с помощью диаграмм Rb—Hf—Ta.

ГРАНИТОИДЫ АНОРОГЕННЫЕ

Граниты А-типа, т. е. анорогенные или внутриплитные, сформированные в условиях стабилизированной континентальной коры, выделены в Австралии В. Коллинзом с соавт. [69].

Среди других типов эти граниты обладают наиболее устойчивыми особенностями химического состава, почти не зависящими от цветового индекса пород и содержания в них SiO_2 . Важнейшие среди этих особенностей следующие. Во-первых, очень высокая относительная железистость, редко опускающаяся ниже 0,8. Во-вторых, высокое содержание щелочей, которое при сравнительно низкой глиноземности обусловило значение коэффициента алкаитности, близкое к 1,0, или даже $>1,0$. Можно отметить также низкое содержание CaO в породах (см. табл. 1).

Как правило, А-граниты геохимически специализированы, отличаясь надкларковыми содержаниями Zr, Y, Li, легких РЗЭ, Nb, Ta, F. Они резко выделяются среди других гранитов высоким значением индикаторного Ga/Al-отношения (см. табл. 1).

На дискриминационной диаграмме Rb—(Nb+Y) А-граниты занимают обособленное поле (ВП), которому соответствуют наиболее высокие содержания Nb+Y (в среднем около 100 г/т) и, в то же время, несколько пониженное, в сравнении с S-гранитами, содержания Rb (в среднем 170).

Образуя сравнительно компактную группу пород по вещественному составу и занимая более или менее определенную геодинамическую позицию, А-граниты в генетическом отношении неоднозначны.

В самом общем виде среди них могут быть выделены два под-типа: алкаитовых, т. е. щелочных пород, содержащих эгирин, арфведсонит или рибекит, и субщелочных, не содержащих этих минералов. Такое деление в значительной степени условно, поскольку даже в одном интрузивном комплексе те и другие породы могут встречаться совместно. Тем не менее, существование интрузивных комплексов, в которых преобладают щелочные гра-

ниты, и таких комплексов, в которых агпайтовые граниты отсутствуют, имеет, видимо, генетические причины и отражает связь гранитов с различными родоначальными магмами.

Наиболее известным примером щелочного гранитного магматизма является провинция так называемых «молодых» гранитов Нигера и Нигерии в Северо-Западной Африке [32], с которыми связаны крупные месторождения олова, ниобия и тантала (касситерит, колумбит, пирохлор). Кольцевые структуры щелочных гранитов и сопровождающих их риолитов, комендитов и щелочных базальтов образуют здесь субмеридиональную цепь протяженностью около 1200 км. Замечательной особенностью этой провинции является систематическое омоложение интрузий и эффузивов от среднего палеозоя (430 млн лет) на севере, в Нигере, до мезозоя (140 млн лет) на юге, в Нигерии. Известно, что подобные закономерности изменения возраста типичны для проявлений магматизма, связанного с подлитосферными «горячими точками» или «струями». «Дрейф возрастов» щелочных гранитов в Нигер-Нигерийской провинции отражает дрейф Африканского континента с юга на север в течение девона—юры. По мнению П. Боудена и Тернера [32], смещение литосферной плиты по отношению к «горячей точке» приводило к образованию изолированных магматических очагов, способных к глубокой дифференциации. Не углубляясь в тонкости петрогенезиса, отметим лишь, что большинство исследователей для объяснения происхождения щелочных комплексов Северо-Западной Африки прибегают к мантийно-коровому взаимодействию. Оно осуществлялось при смешении мантийных щелочно-базальтовых магм с кислыми расплавами возбужденных коровых источников и дальнейшей глубокой дифференциации гибридных магм. Высокое первичное отношение изотопов стронция в некоторых массивах (до 0,720) отражает как роль корового вещества, так и длительность процесса фракционирования расплавов, способствовавших накоплению радиогенных изотопов.

А-граниты, выделенные В. Коллинзом и др. [69] в качестве петротипа в складчатом поясе Лахлан (Юго-Восточная Австралия), где были описаны ранее IS-граниты, не содержат щелочных минералов. Это субщелочные породы калиевой специализации. Мафические минералы представлены в них высокожелезистыми разновидностями биотита и гастингсита, присутствует фаялит, а типоморфными аксессуориями являются магнетит, циркон, ортит и флюорит.

Выделены два комплекса: Габо и Мумбулла. В первый из них объединены несколько небольших тел, сложенных адалллитамит-гранитами, во второй — две сравнительно крупные интрузии лейкогранитов. Для гранофировых интрузий комплекса Габо устанавливаются приповерхностные условия формирования и не

исключается их связь с риолитами базальт-риолитового комплекса, вмещающими гранитные тела.

Другим ярким и показательным примером субщелочных А-гранитов являются рапакиви, широко известные своими специфическими маргинационными структурами. Главная эпоха их образования — рубеж раннего и позднего протерозоя. Наибольшее распространение граниты рапакиви получили на Балтийском щите, где ими сложено два гигантских массива площадью в десятки квадратных километров — Выборгский и Салминский [4]. Это многофазные плутоны, насчитывающие до четырех гранитоидных фаз с закономерной сменой состава от кварцевых сиенитов через оvoidные и равнозернистые рапакиви — к литий-фтористым лейкогранитам. Минералогия пород в самых общих чертах примерно такая же, как в А-гранитах Юго-Восточной Австралии.

От щелочных гранитов рапакиви отличаются резко выраженной калиевой специализацией, при несколько более низком суммарном содержании щелочей (на 0,5—1,0 %). Средний коэффициент $K/Na + K$ в гранитах рапакиви составляет 0,53, а в щелочных гранитах — 0,40. По остальным петрохимическим параметрам, как и по геохимическим особенностям, граниты рапакиви очень близки к щелочным гранитам.

На диаграмме $Rb-(Nb + Y)$ фигуративные точки гранитов рапакиви располагаются практически там же, где и фигуративные точки щелочных гранитов, тяготея к верхней части поля внутриплитных гранитов, выделенного Дж. Пирсом с соавт. (см. рис. 4).

Очень важной геологической особенностью гранитов рапакиви является их устойчивая пространственно-временная связь с габбро-анортозитами и монцонитами. Большинство исследователей считают эту связь генетической, рассматривая анортозиты как комплементарные гранитам рапакиви образования кумулятивного типа [4, 18]. Их происхождение связано с кристаллизационным фракционированием родоначальной подкоровой магмы основного — среднего состава. В качестве прототипа родоначальной магмы рассматривается йотунит (кварцевый монцонит, ферролатит), установленный в краевых зонах некоторых массивов Сев. Америки и Балтийского щита. На Балтийском щите граниты рапакиви ассоциированы в пределах контролируемых их грабенов с субщелочными ферробазальтами, которые иногда рассматриваются как траппы. Однако они заметно отличаются от траппов повышенными концентрациями крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba), многозарядных металлов (Nb, Y, Zr) и некоторых рудных металлов (Sn, Zn).

Генетическая связь гранитов рапакиви с подкоровыми магмами основного состава мало у кого вызывает сомнения. Однако упрощенные петрогенетические схемы, трактующие происхождение

ние гранитов только с позиций кристаллизационного фракционирования базальтовой магмы, наталкиваются на непреодолимое противоречие в связи с реальными соотношениями кислых и основных пород в массивах. Первым на это указал академик А. А. Полканов, который считал, что без привлечения процессов смешения, гибридизации подкоровых магм силикатическим веществом коры невозможно дать удовлетворительную генетическую интерпретацию гранитов рапакиви. Только модели смешения позволяют объяснить генерацию огромных масс кислых расплавов.

Доказательства гибридности можно видеть не только в широких вариациях первичного отношения изотопов стронция в различных массивах гранитов рапакиви или в фазах (от 0,704 до 0,712). Более тонкие, но и более убедительные аргументы получены при изучении Sm—Nd-изотопных систем. Оно показало, что два крупнейших массива рапакиви Балтийского щита — Выборгский и Салминский — различаются по величине отношения Nd^{143}/Nd^{144} и значению неодимовой изотопной метки $\epsilon Nd (T)$.

В Выборгском массиве, расположенном среди свекофеннид, т. е. среди новообразованной протерозойской коры, эта метка имеет положительное значение, а в Салминском массиве, расположенном на стыке свекофеннид и архейского Карельского кратона, т. е. на древней континентальной окраине, неодимовая изотопная метка имеет устойчивое отрицательное значение. Единственным объяснением этого геохимического различия является участие архейской коровой компоненты в формировании и эволюции магм Салминского массива (устное сообщение В. Н. Ларина и Л. А. Неймарка, ИГГД АН СССР, г. Ленинград).

И все же главным фактором магматической дифференциации, контролирующим формирование многофазовых массивов рапакиви, является кристаллизационное фракционирование. Особенно отчетливо это выявляется при рассмотрении геохимических данных [18]. На вариационных диаграммах, представленных в работе [18], отражено изменение содержаний редких элементов в породах Салминского массива в зависимости от отношения $Rb/Sr + Ba$, которое здесь выбрано в качестве индекса дифференциации. Следует подчеркнуть, что эти диаграммы построены только для гранитоидов. Химические вариации их составов незначительны. Так, содержание SiO_2 изменяется от 70 до 75 %, невелики колебания в количествах других петрогенных окислов. Между тем, в отличие от петрохимической, геохимическая эволюция пород гранитоидного ряда проявлена очень ярко. Вариации содержаний многих редких элементов очень значительны, достигая иногда величин порядка. При этом изменения содержаний редких элементов закономерны, обнаруживая нисходящие или восходящие тренды. В процессе формирования Салминского массива происходило сильное обеднение последовательно образующихся пород Ba, Sr и, наоборот, обогащение их Rb, Te, Rb, U, Th, Nb, Sn, Be, Li, а также F. Такое течение процесса оказалось

благоприятным в металлогеническом отношении и привело, в конце концов, к формированию рудных концентраций олова и перспективных проявлений Nb и Be.

Поведение редких элементов адекватно описывается моделью Рэлея для кристаллизационного фракционирования. Нет возможности в деталях показать это на отдельных элементах с привлечением данных по коэффициентам распределения элементов в системах расплав—кристалл. Поэтому заострим внимание на редкоземельных элементах, тем более, что особенности их распределения и поведения в гранитах рапакиви Салминского массива вообще типичны для завершенных гранитоидных ассоциаций с участием редкометалльных лейкогранитов.

Концентрации индивидуальных лантаноидов изменяются в широких пределах. При этом устанавливается контрастное поведение легких и тяжелых РЗЭ. Содержания Се в начале возрастают, достигая в гранитах II фазы 2—3 кларков. В гранитах III фазы происходит инверсия в поведении Се, и уже в наиболее поздних лейкогранитах его содержания сказываются на подкларковом уровне. Иначе ведет себя Yb, который вначале слабо, а затем сильнее накапливается в более поздних гранитах, достигая очень высоких (5—10 кларков) содержаний в лейкогранитах. Показательно поведение Eu, дефицит которого усиливается по мере дифференцирования, в итоге содержание Eu в лейкогранитах оказывается на порядок более низким, чем в ранних овоидных гранитах рапакиви.

Эти закономерности находятся в полном соответствии с моделью кристаллизационной дифференциации. В совокупности с петрохимическими особенностями и данными по другим элементам устанавливается ведущая роль плагиоклаза (контролирует поведение Eu и Sr), сравнительно низкая доля в кристаллизате клинопироксена, амфибола и биотита; что подтверждается поведением Yb, а также Y, Nb, Te, Li, Sn. Несомненно участие акцессориев — циркона и ортита, контролировавшего поведение легких РЗЭ. Отметим, что вытекающий из геохимических данных особенно высокий процент плагиоклаза в кристаллизате согласуется с представлениями о генетической связи гранитов рапакиви с лабораториями.

Кроме рассмотренных А-гранитов, которые так или иначе связаны генетически с подкоровыми магмами, существуют, видимо, ансрогенные граниты корового происхождения. Таковыми являются, по мнению В. Коллинза, Бимса, А. Уайта и Б. Чепела А-граниты Юго-Восточной Австралии [69]. По мнению названных исследователей, особенности петрохимии и геохимии А-гранитов обусловлены тем, что в ходе предшествовавшего орогенного гранитообразования магматические источники в коре претерпели вещественную эволюцию. Она выразилась, в частности, в обезвоживании коровых субстратов, их обогащении мафическими фазами и акцессориями — концентраторами редких элементов.

Частичное плавление подобных субстратов, состава кислых гранулитов, в ходе активизации стабилизированных складчатых областей привело к образованию «сухих» маловязких кислых магм, обогащенных редкими элементами и фтором. Как нам представляется, модель В. Коллинза и соавт., которую разделяют также Г. Уолен и др. [87], не только не противоречит рассмотренной выше общей модели мантийно-корового взаимодействия, но и дополняет ее. По всей вероятности, именно такие специализированные коровые расплавы и смешивались с родоначальной субщелочной или щелочной базальтовой магмой, усиливая главные тенденции ее геохимической эволюции.

Несомненно, выделение охарактеризованных генетических типов гранитов и их геодинамическая интерпретация стали одним из фундаментальных и важнейших достижений современной геологии. Однако нам хотелось бы предостеречь от излишней канонизации представленных результатов и некритического, механистического использования минералого-геохимических и петрографических признаков тех или иных типов гранитов. Отмечалось, что граниты некоторых типов, как например I-типа, могут формироваться в различных геодинамических обстановках.

Гетерогенная природа гранитов в широкое проявление различных процессов магматической дифференциации обусловили чрезвычайно широкое разнообразие по вещественному составу. Конечно же, далеко не все граниты нашли достаточно определенное место среди выделенных типов. Исследования по типизации гранитоидов продолжают очень интенсивно, и уже в ближайшие годы можно ожидать значительного развития и усовершенствования существующих представлений.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ, СВЯЗАННЫЕ С КАРТИРОВАНИЕМ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как и любая наука, строящаяся на определенной понятийной основе, магматическая геология базируется на таких понятиях, как магматическая формация, комплекс, серия.

В современной магматической геологии доминируют два подхода: 1) сериальный, акцентирующий внимание на выявление ассоциаций генетически родственных пород с закономерным изменением состава, установление причин этих закономерностей и геодинамических обстановок проявления магматизма [67, 68, 80]; 2) формационный, имеющий своей целью обнаружение устойчивых естественных группировок магматических тел и их отношений со структурно-тектоническими элементами [2, 12, 24, 33]. Исторически сложилось, что формационный анализ развивался на базе концепции геосинклиналей, тогда как сериальный под-

ход, возникший преимущественно при исследованиях современного магматизма, легко адаптировался к положениям теории тектоники плит.

Последнее время формационный анализ в нашей стране [26] стал противопоставляться сериальному подходу, развивающемуся, и весьма успешно, за рубежом. Такое противопоставление, по нашему мнению, ошибочно, так как оно искусственно разъединяет процесс познания одного явления на части. Получается, что мы будем отдельно изучать генетический аспект связи (серии) и отдельно пространственно-временные соотношения (комплексы). Может ли геолог картировать «серии» непосредственно и сразу в полевых условиях? Конечно же нет, поскольку прежде он вынужден произвести определенную работу по систематизации, петрографическому, петрохимическому, а при необходимости и геохимическому изучению конкретных геологических тел. Но то же самое относится и к понятию «комплекс»: прежде чем его выделить, необходимо опять же всесторонне изучить определенное количество геологических тел и отобразить их на карте.

Несмотря на то, что у истоков формационного анализа стояли такие крупные ученые, как Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. С. Шатский, Н. П. Херасков [58], а развивали его основные положения Ю. А. Билибин, Ю. А. Кузнецов [24—26], Е. К. Устиев [56] и многие другие, к настоящему времени формационный анализ испытывает кризис. Первой его причиной является то, что содержание понятия «магматический комплекс», основной таксономической единицы формационного анализа, не было закреплено в соответствующем кодексе, как это сделано, например, в стратиграфическом кодексе для понятия «свита». Неопределенность содержания и объема (границ) этой единицы обусловила вольность в обращении с нею. Вторая причина — неопределенность соотношения понятий «комплекс» и «формация», игнорирование иерархий этих понятий, которую отстаивал Е. К. Устиев [56]. Это приводило и приводит при обобщениях к размыву границ между «естественными ассоциациями пород». И, наконец, третья причина — отсутствие генетического критерия связей внутри «естественных ассоциаций», что в конечном счете позволяло формально объединять в единую формацию совершенно чужеродные, полигенные породы. Пример — формация батолитов «пестрого состава» Ю. А. Кузнецова [24].

Переход к геологическому картированию на геодинамической основе вызывает объективную необходимость в новом комплексном подходе к изучению интрузивного магматизма, синтезирующем прагматическую ценность формационного анализа по выделению картируемых сообществ магматических тел и возможности генетических и геодинамических реконструкций сериального метода. Решение этой проблемы заключается в выработке взаимозависимой системы понятий с установленными соотношениями формационных и сериальных таксонов.

Ключевое место в проблеме занимает вопрос об элементарной ячейке, простейшей ассоциации магматических тел или пород, с которой начинается новый надпородный (формационный) уровень системной организации вещества.

Теория и практика геологических исследований показывает, что в качестве элементарной магматической системы может рассматриваться пространственно обособленный, функционирующий в течение некоторого времени очаг однородного расплава. Обладая способностью к саморазвитию, расплав неизбежно претерпевает эволюцию, трансформируясь в конечном итоге в совокупность разобщенных интрузивных тел с одной стороны или ассоциацию горных пород — с другой.

Петрогенетическая серия — это ассоциация изверженных горных пород, образовавшихся в результате дифференциации однородного расплава конкретного магматического очага.

В петрогенетической серии, как конечном состоянии эволюционирующей системы, в соответствии с законом изоморфизма одновременно отображены закон и инвариант преобразования, которые в совокупности и определяют ее целостность.

В качестве инварианта преобразования действует закон сохранения вещества — массы компонентов в породах петрогенетической серии равны таковым в исходном расплаве. Из этого закона вытекает следствие, что в породах петрогенетической серии обязательно должны быть характеристики, тождественные таковым в исходном расплаве.

Основными законами преобразования являются: 1) закон антивтектического состава. Состав остаточного расплава всегда стремится к точке эвтектики (котектики) при данных P — X параметрах соответствующей физико-химической системы. Отсюда следует, что траектория движения точки эвтектики в координатах состав P — X является пределом изменения состава остаточного расплава (пределом дифференциации); 2) закон кристаллизационной дифференциации. В процессе кристаллизации расплава твердые фазы стремятся к относительному обособлению в соответствии с их плотностью.

Из законов преобразования следует — продукты дифференциации (кумуляты и остаточный расплав) имеют полярные составы относительно исходного состава расплава в многомерном признаковом пространстве химических элементов.

Очаговый комплекс — есть совокупность магматических тел, сложенных породами единой петрогенетической серии. Очаговый комплекс является, по сути, проекцией магматического очага, сохраняет вертикальную ось симметрии последнего (в простейшем случае это цилиндрический тип симметрии). В общем случае форма ареала отражает элементы симметрии магматического очага и вмещающей среды и имеет форму эллипса.

Преобразование магматического очага в систему интрузивных тел осуществляется в пульсирующем режиме по принципу

рассеяния направленного потока магматического расплава.

Понятие очагового комплекса полностью включает в себя понятие петрогенетической серии и является статическим изоморфным эквивалентом элементарной магматической динамической системы — очага. Петрогенетическая серия характеризует только вещественную структуру системы без учета ее пространственных характеристик.

Понятия «очаговый комплекс» и «петрогенетическая серия» в практике геологического картирования практически не используются, но они необходимы для понимания категорий «магматический комплекс» и «региональная серия».

Второй уровень системной организации магматических тел, в котором очаговые комплексы выступают в роли элемента, допускает образование двух типов магматических систем в зависимости от закона их композиции.

1. Латеральный ряд синхронных магматических очагов с однотипными расплавами. Магматическая система с таким типом композиции элементарных очагов определяется следующими положениями: 1) регион, отвечающий конкретной геодинамической обстановке, имеет общее однотипное строение на уровне магмогенерации; 2) магматическая деятельность в структурно-тектонических областях линейного типа проявляется в виде протяженных цепей (правильной формы) вулканов или интрузий с узловым размещением последних через определенные интервалы.

Эволюция такой магматической системы завершается, по существу, формированием ансамбля разновозрастных очаговых комплексов, расположенных вдоль некоторой линии, причем, петрогенетические серии в этих очаговых комплексах являются однотипными. Учитывая неизбежные вариации в динамике и эволюции каждого конкретного магматического очага, соответствующие петрогенетические серии не будут полностью аналогичны.

Региональной серией называется ассоциация геологически разновозрастных изверженных горных пород, образующихся при дифференциации магматического расплава определенного типа в пределах конкретного региона. Другими словами, региональная серия — это совокупность геологически разновозрастных петрогенетических серий определенного типа.

Региональная серия представляет собой, по сути, обобщенную рамками региона совокупность горных пород, образующихся при эволюции определенного расплава в конкретной геодинамической обстановке. Законы преобразования расплава магматических очагов в региональную серию аналогичны таковым для петрогенетической серии, но проявлены в виде статистически устойчивых тенденций, образующих вещественную структуру ассоциации.

Совокупность магматических тел, сложенных породами региональной серии, образуют **магматический комплекс**. Иначе, магматический комплекс — это региональная ассоциация разновозрастных очаговых комплексов, сложенных породами петро-

генетических серий одного типа.

Такой ансамбль очаговых компонентов характеризуется ярко выраженной пространственной структурой, заключающейся в строго регулярном положении центров очаговых комплексов через определенный период вдоль правильной линии. Пространственная структура магматического комплекса является отражением глубинного строения области магмогенерации в зоне взаимодействия литосферных плит.

2. Вертикальный ряд синхронных магматических очагов с разнотипными расплавами. Существование таких магматических систем обусловлено двумя положениями, достоверность которых обоснована теоретически, экспериментально и практически. Это, во-первых, вещественная расслоенность тектоносферы, а во-вторых, локализация в пространстве и времени источников тепла, инициирующих магматизм. В геологии такое явление описывается как «разноэтажный магматизм».

Эволюция такой магматической системы завершается формированием пространственно совмещенных разновозрастных генетически разнотипных магматических тел, ареал которых сохраняет вертикальную ось симметрии теплового потока и всей серии магматических очагов. Совмещение осей симметрии и направление движения всех отдельных потоков расплава обуславливает формирование единого ансамбля интрузивных тел с четкой пространственной структурой, выраженной законом распределения. Вещественная эволюция системы магматических очагов осложняется вероятностью их взаимодействия и образования расплавов смешанного состава.

Гибридной серией называется ассоциация изверженных горных пород, образующихся в результате смещения магматических расплавов двух и более типов.

Образующаяся в результате эволюции магматической системы второго уровня ассоциация горных пород может иметь широкие вариации составов и множество разнотипных трендов дифференциации, вследствие чего вся вещественная структурная упорядоченность не подлежит расшифровке.

Интрузивный узел (или очаговая структура) — это совокупность геологически разновозрастных, сближенных в пространстве интрузивных массивов, плотность распределения которых находится в обратной экспоненциальной зависимости от квадрата расстояния до их геометрического центра.

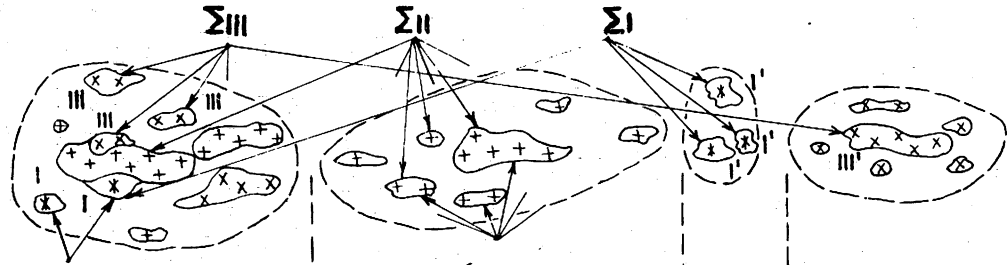
Интрузивные узлы могут быть как моногенные, так и полигенные.

Третий уровень системной организации ассоциации магматических тел устанавливается логически при объединении условий возникновения магматических систем второго уровня.

Он представляет собой группу синхронных вертикальных рядов магматических очагов, расположенных с определенным периодом вдоль правильной кривой. Статическим эквивалентом такой маг-

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕГИОНАЛЬНЫЕ

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ
ОРГАНИЗАЦИИ МАГМАТИЗМА



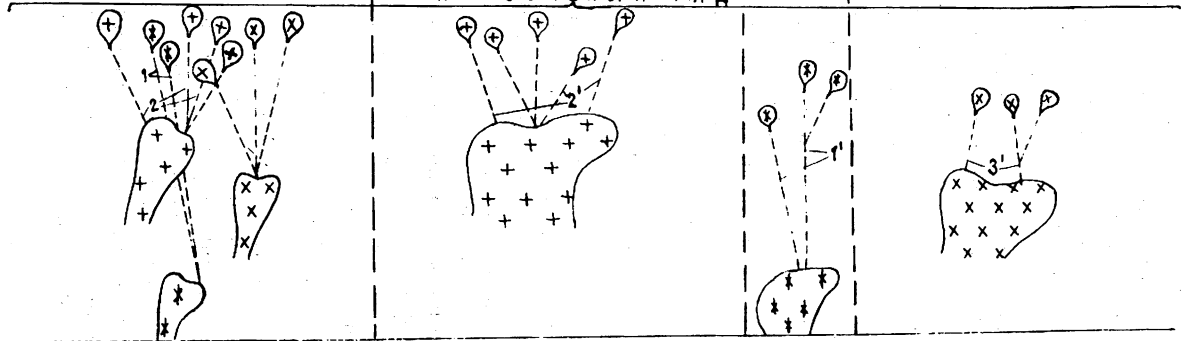
ОЧАГОВЫЙ КОМПЛЕКС
ПОЛИГЕННЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ УЗЕЛ

ОЧАГОВЫЙ КОМПЛЕКС
М О Н О Г Е Н Н Ы Е

И Н Т Р У З И В Н Ы Е У З Л Ы

ИНТРУЗИВНЫЙ РЯД

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ
ОРГАНИЗАЦИИ МАГМАТИЗМА



матической системы является интрузивный ряд — совокупность геологически разновозрастных интрузивных узлов.

Ассоциация пород, слагающая интрузивный ряд, включает как разнообразные гибридные, так и региональные серии, поэтому в большинстве случаев исследование вещественной структуры возможно только для отдельных фрагментов. Далее представлена общая схема (схема 1) иерархии ассоциаций магматических тел и соотношение их с реальными таксонами (см. также рис. 7 и табл. 2).

Номенклатура ассоциаций магматических тел. Выделенные таксономические единицы ассоциаций магматических тел можно разделить на две группы по типу их системной организации: 1) ассоциации тел с пространственно-временной структурой и 2) ассоциации тел с вещественной и пространственно-временной структурой. Для ассоциации первого типа название складывается из собственного названия таксона, его геологического возраста и географической привязки (например, раннепермский Сурметашский интрузивный узел, позднепалеозойский интрузивный ряд Туркестано-Алая). Допускается упрощенное название интрузивного узла без указания возраста. Поскольку образование интрузивных рядов обычно отвечает определенной геодинамической обстановке, в его название может вводиться дополнительный признак, указывающий на геодинамическую обстановку формирования ряда.

В название ассоциаций второго типа обязательно входят признаки, содержащие их вещественные особенности (состав доминирующих горных пород), географическую распространенность (для магматического комплекса) или название очаговой структуры (для очагового комплекса). Например, караказский габбро-монзонит-гранодиоритовый магматический комплекс.

Дополнительно в название может вводиться геологический возраст.

Рис. 7. Соотношение основных таксонов сериального и формационного подходов в изучении магматитов.

Интрузивный комплекс — совокупность однотипных очаговых комплексов; *очаговый комплекс* — геологические тела, сложенные магматическими породами одной петрогенетической серии; *петрогенетическая серия* — магма изолированного очага, а также все продукты его эволюции.

Уровень организации магматитов

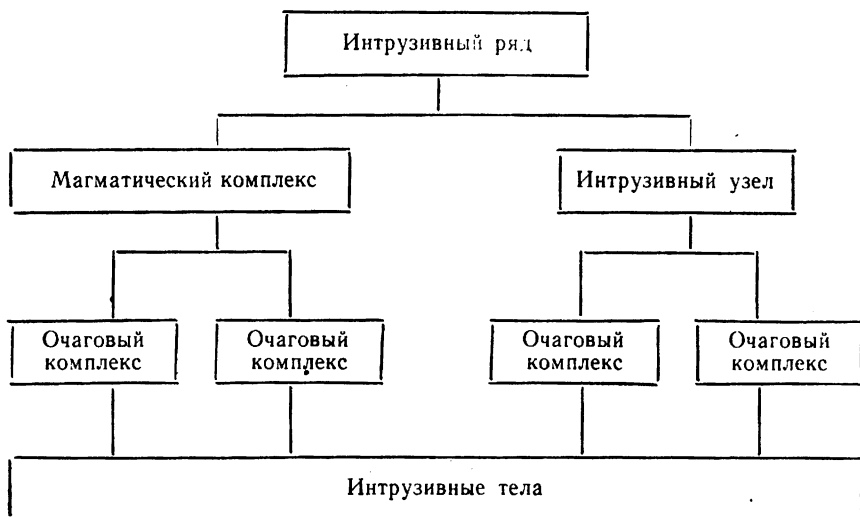
вещественный	геологический
1. Петрогенетическая серия, расплав в очаге и его производные (I)	Очаговый комплекс (I)
2. Региональная серия ($I+I'+I''$)	Интрузивный комплекс ($I+I'+I''$)
3.	Интрузивный узел ($I+II+III\dots$)
4.	Интрузивный ряд — сумма интрузивных узлов.

Номенклатура серий изверженных горных пород. В соответствии с принятой систематикой важный таксономический ранг отводится понятию «петрохимическая серия магматических горных пород» или «петрохимическая серия». По правилам номенклатуры полное название серий изверженных горных пород более низкого ранга должно складываться из родового признака и видовых отличий. В качестве родового признака применяется общепринятое наименование конкретной петрохимической серии. Видовые отличительные признаки образуются от географических названий и геологического возраста. Порядок формирования названий для серий всех принятых рангов приведен в табл. 3.

Название гибридных серий складывается по следующему принципу: геологический возраст + «гибридная серия» + географическое название очаговой структуры или региона. Например, раннепермская гибридная серия Сурметашской очаговой структуры. В том случае, когда установлен тип смещения, эта информация добавляется в название. **Пример:** раннепермская гибридная латит-известково-щелочная серия Сурметашской очаговой структуры.

Весьма важным моментом с точки зрения вещественных признаков магматического комплекса при выделении последнего является понимание, что такое фаза, фация, а также соотношение этих понятий. Достаточно подробно эти понятия рассмотрены Г. Л. Добрецовым и др. в «Принципах расчленения и картиро-

Схема 1.



Иерархия ассоциаций магматических тел

Таксономические единицы			
Уровни системной организации интрузивных тел			
	III		
	II		
	I		
Ассоциация, тип парагенезиса и условия эволюции	Интрузивный узел	Магматический комплекс	Интрузивный ряд
Ассоциация магматических тел	Ассоциация петрогенетических и гибридных серий	Петрогенетическая серия	Ассоциация региональных и гибридных серий
Тип парагенезиса горных пород	Дифференциация и смещение разнотипных расплавов вертикального ряда синхронных магматических очагов	Дифференциация однородного расплава обособленного магматического очага	Дифференциация и смещение разнотипных расплавов вертикально-латеральных рядов синхронных магматических очагов
Условия эволюции			

вания гранитоидных интрузий» (1988 г.), где их авторы уделяют особое внимание особенностям выделения и изучения именно фаз, считая их элементарными геологическими телами, с которых надо начинать изучение плутонов. По существу, само понятие «интрузивный массив» исчезло из предложенной в указанной работе номенклатуры, а подменено термином «фаза». В то же время авторы выделяют несколько разноподчиненных типов фаз, в том числе внедрения и становления, и внутрикамерных инъекций, что приводит к некоторой неопределенности самого понятия, а следовательно к снижению строгости построений, основанных на нем. Поэтому необходима оговорка, в какой связи и в каком объеме понимается термин «фаза».

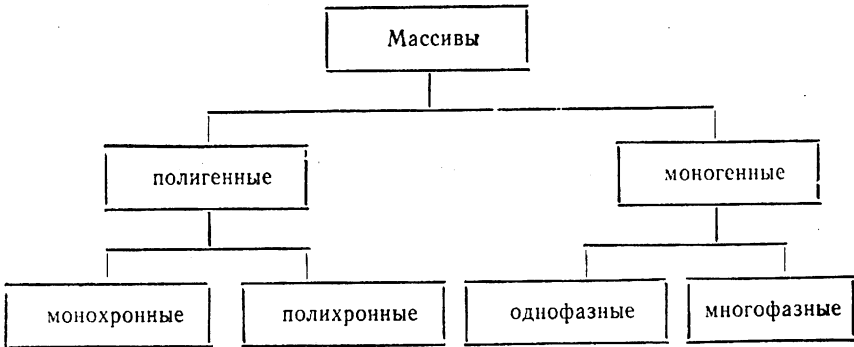
На основании опыта работ по изучению магматитов Туркестано-Алая (а по многим параметрам и многообразию он является эталонным) нам представляется, что каждая

Классификация серий изверженных пород

	Серия изверженных горных пород		
	петрохимическая	региональная	петрогенетическая
Название серии	Родовой признак	Геологический возраст + родовой признак + географическое название региона	Геологический возраст + родовой признак + географическое название очаговой структуры
Примеры названия серии	Известково-щелочная серия	Раннепермская известково-щелочная серия Туркестано-Алая	Раннепермская известково-щелочная серия Сурметашской очаговой структуры (допускается название без указания возраста)

фаза, ее состав и объемы отражают определенную стадию дифференциации промежуточного магматического очага, т. е. являются результатом глубинной дифференциации расплава. Породы, сформированные в единую фазу внедрения, характеризуются индивидуализированными петрографическими и геохимическими признаками и имеют четкую границу раздела с породами предыдущих и последующих фаз. Степень дифференциации и число импльсов (фаз) зависит от тектонического режима, контролирующего процесс становления плутона.

Поскольку практически в любом объеме магматического расплава осуществляется дифференциация, то и изучать следует все-таки не отдельные фазы (объемы) плутонов, а весь плутон в целом. В этой связи остановимся на типах массивов в зависимости от их внутреннего вещественного строения (схема 2). Массивы по этим признакам можно разделить на две группы — полигенные и моногенные. Последние формируются за счет однородного расплава и могут быть как многофазными, когда разные фазы отражают разные этапы эволюции расплава, а сами они являются комагматами и образуют петрогенетическую серию, так и однофазными (чаще это мелкие тела — сателлиты более крупных плутонов). В таких случаях породы массива относятся к одному комплексу. Полигенные массивы могут быть сложены разновозрастными породами, но принадлежащими различным уровням магмогенерации и относящимся к различным сериям, а следовательно, комплексам. В этом случае обычным являются гибридные породы, возникшие в результате смешения магм различной сериальной принадлежности. Здесь возможны варианты выделения наряду с комплексами чистых серий комплексов гибридных. Наконец, наиболее сложно построены полигенные тела, состоящие из полихронных магматитов. Массивы такого типа могут быть сложены



разновозрастными породами как однотипных, так и разнотипных серий.

В этом случае особенно трудно поддаются расшифровке полихронные массивы, сложенные однотипными породами, но относящиеся к различным циклам магматической деятельности. Например, пространственная совмещенность гранитоидов известково-щелочной серии каледонского и герцинского циклов.

При изучении магматитов иногда существует практика относить к фазам все тела с четкими границами раздела вне зависимости от их размера. При таком подходе выделяется до 10 и более фаз, часто к ним относят при этом сегрегации, реститовый материал и т. д. При изучении петрохимического состава этих так называемых фаз оказывается, что комплементарного ряда они не образуют, что указывает на их гетерогенность. Практика изучения сложно построенных массивов и комплексов показывает, что необходимо учитывать и масштаб исследования.

В фазы имеет смысл выделять тела, отображаемые в масштабе карты. Необходимым и достаточным масштабом для вскрытия особенностей строения массивов гранитоидного состава, в силу физико-химических особенностей кислых расплавов, является крупный (1 : 50 000, 1 : 25 000) масштаб. При изучении интрузий основного или щелочного состава рационально использовать более детальный масштаб (например, 1 : 10 000).

В абсолютном большинстве плутонов наблюдаются различия между породами краевых и ядерных частей с постепенными переходами между ними, которые при полевых наблюдениях, как правило, не фиксируются. Наличие пород краевых фаций обязано своим появлением различным приконтактовым процессам (эманационным, контаминационным, кислотно-основного взаимодействия и т. д.). Кроме отмеченных крайних случаев проявления фаз и фаций, существуют скрытые фазовые границы. Обычно они

проявлены в мезоабиссальных плутонах, представляющих собой промежуточные очаги. Случаи постепенных переходов, но не фациальные, часто ритмичного строения, наблюдаются в зонах реализации гибризма.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Работы по составлению карт нового поколения в отличие от традиционного картирования ставят геолога перед необходимостью давать геодинамическую интерпретацию закартированным интрузивным телам. Поэтому сбор материала должен осуществляться таким образом, чтобы обеспечить такую возможность. Это достигается в результате последовательно-циклического тестирования геологического объекта (интрузивного тела).

Процесс изучения грубо разделяется на два цикла — анализ и синтез. Результатом первого цикла является расчленение интрузивного тела до уровня простейших его составляющих. В результате второго мы получаем опорную легенду интрузивного магматизма и основу для регионального прогноза. Геодинамический анализ целесообразно проводить по эталонным объектам, когда легенда уже в главных своих чертах определена. Последовательность операций по изучению интрузивных тел и созданию опорной легенды (алгоритма дискриминации интрузивных тел) видна на схеме 3.

Первый цикл работ представляется наиболее важным, так как от того, насколько тщательно он проведен, зависит окончательный результат, в качестве которого рассматривается опорная легенда. Этот цикл работ включает комплекс полевых и камеральных исследований, сменяющих друг друга в челночной последовательности.

Первое тестирование плутона осуществляется по физиографическим признакам слагающих этот плутон пород. Наиболее важным из признаков для полнокристаллических пород является их минеральный состав, который в ряде случаев может давать предварительную геодинамическую информацию. К числу породообразующих минералов-индикаторов относятся роговая обманка (I-гранитоиды), гранат и мусковит (S-гранитоиды). Другим существенным признаком может служить текстура пород (массивная, реже директивная для I-типа и часто гнейсовидная для S-типа).

Одновременно с оценкой физиографических признаков оценивается и общегеологическая ситуация нахождения плутона и соотношение с окружающими породами. Для гранитоидов известково-щелочной и латитовой серий, если они не вовлекались в более поздний процесс метаморфизма, характерны процессы ороговикования



вмещающих алюмосиликатных пород, в то время как палингенные гранитоиды практически всегда обнаруживают тесную связь с метаморфитами амфиболитовой фации. Для массивов щелочной серии характерны процессы альбитизации и фенитизации вмещающих пород.

Уже по ряду физиографических и геологических признаков производится разбраковка массивов на моногенные (сложенные однотипными гранитоидами) и полигенные (сложенные разнотипными гранитоидами). Эта первая операция производится попутно при полевых исследованиях и не требует никаких специальных затрат. Визуальная оценка полигенности или моногенности массива осуществляется при картировании в маршрутах и при производстве петролого-геохимических разрезов, когда отбирается вещество на всевозможные анализы и фиксируется соотношение фаз, фаций, вмещающих и интрузивных пород.

Моногенные массивы в зависимости от особенностей их внутреннего строения подразделяются на простые однофазовые однофациальные, простые однофазовые полифациальные и сложные, в строении которых участвуют две и более фаз. В последнем случае, когда массив сложен широкой гаммой генетически родственных пород, можно установить особенности петрогенетической серии. Именно такие массивы способны дать наиболее корректную геодинамическую информацию.

В случае полигенных массивов определяется характер полигенности. Полигенность обуславливается различными условиями магмогенерации в результате единого цикла, либо обязана пространственному совмещению магматитов, генерация которых происходила на различных временных уровнях. Для ответа на этот вопрос необходимо выполнить целый комплекс полевых наблюдений и иметь результаты химико-аналитических исследований. Дискриминация этого уровня возможна только после получения необходимых вещественных характеристик. При этом решается вопрос о возрастной и сериальной принадлежности магматитов полигенного массива. Возможны три случая. Первый — когда полигенный массив сложен образованиями различных серий, но геологически разновозрастными (монохронный), второй — когда массив сложен образованиями различных серий, сформированных в различные циклы тектогенеза, и третий — однотипной петрохимической серией, формирование которой происходило в различные циклы тектогенеза (например, в каледонский и герцинский). В двух последних случаях массив будет полихронным.

Кроме вещественных параметров элементов, из которых состоит полигенный массив, необходимой является информация о возрастных взаимоотношениях этих элементов. Эта информация накапливается в процессе геологических наблюдений, заверяемых непротиворечивыми данными по абсолютному возрасту. В этой связи очень важна роль геохронологических исследований, позволяющих дискриминировать интрузивное тело до элементов, ко-

торые уже можно корректно объединять и группировать в таксоны для построения легенды.

Среди монохронных (геологически одновозрастных) массивов возможны следующие варианты. Первый — когда массив сложен различными комплексами (сериями), представленными фазами одного порядка. Под фазами одного порядка в данном случае подразумеваются геологические тела, образованные за счет дифференциантов, прошедших одинаковый параллельный путь развития, но за счет разных по составу очагов. Такое возможно, когда дифференциация разных очагов контролируется единым тектоническим процессом. Особенностью таких массивов является наличие зон гибридизма, в которых происходила реализация процессов смешения разнотипных расплавов.

Второй — массив сложен целиком гибридными породами. Появление подобных массивов возможно там, где процесс гомогенизации расплава, произошедшего за счет смешения разных магм, реализовался полностью. Очевидно, что для того, чтобы распознать гибридную природу отдельного массива, необходимо знать характер гибридизма, который можно наблюдать в зонах взаимодействия в массивах первого типа. В других случаях это можно лишь с достаточной степенью условности определить по вещественным особенностям.

Третий вариант монохронных массивов — это когда массив сложен породами различной сериальной принадлежности (различными комплексами), но фазы этих комплексов разного порядка и поэтому взаимоотношения между ними рвущие, в разных массивах может быть относительная «возрастная» последовательность фаз, относящихся к разным комплексам, а для региона в целом переплетающиеся возрастные соотношения комплексов.

Для полихронных массивов возможны два варианта полихронности. Первый, когда массив сложен разновозрастными разносериальными комплексами, представляет собой случай наиболее распространенный. Однако следует иметь в виду, что такие массивы легко путаются с третьим вариантом монохронных массивов. Поэтому здесь особенно важна роль абсолютных геохронологических датировок, а кроме того исключается «переплетение» геологических взаимоотношений.

Второй вариант — массив сложен разновозрастными комплексами, но из образований, относящихся к однотипной петрохимической серии. В этом случае физиографические отличия могут отсутствовать, а природа такого массива распознается либо по антидромному характеру смены фаз, либо по резко различающемуся абсолютному возрасту. Кроме того, необходимо в этом случае находить тонкие, но существенные отличия на минеральном (акцессорном) и геохимическом уровнях.

После всех проведенных операций первой стадии (анализа) мы получаем данные, необходимые для объединения по существен-

ным сериальным признакам геологических интрузивных тел (фаз и монокенных массивов) в интрузивные комплексы.

В соответствии со сложившейся традицией легенда строится на основе понятия «региональный комплекс». Для отображения геологической информации крупного масштаба это необходимое и достаточное условие, однако для прогнозных целей иногда необходимо выделение очаговых комплексов, которые устанавливаются чисто математическими методами (сканирование скользящим окном) или физическими (оптическими) методами и здесь не рассматриваются.

При дискриминации магматических тел и выделении комплексов полевые и камеральные работы имеют равное значение. Подчеркнем, что за один цикл полевых и камеральных работ получить всю необходимую информацию невозможно, поэтому, как уже отмечалось выше, оптимальна челночная последовательность работ (схема 4).

В результате полевых работ первого цикла накапливается материал по фазам, фациям, массивам, в целом по региону. Это позволяет провести предварительную группировку выделенных таксонов в комплексы и разработать возможные варианты группировки, которые будут проверяться в процессе камеральных работ. При проверке в камеральный период полевых вариантов группировок, как правило, возникают неувязки, неясности по возрасту и составу, в определении места того или иного таксона в предварительной легенде, выявляются противоречивые факты.

Устранение пробелов и противоречий в построениях, добор недостающей информации, проработка вновь появившихся вариантов группировки таксонов в комплексы — это основные задачи полевых работ второго цикла. Основным инструментом решения перечисленных задач являются ревизионные специализированные геологические маршруты.

Роль петролого-геохимических разрезов во втором цикле полевых работ незначительна. Они используются для дополнительного опробования и изучения вновь выделенных или ранее не охваченных таксонов. В завершающей стадии полевых работ второго цикла создается рабочий вариант легенды и схема корреляции интрузивного магматизма региона. После выполнения комплекса химико-аналитических и камеральных работ эта схема корректируется и создается опорная легенда интрузивного магматизма, которая служит основой при производстве геологосъемочных работ в регионе. Опорная легенда обязательно включает те таксоны, которые можно и следует картировать, позволяет производить сбивку разных серий листов в целях создания единой геологической основы для регионального прогнозирования.

Производство кондиционных геологосъемочных работ на основе разработанной опорной легенды является третьим циклом в последовательности работ по изучению интрузивных пород региона. В результате картирования достигается максимально полное

	Первый цикл	Второй цикл Полевые работы	Третий цикл
Средства	Специализированные геологические маршруты, петролого-геохимические разрезы и опробование	Ревизионные геологические маршруты, дополнительное опробование	Картирование интрузивных геологических тел в соответствии с легендой
Задачи	Сбор материалов по фазам, фациям, массивам в целом	Устранение пробелов и противоречий в построениях при доборе недостающей информации	Полное отображение геологической ситуации
Результат	Предварительная группировка фаз и массивов в комплексы. Выработка возможных вариантов группировки	Создание рабочего варианта легенды и схемы корреляции интрузивного магматизма	Создание геологической карты
	Камеральные работы		
Средства	Изучение физиографии и вещественного петролого-геохимического состава пород с использованием всего необходимого арсенала химико-аналитических методов	Те же, что и в первом цикле	Генетическая и геодинамическая типизация гранитоидов на основе петролого-геохимических данных, корректировка легенды и графическое изображение информации о магматитах, полученной математическими, оптическими и другими методами
Задачи	Проверка полевых вариантов группировок	Уточнение первого варианта группировок в комплексы	Выявление очаговых структур (узлов)
Результат	Нахождение верных вариантов группировок, выявление противоречивых вариантов	Создание опорной легенды интрузивного магматизма	Региональное прогнозирование на основе легенды и локальное — на основе очаговых структур

отображение геологической ситуации, чего невозможно получить при первых двух циклах работ. При этом уточняется опорная легенда и создается геологическая карта с уточненной легендой к ней. На основе петролого-геохимических данных и общегеологической ситуации, полученных при картировании, становится возможным провести генетическую и геодинамическую типизацию гранитоидов для регионального прогнозирования полезных ископаемых.

Качественный картографический материал (геолкарта) позволяет при дальнейших работах переводить графическую информацию в цифровую, а следовательно корректно использовать математические методы, которые необходимо использовать, например, для выявления очаговых структур (магматических узлов) и дальнейшего прогнозирования на этой основе.

Полевое изучение. Методике полевого изучения интрузивных комплексов посвящена достаточно обширная отечественная литература [3, 22, 34, 37, 44—46, 48, 51]. Основные положения полевого изучения остаются теми же и при картировании на геодинамической основе. Кратко напомним, в чем они заключаются.

В основе выделения комплексов лежит принцип картируемости геологических тел, т. е. их физиографические признаки. В качестве таких признаков могут служить текстура, структура, макроскопический состав, некоторые вторичные преобразования пород. Идеальным случаем является восстановление и объемное отображение массива, когда видны не только изменения состава и текстурно-структурных признаков по горизонтали, но и изменения по вертикали. Это возможно только при хорошо расчлененном рельефе или при использовании данных бурения. Пространственное отображение при расчлененном рельефе достигается сочетанием кондиционной сети наблюдений по площади и изучением закономерностей внутреннего строения массива на определенных срезах, т. е. по петролого-геохимическим разрезам.

В процессе маршрутных исследований выясняется внутреннее строение плутона, на основании полевых наблюдений определяются интрузивные фазы и фации пород, слагающих массив. Выделенные таксоны изучаются при помощи петролого-геохимических разрезов, призванных более тщательно охарактеризовать вещественный состав пород.

Разрезами пересекаются наиболее представительные участки, определенные в специализированных маршрутах. Масштаб исследований зависит от общегеологической ситуации: размеров изучаемых тел, фациального многообразия и т. п., но он всегда крупнее масштаба проводимых работ. Так, масштаб петролого-геохимических разрезов при геологосъемочных работах 1 : 50 000—1 : 25 000 обычно варьирует в пределах 1 : 5000—1 : 1000, а шаг опробования выбирается в пределах 10—50 м со сгущениями на сложных участках до 0,1—1,0 м. Длина разрезов может варьировать в самых широких пределах и определя-

ется геологической целью: необходимостью пересечения полной геологической ситуации или получения вещественной характеристики отдельной фазы или фации.

Разрезы сопровождаются отбором проб на различные виды анализов, при этом должны соблюдаться следующие требования. Количество геохимических проб по основным таксонам должно отвечать минимально необходимому для статистической обработки (30—40), количество отбираемых проб на силикатный анализ составляет примерно пятую — шестую часть от этого количества (6—8), кроме того, необходим отбор 1—2 протоколов на аксессуарные минералы по каждой точке опробования, при этом вблизи контактов шаг отбора их необходимо уменьшить, даже если макроскопически никаких изменений физиографии не отмечается. Некартируемые петрологические разновидности и жильные образования должны быть охарактеризованы минимум 1—2 пробами на необходимые виды анализов. Методике отбора проб посвящена специальная литература [3, 28, 29, 37, 51 и др.] и здесь эти вопросы не рассматриваются.

При производстве полевых работ особое внимание следует придавать зонам контактов магматических тел, сложенных образованиями различных серий (комплексов). Такие зоны особых сложностей не представляют, когда в соприкосновение приходят разновозрастные образования. В этих случаях образуются зоны закалки со стороны более молодых пород и вторичные преобразования со стороны более древних. Весьма сложные соотношения могут возникать при взаимодействии генетически разнородных, но разновозрастных расплавов. В этом случае обычны мощные зоны гибридных пород. При прослеживании таких зон можно наблюдать парадоксальные случаи, когда в разных местах фиксируются обратные соотношения одних пород с другими. Такие случаи взаимопрорывания могут объясняться по-разному, в частности, неравномерно проявленным «замораживающим» эффектом поглощенного вещества вмещающих карбонатных пород. Это всегда необходимо иметь в виду, так как наблюдаемые единичные случаи прорывания могут привести к созданию неверных схем магматизма.

Ярким примером проявления гибридизма служат соотношения магматитов щелочной и коровой палингенной гранитной серии [38], а также магматитов известково-щелочной и латитовой серий [38, 41], описанных для Туркестано-Алая.

Случаи зон смешения различных по происхождению магматитов при хорошей обнаженности распознаются достаточно просто (даже в полевых условиях) по «промежуточному» физиографическому облику.

Когда смешанные расплавы, внедряясь в более высокие горизонты, создают самостоятельные очаги, распознать их гибридную природу без тонких минералогических и петролого-геохимических исследований уже весьма затруднительно. Наиболее оперативным и достаточно надежным представляется минерало-

гический метод, при котором особое внимание уделяется акцессорным минералам, дающим обычно смешанные комбинации минералов как по составу, так и по типоморфизму [1, 15, 29, 30]. Для более строгого доказательства следует использовать весь арсенал петрохимических, геохимических и изотопных данных, принятых при традиционном картировании.

Химико-аналитические исследования. На этапе камеральной обработки собранного каменного материала, безусловно, полностью сохраняют свое значение традиционные методы петрографических исследований. И первое место среди них по-прежнему принадлежит микроскопическому изучению горных пород. В ходе такого изучения уточняется полевая диагностика пород на основе определения их модального состава, определяются особенности структуры, соотношений между минералами, устанавливается или оценивается состав минералов — твердых растворов, набор аксессуаров.

Акцессорные минералы, как было показано в предыдущем разделе (см. табл. 1), являются чуткими индикаторами генетического типа гранитоидов. Поэтому очень полезным может оказаться качественный минералогический анализ протолочек. Пример конкретного использования особенностей акцессорной минерализации рассмотрен в разделе 4.

Важная информация может быть получена по типохимизму и структурному состоянию породообразующих минералов, которые изучаются при необходимости всем арсеналом современных методов (химический и микрозондовый анализы, рентгеновская дифрактометрия и т. д.).

Изучение вещественного состава горных пород начинается с определения петрогенных элементов, которые в настоящее время все чаще анализируются с помощью автоматизированных установок типа КРФ (рентгеноспектрально-флуоресцентный анализ).

Следует подчеркнуть роль геохимических и изотопных исследований, так как для геодинамического анализа данных по петрохимии уже оказывается не всегда достаточно. В современной петрологии изверженных пород геохимическим исследованиям принадлежит особое место. Геохимическая информация широко используется для типизации магматитов, в частности, гранитоидов, как показано в предыдущем разделе, для оценки металлогенетической специализации и потенциальной рудоносности интрузивных комплексов [9, 11, 27, 53, 71 и др.]. Фундаментальное значение приобрело в петрологии моделирование процессов петрогенеза [5, 16, 72].

Основное на данных по коэффициентам распределения редких элементов между фазами магматической системы (расплав — кристалл — флюид), оно является надежным инструментом в расшифровке природы и источников первичных магм и механизмов их эволюции. В работах этого направления используются чаще

всего элементы с большими ионными радиусами и их изотопы (Rb, Cs, Ba и т. д.) с высоким отношением заряда к радиусу (Nb, Ta, Y, Zr, Hf и т. д.). Велика роль редких земель, представляющих в совокупности уникальную «индикаторную шкалу», которая по особенностям фракционирования элементов позволяет вскрывать тонкие особенности петрогенеза. Принципы и приемы этого модельного использования геохимических данных можно найти во многих работах [61, 65, 72 и др.].

Нет необходимости доказывать, что выявление генетических особенностей магматических образований с помощью геохимических данных значительно эффективнее при формационном расчленении, чем только их эмпирическое сопоставление.

Главным требованием к геохимическим исследованиям является использование аналитических методов достаточно высокой точности и воспроизводимости. Широко распространенный полуквантитативный спектральный анализ может оказаться полезным для предварительной оценки геохимической специализации интрузивных комплексов, но его результаты нельзя использовать в целях геодинамической дискриминации и петрогенетического моделирования.

Лучше пожертвовать каким-то количеством спектральных анализов, но провести точные определения редких элементов другими методами. Наиболее распространенными и надежными из них являются пламенная фотометрия (редкие щелочи, Li, Rb, Cs) и рентгеноспектральный анализ (Rb, Sr, Ba, Nb, Y, Zr, Th, U, Mo, Ce, La и др.). Широкий круг элементов, в том числе редкие земли, может быть определен инструментальным нейтроно-активационным анализом, к сожалению, пока еще труднодоступным.

Полевые наблюдения взаимоотношений пород различных комплексов должны подтверждаться непротиворечивыми данными по абсолютному возрасту. Для фанерозойских пород вполне корректные результаты получаются при использовании K-Ar и Rb-Sr методов. Последний, однако, пока еще не получил в отечественной практике широкого распространения, а что касается первого, то при использовании его нужно учитывать следующее. До недавнего времени предпочтение отдавалось изучению изотопных систем биотита, который легко сепарируется и характеризуется высоким содержанием калия, что упрощает сам аналитический процесс. В то же время в работах Н. Н. Амшинского и А. Г. Рублева [3, 52] убедительно показаны причины, влияющие на искажение датировок абсолютного возраста по этому минералу и ограничивающие возможности его применения даже при статистическом подходе к решению проблем возраста. Поэтому современная изотопная калий-аргоновая геохронометрия строится на модельном подходе, который не ограничивает себя только получением цифровой информации. Главным становится поиск доказательств надежности измеренного возраста. С помощью различных приемов, специфических для каждого метода, определяется

степень нарушенности используемых изотопных систем в течение геологической истории изучаемого объекта, и на этой основе производится выбор интерпретационной модели.

Для установления возраста желательнее использовать несколько изотопно-геохронологических методов, но в ряде случаев удастся надежное датирование и с помощью одного из них. В первую очередь это реализуется для фанерозойских магматических пород, особенно, если имеются геологические данные об их верхней или нижней возрастной границе.

Возможности модельного подхода интерпретации калий-аргоновых изотопных систем даны в специальной статье А. Г. Рублева [52]. Суть этого подхода сводится к следующему. Выявление открытости—замкнутости К-Аг систем базируется на надежно установленной и обоснованной экспериментально различной устойчивости используемых в К-Аг геохронологии минералов к внешним, главным образом, тепловым воздействиям. В порядке уменьшения устойчивости эти минералы составляют ряд: амфибол — мусковит — биотит — калишпат. Это означает, что совпадение измеренного возраста всех минералов из одной пробы возможно только в двух случаях: либо при полной сохранности, неизменности К-Аг систем, либо при полной потере радиогенного аргона всеми минералами. В первом случае, означаящем, что каких-либо существенных воздействий на породу не было, измеренный возраст соответствует времени ее образования. Во втором случае, отвечающем сильному наложенному тепловому процессу (по ориентировочным данным не менее 500°C), измеренный возраст соответствует времени проявления этого процесса.

При менее интенсивных воздействиях измеренные значения возраста минералов каждой пробы должны располагаться в соответствии с указанным рядом устойчивости (если не произошло внедрение избыточного аргона). При этом различия в степени сохранности изотопных систем бывают настолько значительными, что амфибол может практически не потерять аргона, в то время как биотит — оказаться почти полностью «омоложенным». Из этого следует, что при небольшой разнице в показаниях различных минералов-геохронометров, измеренный возраст амфибола близко соответствует времени образования интрузивной породы. Для того чтобы в этом убедиться, необходим анализ минералов из серии проб и выявление характера изменчивости возрастов в ряду минералов-геохронометров, при этом надежное датирование К-Аг методом может быть проведен лишь при использовании нескольких минералов из одной пробы. Понятно также, что широко распространенные до сих пор попытки датирования интрузивных пород по биотитам и калишпатам, относительно легко выделяемым из минералогической пробы, методически неверны, а во многих случаях почти бессмысленны. Только использование минералов с термически устойчивыми К-Аг изотопными системами (амфибол, мусковит) может дать удовлетворительные результаты.

Изотопно-геохимические исследования не ограничиваются определением абсолютного возраста. Установление изотопных отношений стронция, свинца и урана, кислорода, самария и неодима в горных породах и минералах оказывается нередко единственным источником важнейшей информации о природе магм: мантийной, коровой или смешанной. К сожалению, такие исследования пока еще практически недоступны геологам-съемщикам, но нет сомнений, что в недалеком будущем их проникновение в геологическую практику будет неизбежным.

Примеры использования геохимических данных при расшифровке сложных соотношений между генетически разнотипными магматитами приводились выше и будут еще приведены в разделе, посвященном коллизионному магматизму Туркестано-Алая.

Подводя итог всему сказанному относительно рационального комплекса полевых и камеральных исследований, подчеркнем, что только кондиционная сеть наблюдений (возможная только на производстве) гарантирует полноту исходных данных. Все построения, основанные на отрывочных (некондиционных) сведениях, даже с использованием современных методов химико-аналитических исследований (это больше характерно для научных организаций), следует рассматривать как предварительные. Именно поэтому желателен более тесный контакт производственных и научных организаций. При использовании результатов химико-аналитических исследований необходимо иметь совокупность статистически обоснованных по петрохимии данных и модельные наработки по тонкой геохимии (и в том числе изотопной) с вытекающим отсюда количеством необходимого для этого материала.

КОЛЛИЗИОННЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Актуальной задачей геологического изучения Южного Тянь-Шаня является создание геодинамической модели строения и развития этой герцинской складчатой области и определение на основе такой модели факторов размещения и критериев прогнозирования полезных ископаемых.

Для Южного Тянь-Шаня с его спектром рудных полезных ископаемых (ртуть, сурьма, серебро, полиметаллы, олово, вольфрам, редкие металлы) эту задачу можно решить только после выяснения закономерностей коллизионного интрузивного магматизма, во многом определившего металлогенический облик региона. По разнообразию проявлений коллизионного магматизма ключевое место среди других герцинских складчатых структур Южного Тянь-Шаня занимает Туркестано-Алай.

Герциниды Туркестано-Алая уже в течение ряда лет рассматриваются как сложное покровно-складчатое сооружение,

формирование которого происходило при крупном горизонтальном перемещении горных масс [6, 50].

Традиционно в Южном Тянь-Шане выделяются четыре структурно-вещественных комплекса (рис. 8): осадочно-вулканогенный, терригенно-кремнистый, карбонатный, охватывающие нижний—средний палеозой, и верхнепалеозойский флишоидно-моласоидный.

Осадочно-вулканогенный комплекс, сформированный в обстановке океанического типа и охватывающий возрастной интервал от ордовика до среднего девона, обычно начинается конденсированными кремнистыми разрезами. Залегающий выше вулканогенный разрез, как правило, начинается ультраосновными лавами, быстро сменяющимися оливиновыми толеитовыми базальтами океанического типа. В основании, а иногда внутри разреза появляются тела пульверизационных гиалокластитов. Венчается разрез чехлом конденсированных кремнистых осадков среднего—верхнего девона. Осадочный чехол замещается по латерали туфами щелочных базальтоидов, ассоциирующими с известняками рифоидного облика и отвечающими обстановкам океанических поднятий.

Вулканогенно-осадочный комплекс перекрыт флишоидно-моласоидной толщей верхнего палеозоя.

Разрезы кремнисто-терригенного комплекса, отвечающего пассивным окраинам микроконтинента, развитые на северном и на южном склонах Алайского хребта, различаются, хотя и сложены однотипными породами. На северном склоне хребта разрез начинается маломощной песчано-сланцевой толщей венлока—пржидолия, выше сменяющейся в одних случаях конденсированным разрезом слоистых радиоляритов нижнего девона—нижнего карбона и известняков нижнего—среднего карбона, в других—терригенной толщей верхнего силура—среднего девона. В нижней части разреза появляются олистостромовые комплексы с олистолитами, олистоплаками и тектоническими фрагментами разрезов нижнего палеозоя. В них установлены спилиты, ассоциирующие с археоциатовыми известняками нижнего кембрия, а также полимиктовые конгломераты с линзами конодонтодержащих известняков ордовика. В гальке, помимо вышеперечисленных пород, содержатся обломки гранитов.

На южном склоне хребта комплекс начинается глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами ордовикского возраста. Они включают олистолиты археоциатовых известняков и черных фтанитов, аналогичных встречающимся на северном склоне. Выше залегают кремни, чередующиеся со сланцами; возраст их определяется в пределах от лландовери до серлухова, суммарная мощность до 500 м. В нижнедевонской части разреза появляются прослой толеитовых базальтов. Таким образом, для разрезов и северного, и южного склонов Алая характерны терригенные с

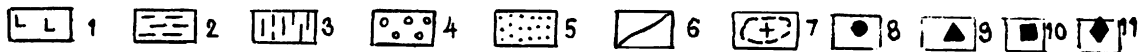
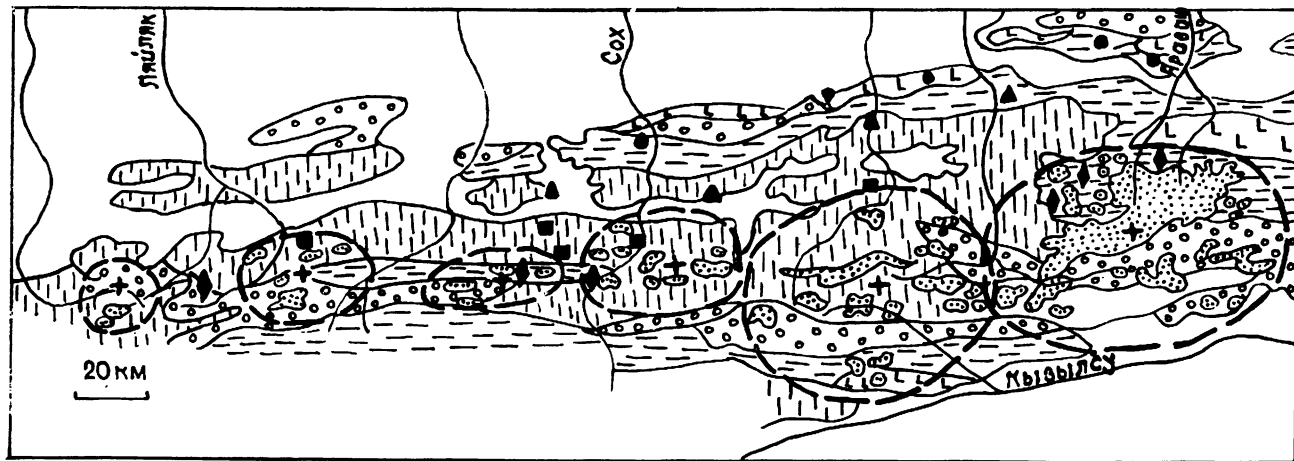


Рис. 8. Схема распространения СВК Туркестано-Алая, очаговых структур и проявлений полезной минерализации.

1—5 — СВК (1 — вулканогенный (офиолитовый), 2 — терригенный, 3 — карбонатный, 4 — молассоидный, 5 — коллизионные магматиты); 6 — границы СВК; 7 — очаговые структуры и их условные границы; 8—11 — месторождения и проявления ртути и сурьмы (8 — листовинитовый, 9 — джаспероидный, 10 — карбонатный, 11 — жильный).

олистостромами отложения в нижней части комплекса и конденсированные образования — в их верхах.

Карбонатный формационный комплекс наиболее широко распространен в Алайском хребте. Выделяются известняково-доломитовый и известняковый типы разреза. Первый, отвечающий внутреннему шельфу Алайского микроконтинента и охватывающий возрастной интервал от среднего девона до среднего карбона, представлен чередованием известняков и доломитов общей мощностью до 3000 м. Второй, соответствующий внешнему шельфу микроконтинента, сложен массивными известняками меньшей мощности (до 200 м) при более растянутом возрастном диапазоне — от низов лудлова до верхов нижнего карбона.

В верхних частях карбонатных разрезов появляются флишоидные отложения с олистолитами карбонатных и кремнистых пород.

Флишоидно-молассоидный комплекс коллизионного этапа развит на северных, южных склонах Туркестано-Алая и в его центральной части. При большом формационном сходстве в этих районах возрастной диапазон его значительно различается. Так, в северной части формирование его начинается в визе-серпуховское время, в центральной — в башкирско-московское, а в южной — в позднемосковское время. Флишоиды содержат множество олистолитов и олистоплаков, более древних отложений; встречаются олистоплаки, состоящие из более древних листрических олистостром. Комплекс наращивает либо вулканогенно-осадочные, либо кремнистые (соответственно в северной и южной частях), либо карбонатные (в центральной части) разрезы. В сурметашском прогибе комплекс «запечатывает» сближение карбонатного и кремнистого разрезов.

В современной структуре рассматриваемого региона выделяются три зоны — северная с южным падением поверхностей чешуйчатых надвигов и осевых плоскостей складок, южная с обратной ориентацией этих элементов и центральная, для которой характерна брахиформная складчатость и наличие интрузивных массивов.

В северной зоне наблюдаются фрагменты тектонических покровов, сложенных различными формационными комплексами.

Параавтохтон представлен породами известняково-доломитового комплекса, в нижнем покрове участвуют пластины известнякового и кремнисто-терригенного формационных комплексов с терригенным меланжем в основании, где иногда появляются и серпентиниты, верхний покров сложен образованиями осадочно-вулканогенного комплекса с серпентинитовым меланжем в основании. Покровная структура зоны осложнена чешуйчатыми надвигами и складками северной vergentности.

Для центральной и южной зон также характерно перемещение покровов в южном направлении, но с обратной последовательностью. Кроме того, отмечаются протяженные участки с опрокинутым залеганием карбонатного покрова, что заставляет до-

пускать возможность существования крупных лежачих складок.

Терригенно-кремнистые разрезы занимают нижнее структурное положение, а карбонатные залегают тектонически выше. Вулканогенно-осадочные разрезы развиты ограниченно, и серпентинитовые меланжи отсутствуют. В центральной зоне покровная структура осложнена брахиформной складчатостью, в южной зоне — линейными складками и чешуйчатыми надвигами с отчетливой южной вергентностью.

В истории формирования структуры региона можно выделить пять этапов, характеризующихся различными эндогенными режимами. Последние определяли условия развития коры (рис. 9).

Первый этап, отвечающий догерцинскому циклу, характеризовался континентальными условиями развития. Образования этого этапа распространены очень локально и судить о них мы можем лишь по обломкам, слагающим олистолиты из древних олистостромовых толщ. Состав обломков — кристаллические сланцы, известняки, фтаниты, плагиограниты кембрийского и отчасти докембрийского возраста во многом аналогичны подобным образованиям северного каледонского обрамления Южного Тянь-Шаня, что позволяет сделать вывод о существовании единого Казахстанского палеоконтинента в доордовикское время.

Второй этап можно классифицировать как этап преобладания режима растяжения. Начался он в раннеордовикское время и продолжался до девонского (см. рис. 9). В этот этап на его ранних стадиях начались деструктивные процессы, приведшие к образованию рифтогенных структур, обрамляющих образовавшийся Алайский микроконтинент с севера и с юга, а также проявленных в его центральной части.

Спреди́нг в северном его обрамлении, за счет которого сформировался Ферганский палеоокеан, носил рассеянный характер. Основной и ультраосновной состав глыб в подстилающих офиолитовую ассоциацию отложениях раннеордовикского возраста позволяет считать, что заложение северного палеоокеана произошло по ранее существовавшему шву с меланократовым фундаментом океанического типа. Характер спрединга в южной зоне пока не ясен.

Третий этап (см. рис. 9) развития региона, охватывающий период от девона до среднего карбона, является периодом относительной стабилизации режима, при котором происходило дальнейшее развитие рифтогенной структуры в центре микроконтинента. О проявлении подобных процессов, которые недостаточно выявлены и изучены, мы можем судить по появлению магматических контрастных серий живет-франского возраста на северных склонах хребта. В этот этап формируется и ряд симаунтов или островов в океане с типичным проявлением калиево-щелочного базальтоидного магматизма, также известных как на северных, так и на южных склонах.

Третий этап характеризуется наиболее значительным раскры-

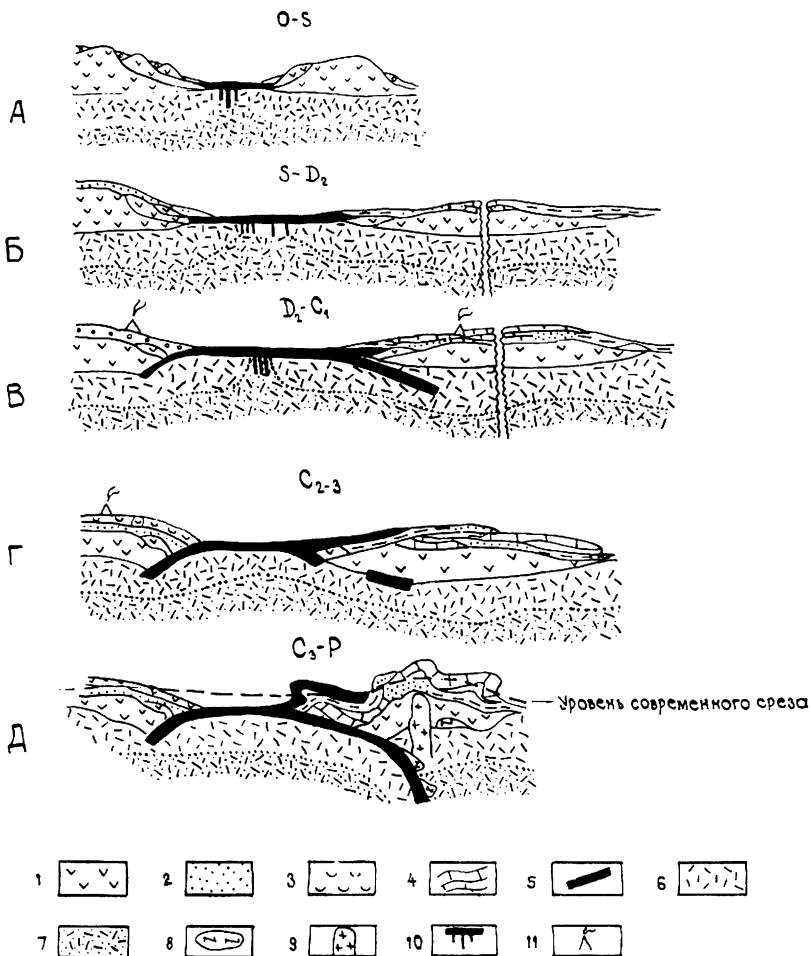


Рис. 9. Модель формирования герцинской структуры Алая на различных временных уровнях.

1 — кристаллическая континентальная кора; 2—4 — образования осадочного чехла (2 — терригенно-кремнистые, 3 — вулканогенно-осадочные, 4 — карбонатные); 5 — океаническая кора; 6 — истощенный слой мантии; 7 — неистощенный слой мантии; 8 — очаги магмогенерации; 9 — магматогенные образования; 10 — зоны рассеянного спрединга; 11 — вулканогенные постройки. А, Б, В, Г, Д — стадии развития.

тием океанических структур и латеральной дифференциацией бассейнов осадконакопления, осложняющих в целом простую картину профиля от микроконтинента к северному и южному палеоокеанам: шельф — континентальный склон — континентальное подножие — ложе океана. Вся область микроконтинента была охвачена мелководным карбонатным осадконакоплением извест-

няковых фаций ближе к открытому морю и доломитовых в центральной части микроконтинента.

Четвертый этап развития региона характеризуется преобладанием режима сжатия. Его начало можно отнести к границе нижнего и среднего карбона, когда началось первое заметное скучивание.

Процесс шарьирования, наиболее интенсивно проявленный в середине московского века, обязан обдукции примыкающих с севера палеоструктур и начался, по-видимому, еще в доколлизийное время. В дальнейшем, однако, уже после образования покровной структуры и в результате частичного создания аккреционной континентальной складчатой призмы, более тяжелая океаническая кора стала субдуцироваться. Процесс субдукции носил весьма интенсивный характер, что позволило за относительно короткий временной период (20—30 млн лет, рубеж позднего карбона и перми) пододвигающейся пластине достичь горизонтов недеплетированной мантии. Большая скорость пододвигания обусловила не только относительно кратковременность проявления коллизийного магматизма, но и крутой, практически вертикальный наклон сейсмофокальной зоны. За счет этого орогенный магматизм Туркестано-Алая характеризуется специфичностью, выраженной в пространственной и временной совмещенности магматических тел, формировавшихся за счет источников, находящихся на различных уровнях магмогенерации (более детально геодинамические и петрогенетические модели рассмотрены ниже). После завершения коллизии складчатая область приобрела, по-существу, свой современный облик.

Пятый, или постколлизийный, этап характеризуется континентальным типом развития.

Магматизм Туркестано-Алая начали изучать достаточно давно. Регион известен как один из немногих примеров образования щелочных пород в складчатых областях, в связи с чем щелочные интрузии оказались в центре внимания исследователей. Им посвящены многочисленные монографии и статьи [47, 59, 60 и др.], в то время как гранитоидные массивы остались слабо изученными. Скорее по аналогии с другими регионами, чем на основе геологических данных, гранитоидный магматизм относили к орогенному, а щелочной — к посторогенному («параплатформенному») этапу развития складчатой области. Установились представления и о «постгранитоидном» возрасте щелочных пород Туркестано-Алая. При этом чаще всего возраст диорит-гранитоидных массивов рассматривался как C_3-P_1 , а щелочных — как P_2-T_1 .

Однако в ходе геологической съемки были установлены факты, не укладывающиеся в эту схему магматизма [38—43, 62]. Были обнаружены прорывания гранитами как щелочных (нефелиновых сиенитов), так и субщелочных (монцитониты — сиениты) пород. Кроме того, было установлено, что гранитоиды региона гетерогенны и принадлежат, по крайней мере, трем самостоятельным

интрузивным сериям. Все это потребовало дополнительного изучения гранитоидных и щелочных пород Туркестано-Алая, главным образом их вещественного состава и геохронологии [1, 19, 38—43].

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕГИОНА

Гранитоиды нормального ряда. До недавнего времени все гранитоиды известково-щелочного ряда рассматривались как различные фазы формации гранитоидных батолитов, хотя и отмечалась специфика и разобщенность фаз в пространстве. В работах последних лет [38, 39] среди гранитоидов региона выделено два генетических типа; одни по происхождению являются коровыми, другие — подкоровыми. Между ними существует переходная группа, несущая в себе черты смешения этих двух типов. Гранитоидные комплексы, о которых идет речь, представлены главным образом плутоногенными разновидностями с подчиненным количеством продуктов вулканической деятельности (рис. 10). Вопросы их возрастного обоснования рассматриваются в соответствующих разделах, в том числе в специальном разделе, посвященном радиогеохронологическому датированию магматических образований.

К ним относятся следующие комплексы: 1) каравшинский адамеллит-лейкогранитовый; 2) арчабашинский монцонит-гранодиорит-гранитный; 3) караказыкский габбро-монцодиорит-гранодиоритовый и 4) чалкуйрюкский вулcano-плутонический.

Каравшинский адамеллит-лейкогранитовый комплекс включает Ляйлякский, Каравшинский, Джиптыкский, Актерекский, Калаймахмудский массивы и ряд более мелких тел, развитых среди высокоглиноземистых метаморфитов амфиболитовой фации туркестанского термального купола (рис. 11). Массивы (конкордантные) имеют двухфазное строение, сопровождаются мощными полями мигматизации. Адамеллиты первой фазы крупнозернистые порфиroidные, а лейкограниты второй фазы мелкозернистые. Текстура пород гнейсовидная. Типичными являются протокластические структуры, незональные или слабо зональные плагиоклазы, высокоупорядоченный ($\Delta = 0,9—0,95$) калишпат, биотит и мусковит при полном отсутствии амфибола. Присутствуют гранат, фибролит, турмалин, монацит, ксенотим, ильменит. Все это, наряду с автохтонными и параавтохтонными условиями залегания в кристаллических сланцах и редкометалльной специализацией, позволили расценивать эти гранитоиды как коровые (S-типа).

Среди известково-щелочных комплексов выделяется караказыкский габбро-монцодиорит-гранодиоритовый комплекс, который является наиболее представительным в регионе и включает

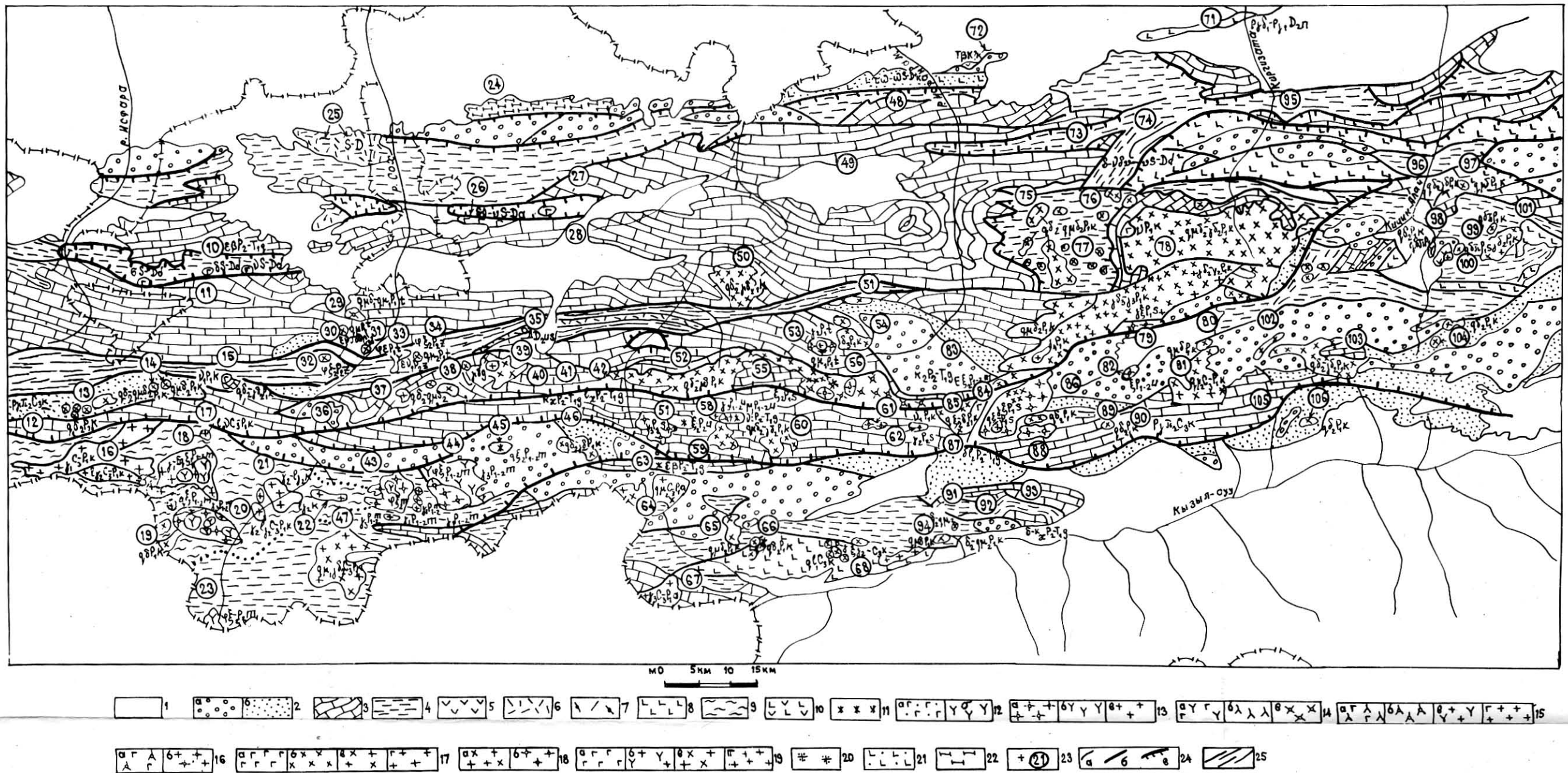


Рис. 10. Схема распространения интрузивных комплексов Туркестано-Алая.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — грубообломочные образования верхнего карбона—нижней перми (а); флишиоидные отложения среднего карбона (б); 3 — известняки и доломиты нижнего силура—нижнего карбона; 4 — терригенные и терригенно-кремнистые отложения нижнего силура—верхнего девона; 5 — нижнепермские кислые вулканы; 6 — островодужные андезиты среднего карбона; 7 — вулканы контрастной серии среднего—верхнего девона; 8 — вулканы офиолитовой ассоциации силура—девона; 9 — высокоглиноземистые гнейсы верхнего палеозоя; 10 — меловые анальцимсодержащие (базальтоиды кызылкийского комплекса (тБК?к); 11 — пермо-триасовые трубки взрыва субщелочных лампрофиров гаумышского комплекса (P₂—T₁g); 12 — позднепермские магматиты зардалекского комплекса (P₂z): щелочные габброиды (Ev₁), нефелиновые сиениты (фξ₂); 13 — пермские интрузивные образования матчайского комплекса (P₁₋₂m): щелочные лейкограниты (Elγ₁), нефелиновые сиениты (фξ₂), граниты (γ₃); 14 — пермские магматиты улуккольского комплекса (P₁₋₂u): монзониты (Ev₁), сиениты (ρξ₂), граниты (γ₃); 15—17 — раннепермские интрузивные образования: 15 — сурметашский комплекс (P₁s): монзониты (μ₁), сиениты (ρξ₂), граносиениты (ρξ₃), граниты (γ₄); 16 — трумсуйский комплекс: кварцевые монзониты (ρμ₁), граниты (γ₂); чалкуйрюкский вулcano-плутонический комплекс (P₁c): доломитовые порфириты (ρβл), гранодиорит-порфиры (γδл), андезиты, дациты, риолиты; 17 — караказыкский комплекс: габбро (v₁), монцодиориты (ρμδ₂), гранодиориты (γδ₃), граниты (γ₄); 18—19 — позднекаменноугольно-раннепермские интрузивные образования: 18 — каравшинский комплекс палингенно-анатектических гранитов (C₃—P₁k): адамелиты (γ₁), лейкограниты (lγ₂); 19 — арчабашинский комплекс (C₃—P₁a): монзониты (μ₁), монцодиориты (μδ₂), гранодиориты (γδ₃), лейкограниты (lγ₄); 20 — девонские плагиограниты (py) наукатского комплекса (D₂n); 21—22 — силурийско-девонские интрузивные образования: 21 — карачатырский комплекс (S—D_k): меймечиты (tw), пикриты (w), пикродолериты (wv); 22 — джейранбельский комплекс расслоенных интрузий (S—Dd): серпентинизированные дуниты и гарцбургиты (σ), верлиты и лерцолиты (vσ), пироксениты (v), габбро (v); 23 — интрузивные тела и их номера по списку: 10 — Карагатинские трубки, 11 — Исфаринские

12 — Киндыкские тела, 13 — Карадаванский массив, 14 — Корумбашинские тела, 15 — Раутский, 16 — Джипыткский, 17 — Калаймахмудский, 18 — Утренский, 19 — Сомский, 20 — Матчайский, 21 — Актерекский массивы, 22 — тела междуречья Актерек-Арчабаша, 23 — Тутекский массив, 24 — Канская полоса, 25 — Тульские тела, 26 — Заркарский, 27 — Каракольский, 28 — Надирский, 29 — Газский массивы; 30 — Чакушские, 31 — Шалтайские тела, 32 — Сугутский, 33 — Зардалекский, 34 — Кштутский массивы, 35 — Урусайский нект, 36 — Алтынджилгинский массив, 37 — Донгрюкский, 38 — Токбиатсуйский массивы, 39 — Тюзбельские тела, 40 — Гавианский массив, 41 — Гаумышские тела, 42 — трубка «Гаумыш», 43 — Кульпский, 44 — Ходжаачканский, 45 — Джилисуйский, 46 — Верхнеджилисуйский, 47 — Арчабашинский массивы, 48 — Ходжагаирские, 49 — Джидалинские тела, 50 — Машалангский, 51 — Коксуйский, 52 — Большой Караказыкский, 53 — Трумсуйский, 54 — Меликсуйский массивы, 55 — Арчакамышские тела, 56 — Сурметашский, 57 — Аллаудинский, 58 — Улуккольский, 59 — Караказыкский, 60 — Джугурташский, 61 — Соугджайляуский, 62 — Кальтаторский массивы, 63 — трубка «Абрамовская», 64 — Абрамовский, 65 — Сарыташский, 66 — Бельский, 67 — Ачкалминский массивы, 68 — Кольдаринские тела, 69 — Наукатский массив, 70 — Кызылкийские тела, 71 — Абширский, 72 — Джейранбельский, 73 — Кальсайский массивы, 74 — Кичикумторский, 75 — Кичикалайский, 76 — тела междуречья Газарт-Абшир, 77 — Тегермачкий, 78 — Кичикалайский, 79 — Бельалминский, 80 — Кичикумторский, 81 — Дамджайляуский, 82 — Карасайский (Западно-Кичикалайский) массивы, 83 — Лянгарские тела, 84 — Чекиндинский, 85 — Каиндинский, 86 — Исфайрамский массивы, 87 — трубка «Тенгизбайская», 88 — Атджайляуский массив, 89 — Каукский нект, 90 — Кызылункурские, 91 — Джарбашинские тела, 92 — Джаманджарский массив, 93 — Дараутские, 94 — Чакские, 95 — Киргизатинские тела, 96 — Турукский, 97 — Джамансайский массивы, 98 — Ходжакелянское, 99 — Акджилгинское, 100 — Хоттакинское тела, 101 — Аргалинский (Каиндыджилгинский), 102 — Киндыкский, 103 — Сарымогольский, 104 — Калтабозский, 105 — Кашкасуйский массивы, 106 — Балыктинские тела; 24 — границы интрузии (а), крутые разрывы (б), надвиги (в); 25 — зона пластических деформаций и кливажирования.

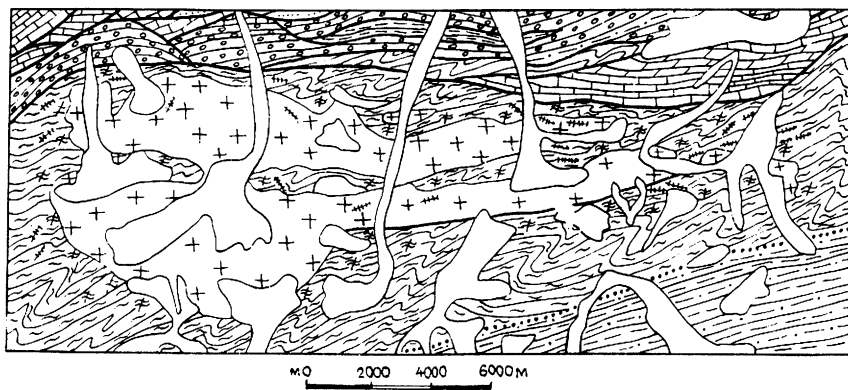
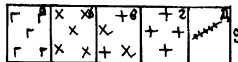
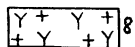
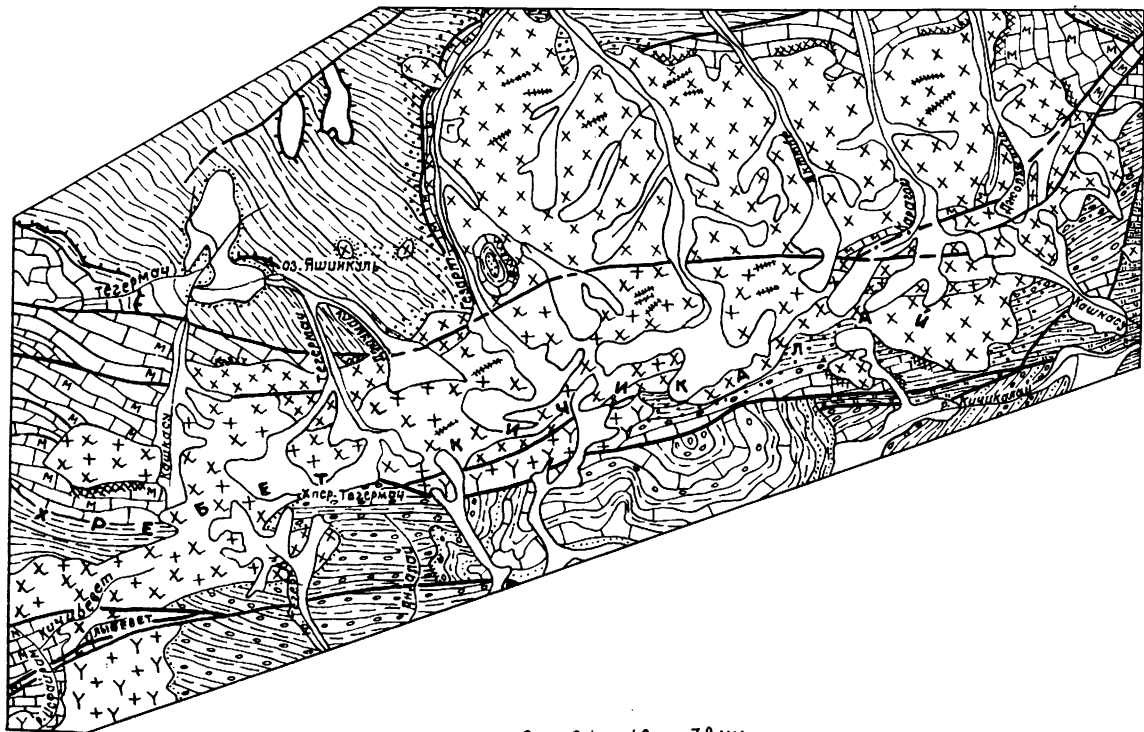


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Лялякского массива.

1 — четвертичные отложения и ледники; 2 — верхнекаменноугольные—нижнепермские конгломераты, песчаники, сланцы; 3 — средне-верхнекаменноугольные алевриты, сланцы; 4 — ниже-среднедевонские известняки, доломиты; 5 — позднекаменноугольно-раннепермский туркестанский метаморфический комплекс термальных куполов: высокоглиноземистые кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, кальцифиры; 6 — позднекаменноугольно-раннепермский каравшинский комплекс палингенных гранитов — адамеллиты (а), жильная серия — гранитные пегматиты (б); 7 — мигматизация; 8 — тектонические нарушения; 9 — прочие геологические границы.

в себя более двух десятков массивов, самый крупный из которых (500 км²) Кичикалайский (рис. 12). В его строении принимают участие породы четырех фаз. Это габброиды, кварцевые диориты и монцодиориты, гранодиориты и адамеллиты, граниты в примерном соотношении 5 : 50 : 35 : 10. Вмещающие породы, по отношению к которым массивы комплексы резко дискордантны, как правило, ороговикованы или мраморизованы. Характерным для всех пород является массивная текстура, гипидиморфнозернистая структура, наличие резко зонального плагиоклаза, низкая ($\Delta = 0,3—0,4$) упорядоченность калишпата, ведущая роль амфибола и широкое распространение пироксена в составе темноцветов. Это, а также характерный набор акцессорных минералов (сфен, апатит, циркон, магнетит) при медно-золотой металлогенической специфике свидетельствуют о принадлежности образований караказыкского комплекса к подкорковым гранитоидам (I-типа).

Чалкуйрюкский вулcano-плутонический комплекс распространен главным образом в пределах Хоттакикского грабена. Здесь на площади 2×7 км установлены образования собственно эффузивной (80%), жерловой (3—5%) и субвулканической (15—17%) фаций. Тела жерловой фации сложены, главным образом, кварцевыми монцодиорит-порфирами и диоритовыми порфиритами, а породы эффузивной фации представлены лава-



0 2,4 4,8 7,2 км

Рис. 12. Схематическая геологическая карта Кичикалайского массива.

1 — четвертичные отложения и ледники; 2 — мезозойско-кайнозойские конгломераты, песчаники, глины, известняки; 3 — средне-верхнекаменноугольные конгломераты, песчаники, алевролиты; 4 — сланцы, песчаники, прослои калькаренитов московского яруса; 5 — ниже-среднекаменноугольные известняки; 6 — средне-верхнедевонские известняки, доломиты; 7 — глинистые и кремнистые сланцы силура; 8 — раннепермский сурметашский комплекс (третья фаза — граносениты); 9 — раннепермский караказский комплекс (первая фаза — габбро — а, вторая — кварцевые диориты, монцодиориты — б, третья — гранодиориты — в, четвертая фаза — граниты — з, жильная серия — дайки керсанитов, спессартитов, одлинитов, гранит-аплитов — д); 10 — ороговикование; 11 — мраморизация; 12 — скарнирование; 13 — геологические границы (а), границы несогласно залегающих отложений (б); 14 — тектонические нарушения крутые (а), пологие (б).

ми, туфолавами, палеоигнимбритами риолитов, дацитов, трахиандезитов. Петрохимические, геохимические и металлогенические особенности вулканитов практически идентичны с гранитоидами I-типа караказского комплекса.

Арчабашинский монцодиорит-гранодиорит-гранитный комплекс обладает промежуточными характеристиками караказского и каравшинского комплексов. Массивы комплекса имеют четырехфазное строение. Это мелкозернистые габброиды, порфиоровидные амфибол-биотитовые кварцевые монцодиориты-монцониты, порфиоровидные биотитовые адамеллиты-граниты, мелкозернистые двуслюдяные граниты-лейкограниты с соотношением объемов 5 : 20 : 50 : 25. Комплекс включает Блеулинский, Аскалинский, Дамджайляуский, Абрамовский, Ачикалминский (рис. 13) и Арчабашинский массивы. По своему положению во вмещающих породах массивы частично конкордантны, иногда с процессами мигматизации в эзоконтактах.

Породы всех фаз частично обладают гнейсовидным обликом, порфиоровидной структурой. От ранних фаз к поздним возрастает роль кварца и калишпата ($\Delta=0,74-0,86$), уменьшается — пироксена и амфибола, в породах заключительной фазы появляются турмалин, мусковит и гранат. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, ильменитом, шеелитом, гранатом, рутилом, турмалином, цирконом.

Гранитоиды субщелочного ряда. Исследования последних лет позволили рассматривать все интрузивные образования высокой щелочности как гетерогенные и полихронные [62]. В этой связи обозначилась группа тел, характеризующаяся повышенной щелочностью, но в то же время не содержащая породообразующих минералов, наличие которых в породах позволяет определить ее как «щелочную» (фельдшпатоид, эгиринсодержащий пироксен, арфведсонит, рибекит). Массивы этого типа сложены петрографическими разновидно-

стями, в которых среди темноцветных минералов преобладают титанистый авгит, гастингсит, а среди полевых шпатов — микроклин и ортоклаз-пертит, альбит, реже олигоклаз.

Массивы субщелочных пород образуют две подгруппы. Распространение одной из них ограничено Кичикалайской гранитоидной провинцией, второй — более широкое. В первую подгруппу входят сурметашский сиенит-граносиенитовый и трумсуйский монцонит-монцодиоритовый комплексы раннепермского возраста, во вторую — улуккольский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс пермского возраста.

Сурметашский сиенит-граносиенитовый комплекс в своем распространении ограничен Кичикалайской гранитоидной провинцией. Большинство интрузивных тел имеет четырехфазное строение с соотношением объемов 2 : 45 : 50 : 3. Это монцониты, кварцсодержащие сиениты, граносиениты и субщелочные граниты, лейкократовые, часто турмалинсодержащие граниты. К комплексу относятся Сурметашский, Аллаудинский, Исфайрамский (рис. 14), Бельалминский, Акбельский и ряд более мелких массивов. Форма массивов штокообразная. Вмещающие породы мраморизованы, ороговикованы. Для пород всех фаз характерно наличие таких минералов, как микроклин-пертит, альбит, олигоклаз, титанистый авгит, гастингсит, гипидиоморфнозернистые и аллотриморфнозернистые структуры. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ильменитом, магнетитом, флюоритом.

Трумсуйский монцонит-монцодиоритовый комплекс объединяет Трумсуйский, Газский, Аtdжайляуский, Актюбинский, Кштутский массивы, Чакушские и некоторые более мелкие тела. Они имеют двухфазное строение: кварцевые монцониты, монцодиориты и граносиениты. Вмещающие породы ороговикованы, мраморизованы. Для пород комплекса характерна конвергенция петрографических признаков, по которым они приближаются то к монцодиоритам караказыкского комплекса, то к сиенитам сурметашского. Характерны гипидиоморфнозернистые структуры, микроклин, титанистый пироксен, субщелочной амфибол. Из акцессорных минералов встречаются циркон, сфен, гранат, турмалин, магнетит, монацит.

Улуккольский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс, к которому относятся Улуккольский (рис. 15), Алмалинский, Саркендский и Карасайский массивы, сложен породами трех фаз — монцонитами и габброидами повышенной щелочности (60 % объема), сиенитами (40 %) и гранитами (менее 1 %). Массивы обладают штоко- или этмолитообразной формой, небольшими размерами (до 17 км²). Главные минералы: микроклин-пертит, титанистый авгит, гастингсит. В ранней фазе встречается оливин, в поздней в значительном объеме появляется кварц, исчезает пироксен. Из акцессорных минералов распространен

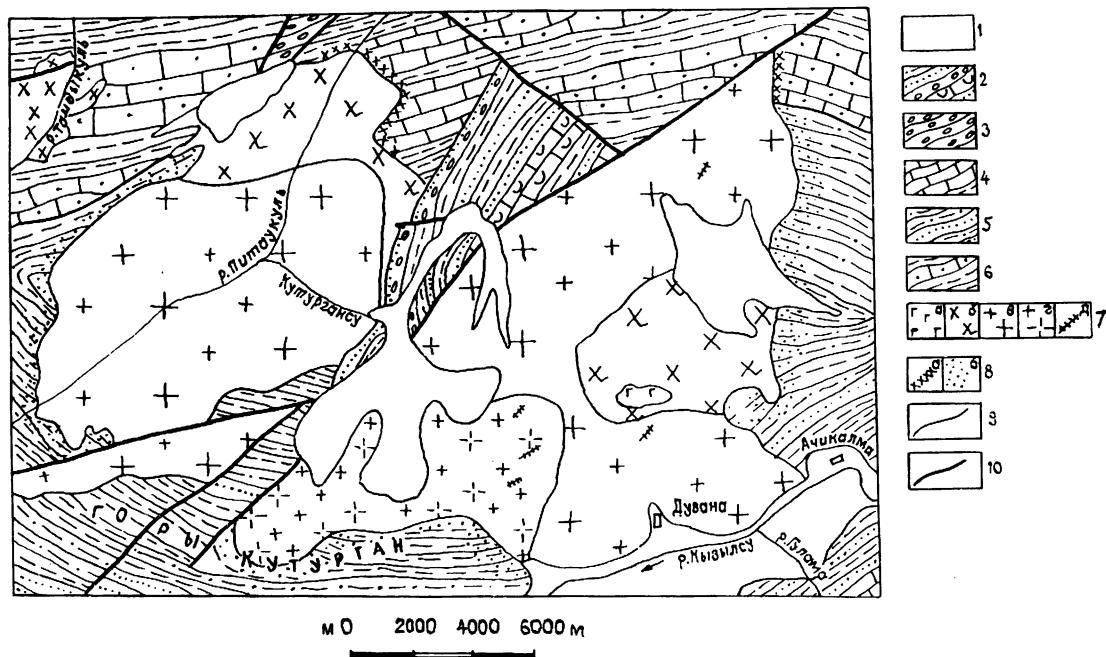


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Ачиқалминского массива.

1 — четвертичные отложения и ледники; 2 — мезозойские отложения; 3 — позднекарбонные отложения; 4 — известняки и сланцы среднего—верхнего девона; 5 — терригенные породы среднего девона; 6 — сланцы и известняки силура; 7 — магматиты арчабашинского комплекса: габброиды (а), монцодиориты (б), гранодиориты (в), амаделлиты (г), аплиты (д); 8 — скарны (а), роговики (б); 9 — геологические границы нормальные и 10 — тектонические.

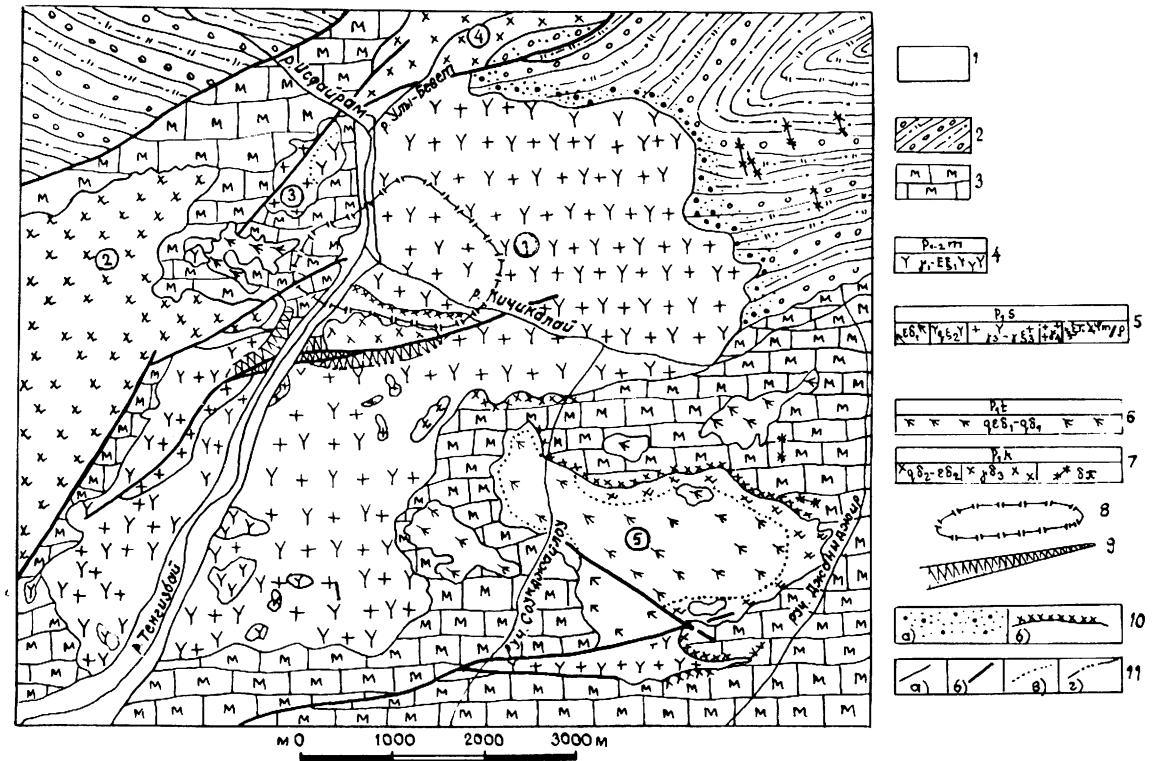


Рис. 14. Схематическая геологическая карта масштаба 1 : 100 000 верховьев р. Исфайрам: Исфайрамский (1), Кандинский (2) и Аджайлауский (5) массивы.

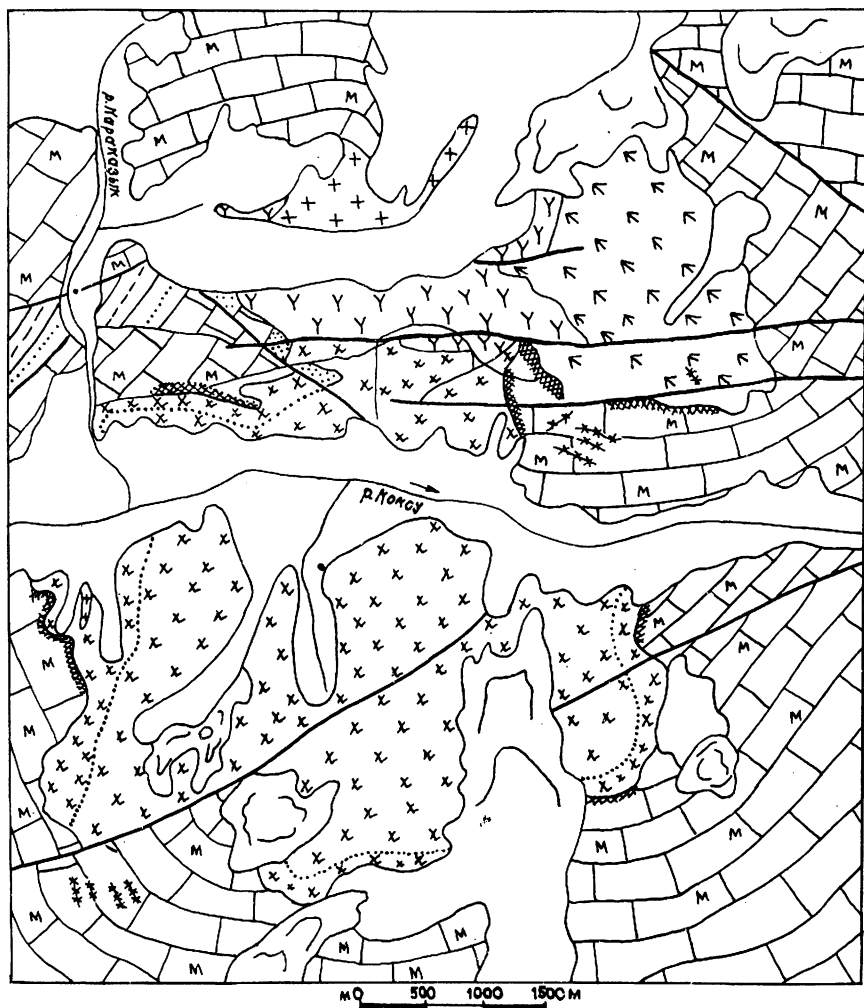
1 — четвертичные отложения; 2 — конгломераты с прослоями алевролитов и песчаников среднего и верхнего карбона; 3 — мраморизованные известняки нижнего—среднего карбона; 4 — матчайский комплекс пермского возраста, граниты и щелочные сиениты; 5 — сурметашский комплекс раннепермского возраста: монзониты (первая фаза), кварцевые сиениты (вторая фаза), граносиениты (третья фаза), граниты (четвертая фаза); 6 — трумсуйский комплекс раннепермского возраста (кварцевые монзониты, монодиориты); 7 — караказынский комплекс раннепермского возраста (кварцевые диориты — вторая фаза, гранодиориты — третья фаза, дайки диоритовых порфиритов); 8 — поле развития даект микросиенитов; 9 — поле развития гибридных пород караказынского и сурметашского комплексов; 10 — орогование (а), скарнирование (б); 11 — геологические границы (а), разрывные нарушения (б), границы фациальных переходов (в), граница зоны развития гибридных пород (г).

циркон, сфен, апатит, магнетит, ильменит, турмалин, торит.

Щелочные комплексы и связанные с ним гранитоиды. В пределах Туркестано-Алая (на территории Кыргызстана) известно не более десятка массивов собственно щелочных пород, которые содержат в своем составе эгирин-авгит, арфведсонит, рибекит или фельдшпатониды (нефелин, канкринит, содалит, гаюин). Имеющийся фактический материал свидетельствует об отсутствии значительного временного перерыва между формированием гранитоидов, характерных для заключительных фаз складчатости герцинского цикла, и становлением щелочных массивов. Представляется, что процессы магмогенерации на различных уровнях мантии и в сиалической коре были вызваны одними причинами, а некоторое отставание внедрения щелочных расплавов от гранитоидных объясняется более длительной их транспортировкой с более глубинных горизонтов. Таким образом, щелочные породы региона должны трактоваться как образования позднеколлизийные, а не платформенные (или параплатформенные). Этому не противоречат и данные по абсолютному возрасту пород.

В группе щелочных, как и в группе субщелочных, выделяются две подгруппы. Первая характеризуется тесным ассоциированием с пересыщенными (кварцсодержащими) породами, крупными размерами интрузивных тел, территориальной приуроченностью к стыку Алайского и Туркестанского хребтов (см. рис. 10). Вторую подгруппу составляют мелкие тела, в которых пересыщенные кремнеземом породы отсутствуют, а территориально они распространены более широко, всегда обнаруживая, в отличие от первых, четкую приуроченность к зонам разрывных нарушений глубокого заложения.

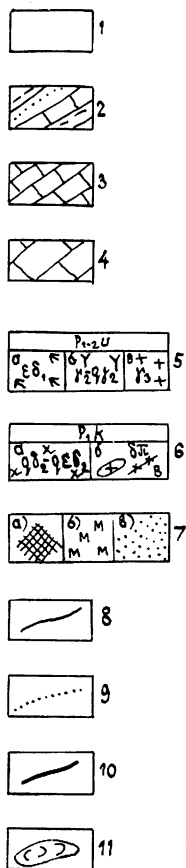
В соответствии с отмеченными подгруппами в пределах региона к позднегерцинским щелочным комплексам относятся матчайский комплекс гранитов, ще-



лочных и нефелиновых сиенитов пермского возраста и зардалекский габбро-фойдосиенитовый комплекс также пермского возраста.

Матчайский комплекс гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов характеризуется следующей последовательностью формирования пород: турмалиновые лейкограниты, щелочные и кварцевые сиениты — нефелиновые и щелочные сиениты — граниты (рис. 16). Между породами первых двух групп имеются как рвущие контакты (Ходжаачканский и Кульпский массивы), так и постепенные переходы (Матчайский, Чекиндинский и Утренский массивы). В последнем случае переход от лейкократовых

Рис. 15. Схематическая геологическая карта Улуккольского и Караказыкского массивов.



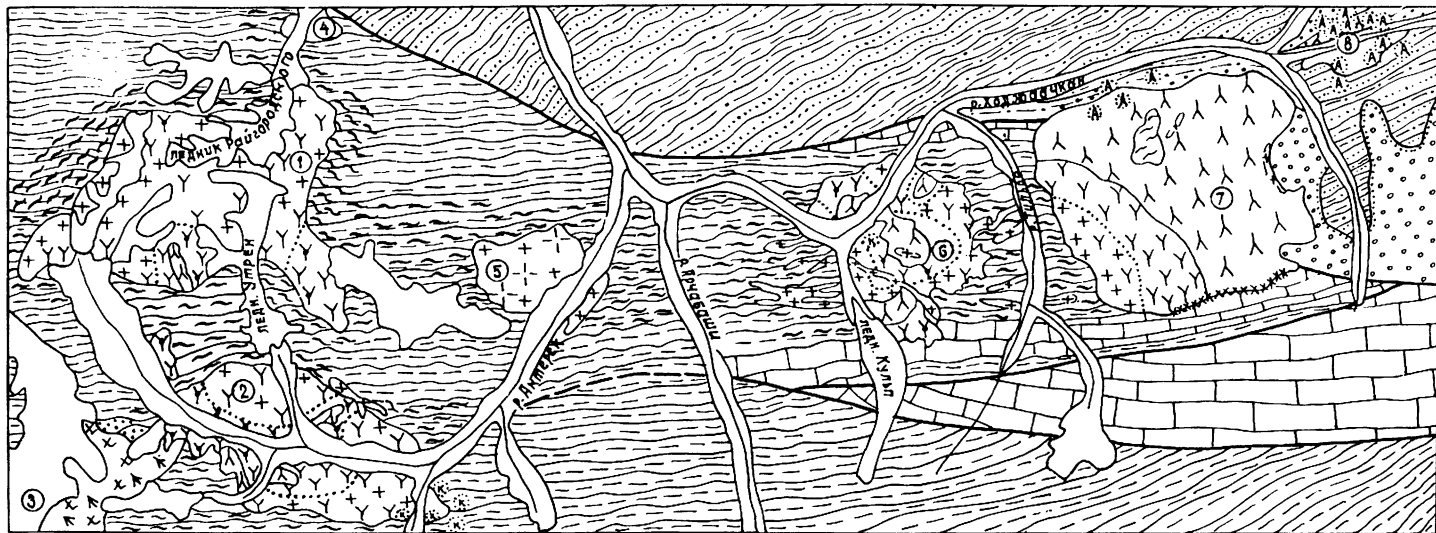
1 — четвертичные отложения; 2 — алевриты, сланцы, калькарены среднего карбона; 3 — нижнекарбоновые известняки; 4 — средне-верхнедевонские известняки; 5 — магматиты улуккольского комплекса пермского возраста (монциты — первая фаза, сиениты — вторая фаза, лейкограниты — третья фаза); 6 — магматиты караказыкского комплекса раннепермского возраста (кварцевые монциодориты — вторая фаза, дайки гранит-апанитов и диоритовых порфиритов); 7 — скарнирование (а), мраморизация (б), ороговикование (в); 8 — стратиграфические и интрузивные границы; 9 — границы фациальных переходов; 10 — разрывные нарушения; 11 — ледники.

гранитов и кварцевых сиенитов к нефелиновым сиенитам осуществляется через зону щелочных сиенитов, в которых в Матчайском массиве установлено одновременное присутствие двух неравновесных минеральных фаз — кварца и канкринита, разделенных буферной фазой — альбитом. Жильная серия представлена щелочными пегматитами и карбонатитами. Вмещающие породы мигматизированы в случае, когда они представлены кристаллическими сланцами и фенитизированы, ороговикованы, когда термальное метаморфизм не проявлен. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, флюоритом, пирохлором, торитом, торинитом, колумбитом.

Зардалекский габбро-фойдосиенитовый комплекс включает Джаманджарский, Зардалекский массивы и их сателлиты, а также ряд более мелких тел, для большинства из которых характерна этмолитоподобная форма. Массивы имеют двухфазное строение. Первая фаза представлена габбро-монцититами, щелочными габброидами, вторая — щелочными и нефелиновыми сиенитами (до 95 % объема). Габброиды первой фазы сложены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом, постоянно присутствуют микроклин, биотит, гранат. Породы второй фазы содержат, кроме перечисленных минералов, анальцим и нефелин в переменных количествах.

ВОЗРАСТ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ

Нижняя возрастная граница для большинства интрузивных комплексов (за исключением каравшинского) по геологическим данным достаточно определенно устанавливается как S_3 или P_1 . Кроме того, имеются признаки конвергенции между гранитоидами караказыкского и арчабашинского комплексов (Абрамов-



км 0 2 4 6 км

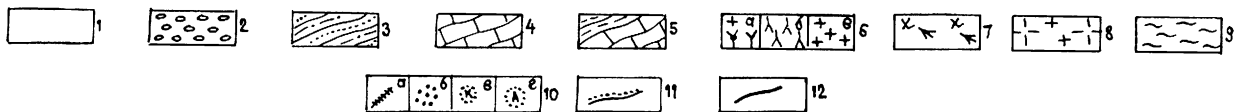


Рис. 16. Схематическая геологическая карта верхьев р. Сох.

1 — четвертичные отложения и ледники; 2 — конгломераты верхнего карбона; 3 — песчаники, алевролиты среднего— верхнего карбона; 4 — известняки девона; 5 — сланцы с прослоями известняков силура; 6 — магматиты матчайского комплекса: ранней возрастной группы, граниты кварцевые и щелочные сиениты (а), фойдолиты (ф₂), граниты поздней возрастной группы (γ₃); 7 — гранитоиды караказыкского комплекса; 8 — граниты и лейкограниты каравшинского комплекса; 9 — мигматиты; 10 — скарны (а), роговики (б), карбонатиты (в), альбититы (г); 11 — геологические границы; 12 — интрузивы Утренский (1), Матчайский (2), Сомский (3), Калаймахмудский (4), Актерекский (5), Кульский (6), Ходжаачканский (7), Джилисуйский (8).

ский массив); взаимопрорывания пород караказыкского и сурметашского комплексов (Сурметашский и Исфайрамский массивы); переходы от пород матчайского комплекса к каравшинским. Все это свидетельствует о грубой синхронности всех орогенных магматитов.

Для определения радиологического возраста пород выполнены аналитические исследования по триадам амфибол—биотит—калишпат [19]. Для каравшинского комплекса по мусковиту из пегматитов получены значения возраста 259 ± 11 и 267 ± 12 млн лет, что согласуется с предварительными результатами рубидий-стронциевого изохронного метода: 270 ± 23 млн лет. Надежный возраст получен по амфиболу для караказыкского комплекса (Кичикалайский массив), который, по-видимому, близок к истинному (270 ± 10 млн лет), что подтверждается малым отличием от него возраста, полученного по биотиту и калишпату.

По другим массивам датировки, полученные по амфиболу, укладываются в интервале 259—275 млн лет. Такой порядок цифр с очень малым разбросом дает амфибол трумсуйского комплекса (266—268 млн лет). Для сурметашского комплекса получены цифры от 269 ± 10 до 316 ± 15 млн лет (причем с двумя пиками, одним тяготеющим к первой, а другим — ко второй цифре), а для улуккольского — от 292 ± 11 до 308 ± 12 млн лет. Амфибол щелочных сиенитов матчайского комплекса имеет возраст от 258 ± 8 до 272 ± 10 млн лет. На основании полученных аналитических данных можно говорить о том, что коллизионный магматизм в регионе проявлен на рубеже карбона и перми, при этом устанавливаются две его вспышки: менее интенсивная с возрастом в 300 млн лет и значительно более мощная раннепермская с возрастом 270 млн лет. Эти вспышки коррелируются с двумя импульсами интенсивного сжатия (завершением процесса шарьирования в позднекарбовое время и с ретрошарьированием в раннепермское время).

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Каравшинский комплекс. Адамеллиты (63—67 % SiO_2) и граниты (70—75 % SiO_2) комплекса пересыщены глиноземом: калий преобладает над натрием, отмечается низкое содержание кальция (в 1,5—2 раза ниже, чем в сопоставимых по уровню кремнекислотности породах известково-щелочной серии).

В породах первой фазы содержания легких лантаноидов в 1,5—2 раза выше кларков, степень фракционирования РЗЭ высока ($\text{Ce}/\text{Yb} = 60$), проявлен дефицит европия. Степень фракционирования и европиевы минимум усиливаются в породах второй фазы при снижении концентраций легких и тяжелых лантаноидов, что характерно для фракционирования, определяемого кристал-

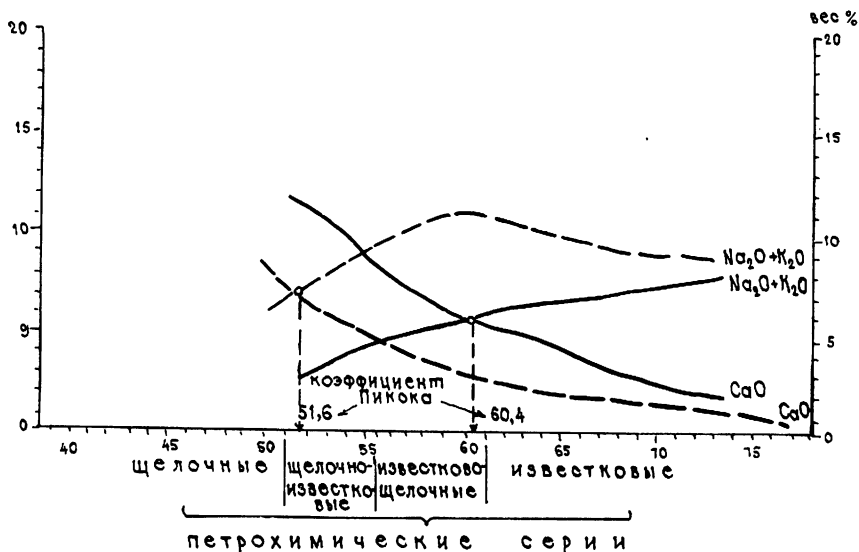


Рис. 17. Вариационные диаграммы окиси кальция и суммы щелочей для караказыкского (сплошные линии) и сурметашского (пунктирные линии) комплексов.

лизацией плагиоклаза и аксессуарного редкоземельного минерала (монацита).

Известково-щелочная серия. Для пород караказыкского комплекса характерен большой разброс кремнезема (от 49 до 73 %) с четырьмя частотными максимумами, отвечающими интрузивным фазам. Харкеровские диаграммы являются типичными для известково-щелочных ассоциаций, формирование которых контролировалось кристаллизационной дифференциацией при фракционировании плагиоклаза и темноцветных минералов. Коэффициент Пикока равен 60,5 (рис. 17).

Породы чалкуйрукского комплекса по основным петрохимическим параметрам не отличаются от пород второй фазы караказыкского комплекса. В арчабашинском комплексе преобладают породы кислого состава. Четыре статистических максимума соответствуют интрузивным фазам, от ранних к поздним фазам возрастает глиноземистость пород, а в заключительных фазах встречаются породы, пересыщенные глиноземом, что выражается в появлении нормативной корунда. Общие закономерности эволюции расплава те же, что и для караказыкского комплекса, но выдерживается более высокий уровень калия, что указывает на большое влияние корового вещества в процессе эволюции. Коэффициент Пикока равен 55,8.

Устанавливается геохимическое соответствие пород караказыкского комплекса стандартной известково-щелочной серии. Влияние корового сиаля на химические особенности пород караказыкского

комплекса можно видеть в повышенном содержании в них свинца. Геохимическими индикаторами влияния корового силала для арчабашинского комплекса являются надкларковые содержания рубидия, бария, свинца, урана, лития. Распределение РЗЭ показывает, что эти два комплекса соответствуют известково-щелочным плутоническим ассоциациям, при этом концентрации РЗЭ в них выше, чем в островодужных сериях.

Гранитоиды караказыкского, арчабашинского комплексов характеризуются геохимической специализацией на золото, серебро, вольфрам и олово. Геохимически породы трумсуйского комплекса приближаются то к известково-щелочной, то к щелочно-известковой сериям вплоть до полного стирания различия (дискретности) между ними, что подчеркивается и характером распределения РЗЭ.

Щелочно-известковая (латитовая серия) наиболее полно представлена в массивах сурметашского комплекса. Содержание кремнезема изменяется от 48,5 до 76,5 %. Отчетливо вырисовывается унимодальный тип распределения составов пород с максимумом, приходящимся на 63—67 % кремнекислоты. На харкеровских диаграммах щелочи достигают максимума содержаний в сиенитах второй фазы, а затем обнаруживают тенденцию к уменьшению концентраций. Коэффициент Пикока равен 51,6 (см. рис. 21).

Породы улуккольского комплекса в сравнении с сурметашскими отличаются высокой калиевостью и одновременно повышенной основностью. Это указывает на то, что они ближе стоят к составу родоначальной магмы абсарокит-шошонит-латитовой серии, тогда как определяющим в процессе формирования сурметашских пород является смешение ювенильной магмы с коровыми выплавками.

Высокие содержания некогерентных элементов (литий, рубидий, стронций, барий, свинец, уран и др.) в габброидных породах первых фаз серии сближает их с калиевыми щелочными базальтами-шошонитами. Эти содержания наследуются породами более поздних фаз, и, в совокупности с очень большими содержаниями олова, повышенными бериллия и фтора, указывают на «латитовый геохимический тип» гранитоидов по Л. В. Таусону [54]. Поведение РЗЭ в породах серии носит эволюционный характер. В сравнении с известково-щелочной серией, для латитовой характерны более высокие концентрации легких лантаноидов при высокой степени их фракционирования ($Ce/Yb=57$), что отмечается для шошонитов Анд.

Щелочная серия. Усредненный состав первой интрузивной фазы зардалекского комплекса имеет сходство с эссекситами, которые следует считать наиболее близкими по составу к родоначальной магме, соответствующей щелочным базальтам. Нефелиновые сиениты второй фазы зардалекского комплекса относятся к миаскитовому типу с коэффициентом агпаитовости зна-

чительно меньше единицы. В матчайском комплексе установлен более широкий спектр пород от щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов до кварцевых сиенитов и гранитов. Средний состав последних очень близок к составу коровых гранитов каравшинского комплекса, что ставит целый ряд петрогенетических вопросов. Нефелиновые и щелочные сиениты матчайского комплекса заметно отличаются от зардалекских более низкой глиноземистостью и более высокой щелочностью, по коэффициенту апгаитовости (около единицы) они занимают промежуточное положение между миаскитовыми и апгаитовыми сиенитами.

Нефелиновые сиениты по имеющимся геохимическим данным и соответствующей редкометалльной минерализации можно отнести к щелочно-габброидному типу по Л. С. Бородину [10]. Распределение РЗЭ в нефелиновых сиенитах и гранитах матчайского комплекса резко различается. В последних оно точно такое же как и в каравшинских — повышенные содержания, высокая степень фракционирования, резко выраженный европиевый минимум. В нефелиновых сиенитах содержание и степень фракционирования лантаноидов ниже, проявлен слабый избыток европия. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что коровые выплавки вступали во взаимодействие с эволюционирующими щелочными магмами на глубине, что способствовало преодолению полевошпатового барьера.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ

Для формационного расчленения коллизионных комплексов в качестве дополнительного критерия были изучены акцессорные минералы. Первые результаты изучения показали, что этот метод является довольно оперативным и имеет большие возможности [1, 29, 30].

В адамеллитах и лейкогранитах каравшинского комплекса наибольшие концентрации характерны для циркона и апатита. Редкоземельные акцессории представлены ортитом или монацитом. Железо-титановые минералы (сфен, ильменит, магнетит) и рудные (пирит, арсенопирит) содержатся в небольших количествах, причем ильменит распространен шире, чем магнетит. Весьма показательным является постоянное присутствие «контаминационных» минералов, образованных при метаморфизме сиалического субстрата: граната, рутила, турмалина.

В породах караказыкского комплекса резко повышается роль сфена, наряду с которым апатит и циркон остаются главными минералами. Широко распространены редкоземельные и радиоактивные минералы (ортит, торит, уранинит). Ильменит встречается редко, а магнетит в отдельных массивах создает значительные концентрации. Характерен богатый спектр рудных минералов: шеелит, пирит, арсенопирит, молибденит, пирротин, халькопирит,

борнит, сфалерит, галенит, ковеллин. Гранат, турмалин, рутил, анатаз, обычные в каравшинском комплексе, здесь встречаются очень редко. Такой набор и соотношение аксессуариев имеют три первые фазы. В гранитах заключительной фазы их содержание и разнообразие уменьшаются, здесь преобладают сфен, шеелит, пирит.

Породы чалкуйрюкского комплекса содержат сходный с караказыкским набор аксессуарных минералов. В них также часто встречаются рудные минералы (сфалерит, пирротин, халькопирит). Ортит и торит в этом комплексе менее распространены, а гранат и турмалин встречаются чаще.

Породы арчабашинского комплекса содержат набор аксессуариев, промежуточный между караказыкским и каравшинским комплексами. Среди них во всех фазах преобладает циркон, в меньших количествах присутствуют сфен и апатит, содержание которых возрастает от ранних фаз к поздним. Чаще, чем в породах каравшинского комплекса, здесь встречаются железо-титановые (ильменит, магнетит) и рудные (пирит и арсенопирит) минералы. Появляются ортит, торит, шеелит. Гранат является редкой примесью, но встречается чаще, чем в породах караказыкского комплекса.

Состав и содержание аксессуариев в различных фазах и массивах сурметашского комплекса сильно колеблется. Монцониты первой фазы бедны аксессуориями. Сиениты второй фазы содержат значительные количества циркона, апатита, сфена, ильменита, магнетита. В гранитах и граносиенитах третьей фазы содержание железо-титановых окислов повышается и является максимальным для коллизионных гранитоидов. В них встречается ортит, торит, рудные минералы (пирит, арсенопирит), но их количество значительно ниже, чем в гранитоидах караказыкского комплекса. В гранитоидах сурметашского комплекса часто присутствует флюорит, который для других комплексов не характерен.

Для трумсуйского комплекса характерно разнообразие аксессуарных минералов, высокое, но изменчивое их содержание. Набор аксессуариев является смешанным, отражает черты, присущие известково-щелочным и щелочно-известковым гранитоидам. В породах трумсуйского комплекса отмечено максимальное содержание циркона, апатита и сфена. Наряду с ними широко распространены ортит, торит, шеелит, сульфиды — минералы-индикаторы караказыкского комплекса и магнетит, флюорит, характерные для сурметашского комплекса. Кроме того, встречаются гранат, рутил, молибден, монацит.

В наборе аксессуариев из монцонитов, сиенитов и гранитов улуккольского комплекса отмечается сходство с породами соответствующего состава сурметашского. Наиболее близки между собой сиениты. Высоких концентраций достигают циркон и апатит, немного меньше сфена и магнетита. Постоянно присутствуют ортит, торит, пирит, арсенопирит, иногда встречаются гранат и

рутил. В гранитах заключительной фазы, в отличие от первых двух, нет ортита и торита, но много турмалина.

Видовой набор и содержание аксессуарных минералов в породах щелочного ряда [30] существенно отличаются от таковых в известково-щелочных и щелочно-известковых гранитоидах. Это относится как к сиенитам, так и к гранитам. Наиболее характерными особенностями матчайского комплекса являются высокие концентрации сфена, апатита, магнетита, флюорита, низкие — циркона, ортита, рудных минералов, одним из главных минералов является пирохлор. Лейкограниты кроме этих минералов содержат ильменит, турмалин, рутил, анатаз, молибденит, монацит, которые свидетельствуют о влиянии коры на их формирование.

Щелочные и нефелиновые сиениты зардалекского комплекса сходны с породами соответствующего состава матчайского. Отличия заключаются в повышенном содержании в них циркона и граната и пониженном — сфена, флюорита, магнетита. Отмеченные особенности видového набора и содержаний аксессуарных минералов подтверждают некоторые выводы о происхождении гранитоидных комплексов.

В каравшинском комплексе набор аксессуарив является типичным для S-гранитов, в караказыкском — для гранитоидов I-типа. Состав аксессуарив арчабашинского комплекса является промежуточным между S- и I-типами. Породы сурметашского комплекса обладают значительной индивидуальностью. Это свойственно и для трумсуйского комплекса, но в нем в составе аксессуарив отчетливо проявлены черты «смешения». Для щелочных комплексов можно отметить, что набор и содержание аксессуарив в них свидетельствует об их генетической близости.

МОДЕЛЬ КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА

Туркестано-Алайский коллизионный магматизм характеризуется необычайно широким спектром петрохимических типов и петрографических видов пород с переходами между ними, затухающими первично существовавшую дискретность. Решение проблемы возникновения такого сложного соотношения магматитов можно найти, только выделив сначала «чистые» серии и попытавшись восстановить пути их эволюции, а уже затем определить и характер их взаимовлияния.

Возникновение «чистых» серий. В современной петрологии вопросы генерации «чистых» серий и их дальнейшей эволюции смоделированы достаточно корректно и рассмотрены подробно в ряде публикаций. Коровые гранитоиды (S-тип) возникли за счет частичного плавления сиалического субстрата в кульминационную стадию высокоградиентного метаморфизма низких — умеренных давлений. Метаморфизм такого типа в клине осадочных

пород обусловлен пиком геотермы, возникающей при скольжении блоков земной коры друг относительно друга [73]. Кроме того, очаги формировались, по-видимому, и за счет инициального внедрения подкоровых расплавов, несущих недостаточные энергетические запасы для перевода подготовленного субстрата в магму. Перевод облегчался за счет участия в этом процессе значительного количества летучих компонентов, возгонка которых происходила при преобразовании пород и осадков, транспортированных на мантийный уровень при предшествующей субдукции.

Гранитоиды подкоровые (I-тип), вероятно, формировались в связи с плавлением мантийного вещества при участии осадков субдукционной плиты. При дальнейшей эволюции базальтоидного расплава путем фракционной кристаллизации и контаминации корового вещества образовалась вся гамма пород известково-щелочной серии.

Возникновение щелочных комплексов связывается с селективным плавлением недеплетированного мантийного вещества в присутствии CO_2 . Механизм, вызвавший такое плавление, можно увязать либо с процессом скоротечной вертикальной субдукции, либо с наличием действующего в то время мантийного плюмажа. Исходные расплавы отвечали по составу основным щелочным породам.

Возникновение гибридных серий. Переходные признаки, которые фиксируются среди однотипных пород варьирующей глубины становления (переходы первого рода) и между породами неодинакового состава (переходы второго рода), указывают на значительное взаимовлияние разнотипных магматических расплавов. Постепенные переходы первого рода можно наблюдать на примере щелочноземельной серии, к которой относятся арчабашинский, караказыкский и чалкуйрюкский гранитоидные комплексы. Сами породы арчабашинского комплекса обнаруживают промежуточные особенности между каравшинскими (коровыми) и караказыкскими (подкоровыми) гранитоидами. Переходы второго рода широко распространены в породах щелочной серии. Ассоциация нефелиновых и кварцсодержащих пород в матчайском комплексе объясняется взаимодействием глубинного щелочного расплава с сиалическим субстратом, подвергающимся анатексису в фазу его затухания. Только в таком случае становится понятным существование в одном массиве как более древних, так и более молодых, чем нефелиновые сиениты, кварцсодержащих пород, постепенные переходы между ними, наличие неравновесных минеральных фаз в одной породе и ряд других «парадоксов», в том числе изотопные метки в нефелиновых сиенитах ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0,7053$) и в гранитах ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0,7072—0,7072—0,7080$) из одного массива.

Субщелочные породы (кварцсодержащие сиениты, граносиениты) обладают одновременно чертами, присущими коровым гранитоидам (биотит, олово-вольфрамовая металлогения, турма-

лин, аксинит) и щелочным породам (высокая щелочность, иногда нормативная недосыщенность), что позволяет расценивать их как результат процесса смещения магм.

Эволюция расплавов. Ведущим процессом эволюции является кристаллизационное фракционирование, но при различном участии других процессов, в том числе гибридизма и ассимиляции.

Наиболее хорошо фракционирование выражено в образованиях караказыкского, улуккольского и зардалекского комплексов. Это подтверждается линейной зависимостью распределения калия и рубидия. Во всех этих комплексах наблюдается повышенная меланократовость пород в ранних фазах и последовательное увеличение доли калийных компонентов от ранних фаз к поздним. Фракционирование в арчабашинском, сурметашском, матчайском комплексах шло на фоне значительного влияния корового субстрата, нарушавшего нормальный ход кристаллизационной дифференциации. Для трумсуйского комплекса фракционирование проявлено в ограниченном виде, т. е. исходный расплав для этого комплекса получается за счет смешения расплавов, до момента реагирования друг с другом уже прошедших определенный путь развития.

Влияние вмещающих пород на эволюцию. На уровне становления большинства массивов терригенные образования практически не оказывают никакого влияния на состав магм. Сами терригенные породы ороговиковываются или, реже, превращаются в кристаллические сланцы. Известняки в ряде случаев оказывают ощелачивающее влияние на состав внедрившихся расплавов, но в абсолютном большинстве случаев на контакте с карбонатными породами меланократовость пород выше, чем в центральных частях массивов, что объясняется «замораживающим» эффектом поглощенного известняка.

Механизм внедрения расплавов. На различных уровнях становления массивов превалировал свой механизм. Так, для нижних частей коры более приемлемым процессом представляется магматическое замещение с подчиненной ролью внедрения аллохтонного магматического вещества в виде диапиров с подкоровых уровней. Всплытие диапиров расплавленного вещества в размягченном субстрате мантии — наиболее вероятный механизм его транспортировки на подкоровых уровнях. На верхних уровнях коры главными факторами перемещения расплавленных масс были сколовые разрывные нарушения, возникающие при двустороннем приложении сил напряжения, проявленных в нижних частях коры. В результате создается и градиент давления, за счет чего расплавы перемещаются вплоть до выхода на дневную поверхность. При этом часты штамповые эффекты. Таким образом, в верхних частях коры явления внедрения расплавов, шарьирования и складчатости, в результате которых создаются в целом антивергентные структуры, взаимосвязаны и обязаны действию сил одного порядка.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ

Для расшифровки геодинамической природы магматитов использовались дискриминантные диаграммы в системах $Rb = (Y + Nb)$ и $Nb - Y$, построенные английскими исследователями [73, 80]. Они позволяют различить граниты срединно-океанических хребтов, островных дуг, коллизионные и анорогенные внутриплитные.

На диаграмме $Nb - Y$ (рис. 18), которая не позволяет различать островодужные и коллизионные гранитоиды, граниты каравшинского комплекса частью попадают в поле коллизионных + островодужных гранитов, а частью — в поле внутриплитных. Более определено их положение на диаграмме $Rb - (Nb + Y)$, где почти все фигуративные точки лежат в поле коллизионных гранитов. При этом с областью составов каравшинских гранитов на этих двух диаграммах перекрывается область составов турмалиновых лейкогранитов, установленных в массивах матчайского комплекса. Это еще раз подчеркивает их генетическую общность.

Гранитоиды известняково-щелочной серии на диаграмме $Rb - (Nb + Y)$ большей своей частью попадают в поле коллизионных гранитоидов. Это соответствует их геодинамической позиции. Но следует сказать, что фигуративные точки гранитоидов располагаются очень близко от разделительной линии между полями коллизионной обстановки островодужной, а частью ниже этой линии.

В целом диаграммы $Nb - Y$ и $Rb - (Nb + Y)$ нельзя признать достаточно информативными для идентификации I-гранитов коллизионных зон. Это отмечали сами авторы диаграмм, которые для различия до- и поздне-постколлизионных гранитов I-типа предложили более «четкую» тройную диаграмму $Rb - Hf - Ta$ (рис. 19). Она может быть использована как для гранитоидов (вариант А), так и для сопряженных с ними пород среднего состава, с содержанием $SiO_2 > 55\%$ (вариант Б). Поля СП на диаграмме А соответствуют собственно коллизионным гранитам (т. е. S-типу); поле СШ соответствует I-гранитам, формирование которых связывают с субдукцией, унаследованной от островодужной стадии и «продолжено» в ходе коллизии («позднепостколлизионная субдукция»).

Изучение орогенных магматитов региона показало, что все они обнаруживают связь с субдукционной обстановкой, сменяющейся затем коллизионной, на которую накладывается внутриплитная. То есть, орогенный магматизм региона характеризуется крайней специфичностью, выраженной в пространственной и временной совмещенности магматических тел, формировавшихся за счет источников, находящихся на различных уровнях магмогенерации.

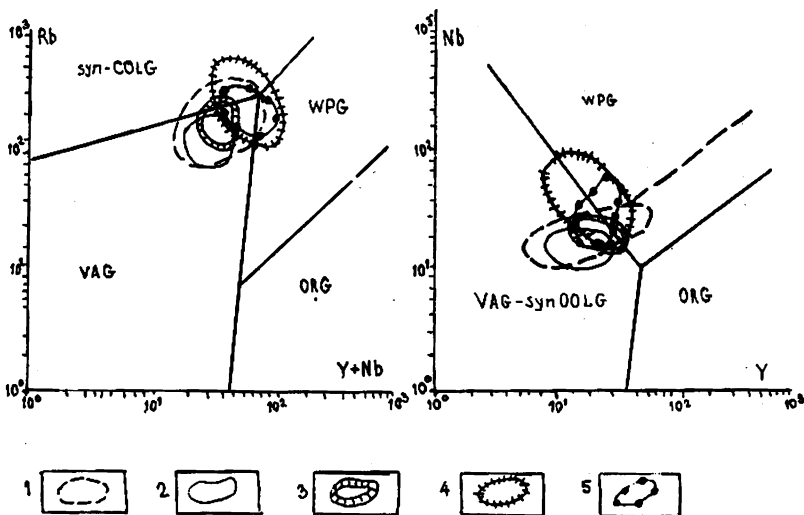


Рис. 18. Дискриминантные диаграммы (основа графика по [80]) для орогенных гранитоидных образований.

1—5 — поля распространения фигуративных точек гранитоидных (кварцосодержащих) пород коллизионных комплексов Алая (1 — каравшинского гранит-лейкогранитного, 2 — караказыкского габбро-диорит-гранодиоритового, 3 — арчабашинского монцодиорит-адамеллитового, 4 — матчайского фойдолит-гранитного, 5 — сурметашского сиенит-граносиенитового). syn-COLG — синколлизионные, WPG — внутриплитные, ORG — океанического дна, VAG — субдукционные гранитоиды.

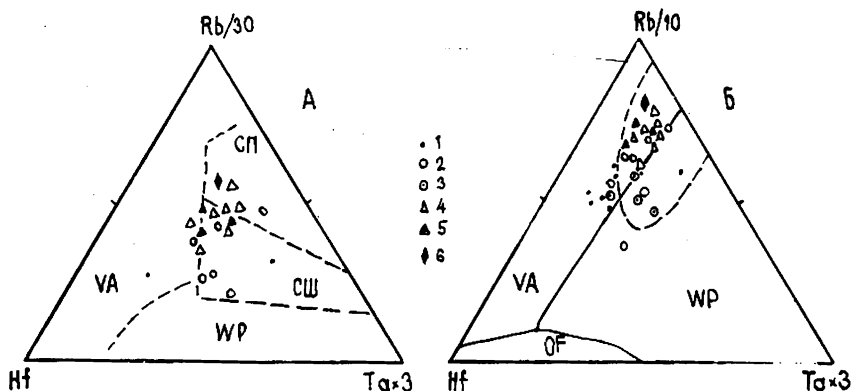


Рис. 19. Положение орогенных интрузивных комплексов на тройных дискриминантных диаграммах (основа графиков по [73]).

А — гранитоиды с $\text{SiO}_2 > 64\%$; Б — средние и кислые породы с $\text{SiO}_2 > 55\%$. Дискриминантные поля на диаграммах: VA — островодужные; СП — коллизионные коровые; СШ — коллизионные подкоровые; WP — внутриплитные (анорогенные); OF — океанические магматиты (на диаграмме Б поле составов коллизионных магматитов очерчено пунктиром). 1—6 — магматиты Туркестано-Алая (1 — караказыкского, 2 — арчабашинского; 3 — трумсуйского; 4 — сурметашского; 5 — матчайского; 6 — каравшинского комплексов).

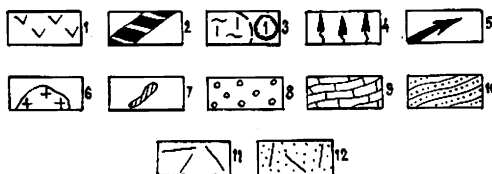
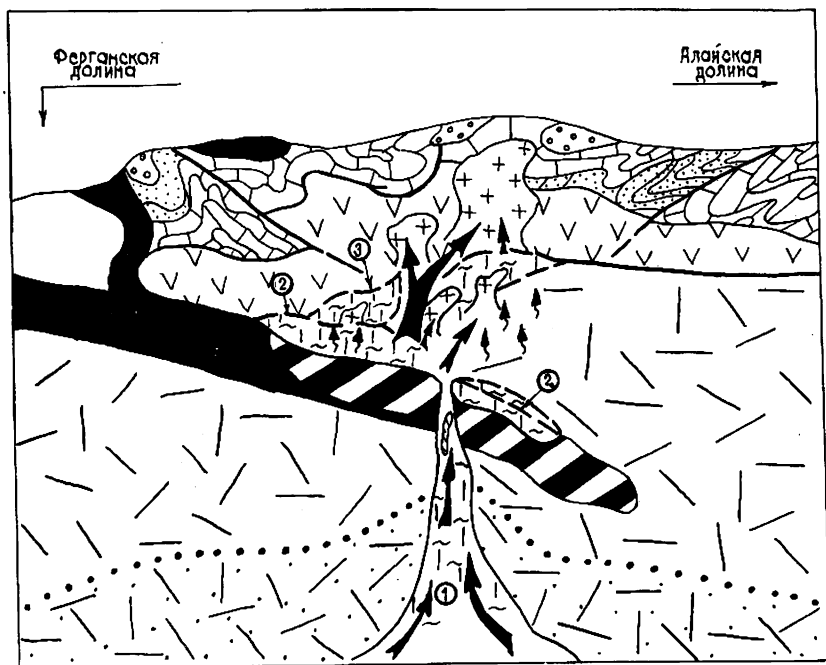


Рис. 20. Модель орогенного (коллизийного) магматизма Туркестано-Алая (вариант совмещения мантийного плюмажа и субдукции).

1 — сиалический коровый субстрат; 2 — фрагмент океанической коры (полностью залитая неизменная, частично залитая — измененная процессами плавления); 3 — очаги магмогенерации (цифры в кружках: 1 — мантийный, связанный с плюмажем, 2 — мантийный, связанный с плавлением истощенной мантии, 3 — коровый); 4 — флюидный поток; 5 — пути движения расплавов; 6 — массивы изверженных пород; 7 — диапиры мантийных выделок; 8 — образования осадочного чехла (8 — молассы, 9 — карбонатные породы, 10 — терригенные породы); 11 — деплетированная и 12 — недеплетированная мантия.

Если для реализации сочетания процесса субдукции и коллизии мы не видим особых сложностей (постсубдукционная коллизия), то появление магматитов внутриплитных объяснить сложнее. Имеется две альтернативы. Первый вариант — сочетание «горячей точки» и субдукции в момент прохождения пододвигающейся пластины над мантийным плюмажем (рис. 20).

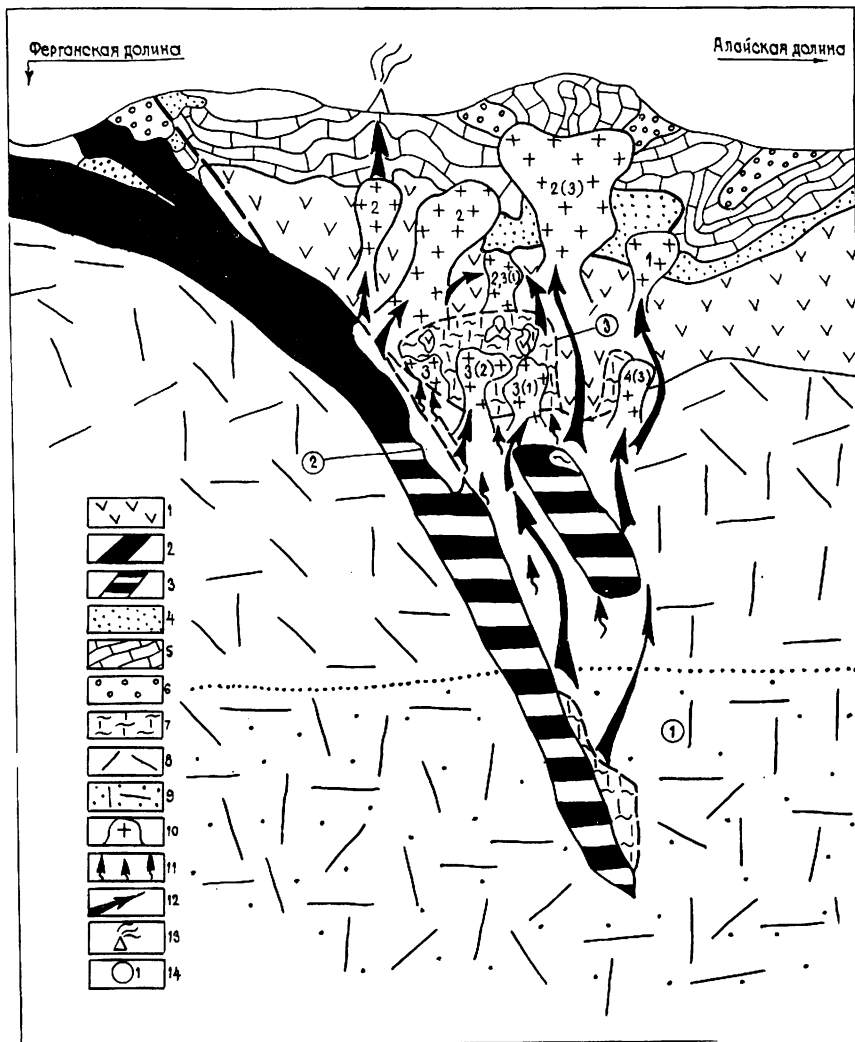


Рис. 21. Модель орогенного (коллизийного) магматизма Туркестано-Алая (вариант субвертикальной субдукции).

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора неизменная; 3 — океаническая кора, измененная процессами селективного плавления; 4—6 — комплексы осадочного чехла (4 — терригенный, 5 — карбонатный, 6 — молассоидный); 7 — очаги магмогенерации; 8 — деплетированная и 9 — недеплетированная мантия; 10 — массивы изверженных пород; 11 — пути транспортировки флюидов; 12 — пути транспортировки магматического материала; 13 — палеовулканы; 14 — уровни магмогенерации (цифры в кружках: 1 — нижнемантийный, 2 — верхнемантийный, 3 — коровый).

Второй — возбуждение недеплетированной мантии при достижении ее пододвигающейся пластиной в кульминационную стадию субдукции (рис. 21). Вторым вариантом представляется более приемлемым, т. к. требует меньшего допущения вероятностных условий.

Процесс субдукции носил весьма интенсивный характер, что позволило за относительно короткий временной период (280—300 млн лет — рубеж позднего карбона—перми) пододвигающейся пластине достичь горизонтов недеплетированной мантии. Большая скорость пододвижения обусловила не только относительно кратковременность проявления магматизма, но и крутой, практически вертикальный наклон сейсмофокальной зоны. Субдукция, определяющая магматизм региона, происходила в южном направлении под Алайский микроконтинент, о чем говорят следующие факты: 1) парный пояс — метаморфизм высокотемпературный (канская серия) и высокотемпературный (туркестанский метаморфический комплекс); 2) имеющийся профиль с севера на юг океан — островная дуга — континент; 3) северная вергентность структур в северной аккреционной зоне микроконтинента; 4) зональность магматизма от известково-щелочного через щелочно-известковый к щелочному в направлении север—юг.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЛИЗИОННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При изучении рудоносности магматитов необходимо привлекать максимум общегеологических данных. Наиболее важной и первоочередной задачей является определение их формационной принадлежности, что вытекает из самого принципа выделения комплексов, учитывающего многие геологические признаки. Важнейшими из них являются вещественные. Именно состав определяет насыщенность или бедность расплава полезными компонентами, а также флюидной фазой и, как следствие, характер и размах проявления собственно магматических или постмагматических процессов, с которыми генетически связано оруденение. Общим признаком всех рудоносных ассоциаций, кроме того, является многофазный (завершенный) способ формирования [21], тем более ярко выраженный, чем больше «длина» ассоциаций по шкале кремнезема (или другому показателю дифференциации).

Поскольку вещество является одним из доминантных признаков выделения интрузивных комплексов, значит каждый из них должен обладать вполне определенным металлогеническим обликом. Попытаемся дать в этой связи общую металлогеническую характеристику комплексов.

Металлогения интрузивных комплексов коллизионной обстановки разнообразна. Значительный металлогенический интерес представляют гранитоиды I-типа (караказыкский и чалкуйрюк-

ский комплексы). С подобными образованиями, как уже отмечалось, связаны крупные месторождения меди, золота, молибдена, полиметаллов. Они относятся к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда по Л. В. Таусону [54], которые являются потенциально рудоносными и генерируют золото-шеелитовые, золото-серебряные, полиметаллические, медно-колчеданные и медно-молибденовые месторождения [76]. В Туркестано-Алае с описываемыми гранитоидами устанавливается связь медно-золоторудного, золото-мышьякового, серебряно-полиметаллического и скарново-шеелитового промышленного оруденения. Проявления медно-молибденового типа имеют лишь минералогический интерес.

Гранитоиды S-типа (каравшинский комплекс) формировались в условиях, благоприятных для дифференциации расплава. Эти условия (закрытость физико-химической системы, наличие мощного флюидного подтока) способствовали образованию остаточных низкотемпературных эвтектик, насыщенных флюидами, и накоплению в них редких металлов. Как и во всем мире [36] в регионе с гранитоидами каравшинского комплекса связаны пегматитовые проявления олова, бериллия, лития и цезия, а также пьезооптического и камнецветного сырья.

Гранитоиды смешанного типа (арчабашинский комплекс) в металлогеническом отношении в большинстве случаев стерильны. Объяснение этому следует, по-видимому, искать в условиях их генерации и становления, что нашло отражение в их геохимических особенностях. Поскольку в процессе их образования роль корового и подкорового вещества примерно равноценна, это не могло не отразиться на их рудоносности. Если для коровых гранитоидов характерен рудный процесс, контролируемый образованием глубоко дифференцированного остаточного расплава (пегматитообразование), то для подкоровых рудообразование обязано активности флюидов (прежде всего хлористых соединений), выполняющих транспортирующую роль. «Промежуточные» условия образования арчабашинских гранитоидов, возможно, привели к тому, что условия реализации для пегматитообразования не наступили, и в то же время «добавление» корового вещества привело к разубоживанию содержания хлорных соединений, рассеянию полезных компонентов и, как следствие, снижению рудогенерирующей активности подкоровых расплавов.

Среди субщелочных образований наибольшее металлогеническое значение имеют породы сурметашского комплекса. Они соответствуют гранитоидам латитового ряда по Л. В. Таусону [54], для которых характерна потенциальная рудоносность на олово и вольфрам. Так как наиболее продуктивными являются завершающие фазы гранитоидных серий [8, 20, 61], то весьма перспективными представляются массивы субщелочных гранитов и граносиенитов этого комплекса. В пределах Туркестано-Алая с подоб-

ными образованиями известны промышленные концентрации олова и вольфрама.

В связи с гранитоидами трумсуйского комплекса в последние годы выявлен ряд золоторудных объектов. В этом отношении металлогения трумсуйского комплекса качественно сопоставима с таковой караказыкского. Это может свидетельствовать о том, что доминирующие факторы переноса и рудоотложения, определяющие металлогению караказыкского комплекса, несмотря на гибридность при формировании трумсуйского комплекса, сохранились.

Массивы улуккольского комплекса вряд ли могут расцениваться как высокоперспективные прежде всего из-за незначительности размеров и слабого проявления связанных с ними постмагматических процессов. Хотя в районах их распространения зарегистрированы проявления олова, бериллия, вольфрама, промышленного значения они не имеют.

Породы, отвечающие миаскитовой серии, характеризуются редкометалльной и редкоземельной минерализацией. Массивы матчайского комплекса представляют интерес как объекты для извлечения алюминия и циркон-пирохлорового концентрата. Кроме того, в их экзоконтактах часто развиты зоны фенитизации и альбитизации с редкометалльной (торий-тантал-ниобиевой) минерализацией. Не ясны еще перспективы связанных с матчайским комплексом карбонатитов как источника редких земель.

Проявление гибридности в матчайском комплексе в металлогеническом плане имеет отрицательное значение, так как приводит, с одной стороны, к разубоживанию содержаний ценных компонентов, с другой — способствует переводу их концентрированного состояния в рассеянное. Поэтому промышленный интерес могут представлять прежде всего массивы, где гибридность не проявлен или проявлен в ограниченных масштабах (Джилису, Ходжаачкан). Эти же тела могут расцениваться и как источник алюминиевого сырья.

Щелочные породы зардалекского комплекса промышленных концентраций редкоземельных элементов не образуют, но представляют несомненный интерес как алюминиевое сырье.

Кроме определения формационной принадлежности плутонов и установления их вещественной специфики (геохимической и металлогенической специализации), следующей по значимости операцией является установление признаков глубинности их становления и эродированности. Глубинность влияет на физико-химические условия отделения флюидной фазы от расплава и, следовательно, на металлогенический потенциал магмы. Эродированность массивов определяет вскрытость постмагматической рудоносной колонны, обладающей вертикальной зональностью, а значит, качественную и количественную сторону реализованного в ней постмагматического процесса. Кроме того, тип оруденения зависит и от состава вмещающих пород, так как последние в значитель-

ной степени влияют на химизм рудоформирующих флюидов и растворов и, кроме того, могут выполнять роль геохимического барьера. Независимо от типа оруденения благоприятны гипабиссальный уровень глубинности и относительно слабая степень эродированности.

Среди гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа высокопродуктивными представляются массивы караказыкского комплекса, формирование которых происходило в гипабиссальных, наиболее оптимальных условиях. Установлено, что таковыми следует считать глубины становления в 2—4 км [76]. Более приповерхностные интрузии из-за интенсивной дегазации в процессе становления не могут формировать очагов с низкотемпературными дифференцированными расплавами и поэтому являются малопродуктивными в смысле генерации рудообразования. Несмотря на это, они, как правило, служат вмещающей средой, на которую накладываются эти процессы за счет более глубоких очагов. В этом отношении высокоперспективными являются апикальные части массивов караказыкского, а также вулканоплутонические образования чалкуйрюкского комплекса.

Предполагаемая вертикальная зональность подтверждается наблюдаемым в регионе парагенезисом золото-мышьякового, медно-золоторудного оруденения с караказыкским, и золото-теллуристого, серебряно-полиметаллического оруденения с чалкуйрюкским комплексом. Последний представляет интерес прежде всего на серебро, так как в последние годы в различных регионах бывшего Советского Союза, в связи с подобными орогенными вулканоплутоническими образованиями, выявлены крупные промышленные объекты серебра.

Более глубокие гранитоиды арчабашинского комплекса практически бесперспективны. Что касается автохтонных гранитоидов каравшинского комплекса, то их металлогения определяется процессами дифференциации остаточного расплава и указанной закономерности не подчиняется.

Относительно щелочных комплексов заметим, что оптимальные условия становления, способствующие реализации постмагматического рудного процесса, также определяются глубинами в 2—4 км (альбититы Джилисуйского, фениты Ходжаачканского массивов). Собственно магматический рудный процесс протекал на глубинах значительно больших, оцениваемых в 7—8 км (карбонатиты Матчайского массива).

Гипабиссальные условия становления (2—5 км) характерны и для продуктивных гранитоидов латитового ряда (касситерит-кварц-турмалиновая минерализация Аллаудинского массива).

Так как сохранность рудной колонны зависит от эродированности массивов, то очевидна необходимость ее определения. К примеру, в экзоконтакте Аллаудинского массива наблюдается вольфрамовая и оловянная минерализация с преобладающей ролью последней. Для аналогичного по составу, но более вскрыто-

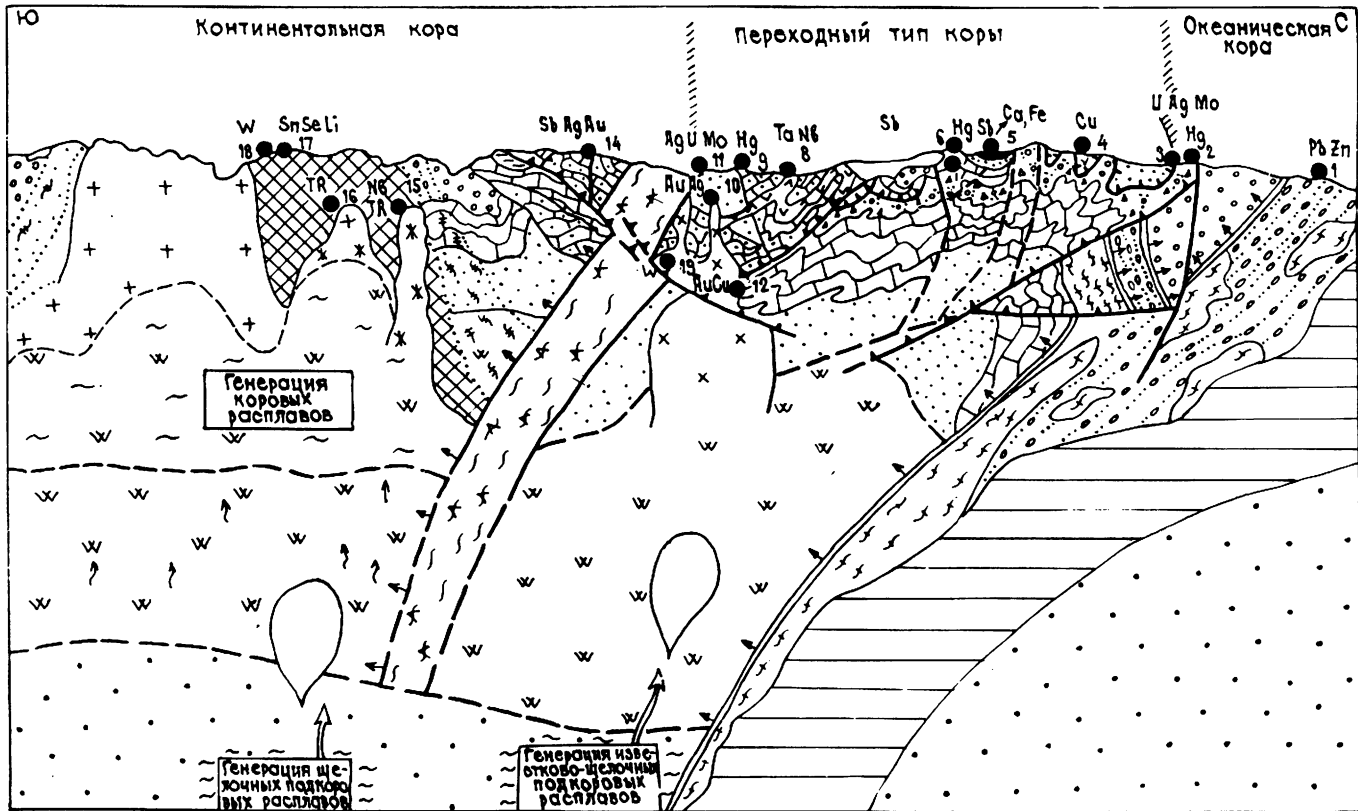
го Исфайрамского массива отмечается обратная картина — ярко выраженная вольфрамовая специализация при подавленной роли оловянной.

Центральные части наиболее крупных дискордантных плутонов, таких как Кичикалайский, Ачикалминский, Машалангский, Абрамовский и ряд других, по-видимому, являются малоперспективными. Анализ распространенности объектов высоко- и средне-температурного гидротермального рудообразования показывает, что подавляющее их большинство обнаруживает пространственную связь с массивами, размеры которых не превышают 50—55 км² по площади. Именно эта площадь при наиболее распространенной штокообразной (для гранитоидов) и этмолитоподобной (для щелочных пород) форме тел, отвечает оптимальному уровню эрозионного среза в регионе. Перспективы более крупных тел в отношении связи с ними гидротермальных образований резко снижаются.

Коллизионный магматизм Туркестано-Алая не только контролирует средне- и высокотемпературные проявления полезных ископаемых, но и ответственен, по всей вероятности, за месторождения ртути и сурьмы телетермального типа. В этом случае он выступает как фактор ремобилизации ртути и сурьмы из первично обогащенных этими элементами осадков палеорифтогенной структуры.

В результате внедрения больших объемов коллизионных магматитов начал нарастать геотермический градиент и элементы с низкими энергетическими потенциалами (ртуть, сурьма, фтор) стали мигрировать, перераспределяясь в осадочных образованиях. Их отгонка из эвапоритов рифтогенной структуры (см. раздел 4) началась уже в московское время. Расположение цепочки ртутно-сурьмяных месторождений и проявлений (см. рис. 8) хорошо увязывается с магматическими очаговыми структурами (см. раздел 2). Очаговые структуры являются результатом функционирования конвективных ячеек, энергетический потенциал которых зависит от наклона поддвигающейся плиты. Чем мощнее энергетика такой очаговой структуры, тем больше площадь и объем проявления теплового воздействия на вмещающие породы. В регионе насчитывается несколько таких очаговых структур. С Кичикалайской связывается Чонкойская группа ртутных проявлений, с Сурметашской — Кадамджайское месторождение, а с Гавианской — месторождение Хайдаркан.

В периферической части теплового потока существовали критические для ртути и сурьмы изограды. При условии наличия благоприятных локализирующих структур здесь происходило рудоотложение. Для ртути устанавливается большая удаленность от центра очаговых структур, чем для сурьмы. Ртутные месторождения формировались во внешней зоне теплового потока, ближе к центру они сменялись комплексными флюорит-ртутно-сурьмяными или мономинеральными сурьмяными. Эта зональность хорошо



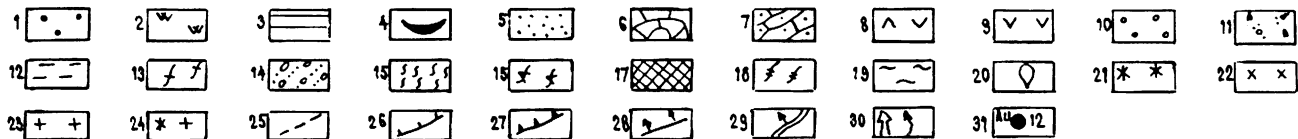


Рис. 22. Генерализованная геолого-генетическая модель металлогении Туркестано-Алая.

1 — мантия; 2 — сиалическое основание континентальной коры; 3—4 — фрагменты океанической коры (3 — субдцированной, 4 — обдцированной); 5 — терригенные СВК внутриконтинентального рифта, континентальных склонов и подножия; 6 — карбонатные СВК шельфовых фаций; 7 — карбонатные СВК рифтогенных фаций; 8 — вулканиты внутриконтинентального рифта; 9 — вулканиты островной дуги; 10 — терригенные СВК коллизионных прогибов; 11 — терригенный полимиктовый меланж; 12 — терригенно-карбонатные СВК альпийского цикла; 13—14 — метаморфогенные и микститовые СВК Б-субдукции (13 — глаукофан-кросситовые динамосланцы по породам офиолитовой ассоциации, 14 — серпентинитовый меланж с глыбами динамосланцев); 15—16 — метаморфогенные и микститовые СВК А-субдукции (15 — динамосланцы по терригенным, гипсово-карбонатным отложениям, 16 — гипсово-карбонатный меланж); 17—18 — образования термальных куполов (17 — кристаллические сланцы гранулитовой, амфиболитовой фации, 18 — породы зеленосланцевой фации); 19 — очаги магмогенерации; 20 — магматические диапиры; 21—24 — магматиты коллизионной стадии (21 — щелочной серии, 22 — известково-щелочной серии, 23 — палингено-коровой, 24 — смешанных серий); 25—27 — тектонические нарушения (25 — чешуйчатые надвиги, 26 — шарьяжи, 27 — ретрошарьяжи); 28 — граница зоны субдукции А; 29 — граница зоны субдукции Б; 30 — пути подъема магм и направления флюидного подкорового потока; 31 — ситуации типовых рудных объектов (1 — Кан, 2 — Чонкой, 3 — Каратанга, 4 — медно-колчеданские вулканогенные, 5 — Надир, Джейранбель, 6 — Хайдаркан, 7 — Кадамджай, 8 — Урусай, 9 — Сымап, Адыракоу, 10 — Чакуш, Верхний Джилису, Тегермач, 11 — Шаабас, Ангуш, 12 — Алтын-Джилга, Караказык, 13 — Меликсу, 14 — Сарыкунчей, Шаркратма, Нурлау, 15 — Джилису, 16 — Тутек, 17 — пегматиты Туркестанского хребта, 18 — Сабах).

выражена для очаговых структур с мощным энергетическим потенциалом (Кичикалайская, Сурметашская). В зоне влияния менее мощных структур (Гавианская) проявлены лишь ртутные изограды (Хайдаркан).

Энергетику очаговых структур, а следовательно, и местоположение критических изоград (важнейшая для прогнозирования информация) можно выражать в виде цифровой количественной информации, считываемой путем преобразования с картографического материала методом скользящего окна (методика этого расчета здесь не приводится). Места пересечения критических изоград с благоприятными структурами являются высокоперспективными для обнаружения новых телетермальных объектов.

Рассмотренные особенности металлогении Туркестано-Алая, результирующая модель которой изображена на рис. 22, определяется, главным образом, коллизийными магматитами. Связь оруденения с магматизмом может быть самой разнообразной, контролируемая как петролого-геохимическими особенностями магматитов, так и особенностями становления отдельных плутонов. Кроме того, необходимо изучение характера и плотности распределения разновозрастных магматитов для понимания закономерностей размещения низкотемпературных и телетермальных рудных ассоциаций. Решение этих задач возможно только при комплексном изучении магматитов, пример которого показан в разделе 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумова Л. Н., Ненахов В. М., Леонова В. А. Акцессорные минералы орогенных гранитоидных комплексов Туркестано-Алая. — Вестник ЛГУ. Сер. 7, 1987, вып. 1, № 4, с. 68—72.
2. Абрамович И. И., Груза В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Петрохимические исследования. Л., Недра, 1972. 239 с.
3. Амшинский Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. М., Недра, 1978. 101 с.
4. Анортозит-рапакиви-гранитная формация Восточно-Европейской платформы/Ред. Д. А. Великославинский. Л., Наука, 1978. 293 с.
5. Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Эволюция щелочно-земельных магм. М., Наука, 1983. 96 с.
6. Белов С. И., Куренков С. А., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Модель тектонического развития Южного Тянь-Шаня//Тез. докл. XX Всесоюз. тектонического совещания. М.: ГИН АН СССР, 1987. 9 с.
7. Белов С. И., Куренков С. А., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Средне- и крупномасштабные тектонические карты герцинид Алая (Южный Тянь-Шань)//Тез. докл. XXI Всесоюз. тектонического совещания. М.: ГИН АН СССР, 1988. 9 с.
8. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. В. Редкометалльные гранитовые формации. Л., Недра, 1979. 280 с.
9. Богатиков О. А., Косырева Л. В., Шарков Е. В. Средние химические составы магматических горных пород. М., 1987. 152 с.
10. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород. М., Недра, 1981. 195 с.

11. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1987. 261 с.
12. Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР. Вып. 1—4/Ред. В. Н. Москалева. Л., ВСЕГЕИ, 1977—1979.
13. Геология окраинных бассейнов/Под ред. Б. П. Коке-лаара и М. Ф. Хауэлса. М., Мир, 1987. 462 с.
14. Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф. Геодинамическая модель развития Карельской гранит-зеленокаменной области. — Геотектоника, 1990, № 3, с. 28—38.
15. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М., Мир, 1966.
16. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980. 199 с.
17. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М., Недра, 1985. 511 с.
18. Иваников В. В., Богачев В. А., Кобылянский Ю. Г., Лапшин С. Г. Геохимическая эволюция гранитов рапакиви Салминского массива//Геохимические идеи В. И. Вернадского в наши дни/Ред. В. Ф. Барабанов. Л., 1988, с. 28—38.
19. Иваников В. В., Непухов В. М., Рублев А. Г., Абакумова Л. Н., Кузнецов Л. В., Хрестенков П. А. Новые данные о возрасте гранитоидных и щелочных интрузий Туркестано-Алая (по результатам К-Аг датирования). — Вестник ЛГУ. Сер. 7, 1990, вып. 4, № 28, с. 84—90.
20. Исох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, Наука, 1965. 138 с.
21. Исох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978. 136 с.
22. Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ и составлению геологической карты масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). Л., 1987. 240 с.
23. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982. 414 с.
24. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.
25. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Новосибирск, Наука, 1969, с. 65—78.
26. Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. — Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3—11.
27. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985. 198 с.
28. Львов В. К. Методика изучения акцессорных минералов//Акцессорные минералы изверженных пород. М., Наука, 1968, с. 10—17.
29. Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах//Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов. М., изд. АН СССР, 1961, с. 17—25.
30. Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., Наука, 1968. 275 с.
31. Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография//Под ред. В. И. Гоншакowej. М., Наука, 1983. 367 с.
32. Магматические горные породы. Кислые и средние породы/Под ред. В. В. Ярмолюка, В. И. Коваленко. М., Наука, 1987. 373 с.
33. Магматические формации СССР/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1, 320 с. Т. 2, 280 с.
34. Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 3. Геологическая съемка интрузивных образований/В. М. Немцович, В. Ф. Николаев, Т. В. Перекалина и др. Л., Недра, 1972. 320 с.
35. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах/Ред. Ф. П. Митрофанов. Л., Наука, 1985. 310 с.

36. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир, 1984. 495 с.
37. Мурина Г. А. Методические рекомендации по определению возраста горных пород радиологическими (изотопными) методами. Л., Недра, 1983. 487 с.
38. Ненахов В. М. Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая. Автореф. канд. дисс., Л., 1988. 16 с.
39. Ненахов В. М., Кузнецов Л. В. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Туркестано-Алая и их генезис. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 5, с. 17—29.
40. Ненахов В. М., Хрестенков П. А. К вопросу о генезисе щелочных комплексов Туркестано-Алая. — Зап. ВМО, вып. 5, 1988, с. 587—594.
41. Ненахов В. М., Абакумова Л. Н., Кузнецов Л. В., Хрестенков П. А. Петрография орогенных гранитоидных комплексов Туркестано-Алая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 12.
42. Ненахов В. М., Кузнецов Л. В., Рогожин Е. А. Структурная позиция гранитоидных комплексов Туркестано-Алая. — Бюлл. МОИП, 1989, т. 64, вып. 3, с. 20—33.
43. Ненахов В. М., Абакумова Л. Н., Кузнецов Л. В., Хрестенков П. А., Иваников В. В. Легенда интрузивного магматизма Туркестано-Алая. — Изв. АН Кирг. ССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1990, № 3, с. 15—27.
44. Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). М., Недра, 1968. 50 с.
45. Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)/Под ред. В. Д. Вознесенского. Л., Недра, 1977. 115 с.
46. Основные требования к содержанию и оформлению опорных легенд к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000. Л., 1985. 28 с.
47. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., Наука, 1964. 243 с.
48. Полева я геология. Справочное руководство/Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. Л., Недра, 1989. Кн. 1, 400 с. кн. 2, 455 с.
49. Попов В. С. О происхождении I-гранитов//Гранитоиды — индикаторы глубинного строения земной коры//Под ред. Э. П. Изоха. Новосибирск, Наука, 1985, с. 14—27.
50. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., изд. ЛГУ, 1973. 215 с.
51. Рабинович А. В. Геохимические исследования магматических осадочных пород//Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 9. Л., Недра, 1970. 240 с.
52. Рублев А. Г. Изотопные геохимические модели в калий-аргоновой геохронологии. Л., 1984, с. 4—23 (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 328).
53. Справочник по геохимии. М., Недра, 1990. 480 с.
54. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 280 с.
55. Трондьемиты, дацшты и связанные с ними породы/Под ред. Ф. Баркера. М., Мир, 1983. 488 с.
56. Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970, № 4.
57. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов. М., Наука, 1975. 287 с.
58. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, т. XXVII—5, с. 17—32.
59. Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., изд. ЛГУ, 1966. 150 с.
60. Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л., Недра, 1978.
61. Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1983. 272 с.

62. Шинкарев Н. Ф., Ненахов В. М. О полихронности щелочных интрузий Туркестано-Алая. — Вестн. ЛГУ, 1985, № 21.

63. Эволюция изверженных пород/Под ред. Х. Йодера. М., Мир, 1983. 522 с.

64. Aldis D. T., Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites. — *Nature*, 1981, vol. 289, № 5798, p. 577—578.

65. Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman J. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondjemite suite of South—West Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondjemitic magmas. — *J. Petrol.*, 1978, vol. 29, p. 406—414.

66. Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. — *J. Geol. Soc. London*, vol. 141, p. 413—426.

67. Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types. — *Pacific Geol.*, 1974, vol. 8, № 2, p. 173—174.

68. Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranite. *Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 1099—1108.

69. Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappel B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia. — *Contrib. Miner. Petrol.* — 1982, vol. 80, № 2, p. 189—200.

70. Dupuy C., Dostal J., Tratta M. Geochemistry of the Adamello massif (Northern Italy). — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1982, vol. 80, № 1, p. 41—48.

71. Geochemistry of rare earth element/Ed. by P. Henderson, Dep. of Miner. British Museum, London, 1984, p. 510.

72. Hanson G. N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. — *Earth planet. Sci. Let.*, 1978, № 53, p. 26—43.

73. Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism//Collision tectonics/Eds.: M. P. Coward, A. C. Ries. 1987, Geol. Soc. London spec. publ., № 19, p. 67—81.

74. Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra-Nevada and the Svecofenian of Finland. — *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 1975, № 3, p. 631—645.

75. Ishihara S. The magnetite series and the ilmenite series granitic rocks. — *Mining Geol. Japan*, 1977, № 27, p. 243—300.

76. Continen A. An early proterozoic ophiolite — the Jormua mafic ultramafic complex, north-eastern Finland. — *Precamb. Res.*, 1987, vol. 35, p. 313—341.

77. Lemeyre J., Bowden P. Plutonic type series: discrimination of various granitoid series and related rocks by their modal composition. — *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 1982, vol. 14, p. 169—186.

78. O'Connor J. T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1965, 552B, B79—B84.

79. Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites. — *Arch. Sci. Genève*, 1980, vol. 33, p. 201—219.

80. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. — *J. Petrol.*, 1984, vol. 25, pt. 44, p. 956—963.

81. Perfite M. R., Brueckner H., Lawrence J. B., Kay R. W. Trace elements and isotopic variations in a soned pluton & associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calcalkaline suite. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, N 1, p. 69—87.

82. Pitcher W. S. The nature, ascent and emplacement of granite magmas. — *J. Geol. Soc. London*, 1979, v. 136, pt. 6, p. 133—149.

83. Pitcher W. S. Granite: typology, geological environment and melting relationships//Migmatites, melting and metamorphism/Eds.: M. P. Atherton, C. D. Gribble. 1983, Nantwich, Shiva Publ., p. 277—287.

84. Pitcher W. S. Granites and yet more granites forty years on. — *Geol. Rundsch.*, 1987, vol. 76, № 1, p. 51—79.

85. Tischendorf G., Pälchen W. Zar Klassifikation von Granitoiden. — Z. geol. Wiss. Berlin, 1983, vol. 13, p. 615--627.
86. Whalen J. B. Geochemistry of an island-arc plutonic suite: the Uasilau-Yau-Yau intrusive complex, New Britain, P. N. G. — J. Petrol., 1985, vol. 26, № 3, p. 603--632.
87. Whalen G. B., Kenneth L., Currie K. L., Chappel B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. — Contrib. Miner. Petrol., 1987, vol. 95, № 2, p. 407--419.
88. White A. J. R. Sources of granite magmas. — Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. Meeting. Abstract, 1979, p. 539.
89. White A. J. R., Chappel B. W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. — Tectonophysics, 1977, vol. 43, № 1--2, p. 7--23.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Типы гранитоидов, их генезис и геодинамические обстановки формирования	6
Гранитоиды офиолитов	14
Гранитоиды энциматических островных дуг	18
Гранитоиды энциматических островных дуг и активных континентальных окраин	23
Коллизионные гранитоиды	30
Гранитоиды анорогенные	32
Некоторые методологические проблемы, связанные с картированием интрузивных образований	37
Особенности изучения гранитоидов при геологическом картировании	48
Коллизионные интрузивные серии Туркестано-Алая и их рудоносность	59
Геология и петрография коллизионных интрузивных комплексов региона	66
Возраст коллизионных гранитоидных и щелочных интрузий	75
Петрохимия и геохимия	77
Акцессорные минералы гранитоидов	80
Модель коллизионного магматизма	82
Геодинамическая интерпретация коллизионных интрузивных образований Туркестано-Алая	85
Металлогенические особенности коллизионных магматических комплексов	89
Список литературы	96

Выпущено ВСЕГЕИ по заказу Центра «Геокарт»

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ

Редактор *Е. Е. Вагунина*
Технический редактор *А. А. Иванова*

Подписано в печать 28.12.92. Формат 60×90/16. Гарнитура Литературная.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 6,25. Усл. кр.-отт. 6,64. Уч.-изд. л. 6,89.
Тираж 1000 экз. Заказ 322. Цена договорная.

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний, 72