

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



Г. И. САМАРКИН, Е. Я. САМАРКИНА

ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОГО УРАЛА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого

Г.И.САМАРКИН Е.Я.САМАРКИНА

4910

ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПОЯСОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР С.Н. ИВАНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1988



Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях / Г.И. Самаркин, Е.Я. Самаркина. — М.: Наука, 1988. — 208 с. — ISBN 5-02-002622-0.

Монография представляет собой результат многолетних исследований геологического строения, состава и формационной принадлежности гранитоидов зоны сочленения уральских и североказахстанских структур Главного гранитного пояса Южного Урала. Приводятся геологическая и петрохимическая характеристики выделенных гранитоидных формаций. Доказывается тесная связь развития гранитоидного магматизма с тектоническим развитием и эволюцией состава земной коры.

Книга представляет интерес для геологов, занимающихся проблемами эволюции гранитоидного магматизма в складчатых областях.

Табл. 12. Ил. 76. Библиогр.: 434 назв.

Рецензенты:

А.А. Беус, В.Д. Старков

Научное издание

Самаркин Геннадий Иванович, Самаркина Екатерина Яковлевна

ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения АН СССР

Редактор *Т.Б. Гришина* Художник *М.Л. Блох*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*. Технический редактор *М.К. Серегина*

Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37027

Подписано к печати 08.12.87. Т — 15812. Формат 60 X 90 ¹/₁₆. Бумага офсетная № 1 Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,4. Уч.-изд.л. 16,6 Тираж 600 экз. Тип. зак. 2193. Цена 2р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

С $\frac{1904020000-461}{042(02)-88}$ 185-88-1

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002622-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гранитоиды являются преобладающими породами Главного гранитного пояса Южного Урала. Широкий возрастной диапазон их развития свидетельствует о длительном и многократном проявлении гранитоидного магматизма. Недавно это положение ставилось под сомнение многими уральскими геологами. Все многообразие развитых гранитоидных пород объединялось в единую варисцийскую, а точнее, позднепалеозойскую, гранитную формацию [296, 308] или относилось к сближенным по времени формированиям каменноугольным гранитоидным комплексам [175]. Казахские геологи [227, 228] в Главном гранитном поясе Южного Урала выделяли до трех интрузивных циклов: допалеозойский гранитный, среднепалеозойский диорит-гранодиорит-гранитный, верхнепалеозойский гранитный. Сама постановка вопроса казахских геологов о разновозрастности гранитоидов Главного гранитного пояса Южного Урала была исключительно актуальной и продолжает занимать одно из главных мест в дискусионных проблемах развития гранитоидного магматизма Уральской складчатой области. В то время из-за недостаточной геологической изученности гранитоидных пород в пределах Главного гранитного пояса Южного Урала не были достоверно выделены ни ранние циклы развития гранитоидного магматизма, ни тем более не было сделано формационное деление гранитоидов. Из современного состояния геологической изученности гранитоидов следует, что допалеозойский гранитоидный магматический цикл в пределах восточного склона Южного Урала достоверно выделить невозможно, хотя постановка такой проблемы до сих пор остается одной из актуальных проблем в изучении гранитоидного магматизма не только Южного Урала, но и всего восточного склона Урала. Среднепалеозойский цикл развития гранитоидного магматизма в пределах Главного гранитного пояса Южного Урала оказывается более сложным, разорванным во времени, с самостоятельным развитием ранних натриевых и поздних калиево-натриевых гранитоидных серий [264].

Впервые на сложное и длительное развитие гранитоидного магматизма в пределах Главного гранитного пояса Южного Урала было обращено в работах А.А.Петренко [227] и Г.А.Смирнова [298], однако конкретное формационное расчленение гранитоидов проведено нами [264, 267]. В Главном гранитном поясе Южного Урала были выделены четыре гранитоидные формации: плагиогранитная (тоналит-трондьемитовая) каледонская, гранодиоритовая (тоналит-гранодиоритовая) среднегерцинская, гранитная (адамеллит-гранитная) среднегерцинская, гранитная позднегерцин-

ская (верхнепалеозойская). Предложенная нами схема формационного расчленения гранитоидов Главного гранитного пояса Южного Урала была подтверждена последующими работами в Мугоджарах [314] и на Среднем Урале [246] и получила общеуральское развитие [331].

Несмотря на длительное изучение гранитоидного магматизма, по Главному гранитному поясу Южного Урала до сих пор нет обобщающей работы по формационному расчленению гранитоидов, учитывающей современное состояние изученности гранитоидов и новейшие взгляды на геологическую историю формирования Уральской складчатой области. Данная работа в значительной степени восполняет этот пробел. Современный формационный подход к изучению гранитоидов прежде всего основывается на тесной связи процессов гранитообразования с геодинамическими обстановками развития геологических структур земной коры и эволюцией в них гранито-метаморфического слоя. С этих позиций решалась проблема формирования Главного гранитного пояса в Уральской складчатой области. При решении данной проблемы широко использовались детальное исследование вещества гранитов и вмещающих их метаморфических комплексов, а также данные петрофизических и геофизических исследований. Именно этим вопросам в предлагаемой монографии уделено главное внимание.

Проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях до сих пор остается одной из наименее изученных в геологии. На Урале решение ее стало возможным благодаря проведению в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР и в Геологическом институте АН СССР тектонического районирования Уральской складчатой области [219] и широкого формационного анализа магматических образований. Современное состояние геологической изученности позволило увязать эволюцию гранитоидного магматизма в пределах Главного гранитного пояса с тектоническим развитием восточного склона Южного Урала и показать причины и место формирования Главного гранитного пояса в Уральской складчатой области. Заложение Главного гранитного пояса Южного Урала происходило вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента на блоках деструктурированной древней (допалеозойской) континентальной коры, т.е. место заложения гранитного пояса было предопределено рифтогенной стадией развития Уральской геосинклинали. Начальная стадия формирования гранитного пояса связана с становлением в позднесилурийско-раннедевонское время интрузий тоналит-грандьемитовой формации и началом закрытия Уральского палеоокеана. Развитие тоналит-грандьемитовых серий вдоль континентальных окраин в связи с заложением предполагаемых зон субдукции установлено для многих складчатых областей [26, 27]. Развитие гранитоидного магматизма в Уральской складчатой области подтверждает эту закономерность. С данным этапом гранитообразования связано начало формирования на восточном склоне Южного Урала палеозойской континентальной коры, полная континентализация которой произошла в верхнепалеозойское время благодаря окончательному закрытию Уральского палеоокеана и становлению калиево-натриевых батолитовых гранитоидных интрузий. Весь этот процесс продолжается около 200 млн лет. На протяжении всего этого периода на восточном склоне Южного Урала устойчиво сохранялся известково-щелочной тип гранитоидного магматиз-

ма, несмотря на закономерную смену натриевых гранитоидных серий калиево-натриевыми гранитоидными сериями.

В основу настоящей монографии положены личные многолетние исследования авторов. В работе даются краткая характеристика гранитоидных формаций (геологическая, минералогическая, петрохимическая) и рассмотрены вопросы изофациальности становления синорогенных гранитоидов с породами вмещающих метаморфических комплексов. На основании проведенных исследований решаются проблемы эволюции гранитоидного магматизма в Главном гранитном поясе Урала и проблемы формирования гранитного пояса в Уральской складчатой области; при решении этих проблем широко использован тренд-анализ главных петрохимических характеристик гранитоидных пород Урало-Тобольского и Мугоджарского блоков.

Выделение мономинеральных фракций породообразующих минералов было произведено в основном в минералогических лабораториях объединения "Уралгеология" М.И.Пешковой и "Оренбурггеология" Т.П.Плотниковой, частично — в лаборатории геохимии Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР М.Н.Тюшняковой.

В монографии приведены результаты 1088 химических анализов горных пород и 186 химических анализов минералов. Химические анализы породообразующих минералов выполнены аналитиками А.И.Черкасовым и Ю.П.Соболевой. Все химические анализы пересчитаны на нормативный состав по методу CIPW, а также пересчитаны по методу А.Н.Заварицкого. Математическая обработка химических анализов гранитоидных пород произведена в вычислительном центре объединения "Уралгеология" Г.П.Галонцевым.

Авторы выражают глубокую признательность всем перечисленным товарищам и искренне признательны Д.С.Штейнбергу, В.Н.Пучкову, А.И.Русину, В.Б.Болтырову и С.Н.Иванову за помощь в работе.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ПРИ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

$$\text{Na}_2\text{O}' = \text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O} \quad (\text{в мас. \%})$$

$$\text{FeO}' = \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad (\text{в мас. \%})$$

$$\text{Кремнекислотность } Q' = \text{SiO}_2 \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}' + \text{CaO}) \quad (\text{в мас. \%})$$

$$\text{Щелочность } A = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}) \quad (\text{в мас. \%})$$

$$\text{Щелочность } \alpha' = (\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O}) / \text{SiO}_2 \quad (\text{в мас. \%})$$

$$\text{Глиноземистость пород } Al' = \text{Al}_2\text{O}_3 - (2\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \quad (\text{мол. к-ва})$$

$$\text{Глиноземистость минералов } al = \text{Al} \cdot 100 / (\text{Si} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Al} + \text{Ti} + \text{Mn}) \quad (\text{в \%})$$

$$\text{Железистость } f = (\text{Fe} \cdot 100) / (\text{Fe} + \text{Mg}) \quad (\text{в \%})$$

$$\text{Магнезиальность } m = \text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) \quad (\text{в \%})$$

$$\text{Калиеость } K = \text{K} \cdot 100 / (\text{K} + \text{Na}) \quad (\text{в \%})$$

$$\text{Окисленность железа } \varphi = \text{Fe}^{3+} \cdot 100 / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) \quad (\text{в \%})$$

s, a, b, c — параметры А.Н. Заварицкого

$\alpha = c / (a + c)$ — аноритовое число Д.С. Штейнберга

Ab — альбит

An — анортит

Am — амфибол

Bi — биотит

<i>Gr</i>	– гранат	CIPW	– метод пересчета химических анализов Кросса, Иддингса, Пирсона, Вашингтона
<i>Q</i>	– кварц	ФЕ	– формульные единицы
<i>Or</i>	– калиевый полевой шпат	\bar{x}	– среднее арифметическое
<i>Mt</i>	– магнетит	S^2	– дисперсия
<i>Mu</i>	– мусковит	S	– среднее квадратическое
<i>Ne</i>	– нефелин	V	– коэффициент вариации
<i>Pl</i>	– плагиоклаз		
<i>Di</i>	– индекс дифференциации		

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ГЛАВНОГО ГРАНИТНОГО ПОЯСА ЮЖНОГО УРАЛА

Главный гранитный пояс Южного Урала представляет собой зону длительного развития гранитоидного магматизма и плутонометаморфизма, образование которой обусловлено постепенным приращением гранито-метаморфического слоя в эвгеосинклинали за счет автохтонного (образованного по эвгеосинклинальным осадкам), аллохтонного (за счет включения "обломков" допалеозойской континентальной коры) способов формирования континентальной коры [225, 271]. Процесс этот здесь продолжался около 200 млн лет — начался в конце силура и закончился в верхнем палеозое (табл. 1).

Блоки с аллохтонным формированием гранито-метаморфического слоя наиболее развиты в южной части гранитного пояса, в Мугуджарском антиклинории [225]. В пределах района к ним относится центральная часть Адамовского антиклинория на основании высоких содержаний калия ($K_2O = 4-4,5\%$) в слагающих диафторированных кристаллических сланцах, что позволяет относить их к метаморфизованным переотложенным древним корам выветривания, развитым по высококалиевым гранитоидным породам, не свойственным нижнему и среднему палеозою восточного склона Урала. Аллохтонное происхождение данного блока подтверждается развитием вдоль его южной границы широтного пояса разнообразных даек и срезанием здесь блоком субмеридиональных структур ниже-среднепалеозойских метаморфизованных отложений.

К аллохтонным структурам также относятся Ушкаттинский блок и значительная часть Тикельдыгауского антиклинория (рис. 1). Первый — как составная часть Мугуджарского антиклинория, второй — на основании развития в нем субширотных складчатых структур в кристаллических сланцах с направлением осей складок с азимутом $SZ:310^\circ$, не характерных палеозойским структурам Урала. В отличие от антиклинорийных структур автохтонного типа они характеризуются пониженной мощностью и повышенной мощностью (15–20 км) гранито-метаморфического слоя [12]. На протяжении всей истории развития гранитоидного магматизма аллохтонные блоки вели себя как структуры повышенной жесткости, многократно подвергавшиеся метаморфической перекристаллизации в местах проявления гранитоидного магматизма.

Наличие аллохтонных и автохтонных блоков в Главном гранитном поясе Южного Урала подтверждает вывод [219] о развитии его в области сочленения континентального и океанического сегментов палеоокеанической структуры земной коры. Главной тектонической структурой, кон-

Т а б л и ц а 1. Тектоническое развитие гранитоидного магматизма Главного гранитного пояса Южного Урала

Стадия тектонического развития	Этапы тектонического развития	Гранитоидная формация и субформация	Возраст	Условия становления интрузий	Массив; форма интрузии
1	2	3	4	5	6
Континентальная	Посторогенной активизации	Малых гранитоидных интрузий	P	Гипабиссальные, в активизированных зонах тектонических нарушений	Алтуйский, Баскарасуйский, Башкироводольский, Ушкаттинские; дайки, штоки, пластовые тела
	Орогенный поздний	Гранитная, синорогенных батолитов	C ₃	Мезоабиссальные, в длительно развивающихся инверсионных поднятиях	Амурский, Суундукский, Адамовский, Карабутацкий; "батолиты", лакколиты, пластообразные тела
Предконтинентальная	Рифтогенный	Малых гранитоидных интрузий	C _{V-n}	Гипабиссальные, в наложенных синклинальных структурах и грабенах	Дайковые поля Джарлинского грабена, Кваркенской седловинной синклинали и др.; дайковые тела
Переходная поздняя	Отраженной активизации	Адамеллит-гранитная	D ₃ -C ₁	Мезо-гипабиссальные, в активизированных древних блоках	Ушкаттинская группа, Кайрактинская группа; дайкообразные тела
	Крайового вулканоплутонического пояса	Тона-Батолит-гранитно-интрузивно-ригитовая	D ₃ -C ₁	Мезо-гипабиссальные, в поднятиях среди или вблизи унаследованно наложенных вторичных вулканогенных прогибов	Каиндинский, Джаньспайский, Джабыгасайский; межформационные и батолитообразные тела
		Вулкано-плутонических интрузий	D ₃ -C ₁	Гипабиссальные, в унаследованно наложенных вторичных вулканогенных прогибах	Кваркенский, Айдырлинский, Еленовский, Киембаевский, Акжарский, Шелкарский; штоки, лакколитоподобные тела

Т а б л и ц а 1 (окончание)

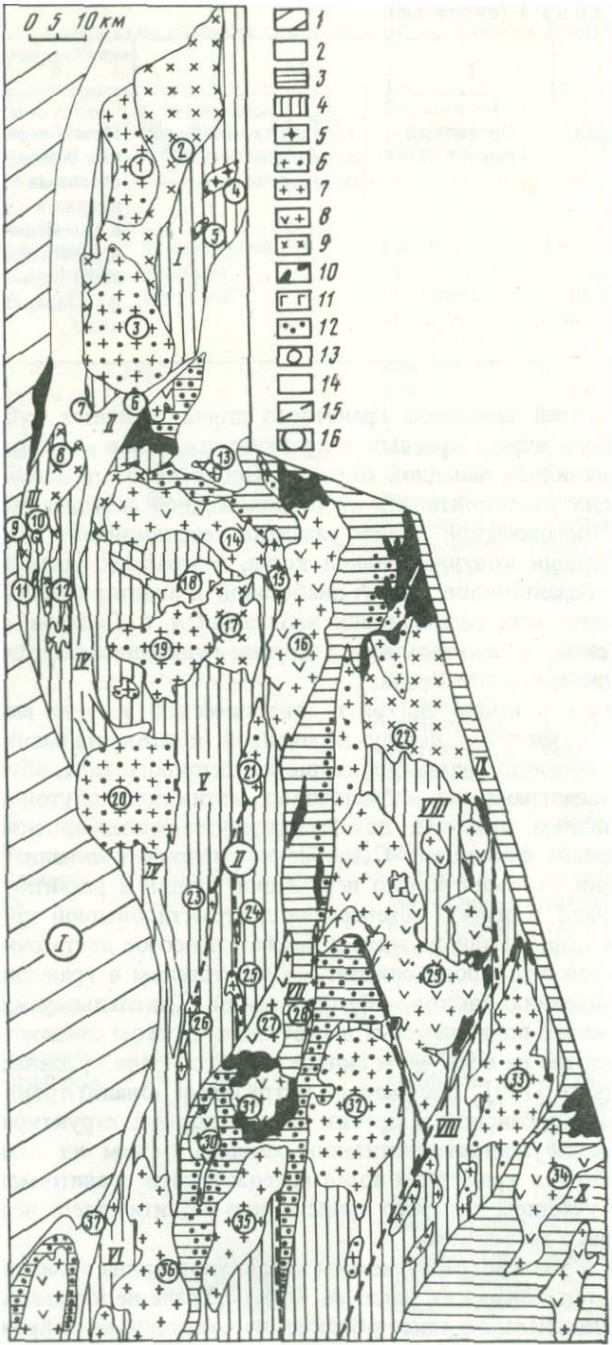
1	2	3	4	5	6
Переходная ранняя	Орогенный ранний	Тоналит-трондjemитовая синорогенная	S_2-D_1	Мезоабиссальные в инверсионных поднятиях в связи с заложением и развитием зоны Беньюфа-Заварицкого	Бутакский, Крыклинский, Нурбайские, Теренсайский, Аниховский и др.; крупные пластообразные тела

тролирующей заложение гранитного пояса, является субмеридиональная зона пограничных краевых тектонических швов глубокого заложения, развитых вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента и отделяющих палеоконтинент от расположенной западнее геосинклинали. На ранней океанической стадии развития геосинклинали, стадии растяжения и деструкции континентальной коры, в краевых швах происходили излияния базальтоидов спилит-диабазовой и андезит-базальтовой формаций. Фрагменты этих базальтоидов наблюдаются в Денисовской, Аниховско-Еленовской, Бурьктальской и других вулканических структурах восточного склона Южного Урала.

Начиная с конца силура в тектонической зоне на месте реликтовых блоков с частично деструктированной континентальной корой формируются антиклинорные структуры автохтонного типа, обусловленные ростом плагиогранитоид-мигматитовых антиклинал-плутонов, связанных с становлением интрузий позднесилурийско-раннедевонской тоналит-трондjemитовой формации. Становление интрузий тоналит-трондjemитовой формации отражает начало переходной стадии в развитии Уральской геосинклинали и начало регенерации деструктированной древней континентальной коры. Наличие здесь в нижнем палеозое достаточно зрелой континентальной коры подтверждается присутствием в гранитном поясе реликтовых древних блоков (Мугоджарский, Тикельдытауский, Адамовский и др.), слабо подверженных деструкции. Об этом свидетельствует и широкое развитие на восточном склоне Южного Урала ордовикских аркозовых песчаников [179], прорванных интрузиями тоналит-трондjemитовой формации в Нурбайской и других антиклинорных структурах (см. рис. 1).

Процессы плагиогранитизации явились одним из главных факторов зарождения в гранитном поясе палеозойского гранито-метаморфического слоя, с участием которого происходило развитие всего последующего гранитоидного магматизма.

Судя по плагиогранитоидным массивам, ширина проявления зоны пограничных тектонических швов на Южном Урале не превышала 100–150 км. Субмеридиональные тектонические швы фиксируются проявлением линейно развитых вулканических поясов и меридиональных зон мylonитизации и катаклаза в местах становления плагиогранитоидных интрузий, их вытянутостью в этом направлении и линейным расположением (Бутакско-



Теренсайский пояс). Мощность зон катаклаза достигает 5 км и более; наиболее значительные из них Джарлинская, Аниховская, Желтинская. Приуроченность плагиогранитоид-мигматитовых антиклинал-плутонов (поднятий, куполов) к линейным глубинным тектоническим нарушениям — явление обычное для соотношения этих структур в земной коре от архея до мезозоя включительно [6].

Развитие плагиогранитоид-мигматитовых поднятий вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента сопоставляется с формированием современных приконтинентальных островных дуг [225]. Этой точки зрения в настоящее время придерживается большинство исследователей. Однако полной аналогии в развитии магматизма между сравниваемыми структурами не наблюдается [272]. В отличие от современных островных дуг формирование плагиогранитоид-мигматитовых поднятий в Главном гранитном поясе Южного Урала не сопровождалось извержениями базальт-андезитовой и андезитовой магм, столь характерных для магматических формаций современных островных дуг. Предположение [297] о генетической связи плагиогранитоидов тоналит-гранодиоровидной формации с базальтоидами ранней стадии развития эвгеосинклинали нельзя считать достаточно обоснованным. Плагиогранитоиды всегда прорывают вулканиды ранней стадии и мигматизируют их, что говорит о разном возрасте и различных геодинамических условиях становления этих образований. Предположение об уничтожении эрозией коагматичных плагиогранитоидов вулканидов не подтверждается широким развитием в некоторых массивах (Крыклинский, Теренсайский и др.) ксенолитов основных вулканогенных пород кровли. Состав пород и характер проявления интрузий тоналит-гранодиоровидной формации позволяют сопоставить ее формирование с



Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта района (составлена с использованием материалов Г.И. Чайко, А.А. Барина, Д.М. Шендеровича, Н.Д. Шминке, П.В. Лядского, И.И. Никитина, Ю.А. Пестова, А.Е. Галимова, Г.А. Костик)

1 — Магнитогорская вулканогенная зона; 2 — наложенные прогибы и грабены, выполненные терригенно-карбонатными отложениями, C_1 ; 3 — синклиории — области развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований краевого вулкано-плутонического пояса, $D_2 - D_3$; 4 — антиклиории — области развития гнейсов и кристаллических сланцев (PR?) и метаморфизованных отложений, $PZ_1 - PZ_2$; 5 — 9 — гранитоидные формации: 5 — малых посторогенных интрузий, P; 6 — гранитная, C_3 ; 7 — адамеллит-гранитная, $D_3 - C_1$; 8 — тоналит-гранодиоровидная, $D_3 - C_1$; 9 — тоналит-гранодиоровидная, $S - D_1$; 10 — серпентиниты; 11 — габброиды; 12 — вулканиды базальтового и андезитового состава, $D_2 - D_3$; 13 — структуры первого порядка: I — Магнитогорский вулканический пояс, II — Главный гранитный пояс Урала; 14 — структуры Главного гранитного пояса: I — Суундукский антиклиорий, II — Кваркенская седловинная синклиналь, III — Нурбайский антиклиорий, IV — Джарлинский грабен, V — Адамовский антиклиорий, VI — Мугоджарский антиклиорий, VII — Аниховско-Еленовская вулкано-тектоническая депрессия, VIII — Тикельдыгауский антиклиорий, IX — Сарыобинский грабен, X — Ирگزский синклиорий; 15 — тектонические нарушения; 16 — массивы: 1 — Амурский, 2 — Бутакский, 3 — Суундукский, 4 — Башкироводольский, 5 — Кваркенский, 6 — Айдырлинский, 7 — Кировский, 8 — Крыклинский, 9 — Нурбайский, 10 — Малый Нурбайский, 11 — Южный Нурбайский, 12 — Теренсайский, 13 — Красноярский, 14 — Каиндинский, 15 — Алтуйский, 16 — Джаныспайский, 17 — Урусикенский, 18 — Шильдинский, 19 — Адамовский, 20 — Карабутакский, 21 — Нововинницкий, 22 — Аниховский, 23 — Сандырбекский, 24 — Каинсайский, 25 — Славенский, 26 — Шандашинский, 27 — Акжарский, 28 — Кумакская дайка, 29 — Джабыгасайский, 30 — Еленовский, 31 — Киёмбаевский, 32 — Котансинский, 33 — Желтинский, 34 — Шелкарский, 35 — Верхне-Ушкяттинский, 36 — Средне-Ушкяттинский, 37 — Нижне-Ушкяттинский

формированием тоналит-гранодиоритовых серий континентальных окраин складчатых областей [26].

Современный структурный план Главного гранитного пояса Южного Урала в целом был сформирован в начальный период переходной стадии развития Уральской геосинклинали в результате становления синорогенных интрузий тоналит-гранодиоритовой формации и роста сопровождающих их автохтонных структур. Вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента в это время полностью оформилась система поясов антиклинорных поднятий (Мариновско-Джаныспайский, Суундукско-Адамовский, Аниховско-Котансинский и др.) и разделяющих их прогибов (Бурыктальский, Аниховско-Еленовский и др.). К среднему девону Главный гранитный пояс представлял собой зону метаморфизованных, местами интенсивно гранитизированных геосинклинальных и более ранних нижнепалеозойских догеосинклинальных осадков с включенными в них жесткими континентальными (аллохтонными) докембрийскими массивами (Мугоджарский, Тикельдытауский и др.), испытывавшую общую тенденцию к воздыманию. Это дает основание относить досреднедевонские зонально-метаморфизованные осадки гранитного пояса к образованиям нижнего структурного этажа, связанного с развитием раннего этапа формирования гранито-метаморфического слоя в эвгеосинклинали.

С среднего девона до раннего турне включительно в зоне Главного гранитного пояса осадконакопление происходило в условиях глыбовых тектонических движений при преобладающей роли долгоживущих субмеридиональных глубинных разломов. В это время на месте разделяющих прогибов происходит заложение краевого вулканоплутонического пояса, сходного в своем развитии с Центрально-Казахстанским, Восточно-Сихотэ-Алинским и Охотско-Чукотским краевыми вулканическими поясами [39, 44, 323]. Заложение краевого пояса сопровождалось параллельным развитием к западу от него Магнитогорско-Орской вулканической структуры, магматизм которой сходен с магматизмом современных приконтинентальных островных дуг. Сравнительный анализ состава вулканоплутонических ассоциаций этих структур свидетельствует об увеличении глубины генерации магматических очагов краевого вулканоплутонического пояса по сравнению с Магнитогорско-Орской островной дугой, что доказывается повышением магнезиальности и калиевости и понижением кремнекислотности и глиноземистости пород вулканоплутонических ассоциаций краевого пояса по сравнению с аналогичными породами Магнитогорско-Орской островной дуги [274]. Более глубинное заложение магматических очагов краевого пояса по сравнению с Магнитогорско-Орской структурой указывает на большую мощность земной коры в момент их генерации, что хорошо увязывается с представлениями о развитии краевого пояса вдоль окраины континента.

Наложенный характер вулканических структур краевого пояса во многих случаях подтверждается их приуроченностью к тектоническим структурам, сходным с вулканотектоническими депрессиями (см. рис. 1). В Мугоджарском антиклинории вулканиды позднего девона с угловым несогласием залегают на метаморфизованных и рассланцованных протерозойско-кембрийских осадках шебектинской свиты [314]. Структурное несогласие между средне-верхнедевонскими вулканидами и расланцо-

ванными зеленокаменно-измененными ордовикско-силурийскими отложениями нижнего структурного этажа отмечается в Бурыктальской, Еленовской и Кумакской вулканотектонических депрессиях. Широкое развитие слабокатанных обломков метаморфических пород (сланцев, мигматитов) среди обломочных вулканогенно-осадочных средне-верхнедевонских отложений Сарыюбинского грабена на Южном Урале подтверждает структурное несогласие между осадками нижнего структурного этажа и вулканоплутонического пояса.

В пределах вулканотектонических депрессий, наследующих структуры краевых швов и наложенных на осадки ранней стадии развития эвгеосинклинали, трудно устанавливаются признаки стратиграфического и углового несогласия в залегании вулканогенных пород пояса на геосинклинальных осадках, что характерно для многих унаследованно-наложенных краевых вулканических поясов [328]. Такие структуры относятся к унаследованно-наложенному типу (Еленовская, Бурыктальская и др.). Другие, такие, как Бурыктальская и особенно Кайрактинская, расположенные за пределами района, с четким угловым несогласием ложатся на более древние метаморфизованные комплексы и могут быть отнесены к наложенному типу структур. Таким образом, краевой вулканоплутонический пояс восточного склона Урала относится к унаследованно-наложенным структурам. В отличие от Центрально-Казахстанского и Охотско-Чукотского вулканоплутонических поясов на восточном склоне Урала нет четко выраженной приуроченности пояса к границе протяженных разновозрастных структурно-тектонических зон, что приближает его к вулканоплутоническим поясам "индийского типа" [278].

Ранняя стадия развития Восточно-Уральского краевого вулканоплутонического пояса характеризуется широким проявлением вулканических формаций, тесно связанных с вулканами центрального (Бурыктальская кальдера), реже трещинного типов (Кайрактинский разлом). На основании геологических данных и радиометрических определений [61, 62] возраст вулканических формаций пояса считается средне-позднедевонским. На Южном Урале, в Урало-Тобольском поднятии, при пересечении поясом автохтонных структур ранних палеозоид в нем развита базальт-андезит-дацитовая известково-щелочная существенно натриевая серия пород, содержащих 0,5–1,5% K_2O в группе основных и средних и 0,5–2,5% в группе умеренно кислых и кислых пород. При пересечении поясом аллохтонных блоков докембрийской континентальной коры в Мугуджарском антиклинории развита андезит-дацит-липаритовая субщелочная калиево-натриевая серия пород, содержащих 2–5 K_2O в группе основных и средних 3–6% в группе умеренно кислых и кислых пород [113, 314]. Повышение щелочности (калиевости) и кремнекислотности вулканитов при переходе пояса от автохтонных к аллохтонным блокам свидетельствует о существенном, вероятно непосредственном, влиянии на состав вулканических серий мощности земной коры и мощности гранито-метаморфического слоя.

Высокий процент пирокластического материала, присутствие в ряде случаев игнимбритов и караваеобразных вулканических бомб в вулканогенных породах, а также развитие в южной части пояса краснокаменно-измененных пород свидетельствуют о субаэральных или близких к ним мелко-водных условиях вулканических извержений, что является одной из харак-

терных особенностей краевых вулканических поясов. Субаральный облик вулканитов отчетливо устанавливается в Айдырлинской, Еленовской, Бурьктальской синклинальных структурах Урало-Тобольского поднятия и особенно в Мугоджарском антиклинории, где наземный вулканизм представлен покровами андезит-дацит-липаритовой формации [113, 314].

К северу от исследуемого района в пределах Южного Урала развитие пояса происходило в субаквальных или островных условиях [31].

Отсутствие вулcano-плутонических ассоциаций краевого пояса к западу от Суундукского и Нурбайского горст-антиклинорных поднятий позволяет сделать вывод о том, что внешняя или фронтальная часть пояса отделялась местами от океана поднятиями досреднедевонского фундамента, что еще более сближает геологическое развитие Восточно-Уральского краевого пояса с раннеандийским [169].

Андезитовый вулканизм в блоках с автохтонным и аллохтонным формированием континентальной коры завершился соответственно становлением интрузий тоналит-гранодиоритовой [46, 264] и адемаеллит-гранитной [264, 331] формаций (см. рис. 1). Внедрение интрузий связано со складчатоглыбовыми движениями, проявившимися в позднедевонско-раннетурнейское время. Геологическое положение интрузий и радиометрические определения возраста гранитоидов [61, 62] свидетельствуют о близком времени образования гранитоидных формаций. Постоянное пересечение вулканитов гранитоидами свидетельствует о преобладающем асинхронном развитии вулканизма и плутонизма в составе рассматриваемого пояса. Тем не менее близкие значения радиометрических определений возраста вулканитов и гранитов [314] дают основание предполагать в ряде случаев синхронное развитие вулканизма и плутонизма.

В пределах синклинальных структур Урало-Тобольского поднятия интрузии тоналит-гранодиоритовой формации тесно ассоциируют с позднедевонскими умеренно кислыми вулканитами базальт-андезит-дацитово-вой формации и представляют в этом случае типичные базальт-андезит-гранодиоритовые вулcano-плутонические комплексы с характерными для них структурными (кальдеры проседания, вулcano-купольные структуры и т.д.) и фаціальными (гипабиссальные, экструзивные, субвулканические и т.д.) особенностями. Аналогичные соотношения вулканитов андезит-дацит-липаритовой формации с интрузиями адемаеллит-гранитной формации установлены [113] в Мугоджарском антиклинории. При этом, также как и для вулканитов, установлено четкое влияние субстрата на состав гранитоидных формаций, выраженное в увеличении щелочности (калиевоности) и кремнекислотности гранитоидов адемаеллит-гранитной формации, развитой в аллохтонных блоках, по сравнению с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, развитой в блоках, характеризующихся автохтонным формированием гранито-метаморфического слоя.

В этот же этап наряду с вулcano-плутоническими комплексами в автохтонных антиклинорных структурах пояса и в зонах их сочленения с синклинальными структурами были сформированы тоналит-гранодиоритовые массивы "батолитового типа" (Каиндинский, Джабыгасайский, Джаныспайский и др.), не имеющие четкой связи с вулканическими формациями.

Это дает основание выделять в составе тоналит-гранодиоритовой форма-

ции краевого вулканоплутонического пояса две субформации: вулканоплутоническую и батолитовую.

Адамеллит-гранитная формация краевого вулканоплутонического пояса в районе представлена ушкаттинской группой интрузий, не сопровождающихся комагматичными им вулканогенными образованиями.

Развитие вулканоплутонического пояса завершилось в фаменско-турнейское время накоплением мощных толщ континентальной молассы, представленной местами туфогенным материалом.

В верхнем турне на территории Южного Урала, в том числе и в зоне Главного гранитного пояса, происходят глыбовые тектонические движения начавшейся эпохи рифтогенеза [103, 281]. Об этом свидетельствуют заложение угленосных грабенов (Домбаровский и др.) и повсеместное развитие на Южном Урале и в Северных Мугоджарах базального слоя конгломератов в основании верхнетурнейско-нижневизейских отложений, содержащих гальки всех ранее сформированных гранитоидных пород [269]. Проявление рифтогенеза связано с наступлением на Урал великой визейской трансгрессии. В этот период на восточном склоне Южного Урала формируются Магнитогорский, Иргизский и Валерьяновский наложенные вулканоплутонические пояса. Максимальное проявление рифтинга (максимальный раздвиг земной коры) происходит в поздневизейское время восточнее краевого вулканоплутонического пояса, в зоне сочленения складчатых структур Урала и каледонид Казахстана, где был заложен Валерьяновский вулканоплутонический пояс, геологическое развитие которого сопоставимо с авлакогенами молодых эпикаледонских платформ [265].

Магматизм рифтогенного этапа наиболее интенсивно проявился в смежных районах: в Магнитогорской, Иргизской и Валерьяновской структурных зонах — в виде мощных излияний базальтоидной магмы и комагматичных им гранитоидных интрузий, образуя в этих зонах сложные вулканоплутонические ассоциации [133, 140, 300]. В пределах исследованной южной части Главного гранитного пояса Уральской складчатой области (Урало-Тобольского поднятия) проявления магматизма этого этапа установлены в грабенах (Джарлинском, Аниховском, Сарьюбинском и др.) и наложенных поздненижекаменноугольных синклиналих структурах (Кваркенской, Крыклинской и др.). В отличие от интенсивно проявленного базальтоидного магматизма в указанных выше главных рифтогенных зонах магматизм рифтогенного этапа в пределах гранитного пояса проявился в виде малых интрузивных тел основного, среднего и кислого состава. Эти тела образуют протяженные пояса и, как правило, приурочены к нижекаменноугольным грабеновым структурам и сопровождающим их глубинным тектоническим нарушениям, зонам смятия и т.д. Интрузивные тела этого этапа выделены нами в формацию самостоятельных малых добатолитовых интрузий [281].

В позднекаменноугольное время начиная с серпуховского века в связи с надвигающимися с востока массивами кристаллических пород на осадки эвгеосинклинали в Главном гранитном поясе происходило формирование батолитовых гранитоидных интрузий. Структурное совмещение гранитных батолитовых интрузий с массивами тоналит-трондьемитовой формации свидетельствует о том, что их размещение в земной коре контролировалось одними и теми же зонами глубинных тектонических нарушений.

Становление позднекаменноугольных гранитных батолитовых интрузий в гранитном поясе указывает на завершение формирования в это время зрелой континентальной коры [219].

Континентальная стадия в Главном гранитном поясе Южного Урала завершилась формированием формации малых посторогенных интрузий кислого и умеренно кислого состава, нормальной и повышенной щелочности [277]. Становление этих интрузий связано с развитием в пермское время посторогенных зон активизации. Объем и масштабы проявления гранитоидного магматизма этого этапа на Урале незначительны.

С раннего мезозоя начинается платформенный этап в развитии Уральской складчатой области [242]. Ряд признаков (радиометрический возраст некоторых жильных гранитов 210–220 млн лет, проявления траппоидного магматизма в Челябинском грабене и др.) свидетельствует о развитии на восточном склоне Южного Урала этапа раннемезозойской тектоно-магматической активизации. Установление состава и масштабов проявления этих образований — задача будущих исследований.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОХИМИИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Прежде чем переходить к характеристике гранитоидных формаций, остановимся на принятой классификации гранитоидных пород¹. Следует сказать, что многие вопросы классификации гранитоидов до сих пор остаются не решенными до конца. Так, классификация существенно натриевых гранитоидных пород практически отсутствует, а принятое расчленение их на диориты, кварцевые диориты и плагиограниты (трондьемиты) не может вместить все разнообразие пород этой группы. При классификации гранитоидов калиево-натриевой серии некоторые группы пород (тоналиты, адамеллиты и др.) различными авторами трактуются по-разному, что создает значительные трудности при их определении.

В основе принятой классификации лежат средние химические составы общепринятых гранитоидных пород по Р.Дэли, А.Н.Заварицкому и С.Р.Нокколдс [90, 93, 411]. Среди гранитоидов выделены ведущие группы пород натриевой и калиево-натриевой серий. В пределах серий выделенные группы пород различаются по содержанию кремнезема, нормативного состава плагиоклаза и содержанию калия в сумме щелочей. В породах калиево-натриевой серии границы содержания кремнезема для тоналитов, гранодиоритов, гранитов проведены с учетом средних химических составов [90, 93] и соответствующих им групп вулканических аналогов [373]. Аналогичное деление по SiO_2 принято для гранитоидных пород натриевой серии. Граница между натриевой и калиево-натриевой сериями проводит-

¹Нами не преследуется цель давать обзор имеющихся классификаций гранитоидных пород и тем более разбирать достоинства и недостатки этих классификаций. На этот счет имеется обширная литература отечественных и зарубежных исследователей [88, 93, 150, 361, 363, 373, 411, 427 и др.].

44/10

ся по содержанию калия в сумме щелочей (около 30%) на основании реального минералогического и химического составов изученных гранитоидных пород (табл. 2). Гранитоиды натриевой серии, содержащие менее 10% калия в сумме щелочей, как правило, являются альбитизированными, особенно это отчетливо проявлено в кислой группе пород. Это безусловно не относится к группе натриевых сиенитоидов, классификация которых здесь не разбирается. В предложенной классификации тоналиты отнесены к калиево-натриевой серии гранитоидных пород. На этом положении следует остановиться подробнее. Рат, описавший в 1864 г. тоналит, под этим названием понимал интрузивную породу, содержащую 16% кварца, 33% зонального плагиоклаза, 4% ортоклаза, 26% роговой обманки и 20% биотита [159]. Позднее Ф.Ю.Левинсон-Лессинг [158] сохранил это название и в своей классификации поместил тоналиты как переходную группу пород от кварцевых диоритов к гранодиоритам. Он считал, что если в кварцевом диорите "к плагиоклазу примешивается в виде спорадической составной части ортоклаз, и таким образом через так называемые тоналиты или бонатиты устанавливаем переход к гранодиоритам" [158. С. 233]. В то же время тоналиты он считал аналогами кварцевых диоритов [158. С. 212]. Такое двойственное понимание тоналита Ф.Ю.Левинсоном-Лессингом не могло не сказаться на последующем смысловом изменении этого названия. В.И.Лучицкий [172] термином "тоналит" называет плагиограниты. Б.М.Кушлетский [150] предлагал тоналитами называть группу пород, содержащих 15–35% кварца и не содержащих калиевого полевого шпата, т.е. всю гамму пород натриевой серии от кварцевого диорита до плагиогранита. Такая "модернизация" термина "тоналит" привела в конечном итоге к тому, что в современной петрологической и отечественной и зарубежной литературе термины "тоналит" и "кварцевый диорит" оказались синонимами. Если для низкокальциевых тоналитов сходство с кварцевыми диоритами действительно имеется в связи с отсутствием резкой границы между этими породами, то крайние по калиевости члены этих групп пород относятся к разным сериям: тоналиты — калиево-натриевой, кварцевые диориты — к натриевой. Поэтому их необходимо всегда различать как начальные типы пород двух различных серий, даже если они совмещены в едином магматическом процессе (массиве, формации).

Предложенная классификация применима к нормально-известковистым щелочноземельным гранитоидам натриевой и калиево-натриевой серий.

Как уже было ранее сказано, на протяжении геологической истории формирования в Главном гранитном поясе Южного Урала произошло становление шести разновозрастных гранитоидных формаций; силур-раннедевонской тоналит-грондьемитовой, позднедевонско-раннекаменноугольных тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной краевого вулканоплутонического пояса, позднекаменноугольной малых добатолитовых интрузий, позднекаменноугольной гранитной батолитовой, пермской малых посторогенных гранитоидных интрузий. Первая из них знаменует начало переходной стадии и связана, как и во многих других складчатых областях, с заложением и развитием зоны Беньофа. Две последующие относятся к поздней переходной стадии, стадии активизации эвгеосинклинали. Формирование формации малых добатолитовых интрузий происходит в предконтинентальную стадию развития эвгеосинклинали и связано

Т а б л и ц а 2. Классификация щелочноземельных гранитоидных пород натриевой и калиево-натриевой серий

Породы	По Р. Дэли [90] и А.Н. Заварицкому [93]		
	SiO ₂ , %	№ плагио-клаза	$\frac{K}{Na + K}$, %
Диорит	56,77	45	28,8
Диорит кварцевый	61,59	44	28,8
Плагиогранодиорит			
Плагиоадамеллит			
Плагиогранит (трондьемит)	71,89	8	22,5
Плагиогранит лейкократовый (трондьемит)			
Тоналит	61,32	53	35,3
Гранодиорит	65,01	37	32,9
Адамеллит			
Гранит	70,18	24	44,1
Гранит лейкократовый, аляскитовый	76,74	7	47,4

*По Ф. Баркеру [26].
П р и м е ч а н и е. Состав плагиоклаза рассчитан по норме CIPW.

с проявлением процессов рифтогенеза. Остальные две формации относятся к континентальной стадии развития Уральской геосинклинали.

Под формацией понимается естественная ассоциация гранитоидных пород, возникших на определенной стадии развития геологической структуры, связанных парагенетически и имеющих близкий возраст формирования. Такое определение формации близко к понятию интрузивного комплекса В.С.Коптева-Дворникова [119], петрографической формации Ф.Ю.Левинсона-Лессинга [158] и конкретной магматической формации Ю.А. Кузнецова [145].

ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (S₂-D₁)

Формация ранее выделена авторами в пределах Главного гранитного пояса Южного Урала и Северных Мугоджар как самостоятельная, наиболее ранняя ветвь развития сиалического гранитоидного магматизма Уральской эвгеосинклинали [264]. В составе ее развиты габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиоадамеллиты, тоналиты, гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты, а также многочисленные образования жильной серии, петрохимически сходные с указанными породами. Массивы тоналит-трондьемитовой формации, как правило, расположены в инверсионных антиклинорных структурах Главного гранитного пояса среди гнейсов и кристаллических сланцев условно верхнепротерозойско-среднепалеозойского возраста. Размеры массивов составляют 10–300 км². Максимальное развитие они получили в области сочленения Главного гранитного пояса с Магнитогорской вулка-

По С.Р. Никколдс [411]			По авторам		
SiO ₂ , %	№ плагио-клаза	$\frac{K}{Na + K}$, %	SiO ₂ , %	№ плагио-клаза	$\frac{K}{Na + K}$, %
51,86	48	20,8	53–57	40–45	10–30
			57–63	30–45	10–30
			63–68	30–40	10–30
			68–71	22–30	10–30
			71–74	15–22	10–30
68,0*–75,0		22,3*–29,3	74–78	10–15	10–30
66,15	39	19,4	57–63	30–50	30–50
66,88	34	34,6	63–68	30–40	30–50
69,15	28	47,5	68–71	22–30	30–55
72,08	18	53,7	71–74	15–22	30–55
			74–78	10–15	30–55

нической зоной, где образуют субмеридиональный пояс, прослеженный с перерывами на протяжении более двухсот километров от р.Караганки на севере до верховьев р.Кугытык на юге (см. рис. 1). Присутствие близких по возрасту и сходных по составу плагиогранитоидных комплексов в антиклинорных структурах Главного гранитного пояса Мугоджар [258], Южного [214] и Среднего [246] Урала свидетельствует об общеуральском развитии тоналит-трондьемитовой формации. Истинные масштабы развития пород тоналит-трондьемитовой формации трудно восстановить из-за значительной ассимиляции их более поздними часто структурно совмещенными с ними позднекаменноугольными батолитовыми гранитными массивами.

Пространственное совмещение интрузий тоналит-трондьемитовой формации с массивами позднедевонско-раннекаменноугольных гранодиоритов (Каиндинский массив) и гранитов (Средне-Ушкаттинский массив) и позднекаменноугольных гранитов (Суундукский массив), присутствие плагиогранитов в контактах указанных массивов и их интенсивная микроклинизация со стороны позднекаменноугольных гранитов, наконец, широкое развитие процессов гранитизации в контактах плагиогранитоидных массивов – все это позволяло длительное время многим исследователям считать их гибридными образованиями, возникшими в краевых частях позднекаменноугольных плутонов при взаимодействии вмещающих пород с гранитной магмой [256, 296, 307], или включать в состав габбро-плагиогранитных формаций [321] и относить к дифференциатам базальтоидной магмы.

Трансгрессивное налегание нижнекаменноугольных аркозовых песчани-

ков на плагиогранитоидные массивы в районах рек Крыклы и Караганки и присутствие ксенолитов плагиогранитоидного состава в гранитоидных массивах других формаций (Каиндинском, Суундукском и др.) приводят к однозначному выводу о значительной обособленности времени формирования плагиогранитоидов от плагиоклаз-микроклиновых гранитов и особенно от интрузий позднекаменноугольной гранитной формации. Косвенным доказательством самостоятельности тоналит-трондьемитовой формации являются достаточно крупные (10–50 км²) плагиогранитоидные массивы (Крыклинский, группа Теренсайских и др.), развитые независимо от интрузий других гранитоидных формаций (см. рис. 1).

Предложение о гибридном происхождении тоналитов-трондьемитов под влиянием не вскрытых эрозией позднекаменноугольных гранитных интрузий на вмещающие породы не подтверждается: по данным структурного бурения в Теренсайском массиве петрографический и химический составы натриевых гранитоидов с глубиной остаются постоянными. Сказанное не относится к контаминированным и реоморфическим плагиогранитоидам краевых фаций массивов. Но и в этом случае состав гранитоидов и ассоциирующих с ними мигматитов, как правило, является натриевым.

Незначительное развитие габброидов (около 10%) на современном эрозионном срезе в составе тоналит-трондьемитовой формации не позволяет связывать происхождение плагиогранитоидов с дифференциацией базальтоидной магмы. Данные геофизических исследований [56] не дают оснований ожидать резкого увеличения в формации габброидов на глубине и соответственно не противоречат этому выводу. Независимое развитие плагиогранитоидов от проявлений базальтоидного и гранитного магматизма подтверждает самостоятельность тоналит-трондьемитовой формации.

Интрузии тоналит-трондьемитовой формации контролируются субмеридиональными глубинными тектоническими зонами нарушений и катаклаза. Наличие таких зон подтверждается поясовым развитием плагиогранитоидных массивов (Бутакско-Теренсайский пояс). Тесная связь плагиогранитоидных массивов с инверсионными поднятиями, развитие ореолов плагиомигматитов вокруг массивов, их вытянутость в субмеридиональном направлении и частая конформность по отношению к вмещающим породам рамы позволяют сделать вывод, что становление интрузий тоналит-трондьемитовой формации происходило в структурах уральского типа в орогенных или сходных с ними условиях. Это одна из важнейших особенностей становления тоналит-трондьемитовой формации восточного склона Урала [267, 214].

Становление интрузий тоналит-трондьемитовой формации в основном происходило в синкинематических или близких к ним условиях. Это подтверждается конформными взаимоотношениями плагиогранитоидных массивов с вмещающими породами рамы и участием плагиогранитоидов в складчатости. Переходы послойных пегматитовых инъекций в секущие прожилки и дайки того же состава свидетельствуют о близком времени формирования складчато-разрывных нарушений и внедрений плагиогранитного расплава. На интрузивный характер формирования плагиогранитоидных массивов указывают в ряде случаев четкие контакты плагиогранитов с вмещающими породами, секущее положение массивов относительно простирающихся вмещающих пород (Бутакский массив, район хутора Пря-

дино), широкое развитие в массивах различно ориентированных ксенолитов (Крыклинский массив), присутствие вблизи контактов порфирировидных структур (западный контакт Каиндинского и северо-восточный контакт Крыклинского массивов). Развитие порфирировидных структур в плагиогранитоидах вблизи контактов и наличие мигматитов в экзоконтактах свидетельствует о мезоабиссальных условиях кристаллизации интрузий. На основании геологоструктурного положения интрузивов можно предположить, что в процессе становления они использовали и складчатые и разрывные нарушения и ближе стоят к трещинному типу интрузий. Это предположение подтверждается линейным развитием плагиогранитоидных массивов, их вытянутостью в субмеридиональном направлении как на Среднем (Аверкинский пояс), так и на Южном Урале (Бутакско-Теренсайский пояс).

Интрузии тоналит-грандьемитовой формации сопровождалась зональным типом метаморфизма, ороговикованием и плагиомигматизацией вблизи контакта вмещающих пород, что привело к формированию вокруг интрузивов ореолов ороговикованных пород и контаминированных и реоморфических гранитоидов пестрого состава — от кварцсодержащих диоритов до плагиогранодиоритов включительно. В последних нередко можно наблюдать слабо гранитизированные участки вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород с сохранившимися реликтами первичных структур (Крыклинский массив). Количество инъекционного плагиогранитного материала в контактах массивов иногда настолько велико, что затрудняет определение границы между плагиогранитами и вмещающими породами. Такие соотношения отмечены вдоль восточного контакта Бутакского массива в каменоломнях левого берега р.Суундук, в верховьях рек Бутака, Караганки и во многих других местах.

Развитие инъекционных плагиомигматитов в купольных структурах в контактах плагиогранитоидных интрузий позволило выделить в составе тоналит-грандьемитовой формации субформацию плагиомигматитов [214]. Указанные явления плагиогранитизации широко развиты при становлении плагиогранитоидных комплексов Северного Кавказа [18], Алтая [338], Восточного и Западного Саяна [241, 367], Тувы [232] и других регионов.

Становление плагиогранитоидных интрузий в антиклинорных поднятиях не сопровождалось параллельным развитием андезитового вулканизма в смежных прогибах, так как смена базальтового вулканизма на более кислый андезитовый здесь произошла в живетское время [288], т.е. после становления интрузий тоналит-грандьемитовой формации. Это дает основание утверждать, что тоналит-грандьемитовая формация Главного гранитного пояса Южного Урала не завершает формирование кислых вулканитов переходной стадии, а предшествует ему, знаменуя собой смену океанической стадии развития Уральской геосинклинали переходной стадией [218].

Возраст формации определяется интрузивным воздействием плагиогранитоидов на вулканогенно-осадочные и осадочные породы ордовика—силура и широким развитием галек плагиогранитоидов в базальных конгломератах верхнедевонских (район р.Айдырли) и нижнекаменноугольных (районы рек Караганки, Крыклы и др.) отложений. Состав и структурные особенности плагиогранитоидов из галек аналогичны таковым плагиогра-

ниптоидов в коренном залегании и характеризуются широким развитием катакластических и метасоматических структур [227, 269]. Если учесть, что плагиограниты в районе Каиндинского массива прорываются дофаменскими интрузиями тоналит-гранодиоритовой формации, а гальки плагиогранитов, развитые в указанных базальных конгломератах, несут следы катаклаза и перекристаллизации, то верхний возрастной предел становления формации следует связывать с границей нижнего и среднего девона. Литологическое сходство вмещающих плагиогранитоидные массивы пород Нурбайского антиклинория с фаунистически охарактеризованными ордовикскими отложениями восточного склона Южного Урала [179] позволяет принять нижнюю возрастную границу формации послеродовиковской.

Таким образом, возраст становления интрузий тоналит-гранодиоритовой формации надо считать силурийско-раннедевонским. При этом необходимо иметь в виду, что в Нурбайском и Адамовском антиклинориях они воздействуют на базальтоидные вулканиты ранней геосинклинальной стадии, вследствие чего нижнюю границу их формирования предположительно можно отнести к среднему или верхнему силуру. Единичные радиометрические определения возраста плагиогранитоидов подтверждают это предположение [60]. Большинство цифр абсолютного возраста гранитоидов формации — 315–350 млн лет [61, 62, 205] — соответствует не возрасту формирования массивов, а времени проявления в них метаморфических процессов верхнедевонско-нижнекаменноугольного и верхнепалеозойского тектоно-магматических этапов. Так, интенсивная перекристаллизация пород формации в условиях фации зеленых сланцев, по-видимому, связана с первым этапом, хотя не исключено влияние и автосоматических процессов поздних стадий кристаллизации плагиогранитоидных пород. Процесс этот может быть сопоставлен с пропилитизацией, о чем свидетельствует широкое развитие в плагиогранитоидах альбита, серицита, хлорита, эпидота, цоизита, гидратированного биотита и карбонатов. Возраст этого этапа метаморфизма 330–350 млн лет четко устанавливается по данным калий-аргонового датирования слюд в гранитоидах массивов и в их гальках, взятых из нижнекаменноугольных базальных конгломератов в районе рек Крыклы и Караганки [60, 206].

Характерная особенность верхнепалеозойского этапа метаморфизма — широкое развитие процессов калиевого метасоматоза, в результате которого по породам тоналит-гранодиоритовой формации во многих случаях были образованы плагиоклаз-микроклиновые граниты. Особенно отчетливо это наблюдается в Суундукском антиклинале-плутоне, в местах воздействия на плагиогранитоиды интрузий позднекаменноугольной гранитной формации.

Опубликованные данные о докаледонском [227, 228] и нижнекаменноугольном [175] возрасте формирования некоторых массивов тоналит-гранодиоритовой формации нашими исследованиями не подтверждаются. Предположение А.А.Петренко [227, 228] о более древнем досилурийском возрасте формирования Крыклинского (Кайрактинского) массива, основанное на высокой степени катаклаза плагиогранитоидов в гальках нижнекаменноугольных базальных конгломератов в районе р.Крыклы, не соответствует геологическому и радиометрическому возрасту формирования пород. В тоже время нельзя отрицать вероятное присутствие среди форма-

ции более древних плагиогранитоидов, выделить которые в самостоятельную группу на данном этапе исследований не представляется возможным. Предполагаемому Б.К.Львовым [175] нижнекаменноугольному возрасту Бутакского массива противоречит обилие галек плагиогранитоидов, сходных с плагиогранитами массива, которые развиты в базальных нижнекаменноугольных конгломератах Южного Урала [269].

Становление интрузий тоналит-грандьемитовой формации характеризуется гомодромным типом развития и завершается серией даек сходных с составом материнских пород главной фазы. Среди них наиболее широко развиты плагиограниты, плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты, реже встречаются кварцевые диориты, плагиоадамеллиты, плагиопегматиты и др.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТОНАЛИТ-ГРАНДЬЕМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В тоналит-грандьемитовой формации развиты две самостоятельные группы пород, предположительно соответствующие двум последовательно развивающимся интрузивным фазам. К ранней фазе относятся габбро и габбро-диориты, к поздней — диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиограниты (грандьемиты), тоналиты, гранодиориты, адамеллиты (рис. 2, 3).

Габбро—габбро-диориты. Образуют небольшие массивы и наблюдаются в виде ксенолитов среди гранитоидов второй фазы Крыклинского, Теренсайского и других массивов. Вопрос взаимосвязи габброидов с плагиогранитами является одним из дискуссионных в петрологии [145, 233, 301, 334]. Включение габброидов в диорит-плагиогранитные серии часто имеет гипотетический характер вследствие существенных различий в составе этих групп пород. И все же некоторые положения позволяют объединить их в единый формационный ряд. Это единство структурного контроля, временная и пространственная связь габброидов с плагиогранитами, присутствие диоритовых обособлений в габбровых массивах, близкий состав плагиоклаза в габбро и диоритах, частая пересыщенность кремнеземом габброидов по сравнению с известными известково-щелочными аналогами. В то же время гетерогенность структур и состава габброидов, ассоциирующих с плагиогранитоидными массивами тоналит-грандьемитовой формации, не дает полной уверенности в принадлежности их к единой разновозрастной магматической группе пород.

Сделанное ранее объединение существенно габброидных пород, развитых в прогибах и в поднятиях Главного гранитного пояса Южного Урала в единую габбро-плагиогранитную формацию [321], не отвечает их генетическому и возрастному положению. Если габброиды, развитые в поднятиях, тесно ассоциируют с массивами плагиогранитоидов, то в прогибах они, с одной стороны, сопровождают силуро-девонские вулканические серии, с другой — входят в состав позднедевонско-раннекаменноугольной тоналит-гранодиоритовой формации.

В составе габброидов преобладает мелко-среднезернистое амфиболовое кварцсодержащее габбро, нередко переходящее в амфиболиты. Реже встречаются габбро-диориты, отличающиеся от габбро меньшим содержанием амфибола и присутствием больших количеств кварца (до 5%). В породах

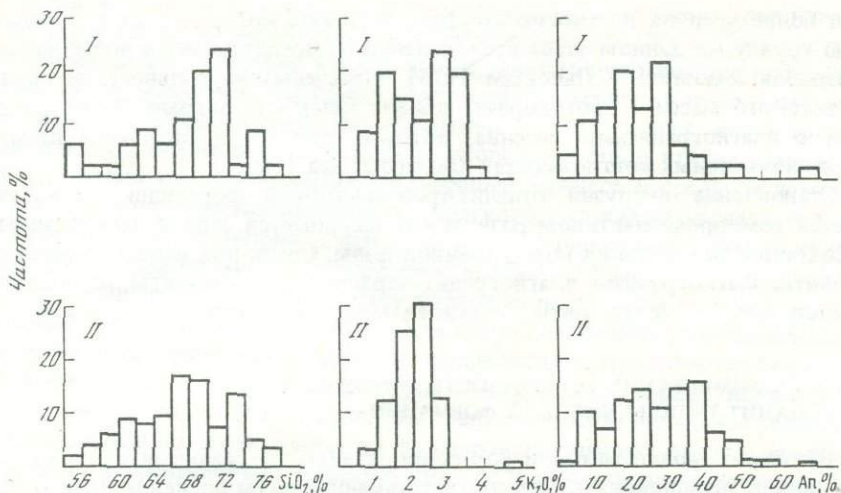


Рис. 2. Гистограммы распределения SiO_2 , K_2O , An (нормативный состав плагиоклаза) в породах тоналит-тронджемитовой формации

I — восточный пояс массивов (Аниховский, Желтинский), $n = 46$; II — западный пояс массивов (Бутакский, Крыклинский, Нурбайский, Теренсайский, Урусикенский), $n = 148$

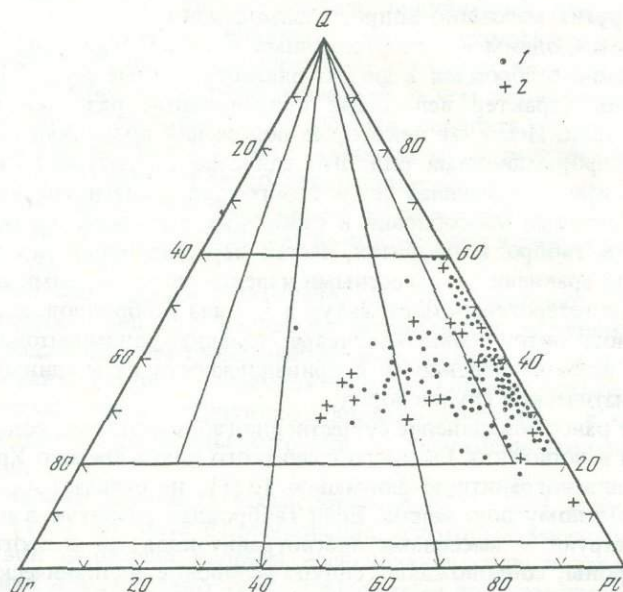


Рис. 3. Диаграмма приближенно-модального состава пород западного пояса интрузии тоналит-тронджемитовой формации (при расчете учитывались 10% альбитового компонента в калиевом полевом шпате).

1 — гранитоиды главной фазы; 2 — гранитоиды жильной серии

Т а б л и ц а 3. Минеральный состав (в %) главных типов пород тоналит-гранодиоритовой формации

Породы	Кол-во подсчетов	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Хлорит + биотит	Мусковит	Эпидот	Номер плагиоклаза
Габбро*	5	2,0	50,3				4,2	36-44
Диорит кварцевый	10	21,5	58,0	1,4	16,5		2,6	28-36
Плагиогранит	15	35,4	56,5		6,1	2,0		12-20
Плагиогранодиорит	6	28,0	54,0	3,5	13,0		1,5	32-35
Гранодиорит	3	25,6	46,0	13,8	12,2		2,4	30-36
Адамеллит	10	32,2	48,1	13,6	4,1	2,0		22-28

* Амфибол + хлорит 43,5%.

П р и м е ч а н и е. Подсчеты содержаний минералов проведены в прозрачных шлифах на интеграционном столике [267].

не затронутых процессами катаклаза и перекристаллизации наблюдаются габбровая и призматически-зернистая структуры, массивная, реже полосчатая текстуры. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз и роговая обманка (табл. 3). Плагиоклаз замещается серицитом и эпидотом, роговая обманка — хлоритом, эпидотом, актинолитом. Состав плагиоклазов соответствует андезину ($Ан_{36-44}$). Среди роговых обманок определены среднежелезистые разновидности (см. гл. III).

Средний химический состав габбро близок безоливиновому габбро по Р.Дэли и среднему химическому составу габбро, ассоциирующему с батолитовыми интрузиями тоналит-гранодиоритовой формации (табл. 4, 5). По нормативным пересчетам химических анализов среди габброидов в одинаковой степени встречаются породы, пересыщенные и недосыщенные кремнеземом, т.е. содержащие нормативные кварц и оливин. Пересыщенные кремнеземом габброиды развиты в Нурбайском и Шильдинском массивах. Они характеризуются большей пересыщенностью глиноземом и нередко содержат нормативный корунд. Все они относятся к нормальной по щелочности группе пород, соответствующей тренду главной известково-щелочной серии средних химических составов интрузивных пород по Р.Дэли. Габброиды с нормативным оливином (6,6—18,8%) по сравнению с пересыщенными кремнеземом габбро характеризуются пониженными содержаниями глинозема и повышенной общей щелочностью. Высокие содержания нормативного оливина (более 5%) позволяют сопоставлять их с группой оливиновых базальтов [109]. На классификационных диаграммах они расположены в области субщелочных габбро и габбро-монцонитов (см. рис. 4, 5; рис. 6). Повышение общей щелочности в некоторых случаях связано с деанортризацией и альбитизацией плагиоклазов в габбро, что подтверждается увеличением в них натрия.

Оливиновые габброиды Шильдинского и Нурбайского массивов, содержащие нормативный нефелин (2,9—10,5%), вероятно, относятся к группе первичных субщелочных базальтоидных пород.

Габброиды характеризуются значительными вариациями коэффициен-

Т а б л и ц а 4. Средние химические составы пород гранитоидных формаций

№ п/п	Породы	Показатель	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7
Тоналит-гранодиоровая (натриевая серия)						
1	Габбро (n = 13)	\bar{x}	49,52	1,34	17,30	2,37
		S	2,28	0,88	4,19	1,28
		V	4,6	55,4	24,2	33,9
2	Диорит (n = 12)	\bar{x}	55,41	1,09	16,86	3,30
		S	0,82	0,51	1,10	1,85
		V	1,5	46,8	6,5	56,1
3	Кварцевый диорит (n = 30)	\bar{x}	60,55	0,74	17,43	2,07
		S	1,65	0,28	1,25	1,22
		V	2,7	38,3	7,2	59,1
4	Плагιοгранодиорит (n = 42)	\bar{x}	65,79	0,45	16,44	1,59
		S	1,44	0,16	1,20	1,53
		V	2,2	34,8	7,3	96,6
5	Плагιοадамеллит (n = 28)	\bar{x}	69,31	0,42	15,53	1,35
		S	0,88	0,23	1,12	1,34
		V	1,3	55,4	7,2	99,4
6	Плагιοгранит (грандземит) (n = 18)	\bar{x}	72,59	0,25	14,90	1,03
		S	0,91	0,09	1,03	0,74
		V	1,2	34,3	6,9	71,1
7	Лейкоплагιοгранит (грандземит) (n = 13)	\bar{x}	75,73	0,16	13,66	0,91
		S	0,72	0,08	0,99	0,96
		V	0,9	55,1	7,2	105,5
Тоналит-гранодиоровая (калиево-натриевая серия)						
8	Тоналит (n = 6)	\bar{x}	61,18	0,67	16,11	2,56
		S	1,30	0,19	1,69	1,53
		V	2,1	28,2	10,5	59,7
9	Гранодиорит (n = 11)	\bar{x}	66,45	0,51	15,81	2,45
		S	1,40	0,18	1,37	1,62
		V	2,1	36,0	8,7	66,3
10	Адамеллит (n = 18)	\bar{x}	69,40	0,36	15,15	1,25
		S	0,79	0,12	1,00	0,85
		V	1,1	35,0	6,6	68,1
11	Гранит (n = 30)	\bar{x}	72,9	0,24	13,93	0,77
		S	0,78	0,11	0,71	0,44
		V	1,1	48,2	5,1	57,1
12	Лейкогранит (n = 13)	\bar{x}	74,99	0,18	13,50	0,80
		S	0,78	0,07	0,57	0,43
		V	1,0	40,1	4,2	54,1
Тоналит-гранодиоровая, субформация батолитовых интрузий (натриевая серия)						
13	Габбро (n = 8)	\bar{x}	50,51	1,23	17,18	3,13
		S	1,81	0,51	2,68	1,27
		V	3,6	41,2	15,6	40,6
14	Диорит (n = 9)	\bar{x}	54,62	0,93	16,87	2,00
		S	0,79	0,24	2,14	0,85
		V	1,4	25,3	12,7	42,7

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
8	9	10	11	12	13	14	15
Тоналит-гранодиоровая (натриевая серия)							
6,96	0,14	6,69	9,37	3,35	0,64	0,30	2,32
2,54	0,04	3,76	2,68	1,28	0,31	0,13	1,29
36,6	32,3	53,2	28,6	38,2	48,8	45,1	55,6
5,41	0,14	3,52	6,50	3,61	1,60	0,42	2,17
1,59	0,02	0,69	1,15	0,83	0,64	0,35	0,66
29,5	17,7	19,7	17,8	22,9	40,3	82,8	30,3
4,03	0,10	2,82	4,06	3,79	1,71	0,27	2,05
1,28	0,05	0,74	1,24	1,13	0,47	0,15	0,96
31,9	55,4	26,3	30,7	29,8	27,6	53,4	47,2
2,77	0,06	1,74	3,35	3,90	1,96	0,20	1,58
0,98	0,03	0,61	0,88	0,80	0,43	0,16	1,11
35,5	39,5	35,2	26,2	20,5	22,2	80,8	70,6
2,32	0,05	1,16	2,22	4,42	1,88	0,14	0,89
0,84	0,03	0,52	0,75	0,86	0,51	0,10	0,63
36,2	59,7	44,8	33,6	19,4	27,3	74,2	71,6
1,50	0,03	0,66	1,54	4,59	1,97	0,08	0,98
0,72	0,02	0,37	0,71	0,93	0,55	0,04	0,51
47,8	50,5	56,5	46,2	20,3	27,9	44,2	51,9
0,91	0,02	0,47	1,19	4,30	1,88	0,06	0,87
0,52	0,01	0,26	0,99	1,25	0,64	0,05	0,37
56,8	74,7	55,9	83,2	29,1	34,3	79,1	42,7
Тоналит-гранодиоровая (калиево-натриевая серия)							
3,40	0,09	2,15	4,73	3,54	3,09	0,65	2,08
1,31	0,04	0,96	1,61	0,24	0,30		1,36
38,6	46,1	44,6	34,1	6,9	9,9		65,3
1,90	0,05	1,78	2,52	4,10	3,07	0,22	1,60
0,46	0,02	0,67	0,90	0,80	0,60	0,11	0,75
24,3	50,4	37,7	35,6	19,6	19,4	51,7	46,9
2,11	0,05	1,11	2,10	3,88	3,17	0,15	1,26
0,51	0,02	0,43	0,83	0,49	0,69	0,08	0,54
24,3	39,1	39,1	39,7	12,8	21,9	52,8	43,2
1,63	0,04	0,70	1,13	3,83	3,95	0,07	0,83
0,66	0,02	0,35	0,48	0,62	0,79	0,03	0,34
40,8	47,7	50,5	42,9	16,3	20,0	19,9	40,5
1,12	0,03	0,43	0,75	3,95	3,86	0,13	0,71
0,35	0,02	0,28	0,26	0,59	0,65	0,22	0,22
31,4	52,3	66,4	35,3	15,1	16,9	52,9	31,5
Тоналит-гранодиоровая, субформация батолитовых интрузий (натриевая серия)							
6,71	0,16	5,41	8,89	3,20	1,06	0,23	2,11
2,39	0,06	1,75	1,48	0,76	0,69	0,15	0,79
35,6	37,3	32,3	16,7	23,7	65,2	67,9	37,6
5,70	0,16	5,27	7,01	3,11	1,86	0,20	1,73
0,87	0,05	1,38	1,21	0,63	0,34	0,02	0,67
15,3	30,8	26,3	17,3	20,2	18,2	11,2	38,5

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Тоналит-гранодиоритовая, субформация батолитовых интрузий (натриевая серия)						
15	Кварцевый диорит (n = 39)	\bar{x} S V	60,67 1,67 2,7	0,72 0,24 32,9	16,85 1,46 8,7	2,53 1,28 50,5
16	Плагиогранодиорит (n = 37)	\bar{x} S V	65,17 1,59 2,4	0,52 0,13 26,0	16,11 1,38 8,6	2,14 1,21 56,5
17	Плагиоадамеллит (n = 5)	\bar{x} S V	68,95 0,78 1,1	0,45 0,11 23,5	14,87 0,75 5,0	2,04 0,81 39,7
18	Плагиогранит (грандземит) (n = 5)	\bar{x} S V	72,91 1,15 1,6	0,18 0,09 48,8	15,23 0,55 3,6	0,71 0,41 57,5
19	Лейкоплагиогранит (грандземит) (n = 4)	\bar{x} S V	75,68 1,15 1,5	0,12 0,10 83,8	13,67 1,55 11,4	1,11 0,55 49,8
Тоналит-гранодиоритовая, субформация батолитовых интрузий (калиево-натриевая серия)						
20	Сиенито-диорит кварцевый (n = 9)	\bar{x} S V	59,72 1,54 2,6	0,65 0,29 45,0	16,10 1,69 10,5	2,69 0,60 22,5
21	Гранодиорит (n = 29)	\bar{x} S V	65,21 1,50 2,3	0,58 0,20 35,5	15,31 1,26 8,2	2,33 1,29 55,5
22	Адамеллит (n = 9)	\bar{x} S V	69,17 1,16 1,7	0,34 0,05 15,7	15,32 0,67 4,4	1,34 0,56 42,1
23	Гранит (n = 10)	\bar{x} S V	72,90 0,72 1,0	0,16 0,08 52,4	14,27 0,79 5,5	1,06 0,75 70,9
24	Лейкогранит (n = 5)	\bar{x} S V	75,51 0,64 0,8	0,15 0,06 42,0	13,23 0,37 2,8	1,03 0,69 66,9
Тоналит-гранодиоритовая, субформация вулcano-плутонических интрузий (натриевая серия)						
25	Габбро (n = 6)	\bar{x} S V	49,10 1,57 3,2	0,83 0,37 44,6	14,26 3,03 21,2	4,49 1,49 33,2
26	Сиенито-диорит (n = 5)	\bar{x} S V	55,40 0,88 1,6	0,76 0,16 21,8	16,89 1,97 11,7	2,96 2,32 78,2
27	Кварцевый диорит (n = 18)	\bar{x} S V	60,15 1,83 3,1	0,62 0,14 22,0	16,21 0,61 3,7	1,71 0,88 51,8
28	Кварцевый сиенит (дайки) (n = 7)	\bar{x}	60,52	0,52	16,20	1,48
29	Плагиоадамеллит (n = 7)	\bar{x} S V	69,55 0,35 0,5	0,27 0,09 32,8	15,87 0,88 5,6	1,48 0,66 44,4

8	9	10	11	12	13	14	15
Тоналит-гранодиоритовая, субформация батолитовых интрузий (натриевая серия)							
3,30	0,10	3,03	4,82	3,91	1,76	0,26	1,86
1,30	0,05	0,96	1,05	0,65	0,64	0,12	0,93
39,3	44,8	31,6	21,9	16,7	36,5	46,6	49,9
2,49	0,08	2,15	3,64	4,33	1,57	0,22	1,43
0,87	0,04	0,81	1,14	0,74	0,65	0,15	0,61
35,2	52,9	37,8	31,4	17,2	41,5	56,2	42,8
1,56	0,05	1,39	2,80	4,09	1,89	0,30	1,63
0,22	0,01	0,55	1,01	0,39	0,46	0,25	0,72
14,0	22,8	39,3	36,0	9,61	24,2	85,0	44,4
1,42	0,05	0,59	1,34	4,83	1,35	0,08	0,78
0,71	0,02	0,39	0,45	1,19	0,41	0,07	0,19
50,1	51,9	66,3	33,8	24,6	30,1	88,4	24,3
1,13	0,01	0,17	0,90	5,59	0,99		0,50
0,68		0,09	0,45	0,60	0,45		0,17
60,2		51,5	50,3	10,7	45,5		34,5
Тоналит-гранодиоритовая, субформация батолитовых интрузий (калиево-натриевая серия)							
3,34	0,10	3,52	4,30	3,33	3,68	0,30	2,33
0,94	0,03	1,10	0,97	0,74	0,95	0,07	1,12
28,3	29,3	31,3	22,5	22,1	25,8	24,0	47,9
2,32	0,06	2,30	3,06	3,76	3,11	0,29	1,68
0,71	0,04	0,93	0,99	0,52	0,34	0,16	0,75
30,6	54,7	40,5	32,6	13,9	10,8	56,9	44,7
2,11	0,05	1,18	1,75	3,61	3,14	0,16	1,22
1,67	0,02	0,41	0,86	0,34	0,21	0,11	0,43
79,0	35,1	34,3	49,2	9,5	6,7	73,7	35,5
0,89	0,02	0,58	1,15	4,00	4,07	0,14	0,75
0,28	0,01	0,21	0,58	0,56	0,62	0,04	0,49
31,8	34,4	36,7	30,2	13,9	15,3	31,9	35,9
0,69	0,02	0,25	1,12	3,10	4,25	0,06	0,49
0,23	0,01	0,10	0,52	0,28	0,86	0,05	0,23
33,0	37,3	40,0	46,7	8,9	20,1	85,3	46,6
Тоналит-гранодиоритовая, субформация вулcano-плутонических интрузий (натриевая серия)							
6,46	0,17	7,93	10,77	2,27	0,64	0,14	2,69
2,01	0,06	3,65	3,02	1,05	0,42	0,07	0,38
31,1	33,1	46,0	28,1	46,4	65,6	51,6	14,3
3,42	0,09	5,58	4,59	4,96	2,11	0,20	3,30
1,85	0,02	2,02	1,82	2,16	0,32	0,04	0,86
53,9	27,7	36,2	39,7	43,6	15,3	21,2	26,1
3,72	0,08	4,23	4,33	4,69	1,97	0,19	2,23
1,55	0,03	1,11	1,52	1,84	0,52	0,06	0,87
41,8	44,7	26,3	35,1	39,1	26,5	34,1	38,8
2,83	0,06	4,95	3,10	6,46	1,72	0,19	2,07
1,65	0,04	0,84	2,08	5,07	1,72	0,08	1,19
0,51	0,02	0,42	0,95	1,11	0,51	0,04	0,56
30,8	30,9	49,7	45,8	22,0	29,6	34,7	46,7

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Тоналит-гранодиоритовая, субформация вулканоплутонических интрузий (натриевая серия)						
30	Плагиогранит (грондземит) (n = 5)	\bar{x} S V	72,72 0,55 0,7	0,22 0,08 38,0	14,06 0,35 2,5	1,60 0,53 32,9
31	Лейкоплагиогранит (грондземит) (n = 2)	\bar{x}	74,31	0,13	12,20	1,50
Тоналит-гранодиоритовая, субформация вулканоплутонических интрузий (калиево-натриевая серия)						
32	Монцонит (n = 3)	\bar{x}	44,78	0,75	16,26	3,25
33	Сиенит (n = 3)	\bar{x}	56,36	0,87	16,66	2,30
34	Сиенито-диорит кварцевый (n = 10)	\bar{x} S V	60,77 1,82 3,0	0,65 0,14 20,9	16,04 0,94 5,8	2,57 1,19 46,4
35	Гранодиорит (n = 17)	\bar{x} S V	65,91 1,41 2,1	0,45 0,09 19,3	15,66 1,03 6,6	1,86 0,54 29,2
36	Адамеллит (n = 18)	\bar{x} S V	69,72 0,57 0,8	0,28 0,09 32,1	15,72 0,49 3,1	1,07 0,47 43,9
37	Гранит (n = 6)	\bar{x} S V	71,86 1,09 1,5	0,27 0,07 26,4	14,84 0,50 3,4	1,22 0,93 76,6
Адамеллит-гранитная						
38	Адамеллит (n = 13)	\bar{x} S V	69,83 0,94 1,3	0,29 0,07 22,8	14,67 0,57 3,9	1,26 0,38 30,1
39	Гранит (n = 22)	\bar{x} S V	72,55 0,89 1,2	0,21 0,09 44,5	13,96 0,73 5,2	0,82 0,44 53,2
40	Лейкогранит (n = 17)	\bar{x} S V	74,90 0,84 1,1	0,08 0,03 42,8	13,68 0,94 6,9	0,49 0,46 95,2
Гранитных батолитов (автохтонный тип)						
41	Гранодиорит (n = 12)	\bar{x} S V	66,37 2,12 3,2	0,58 0,29 50,0	15,93 0,59 3,7	1,64 0,94 37,2
42	Адамеллит (n = 33)	\bar{x} S V	69,77 1,20 1,7	0,35 0,10 27,9	14,95 1,07 7,1	1,17 0,84 71,7
43	Гранит (n = 72)	\bar{x} S V	72,40 0,87 1,2	0,23 0,09 40,1	14,43 0,82 5,7	0,92 0,61 66,3
44	Лейкогранит (n = 26)	\bar{x} S V	75,41 1,26 1,7	0,12 0,06 52,7	13,55 1,11 8,2	0,75 0,48 64,8

8	9	10	11	12	13	14	15
Тоналит-гранодиоритовая, субформация вулканоплутонических интрузий (натриевая серия)							
1,66	0,05	0,59	1,70	4,04	1,81	0,04	1,41
0,47	0,01	0,24	0,40	0,53	0,61	0,02	0,68
28,3	21,2	40,8	23,5	13,0	33,8	46,5	48,1
2,43	0,05	0,51	1,37	5,05	0,64	0,04	1,41
Тоналит-гранодиоритовая, субформация вулканоплутонических интрузий (калиево-натриевая серия)							
3,99	0,14	10,03	12,88	1,39	3,21	0,27	3,53
3,61	0,08	5,24	3,80	4,96	3,19	0,24	2,59
2,88	0,07	3,46	3,91	4,33	3,39	0,24	1,81
0,74	0,03	0,96	1,18	0,62	0,74	0,07	0,95
25,7	40,6	27,6	30,1	14,3	21,7	28,7	52,5
2,24	0,06	2,33	3,32	3,76	3,09	0,17	1,47
0,57	0,02	0,85	0,82	0,70	0,36	0,05	0,38
25,7	30,5	36,3	24,6	18,8	11,6	27,5	25,6
1,43	0,04	0,78	2,23	4,61	3,13	0,07	0,98
0,40	0,02	0,33	0,22	0,44	0,44	0,05	0,41
28,2	51,6	42,9	9,7	9,6	14,2	81,8	42,1
1,11	0,03	0,48	1,76	4,06	3,28	0,06	1,08
0,49	0,02	0,27	0,80	0,87	0,55	0,03	0,49
44,4	62,0	56,7	45,8	21,4	16,7	46,4	45,3
Адамеллит-гранитная							
1,78	0,08	1,07	1,77	3,39	4,42	0,16	1,27
0,71	0,03	0,37	0,62	0,49	0,44	0,07	0,74
39,8	43,9	34,3	34,7	14,5	10,1	45,5	58,1
1,53	0,04	0,61	1,01	3,50	4,38	0,10	0,90
0,90	0,03	0,25	0,48	0,36	0,79	0,08	0,52
59,1	71,7	40,5	47,6	10,3	18,1	79,2	57,7
1,06	0,05	0,37	1,10	3,72	4,22	0,05	0,40
0,69	0,03	0,37	0,39	0,55	0,62	0,03	0,16
65,3	56,4	100,0	35,4	14,7	14,8	51,9	39,9
Гранитных батолитов (автохтонный тип)							
2,39	0,07	1,24	2,85	3,91	3,71	0,22	0,80
0,75	0,05	0,40	0,49	0,61	0,49	0,08	0,49
31,3	66,5	32,0	17,1	15,5	13,1	35,2	60,9
2,03	0,05	0,83	2,26	3,89	3,81	0,16	0,60
0,60	0,03	0,41	0,82	0,56	0,62	0,11	0,26
29,7	53,9	49,8	36,3	14,5	16,1	57,0	43,2
1,41	0,04	0,50	1,36	3,70	4,27	0,12	0,59
0,43	0,02	0,26	0,39	0,52	0,64	0,12	0,30
30,3	40,9	52,6	28,6	14,1	14,9	95,8	50,4
0,76	0,02	0,31	0,83	3,48	4,25	0,05	0,46
0,45	0,02	0,19	0,36	0,77	0,69	0,06	0,25
59,8	63,2	62,4	44,1	22,0	16,3	14,1	54,8

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Гранитных батолитов (аллохтонный тип)						
45	Адамеллит (<i>n</i> = 12)	\bar{x} <i>S</i> <i>V</i>	70,22 0,74 1,0	0,24 0,11 48,3	15,47 0,63 4,1	0,78 0,34 43,6
46	Гранит (<i>n</i> = 64)	\bar{x} <i>S</i> <i>V</i>	72,51 0,80 1,1	0,20 0,10 53,5	14,65 1,06 7,2	0,85 0,95 11,7
47	Лейкогранит (<i>n</i> = 12)	\bar{x} <i>S</i> <i>V</i>	74,86 0,54 0,7	0,09 0,05 53,5	13,98 0,90 6,4	0,47 0,39 82,1
Средние химические составы гранитоидных пород						
48	Диорит (<i>n</i> = 26)		55,13	0,97	16,87	2,78
49	Кварцевый диорит (<i>n</i> = 87)		60,52	0,71	16,92	2,20
50	Плагиогранодиорит (<i>n</i> = 79)		65,50	0,48	16,28	1,85
51	Плагиоадамеллит (<i>n</i> = 40)		69,31	0,40	15,51	1,46
52	Плагиогранит (трондьемит) (<i>n</i> = 28)		72,67	0,23	14,81	1,07
53	Лейкоплагиогранит (трондьемит) (<i>n</i> = 19)		75,57	0,15	13,51	1,01
54	Тоналит (<i>n</i> = 6)		61,18	0,67	16,11	2,56
55	Гранодиорит (<i>n</i> = 57)		65,66	0,53	15,51	2,21
56	Адамеллит (<i>n</i> = 103)		69,70	0,32	15,18	1,15
57	Гранит (<i>n</i> = 204)		72,53	0,22	14,38	0,88
58	Лейкогранит (<i>n</i> = 73)		75,13	0,12	13,62	0,67

Примечание. \bar{x} — среднее арифметическое; *S* — среднее квадратическое отклонение; *V* — коэффициент вариации; *n* — число анализов.

тов общей железистости (*f* = 15,8–66,1%). По коэффициенту общей железистости выделенные группы габброидов не различаются между собой, в то время как по коэффициенту окисленности железа четко подтверждается их деление на оливиновое (φ = 13–20%) и кварцевое (φ = 29–37%) габбро. Преобладающая часть габброидов относится к низкотитанистым габбро (TiO_2 = 0,19–1,45%). Исключение составляет габбро Нурбайского массива, для которого характерно повышенное содержание титана (TiO_2 = 1,97–2,75%), сопоставимое с содержанием титана в габброидах гипабиссальных габбро-гранитных серий [364].

На диаграмме $Na_2O' - FeO' - MgO$ большая часть габброидов совмест-

8	9	10	11	12	13	14	15
Гранитных батолитов (аллохтонный тип)							
1,42	0,05	0,55	2,28	4,03	4,37	0,06	0,73
0,50	0,05	0,16	0,73	0,48	0,49	0,04	0,50
35,3	92,8	28,3	32,1	11,9	11,3	57,1	58,5
1,05	0,03	0,44	1,34	3,68	4,71	0,09	0,63
0,50	0,04	0,24	0,47	0,60	0,70	0,11	0,44
47,3	28,3	55,1	35,4	16,5	14,8	25,0	69,6
0,83	0,03	0,32	1,14	3,35	4,68	0,04	0,34
0,26	0,04	0,23	0,37	0,63	0,61	0,02	0,25
31,7	124,0	70,6	32,6	18,9	13,1	47,1	73,3
Средние химические составы гранитоидных пород							
5,13	0,14	4,52	6,31	3,70	1,79	0,30	2,23
3,64	0,09	3,20	4,46	4,03	1,79	0,25	2,00
2,64	0,07	1,93	3,48	4,10	1,77	0,21	1,51
2,11	0,05	1,13	2,27	4,49	1,85	0,15	1,03
1,51	0,04	0,63	1,53	4,53	1,83	0,07	1,02
1,12	0,02	0,41	1,15	4,65	1,56	0,06	0,85
3,40	0,09	2,15	4,73	3,54	3,09	0,65	2,08
2,21	0,06	2,21	3,03	3,82	3,09	0,24	1,60
1,84	0,05	0,90	2,12	3,94	3,66	0,13	0,93
1,31	0,03	0,53	1,28	3,72	4,33	0,10	0,69
0,90	0,03	0,34	0,95	3,57	4,24	0,06	0,47

но с гранитоидами второй фазы образует единый парагенетический ряд, сопоставимый с трендом известково-щелочной серии средних составов интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 6). Фигуративные точки химических составов субщелочных габброидов следуют начальной стадии тренда кристаллизации Скергаарда или занимают промежуточное положение между трендами известково-щелочной серии и Скергаардской интрузии.

Развитие различных по щелочности, кремнекислотности и титанистости габброидов в интрузивах тоналит-трондьемитовой формации свидетельствует о неоднородности габброидов ранней фазы и, возможно, разным возрасте и различных тектонических условиях формирования.

Т а б л и ц а 5. Норма (СРРВ) и дополнительные коэффициенты к средним химическим составам пород гранитоидных формаций (порядковый номер соответствует номеру в табл. 4)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Q</i>	-2,70	8,66	17,75	24,66	29,24	33,65	40,11	15,88	22,86
<i>or</i>	3,90	9,46	10,07	11,57	11,13	11,63	11,13	18,25	18,14
<i>ab</i>	28,31	30,51	32,03	32,98	37,38	38,80	36,38	29,94	34,65
<i>an</i>	30,32	25,03	18,38	15,32	10,18	7,09	5,53	18,94	11,68
<i>di</i>	<i>en</i>	3,41	1,10	-	-	-	-	0,05	-
	<i>fs</i>	2,37	0,79	-	-	-	-	0,06	-
	<i>wo</i>	6,04	1,97	-	-	-	-	0,12	-
<i>hy</i>	<i>en</i>	7,23	7,66	7,03	4,33	2,89	1,65	1,17	5,30
	<i>fs</i>	2,50	4,87	4,63	3,13	2,64	1,52	0,68	3,12
<i>ol</i>	<i>fo</i>	4,22	-	-	-	-	-	-	-
	<i>fa</i>	3,06	-	-	-	-	-	-	-
<i>ne</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>lc</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>c</i>	-	-	2,53	2,36	2,49	2,63	2,52	-	1,47
<i>ap</i>	0,67	1,01	0,64	0,47	0,33	0,20	0,13	1,55	0,50
<i>il</i>	2,58	2,06	1,41	0,85	0,79	0,47	0,30	1,27	0,97
<i>mt</i>	3,47	4,79	3,01	2,32	1,97	1,48	1,32	3,70	3,54
<i>Fem</i>	35,55	24,25	16,72	11,10	8,51	5,32	3,60	15,17	10,15
<i>Sal</i>	62,53	73,66	80,76	86,89	90,42	93,80	95,67	83,01	88,80
Сумма	98,08	97,90	97,48	97,99	98,93	99,12	99,27	98,18	98,95
<i>f</i>	43,2	57,2	53,9	57,6	63,1	67,3	67,4	59,8	56,4
φ	23,4	35,5	31,7	34,2	34,5	38,5	47,5	40,3	53,4
<i>K</i>	0,11	0,23	0,23	0,24	0,22	0,22	0,22	0,37	0,33
FeO'	9,09	8,38	5,89	4,20	3,53	2,43	1,73	5,70	4,10
Na ₂ O'	3,80	4,73	4,99	5,27	5,74	5,97	5,62	5,70	6,25
<i>A</i>	1,35	1,57	1,69	1,84	2,10	2,33	2,42	1,93	2,28
<i>Q'</i>	1,97	3,01	4,74	7,08	10,03	15,68	22,34	4,86	7,91

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Q</i>	27,88	31,33	34,84	0,64	5,16	15,75	22,65	30,45	35,33
<i>or</i>	18,75	23,32	22,82	6,23	10,96	10,41	9,29	11,18	7,96
<i>ab</i>	32,82	32,40	33,40	27,05	26,32	33,03	36,59	34,60	40,84
<i>an</i>	9,48	5,14	2,89	29,40	26,59	22,25	16,66	11,93	6,15
<i>di</i>	<i>en</i>	-	-	-	3,21	1,71	-	-	-
	<i>fs</i>	-	-	-	2,04	1,03	-	-	-
	<i>wo</i>	-	-	-	5,52	2,88	-	-	-
<i>hy</i>	<i>en</i>	2,76	1,75	1,07	10,25	11,41	7,54	5,35	3,46
	<i>fs</i>	2,33	2,03	1,16	5,93	6,54	2,97	2,08	0,53
<i>ol</i>	<i>fo</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
	<i>fa</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>ne</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>lc</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>c</i>	1,85	1,47	1,76	-	-	0,36	1,18	1,72	3,58
<i>ap</i>	0,34	0,17	0,30	0,54	0,47	0,60	0,50	0,71	0,19
<i>il</i>	0,68	0,45	0,33	2,34	1,76	1,36	0,99	0,85	0,33

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>mt</i>	1,80	1,11	1,16	4,54	2,89	3,66	3,10	2,96	1,02
<i>Fem</i>	7,91	5,51	4,02	34,37	28,69	16,13	12,02	8,73	4,82
<i>Sal</i>	90,78	93,66	95,71	63,32	69,03	81,80	86,37	90,60	93,86
Сумма	98,69	99,17	99,73	97,69	97,72	97,93	98,39	98,33	98,61
<i>f</i>	62,0	64,9	70,5	49,7	44,3	50,8	53,5	57,8	66,1
φ	34,7	29,8	39,1	29,6	24,0	40,8	43,6	54,1	30,9
<i>K</i>	0,35	0,40	0,39	0,19	0,28	0,23	0,19	0,23	0,18
<i>FeO'</i>	3,23	2,32	1,84	9,53	7,50	5,58	4,41	3,39	2,06
<i>Na₂O'</i>	6,10	6,59	6,65	3,94	4,41	5,14	5,43	5,41	5,77
<i>A</i>	2,38	3,14	3,42	1,39	1,52	1,71	1,85	2,02	2,19
<i>Q'</i>	10,78	17,56	24,83	2,12	2,76	4,52	6,39	9,10	18,27

Компоненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
<i>Q</i>	36,77	11,56	21,61	30,04	30,91	38,52	1,28	0,50	8,88	
<i>or</i>	5,84	21,76	18,36	18,53	24,04	25,10	3,78	12,46	11,63	
<i>ab</i>	47,29	28,15	31,77	30,51	33,82	26,21	19,19	41,94	39,64	
<i>an</i>	4,45	18,11	13,35	7,76	4,78	5,20	26,87	17,61	17,38	
<i>di</i>	{	<i>en</i>	—	0,38	—	—	—	7,44	1,20	0,80
		<i>fs</i>	—	0,10	—	—	—	2,37	0,25	0,32
		<i>wo</i>	—	0,53	—	—	—	10,70	1,61	1,21
<i>hy</i>	{	<i>en</i>	0,42	8,38	5,72	2,94	1,44	0,62	12,31	12,69
		<i>fs</i>	0,96	2,91	1,48	2,29	0,54	0,21	4,71	2,49
<i>ol</i>	{	<i>fo</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
		<i>fa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ne</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>lc</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>c</i>	1,77	—	0,88	3,15	1,54	1,63	—	—	—	
<i>ap</i>	—	0,71	0,67	0,37	0,34	0,13	0,34	0,47	0,44	
<i>il</i>	0,23	1,23	1,09	0,64	0,30	0,29	1,58	1,44	1,18	
<i>mt</i>	1,62	3,89	3,38	1,94	1,53	1,48	6,50	4,28	2,48	
<i>Fem</i>	3,23	18,13	12,34	8,18	2,62	2,73	45,95	24,43	20,33	
<i>Sal</i>	96,12	79,58	85,98	89,99	96,62	96,66	51,12	72,51	77,53	
Сумма	99,35	97,71	98,32	98,17	99,24	99,39	97,07	96,94	97,86	
<i>f</i>	87,6	47,8	51,8	61,1	64,0	78,4	42,6	37,9	41,1	
φ	46,9	42,0	47,5	36,4	51,5	57,3	38,5	43,8	29,3	
<i>K</i>	0,11	0,42	0,35	0,36	0,40	0,47	0,14	0,21	0,22	
<i>FeO'</i>	2,13	5,76	4,42	3,32	1,84	1,62	10,50	6,08	5,26	
<i>Na₂O'</i>	6,28	5,91	5,94	5,81	6,85	6,07	2,72	6,44	6,07	
<i>A</i>	2,65	2,05	2,19	2,31	3,20	3,10	1,26	1,98	1,96	
<i>Q'</i>	23,65	4,40	6,67	11,07	20,42	25,25	1,68	3,41	4,35	

Компоненты	28	29	30	31	32	33	34	35	36
<i>Q</i>	4,44	27,38	37,24	37,53	-11,95	-0,84	9,54	21,27	24,58
<i>or</i>	10,02	10,13	10,68	3,78	10,57	18,92	20,03	18,25	18,47
<i>ab</i>	54,53	42,89	34,18	42,73	—	41,94	36,59	31,77	39,01

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	28	29	30	31	32	33	34	35	36
<i>an</i>	10,29	9,82	8,15	6,51	28,37	13,63	14,32	15,35	10,62
<i>di</i> { <i>en</i>	1,20	—	—	—	10,94	1,20	1,00	—	—
<i>di</i> { <i>fs</i>	0,26	—	—	—	1,71	0,26	0,34	—	—
<i>di</i> { <i>wo</i>	1,62	—	—	—	14,17	1,62	1,46	—	—
<i>hy</i> { <i>en</i>	11,14	2,09	1,46	1,26	—	9,44	7,61	5,80	1,94
<i>hy</i> { <i>fs</i>	3,03	1,41	1,46	3,07	—	2,64	1,87	1,94	1,36
<i>ol</i> { <i>fo</i>	—	—	—	—	9,78	2,81	—	—	—
<i>ol</i> { <i>fa</i>	—	—	—	—	1,63	0,81	—	—	—
<i>ne</i>	—	—	—	—	6,53	—	—	—	—
<i>lc</i>	—	—	—	—	6,55	—	—	—	—
<i>c</i>	—	2,08	2,47	0,81	—	—	—	0,51	0,85
<i>ap</i>	0,44	0,19	0,10	0,10	0,67	0,57	0,57	0,40	0,17
<i>il</i>	0,91	0,51	0,41	0,24	1,36	1,67	1,23	0,85	0,53
<i>mt</i>	2,08	2,15	2,31	2,18	4,63	3,24	3,73	2,68	1,55
<i>Fem</i>	20,68	6,35	5,74	6,85	44,89	24,26	17,81	11,67	5,55
<i>Sal</i>	79,28	92,30	92,72	91,36	52,02	74,49	80,48	87,15	93,53
Сумма	99,96	98,65	98,46	98,21	96,91	98,75	98,29	98,82	99,08
<i>f</i>	32,0	66,5	74,7	80,7	27,9	45,7	37,8	48,4	63,3
φ	32,0	44,7	46,4	35,7	42,2	44,6	36,4	42,7	40,2
<i>K</i>	0,15	0,18	0,23	0,08	0,60	0,30	0,34	0,35	0,31
<i>FeO'</i>	4,16	2,98	3,10	3,78	6,91	5,68	5,19	3,91	2,39
<i>Na₂O'</i>	7,66	6,27	5,31	5,50	3,64	7,19	6,70	5,92	6,80
<i>A</i>	2,47	2,22	2,18	2,44	1,37	2,32	2,26	2,13	2,52
<i>Q'</i>	4,96	11,79	13,49	13,13	1,50	3,83	4,84	6,89	12,91

Компоненты	37	38	39	40	41	42	43	44	45
<i>Q</i>	31,10	27,41	31,80	33,68	21,09	25,90	30,54	36,55	23,78
<i>or</i>	19,37	26,10	25,88	24,93	21,93	22,48	25,21	25,10	25,82
<i>ab</i>	34,34	28,68	29,62	31,46	33,08	32,87	31,30	29,41	34,08
<i>an</i>	8,37	7,79	4,37	5,14	12,74	10,29	6,01	3,81	10,93
<i>di</i> { <i>en</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>di</i> { <i>fs</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>di</i> { <i>wo</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>hy</i> { <i>en</i>	1,19	2,66	1,51	0,92	3,08	2,07	1,24	0,77	1,37
<i>hy</i> { <i>fs</i>	0,63	1,88	1,86	1,49	2,20	2,27	1,50	0,62	1,65
<i>ol</i> { <i>fo</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ol</i> { <i>fa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ne</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>lc</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c</i>	1,55	1,46	1,85	1,11	0,81	0,66	1,52	1,83	0,10
<i>ap</i>	0,13	0,37	0,23	0,12	0,51	0,37	0,27	0,12	0,13
<i>il</i>	0,51	0,55	0,39	0,15	1,09	0,67	0,44	0,23	0,45
<i>mt</i>	1,76	1,83	1,18	0,72	2,38	1,69	1,34	1,09	1,13
<i>Fem</i>	4,22	7,29	5,17	3,40	9,26	7,07	4,79	2,83	4,73
<i>Sal</i>	94,73	91,44	93,52	96,32	89,65	92,20	94,58	96,70	94,71
Сумма	98,95	98,73	98,69	99,72	98,91	99,27	99,37	99,53	99,44
<i>f</i>	72,0	60,4	67,7	69,3	63,6	67,5	71,5	72,2	68,4
φ	49,7	39,0	32,3	29,3	38,2	34,1	37,0	47,0	33,2

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

Компоненты	37	38	39	40	41	42	43	44	45
<i>K</i>	0,35	0,46	0,45	0,43	0,38	0,39	0,43	0,44	0,42
<i>FeO'</i>	2,21	2,91	2,27	1,50	3,87	3,08	2,24	1,43	2,12
<i>Na₂O'</i>	6,35	6,48	6,57	6,67	6,51	6,56	6,69	6,45	7,09
<i>A</i>	2,58	2,81	3,22	3,32	2,37	2,62	3,04	3,32	2,80
<i>Q'</i>	16,15	12,14	18,65	25,22	8,34	11,31	17,66	29,34	14,18

Компоненты	46	47	48	49	50	51	52	53	54
<i>Q</i>	29,39	34,21	5,57	14,85	24,07	29,05	34,60	39,20	15,89
<i>or</i>	27,83	27,66	10,57	10,57	10,46	10,91	10,80	9,24	18,25
<i>ab</i>	31,14	28,31	31,30	34,08	34,66	37,96	38,32	39,32	29,88
<i>an</i>	6,09	5,37	24,11	20,58	15,85	10,35	7,15	5,34	18,94
<i>di</i> { <i>en</i>	—	—	1,41	—	—	—	—	—	0,06
{ <i>fs</i>	—	—	0,63	—	—	—	—	—	0,05
{ <i>wo</i>	—	—	2,18	—	—	—	—	—	0,12
<i>hy</i> { <i>en</i>	1,09	0,79	9,85	7,97	4,81	2,81	1,57	1,01	5,29
{ <i>fs</i>	0,95	1,04	5,14	3,84	2,65	2,10	1,57	0,98	3,13
<i>ol</i> { <i>fo</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
{ <i>fa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ne</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>lc</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c</i>	1,26	1,44	—	0,81	1,81	2,33	2,76	2,21	—
<i>ap</i>	0,20	0,10	0,71	0,61	0,50	0,34	0,17	0,13	1,55
<i>il</i>	0,38	0,17	1,84	1,35	0,91	0,76	0,44	0,29	1,27
<i>mt</i>	1,23	0,67	4,03	3,19	2,68	2,11	1,55	1,53	3,70
<i>Fem</i>	3,85	2,77	25,79	16,96	11,55	8,12	5,30	3,94	15,17
<i>Sal</i>	95,71	96,99	71,55	80,89	86,85	90,60	93,63	95,31	82,96
Сумма	99,56	99,76	97,34	97,85	98,40	98,72	98,93	99,25	98,13
<i>f</i>	69,8	68,8	48,6	49,6	55,5	62,9	68,8	73,4	59,8
φ	42,1	33,9	32,8	35,2	38,7	38,4	38,9	44,7	40,3
<i>K</i>	0,46	0,48	0,24	0,22	0,22	0,21	0,21	0,18	0,36
<i>FeO'</i>	1,81	1,25	7,63	5,62	4,30	3,42	2,47	2,03	5,70
<i>Na₂O'</i>	6,98	6,63	4,95	5,28	5,34	5,78	5,81	5,74	5,70
<i>A</i>	3,21	3,26	1,62	1,75	1,84	2,11	2,27	2,47	1,93
<i>Q'</i>	20,20	27,62	2,99	4,56	6,74	10,16	15,69	21,05	4,86

Компоненты	55	56	57	58
<i>Q</i>	21,87	26,41	30,46	35,35
<i>or</i>	18,25	21,59	25,60	25,04
<i>ab</i>	32,30	33,29	31,46	30,20
<i>an</i>	13,46	9,68	5,70	4,34
<i>di</i> { <i>en</i>	—	—	—	—
{ <i>fs</i>	—	—	—	—
{ <i>wo</i>	—	—	—	—
<i>hy</i> { <i>en</i>	5,50	2,24	1,31	0,84
{ <i>fs</i>	1,46	1,99	1,37	0,95

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	55	56	57	58
<i>ol</i> { <i>fo</i>	—	—	—	—
{ <i>fa</i>	—	—	—	—
<i>ne</i>	—	—	—	—
<i>lc</i>	—	—	—	—
<i>c</i>	0,95	1,20	1,49	1,57
<i>ap</i>	0,57	0,30	0,23	0,13
<i>il</i>	1,00	0,61	0,41	0,23
<i>mt</i>	3,19	1,67	1,27	0,97
<i>Fem</i>	11,72	6,81	4,59	3,12
<i>Sal</i>	86,83	92,17	94,71	96,50
Сумма	98,55	98,98	99,30	99,62
<i>f</i>	51,5	64,2	69,0	71,3
φ	47,4	36,0	37,7	40,2
<i>K</i>	0,35	0,38	0,43	0,44
<i>FeO'</i>	4,20	2,87	2,10	1,50
<i>Na₂O'</i>	5,98	6,50	6,75	6,54
<i>A</i>	2,19	2,57	3,11	3,31
<i>Q'</i>	6,95	11,83	18,55	26,93

Среди гранитоидов второй фазы выделяются породы натриевой и калиево-натриевой серий. К натриевой серии относятся диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиоадамеллиты, плагиограниты (трондьемиты), к калиево-натриевой — тоналиты, гранодиориты, адамеллиты, граниты. Объединение гранитоидов натриевой и калиево-натриевой серий в единую интрузивную фазу носит несколько условный характер, так как первичные взаимоотношения их часто скрыты процессами катаклаза и перекристаллизации. Между ними наблюдаются как постепенные переходы, так и четкие интрузивные контакты. Интрузивные взаимоотношения не исключают возможности при более детальных исследованиях выделить гранитоиды калиево-натриевой серии в самостоятельную фазу. Гранитоидами второй фазы сложены интрузии восточного и западного плагиогранитного пояса (см. рис. 2). В первом из них преобладают плагиоадамеллиты, плагиограниты (трондьемиты), во втором — наряду с плагиоадамеллитами, плагиогранитами (трондьемитами) значительно развиты тоналит-гранодиориты. В гранитоидах западного пояса интрузий отмечаются общее снижение содержания калия и увеличение основности плагиоклаза (см. рис. 2). Четкое выражение двух максимумов на гистограмме распределения K_2O в гранитоидах восточного пояса интрузий отражает проявление процессов микроклинизации, связанных с становлением верхнепалеозойских гранитных интрузий.

Диориты—кварцевые диориты—плагиогранодиориты—плагиоадамеллиты—плагиограниты (трондьемиты). Образуют единый парагенетический ряд пород. Диориты часто являются гибридными образованиями, развитыми в зоне контакта плагиогранитоидных интрузий. Обычно это кварцсодержащие средне-мелкозернистые светло-серые породы с эпидотизированными

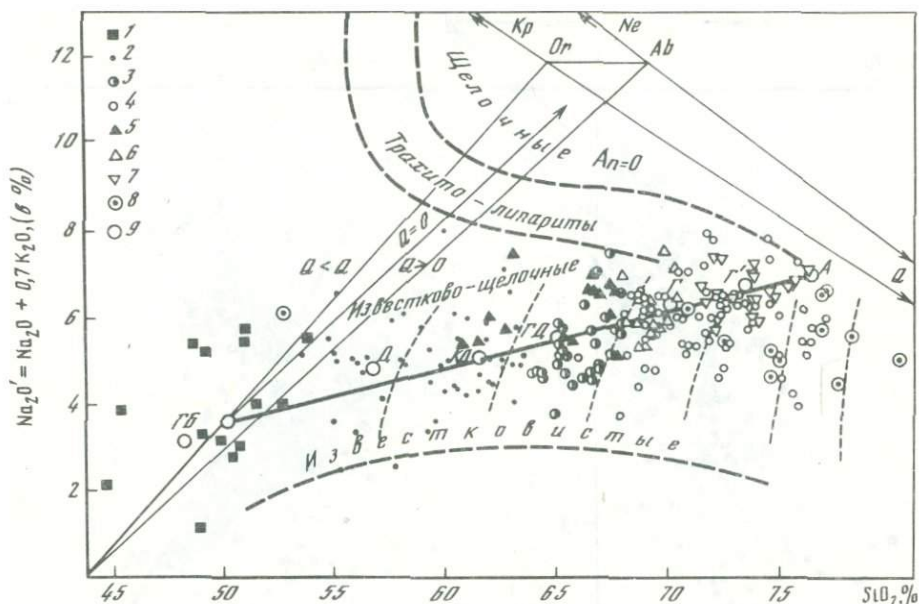


Рис. 4. Диаграмма химического состава пород тоналит-трондьемитовой формации в координатах $\text{Na}_2\text{O}' - \text{SiO}_2$ [361]

1 – габбро, габбро-диориты; 2 – диориты, кварцевые диориты; 3 – плагиогранодиориты; 4 – плагиоадамеллиты, плагиограниты; 5 – тоналиты, гранодиориты; 6 – адамеллиты; 7 – граниты; 8 – плагиограниты из галек C_1 конгломератов; 9 – средние составы известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли: ГБ – габбро, Д – диорит, КД – кварцевый диорит, ГД – гранодиорит, Г – гранит всех периодов, Г' – гранитовый аплит, А – аляскит

плагиоклазами и замещенными хлоритом темноцветными минералами, из которых в качестве реликтов установлены биотит и роговая обманка.

В составе формации преобладают кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиоадамеллиты, плагиограниты (трондьемиты). Это лейкократовые породы средне-мелкозернистой структуры, содержащие в качестве темноцветных минералов хлорит и биотит (см. табл. 3). В кварцевых диоритах иногда наблюдается амфибол. В менее измененных разностях пород этой группы, развитых за пределами зон катаклаза и перекристаллизации, отмечаются первичные гипидиоморфно-зернистая и призматически-зернистая структуры. Последняя наиболее часто развита в кварцевых диоритах. Реже наблюдается порфирировидная структура, установленная в плагиогранитоидах краевых фаций Крыклинского и Каиндинского массивов. Преобладающее развитие в породах приобрели гетерогенные катакластические структуры – гранобластовая, цементная, порфирокластическая, аллотриоморфно-зернистая.

Плагиоклаз – главный породообразующий минерал. В кварцевых диоритах и плагиогранодиоритах преобладает андезин, в плагиогранитах – олигоклаз (см. табл. 3). Плагиоклазы, как правило, интенсивно серицитизированы, эпидотизированы, деанортизированы. Иногда в плагиогранитах широко развит шахматный альбит, замещающий плагиоклазы и кварц магматической стадии кристаллизации. Развитие шахматного альбита пред-

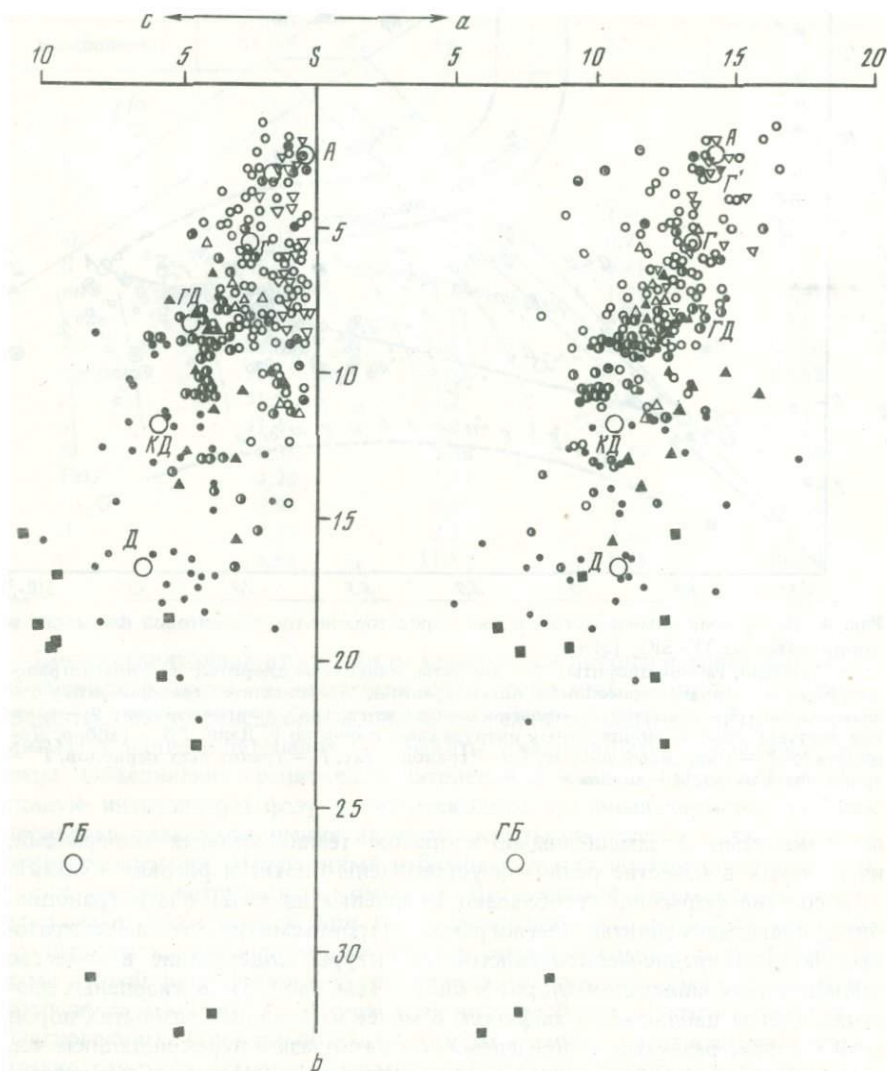


Рис. 5. Диаграмма химического состава пород тоналит-тронджемитовой формации [93]

Условные обозначения те же, что и на рис. 4

уществовало калиевому метасоматозу верхнепалеозойского тектоно-магматического этапа, что подтверждается отсутствием микроклинизированных плагиогранитоидов в гальках среднепалеозойских конгломератов восточного склона Южного Урала [269]. По оптическим свойствам и химическому составу биотит относится к лепидомелану, амфибол — к ряду обыкновенных роговых обманок, приближающихся к чермакиту (см. гл. III). Нередко биотит и амфибол нацело замещены хлоритом и наблюдаются в породах как реликтовые минералы.

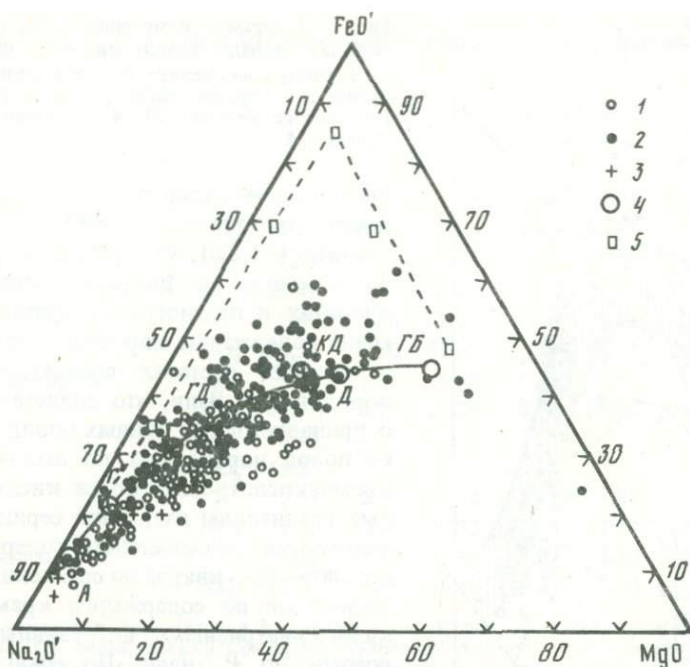


Рис. 6. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}'\text{-FeO}'\text{-MgO}$ пород тоналит-трондьемитовой формации

1 – породы основных фаз; 2 – жильной серии; 3 – плагиопегматиты; 4 – вариационная кривая средних составов известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4); 5 – вариационная кривая Скергаарда [326]

На диаграмме $Or\text{-}Q\text{-}Pl$ приближенно-модальные минеральные составы гранитоидов натриевой серии располагаются в поле кварцевых диоритов и плагиогранитов (см. рис. 3), что соответствует их реальному петрографическому составу.

Главной особенностью химического состава пород натриевой серии является непостоянство суммы щелочей и известковистости, что объясняется проявлением в этих породах процессов гибридизма и постмагматических изменений: деанортизации, альбитизации, серицитизации и др. На классификационных диаграммах фигуративные точки химического состава гранитоидных пород натриевой серии образуют непрерывный ряд от диорита до плагиогранита (трондьемита), сопоставимый с трендом известково-щелочной серии средних химических составов интрузивных пород, по Р. Дэли (см. рис. 4,5), в области средних и умеренно кислых гранитоидов. В более кислых гранитоидах натриевой серии – плагиогранитах (трондьемитах) – лейкоплагиогранитах – с повышением кремнекислотности отмечается отклонение химического состава пород от тренда калиево-натриевой известково-щелочной серии по Р. Дэли в сторону снижения суммы щелочей (см. рис. 4), что является одной из главных особенностей эволюции натриевых и калиево-натриевых гранитоидных серий.

Кремнекислотность. Гранитоиды натриевой серии относятся к группе пород, пересыщенных кремнеземом и характеризующихся закономерным

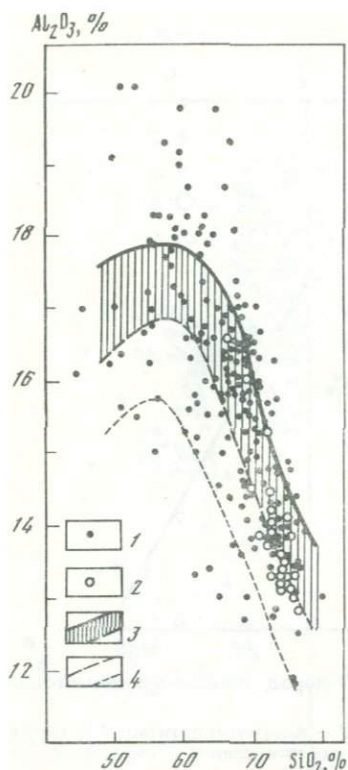


Рис. 7. Диаграмма изменения Al_2O_3 от SiO_2 в породах тоналит-трондьемитовой формации
1 — натриевая серия; 2 — калиево-натриевая серия; 3 — породы плагригранитной формации Кузнецкого Алатау [2]; 4 — Алтае-Саянской области [4]

увеличением содержания нормативного кварца от диорита (8,8%) до плагригранита (41,2%). Содержание нормативного кварца в диоритах, кварцевых диоритах и плагригранодиоритах аналогично содержанию нормативного кварца в средних составах соответствующих пород по Р. Дэли, что свидетельствует о принадлежности данных пород к группе пород нормальных по щелочности—кремнекислотности. Более кислые кислые гранитоиды натриевой серии характеризуются повышенным содержанием нормативного кварца по сравнению с аналогичными по содержанию кремнезема калиево-натриевыми интрузивными породами по Р. Дэли. По сравнению с гранитоидами калиево-натриевой серии в них происходит более интенсивное увеличение кремнекислотности за счет слабого увеличения общей щелочности. В

этом одно из главных различий между магматическими стадиями кристаллизации натриевых и калиево-натриевых гранитоидных серий.

Глиноземистость. Гранитоиды натриевой серии характеризуются повышенными средними содержаниями Al_2O_3 в ряду диорит—плагригранит, изменяющимися соответственно от 17,4 до 14,9%. Некоторое понижение содержания Al_2O_3 (13,7%) отмечается в наиболее кислых породах группы лейкоплагригранит—трондьемита (табл. 4, 5). По пересчетам химических анализов на норму методом CIPW в составе серии преобладают гранитоиды пересыщенные глиноземом (82% от общего числа химических анализов). Породы нормального типа, не содержащие нормативный корунд, более свойственны средним по кремнекислотности гранитоидам. Содержание глинозема закономерно увеличивается от кислых пород к умеренно кислым и средним породам, в средних получает максимальные значения и снижается в породах основного состава (рис. 7). Такая закономерность в распределении Al_2O_3 характерна для габбро-плагригранитоидных комплексов других складчатых областей [2, 4, 232]. В целом породы натриевой серии тоналит-трондьемитовой формации Южного Урала характеризуются повышенными содержаниями глинозема и сопоставимы с высокоглиноземистыми породами берикольского плагригранитного комплекса Кузнецкого Алатау [4]. Особенно это сходство отмечается для пород умеренно кислого и среднего состава.

В породах тоналит-трондьемитовой формации установлено латеральное

Таблица 6. Щелочность (А) пород плагиигранитоидных комплексов

Породы	Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Основные	А	1,35	1,33	1,39	1,34	1,18	1,48	1,27
	SiO ₂	49,5	48,61	49,80	49,87	50,07	50,55	48,24
Средние	А	1,57						1,61
	SiO ₂	55,41						56,77
	А	1,69	1,56	1,91	1,46	1,36	1,61	1,68
	SiO ₂	60,55	58,60	59,01	57,82	58,43	58,56	61,59
Умеренно кислые	А	1,84	1,89	2,05	1,66	1,55	1,85	
	SiO ₂	65,79	64,74	65,14	64,79	64,35	64,26	
Кислые	А	2,10						
	SiO ₂	69,31						
	А	2,32	2,20	2,22	2,45	1,96	1,31	3,20
	SiO ₂	72,59	70,56	70,32	72,44	72,74	70,84	71,89
Ультракислые	А	2,42	2,75	2,82	2,87	2,20	3,14	
	SiO ₂	75,73	76,56	76,50	76,23	77,30	76,33	

1 — тоналит-грандьемитовая формация, Южный Урал; 2 — тоннуольский комплекс, Тува [4]; 3 — берикунский комплекс, Кузнецкий Алатау [4]; 4 — ольховский комплекс, Восточный Саян [4]; 5 — майнский комплекс, Западный Саян [4]; 6 — саракочинский комплекс, Горный Алтай [4]; 7 — среднее по Р. Дэли [90].

изменение содержаний глинозема. По нормативным пересчетам химических анализов методом CIPW в западном поясе плагиигранитных интрузий, развитых в Суундукском, Нурбайском и Адамовском антиклинориях, в 90% химических анализов пород натриевой серии среднего, умеренно кислого и кислого состава нормативный корунд в среднем соответственно содержится в количестве 1,5, 3 и 4%. В аналогичных породах плагиигранитных интрузий восточного пояса, развитых в Тикельдыгауском антиклинории, нормативный корунд установлен лишь в 60% от всех химических анализов. При этом его содержание в кислых породах снижается по сравнению с аналогичными породами западного пояса на 1–1,5%. Закономерное уменьшение с запада на восток степени пересыщенности глиноземом плагиигранитоидных пород формации тесно связано, с одной стороны, с неоднородностью субстрата, обусловленной аллохтонным и автохтонным формированием гранито-метаморфического слоя, с другой — расположением зон тектонических нарушений, контролирующих развитие интрузий тоналит-грандьемитовой формации, от зоны сочленения Магнитогорского вулканического пояса с Главным гранитным поясом Южного Урала.

Причины повышенного содержания Al₂O₃ в породах тоналит-грандьемитовой формации Южного Урала до конца не ясны. Объяснить это явление жестких структур земной коры [2, 4] не представляется возможным, так как другие компоненты пород формации (низкая щелочность, малокалиевость и др.) свидетельствуют, скорее всего, о формировании тоналит-грандьемитовой формации в условиях достаточно развитого гранито-метаморфического слоя, но не прошедшего полной стадии континентализации.

Щелочность. По коэффициенту общей щелочности средние составы гранитоидов натриевой серии тоналит-трондьемитовой формации Южного Урала сопоставимы с аналогичными составами пород плагиигранитоидных комплексов Тувы, Восточного Саяна, Горного Алтая и занимают промежуточного положение между плагиигранитоидными комплексами Кузнецкого Алатау и Западного Саяна (табл. 6). Понижение общей щелочности гранитоидов по сравнению со щелочностью пород бериккульского комплекса Кузнецкого Алатау, формировавшегося в "жестких" структурах земной коры [4], т.е. в условиях континентальной коры, косвенно подтверждает предположение о формировании этих гранитоидов на коре, не прошедшей полной стадии континентализации.

Для гранитоидов натриевой серии характерна нормальная для известково-щелочных серий щелочность в средних и умеренно кислых породах и пониженная по сравнению с породами калиево-натриевых серий в кислых и ультракислых. Для средних составов гранитоидов натриевой серии установлено незначительное повышение коэффициента общей щелочности от диоритов к лейкоплагиигранитам, что является общей закономерностью при магматической дифференциации всех плагиигранитоидных комплексов в связи со слабым изменением химического потенциала калия (см. гл. IV).

В натриевой серии преобладают породы с содержанием 10–35% К в сумме щелочей, что соответствует в среднем содержанию 1,5–2,5% K_2O . При этом содержание K_2O в умеренно кислых, кислых и ультракислых гранитоидных породах остается относительно постоянным, т.е. при дифференциации "натриевых" магматических очагов по мере повышения кремнекислотности пород от умеренно кислых к ультракислым гранитоидам накопления калия не происходит. В жильных ультракислых плагиигранитах содержание K_2O по сравнению с породами главных фаз нередко снижается.

Железистость. Среди гранитоидов натриевой серии преобладают породы с коэффициентом общей железистости, равным 45–75%, и коэффициентом окисленности железа, равным 5–60%. В составе серии гранитоиды с низкими значениями коэффициента окисленности железа (менее 40%) составляют 65% всех химических анализов, что подтверждает вывод [2, 3] о более слабой окисленности раннегеосинклинальных габбро-плагиигранитных комплексов по сравнению с более поздними гранитоидными комплексами. Эта закономерность в целом проявлена и для гранитоидных формаций Главного гранитного пояса Южного Урала. Однако следует сказать, что в более поздних гранитоидных формациях породы натриевой серии тоже менее окислены, чем породы калиево-натриевой серии. Это, по-видимому, связано с различными условиями кристаллизации рассматриваемых пород.

Увеличение значений коэффициента общей железистости прямо коррелируется с повышением кремнекислотности пород: в средних и умеренно кислых – 45–64%, в кислых и ультракислых – 60–80%. В кислых и ультракислых плагиигранитах дайковой серии значения коэффициента общей железистости по сравнению с породами главной фазы снижаются до 50–70%. Снижение общей железистости плагиигранитов дайковой серии коррелируется с снижением их общей щелочности, т.е. калиевости.

Тоналиты—гранодиориты—адамеллиты—граниты. Представляют собой гетерогенную по генезису группу пород, развитых не во всех интрузиях тоналит-гранодиоритовой формации. Тоналиты, гранодиориты и адамеллиты являются магматическими образованиями, тесно связанными по времени со становлением гранитоидов натриевой серии, что подтверждается присутствием гранодиоритов—адамеллитов в гальках нижнекаменноугольных базальных конгломератов района р. Караганки. В то время как граниты — результат метасоматической микроклинизации и анатектической регенерации плагиогранитоидов под влиянием позднекаменноугольных батолитовых гранитоидных интрузий.

Гранодиориты—адамеллиты. Наиболее развиты в Бутацком массиве. За пределами зон катаклаза и перекристаллизации они представляют собой крупно-среднезернистые породы, часто с порфирированными выделениями калиевого полевого шпата. Плагиоклазы в них интенсивно замещены серицитом и мелкозернистым эпидотом. По оптическим свойствам они относятся к упорядоченным низкотемпературным разновидностям олигоклаза и андезина. Калиевый полевой шпат представлен промежуточным низкотриклинным ортоклазом (см. гл. III). Биотиты в гранодиоритах аналогичны биотитам плагиогранитоидов. Нанесенные на тройную диаграмму $Or-Q-Pl$ приближенно-модальные составы гранодиоритов—адамеллитов подтверждают их принадлежность к группе пород гранодиорит—адамеллита (см. рис. 3).

Гранитоиды. Возникшие при микроклинизации и анатектической регенерации пород тоналит-гранодиоритовой формации гранитоиды характеризуются непостоянством структур и минерального состава. Приближенно-модальные и реальные минеральные составы гранитоидов варьируют от адамеллитов до гранитов. От исходных пород они отличаются большей лейкократовостью и развитием в составе максимального микроклина. От позднекаменноугольных биотитовых гранитов метасоматические граниты отличаются широким развитием в них катакластических и метасоматических структур, присутствием шахматного альбита, более интенсивной серицитизацией плагиоклазов, слабым развитием мирмекитовых и гранитовых структур, неравномерным распределением калиевого полевого шпата, быстрой сменой состава от гранитов до плагиогранитов в пределах одного обнажения. При этом четких контактов между гранитами и плагиогранитами, как правило, не наблюдается. Постоянная ассоциация метасоматических гранитоидов с интрузиями позднекаменноугольной гранитной формации и отсутствие галек микроклинсодержащих метасоматических гранитов в нижнекаменноугольных базальных конгломератах района позволяют связывать происхождение гранитоидов данной группы с процессами калиевого метасоматоза верхнепалеозойского тектоно-магматического этапа.

На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов тоналитов—гранодиоритов—адамеллитов располагаются в поле средних химических составов аналогичных изверженных пород по Р. Дэли, т.е. соответствуют главной известково-щелочной серии (см. рис. 4, 5). Фигуративные точки химических составов гранитов располагаются в поле аляскита и гранитового аплита по Р. Дэли, что указывает на близость этих пород к кварц-альбит-ортоклазовой котектике, т.е. на значительное участие при их образовании процессов селективного плавления плагиогранитов

под воздействием позднекаменноугольных батолитовых гранитных интрузий. Об этом же свидетельствует и низкая известковистость гранитов, что приближает их к аляскитам по Р. Дэли.

Кремнекислотность. Все гранитоиды калиево-натриевой серии относятся к группе пересыщенных кремнеземом. Кремнекислотность средних химических составов гранитоидов, судя по содержанию нормативного кварца, близка кремнекислотности соответствующих средних составов интрузивных пород по Р. Дэли. От гранитоидов натриевой серии, при тех же содержаниях SiO_2 , они отличаются пониженным содержанием нормативного кварца (см. табл. 4, 5).

Глиноземистость. Среди пород калиево-натриевой серии развиты гранитоиды и нормального типа и пересыщенные глиноземом. Гранитоиды нормального типа составляют около 16% от всех химических анализов. Они более развиты в восточном плагиогранитном поясе интрузий (Аниховский массив), что соответствует отмеченному выше снижению в этом направлении глиноземистости гранитоидных пород натриевой серии в гранитном поясе. В составе серии преобладают гранитоиды, пересыщенные глиноземом и содержащие 0,1–3,0% нормативного корунда (72% от всех химических анализов).

Щелочность. По коэффициенту общей щелочности средние химические составы гранитоидов калиево-натриевой серии сопоставимы со средними химическими составами аналогичных пород известково-щелочной серии по Р. Дэли (см. рис. 4). Незначительное повышение общей щелочности в тоналитах-гранодиоритах по сравнению со щелочностью аналогичных пород известково-щелочной серии по Р. Дэли обусловлено повышенным содержанием в них первичного калия. В породах тоналит-гранодиорит-адмеллитового ряда среднее содержание K_2O остается постоянным и равно 3,07–3,17%; при этом натрий всегда преобладает над калием и составляет 60–70% от суммы щелочей. Содержание K_2O составляет $3,0 \pm 0,5\%$. Соответственно более высокие содержания K_2O в гранитоидах, как правило, обусловлены развитием процессов калиевого метасоматоза (серцитизацией второго этапа и микроклинизацией). В группе метасоматически-палингенных гранитов, возникших за счет селективного плавления плагиогранитов под влиянием позднекаменноугольных батолитовых интрузий, отношение калия к натрию близко к единице. Среднее содержание K_2O в них приближается к содержанию K_2O в позднекаменноугольных гранитах.

Железистость. Среди гранитоидов калиево-натриевой серии преобладают породы с коэффициентом общей железистости 45–75% и коэффициентом окисленности железа 5–60%. Гранитоиды с низкими значениями коэффициента окисленности железа (менее 40%) составляют 67% от всех химических анализов, что соответствует их объему в породах натриевой серии и полностью согласуется с слабой магнитной восприимчивостью всех гранитоидов тоналит-трондьемитовой формации. Низкая степень окисленности железа, характерная для гранитоидов ранних стадий развития геосинклинальных складчатых областей [2, 3], подтверждает принадлежность пород калиево-натриевой серии, за исключением гранитов, к тоналит-трондьемитовой формации, т.е. к раннему этапу развития гранитоидного магматизма в Уральском гранитном поясе.

Значительные вариации значений коэффициентов общей железистости

и степени окисленности железа, равные соответственно 40–90 и 5–90%, отражают широкое проявление вторичных процессов в этой группе пород, что свойственно породам всей тоналит-гранодиоритовой формации.

На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}' - \text{FeO}' - \text{MgO}$ фигуративные точки химических составов калиево-натриевой и натриевой серий тоналит-гранодиоритовой формации группируются в тренд, соответствующий тренду средних химических составов изверженных пород известково-щелочной серии по Р. Дэли (см. рис. 6). В отличие от тренда эволюции магматических пород тоналит-гранодиоритовой формации он характеризуется большей железистостью, меньшей магнезиальностью, особенно в области развития групп средних и основных пород. Тренды эволюции умеренно кислых и кислых пород тоналит-гранодиоритовой формации соответствуют трендам эволюции аналогичных пород тоналит-гранодиоритовой формации, т.е. являются более магнезиальными по сравнению с интрузивными породами главной известково-щелочной серии по Р. Дэли; при этом состав жильной серии интрузивов тоналит-гранодиоритовой формации в целом соответствует составу гранитоидов основной фазы.

ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ($D_3 - C_1$)

Формация была ранее выделена авторами на восточном склоне Южного Урала как гранодиоритовая позднедевонская ассоциация генетически связанных плутонических пород, завершающая девонский базальтоидный магматизм среднедевонско-нижнекаменноугольного тектоно-магматического этапа [264]. В данной работе принимается более позднее название формации [46]. Как и для тоналит-гранодиоритовой формации, массивы ее длительные время считались фаціальными разновидностями позднекаменноугольных гранитных батолитовых интрузий и включались в состав гранитной формации Главного гранитного пояса Урала [77, 296, 307]. Интрузии тоналит-гранодиоритовой формации входят в состав позднедевонского краевого вулканоплутонического пояса [278]. На основании структурно-тектонического положения интрузий, состава и структурных особенностей слагающих их пород, а также связи их с базальтоидными породами краевого вулканоплутонического пояса в составе формации выделяются две субформации: батолитовых интрузий и интрузий вулканоплутонических комплексов.

Массивы субформации батолитовых интрузий формируются в антиклинальных купольных структурах Главного гранитного пояса Южного Урала (Джаныспайский, Каиндинский, Джабыгасайский). Нередко они занимают структурное положение предшествовавших им массивов тоналит-гранодиоритовой формации, пространственно совмещены с ними и интрузируют их. Такие взаимоотношения между гранитоидами тоналит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой формаций наблюдаются в западной части Каиндинского массива. Здесь, среди гранодиоритов Каиндинского массива, наблюдаются ксенолиты плагиогранитоидов Западно-Каиндинского массива, входящего в состав западного пояса интрузий тоналит-гранодиоритовой формации. Аналогичное развитие субформации батолитовых интрузий установлено П.В. Лядским в Джабыгасайском массиве, где формированию гранодиоритов предшествует становление интрузий тоналит-гранодиоритовой

вой формации. Такая последовательность событий характерна и для Джаньспайского массива, северная часть которого ранее выделялась в самостоятельный гранодиоритовый Аккудукский массив, а вмещающие его разгнейсованные плагиогранитоиды относились к гранито-гнейсовой серии [79]. Из-за отсутствия четких контактов между гранодиоритами и плагиогранитами и из-за сложности их взаимоотношений указанные комплексы были объединены в единый Джаньспайский pluton.

Массивы субформации батолитовых интрузий на больших площадях характеризуются выдержанностью структур и состава слагающих пород и не имеют тесной связи с базальтоидными вулканическими образованиями краевого вулканоплутонического пояса. В отличие от субформации интрузий вулканоплутонических комплексов они имеют значительно большие размеры сопоставимые с размерами батолитовых массивов синорогенной позднекаменноугольной гранитной формации Урала и характеризуются слабым развитием в эндоконтактах пород порфирировых фаций.

Интрузии субформации вулканоплутонических комплексов в отличие от субформации батолитовых интрузий структурно всегда связаны с развитием вулканотектонических депрессий краевого вулканоплутонического пояса. Все они контролируются субмеридиональными зонами глубинных разломов или оперяющих их тектонических нарушений и расположены в бортах вулканотектонических депрессий (Айдырлинский, Акжарский массивы) или в самих депрессиях (Киембаевский, Еленовский массивы и др.). Для массивов субформации отмечается невыдержанность петрографического состава и структурных особенностей слагающих пород и широкое развитие в эндоконтактах пород порфирировых фаций.

На основании структурно-тектонического положения к субформации интрузий вулканоплутонических комплексов несколько условно отнесен Шелкарский массив, по размерам и выдержанности структур и состава слагающих его пород стоящий ближе к субформации батолитовых интрузий.

Интрузии субформации вулканоплутонических комплексов в пределах вулканотектонических депрессий обычно приурочены к местам максимального развития базальтоидных вулканогенных образований средне-верхнедевонского возраста. Единство структурного контроля и близкий возраст становления интрузий и сопровождающих их вулканогенных образований позволяют относить их к типичным вулканоплутоническим ассоциациям, что было отмечено ранее [264]. Нередко они выполняют предполагаемые центры вулканических извержений (Айдырлинский, Еленовский и другие массивы), связаны с формированием вулканоплутонических куполов или приурочены к кальдерам оседания (Коскольский массив, расположенный к востоку от исследуемого района).

Становление интрузий происходило в гипабиссальных фациях глубинности, что подтверждается присутствием в краевых фациях массивов дацитовых порфириров (Южное окончание Айдырлинского массива) или диоритовых порфириров (западный эндоконтакт Киембаевского массива) с постепенным переходом их в раскристаллизованные мелко-среднезернистые кварцевые диориты—гранодиориты по мере продвижения от зоны контакта к центру массивов. Реставрация мощности отложений кровли массивов подтверждает сделанный вывод. Интрузивы гранодиоритов прорывают среднедевонские вулканогенные образования, а обломки гранодиоритов

и гальки их жильной серии уже встречаются в фаменских туфах и конгломератах, вследствие чего мощность их кровли в момент формирования определяется мощностью франских и, возможно, частично живетских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений и вряд ли превышала 1—2 км [228].

На основании геофизических и геологических данных предполагаются пластообразная (Акжарский массив), штокообразная и лакколитообразная (Еленовский массив) формы интрузий. Для некоторых интрузий характерно зональное строение, выраженное в смене ультраосновных и основных пород к умеренно кислым по мере продвижения от края к центру интрузии. Зональное строение имеют Киембаевский и Коскольский массивы. Подобное строение массивов обусловлено тектоническими условиями их формирования в кальдерах оседания (Коскольский массив) или в вулканокупольных структурах (Киембаевский массив). Ультраосновные породы в данном случае не имеют генетической связи с формацией, а являются протрузивными образованиями, сопровождающими становление гранитоидных интрузий. Это подтверждается отсутствием термального воздействия ультраосновных пород на вмещающие отложения.

Постоянное пересечение гранитоидами вулканитов свидетельствует о преобладающем асинхронном развитии вулканизма и плутонизма в вулканоплутоническом поясе. В контактах интрузий субформаций батолитовых и вулканоплутонических комплексов вмещающие базальтовые и андезитобазальтовые порфиры и их туфы часто превращены в амфиболиты (Каиндинский массив), метаморфические зеленые сланцы (Айдырлинский, Шелкарский и другие массивы). Мощность ореолов контактного метаморфизма интрузий не постоянна и варьирует от десятков до первых сотен метров. Иногда с ними связано образование маломощных зон гранатмагнетитовых (северный экзоконтакт Каиндинского массива) и гранатпироксеновых (южный экзоконтакт Акжарского массива) скарнов и кварцтурмалиновых метасоматитов (Еленовский массив), что не свойственно для других гранитоидных формаций.

Нижняя возрастная граница становления интрузий тоналитгранодиоритовой формации определяется интрузивным воздействием гранодиоритов на вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения среднедевонского возраста (Айдырлинский, Еленовский массивы). Верхняя возрастная граница их формирования в Аниховско-Еленовской вулканотектонической депрессии принимается дофаменской на основании налегания с размывом на гранодиориты Еленовского массива толщи вулканогенно-осадочных отложений фамена, перекрытой, в свою очередь, угленосными отложениями карбона.

В толще фаменских туфов правого берега р. Киембай обнаружены остроугольные обломки роговообманковых сиенитов и сиенито-диоритов, петрохимически сходных с сиенито-диоритами Еленовского массива. Кроме гранодиоритов, в обломках встречены дацитовые порфиры и лейкократовые роговообманковые кварцевые диоритпорфиры, сходные с породами жильной серии гранодиоритовых массивов Еленовской вулканической депрессии. В Кваркенской седловинной синклинали (Айдырлинский район) верхний возрастной предел формирования интрузий тоналитгранодиоритовой формации определяется присутствием галек дацитовых порфи-

ров в базальных конгломератах фамен-нижнетурнейской вулканогенно-осадочной толщи, вскрытой скважинами севернее Каиндинского массива. Дацитовые порфиры галек сходны с аналогичными породами жильной серии Каиндинского массива.

В восточной, внутренней части пояса верхний возрастной предел формирования некоторых интрузий относится к раннекаменноугольному возрасту на основании интрузивного воздействия гранодиоритов Шелкарского массива на осадочные образования фамен-нижнетурнейского возраста. Во внешней части пояса раннекаменноугольные интрузии тоналит-гранодиоритовой формации установлены в Пластовском районе [174]. Все это дает основание относить верхнюю возрастную границу становления интрузий тоналит-гранодиоритовой формации к раннему карбону.

Сходство возрастных пределов формирования гранодиоритов батолитовых и вулканоплутонических комплексов позволяет сделать вывод о параллельном развитии субформации батолитовых интрузий и интрузий вулканоплутонических комплексов, что является одной из характерных особенностей развития краевых вулканоплутонических поясов [39, 323]. Данные радиометрического определения возраста [60, 205] дают широкие пределы времени формирования гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, отражая, по-видимому, два этапа перекристаллизации пород: ранний, среднепалеозойский (325–370 млн лет) и более поздний — верхнепалеозойский (230–300 млн лет). Внедрение интрузий сопровождалось складчато-глыбовыми движениями, проявившимися на восточном склоне Урала в позднедевонско-раннетурнейское время, о чем свидетельствуют мощные отложения (иногда до 1 км) фаменской континентальной молассы, содержащей обломки гранитоидных пород тоналит-гранодиоритовой формации. Выходы таких отложений можно наблюдать по рекам Киембаи, Айдырля, в Сарьубинском грабене и др.

Становление интрузий характеризуется гомодромным типом развития от габбро до гранодиоритов—адамеллитов. Интрузии сопровождаются дайковой серией, сходной по составу с материнскими породами главных фаз. Среди даек преобладают гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, кварцевые диорит-порфиры, дацитовые порфиры и др. В местах пересечения интрузиями ультраосновных пород (Акжарский, Киембаевский массивы) развиты дайковые серии повышенной щелочности: сиенит-порфиры, плагиосиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенито-диоритовые порфириты, монзониты и др.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В тоналит-гранодиоритовой формации выделяются породы двух фаз. К ранней фазе относятся габбро, габбро-диориты, к поздней — диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, адамеллиты, сиенито-диориты, сиениты, монзониты, кварцевые сиениты, граносиениты (рис. 8, 9).

Габбро—габбро-диориты. Наблюдаются в виде как небольших самостоятельных массивов (Айдырлинский, Коклектинский и др.), так и ксенолитов среди гранитоидов второй фазы. Породы этой группы занимают

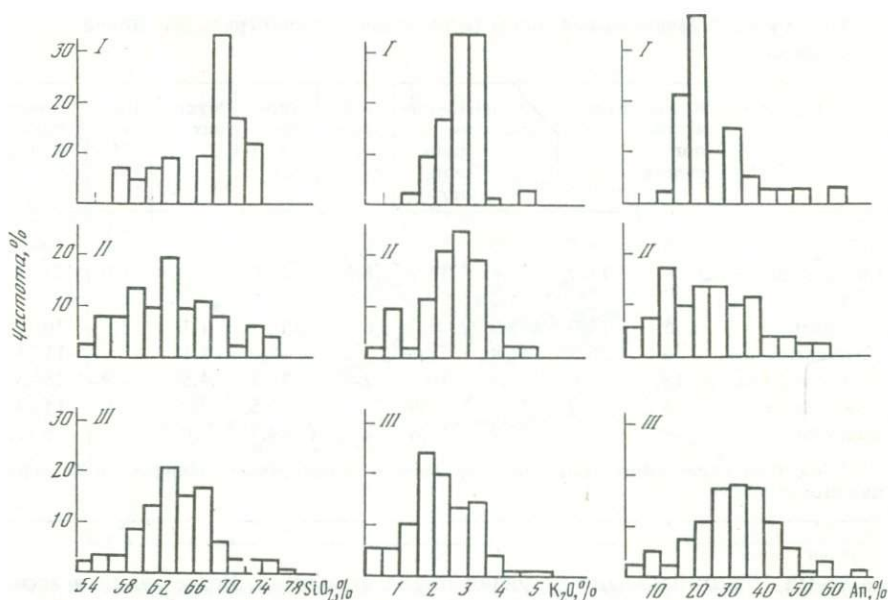


Рис. 8. Гистограммы распределения SiO_2 , K_2O , An (нормативный состав плагиоклаза) в породах тоналит-гранодиоритовой формации

I – Шелкарский массив, $n = 42$; II – вулканоплутонических интрузий, $n = 52$; III – батолитовых интрузий, $n = 144$

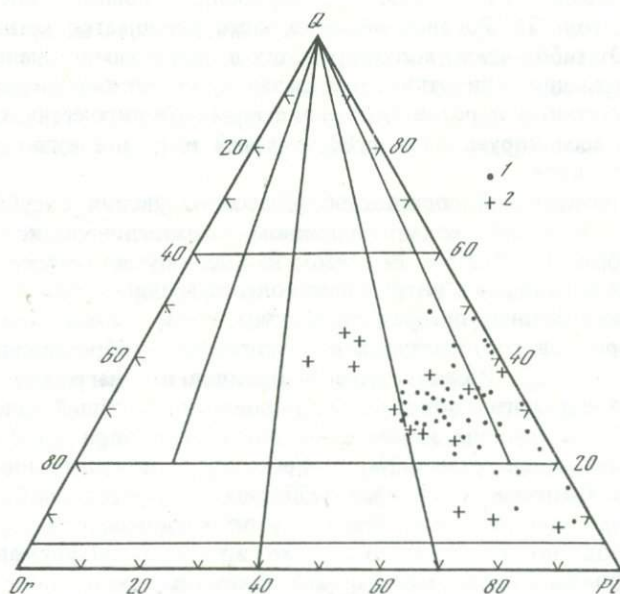


Рис. 9. Диаграмма приближенно-модального минерального состава пород вулканоплутонических интрузий (без Шелкарского массива) тоналит-гранодиоритовой формации (при расчете учитывались 20% альбитового компонента в калиевом полевом шпате)

1 – гранитоиды главной фазы; 2 – гранитоиды жильной серии

Т а б л и ц а 7. Минеральный состав (в %) пород* тоналит-гранодиоритовой формации

Порода	Количество подсчетов	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Амфибол + хлорит	Биотит + хлорит	Мусковит	Эпидот	Номер плагиоклаза
Габбро	3		38,0		60,0			2,0	40–45
Сиенито-диориты	4	11,0	52,4	15,0	8,5	11,0		1,0	27–35
Тоналиты	5	15,0	55,5	5,2	6,5	11,7	1,1	1,3	30–35
Плагиограниты	6	35,5	52,4	1,1		3,9	5,1		11–18
Гранодиориты	18	25,6	41,8	10,5	2,8	10,1	4,5	1,9	25–35
Адамеллиты	5	28,0	40,4	21,0		6,5	3,0	1,0	15–25
Граниты	3	31,7	37,9	16,6		4,7	6,0		9–15

*Подсчеты содержания минералов проведены в прозрачных шлифах на интеграционном столике.

не более 10% от площади развития пород формации. Встречаются в ассоциации с интрузиями субформации батолитовых и вулканоплутонических комплексов. Среди габброидов преобладает мелко-среднезернистое амфиболлизированное габбро с габбровой и пойкилоофитовой структурой. Плагиоклазы в них представлены эпидотизированным и соссуритизированным основным андезином и лабрадором, амфиболы — обыкновенной роговой обманкой (табл. 7). Роговая обманка часто замещается актинолитом и хлоритом. От габброидов, ассоциирующих с интрузиями тоналит-трондьемитовой формации, они отличаются развитием пойкилоофитовых структур и присутствием в роговой обманке реликтов пироксена, особенно в габброидах, ассоциирующих с субформацией интрузий вулканоплутонических комплексов.

Средний химический состав габбро, ассоциирующих с субформацией батолитовых интрузий, сходен с составом высокоглиноземистых безоливиновых габбро по Р. Дэли и близок к среднему химическому составу габбро, ассоциирующих с интрузиями тоналит-трондьемитовой формации. На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов габброидов располагаются в поле габбро, габбро-диоритов и диоритов (рис. 10, 11). Расположение габброидов на диаграмме А.Н. Заварицкого в поле диоритов обусловлено их пониженной общей железистостью по сравнению с средним химическим составом габбро по Р. Дэли. Это хорошо видно на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}' - \text{FeO}' - \text{MgO}$, где фигуративные точки большинства химических анализов габброидов субформации батолитовых интрузий расположены ниже тренда известково-щелочной серии интрузивных пород по Р. Дэли. В то же время в субформации встречаются габброиды с повышенной общей железистостью, химический состав которых приближается к таковому габброидов континентальных толеитовых серий (см. рис. 12). Взаимоотношения между этими двумя группами габброидов не установлены.

По нормативным пересчетам методом CIPW, среди габброидов пре-

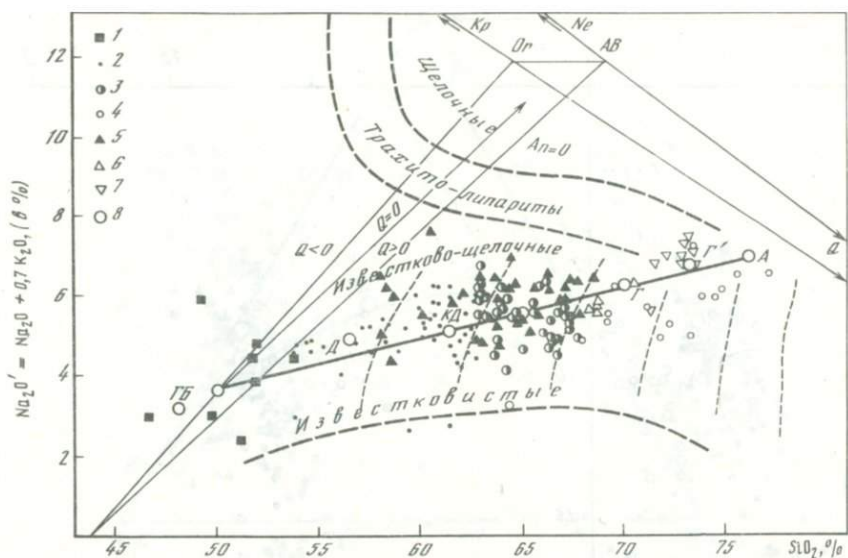


Рис. 10. Диаграмма химического состава пород батолитовых интрузий тоналит-гранодиоритовой формации в координатах $\text{Na}_2\text{O}' - \text{SiO}_2$ [361]

1 — габбро, габбро-диориты; 2 — диориты, кварцевые диориты; 3 — плагиогранодиориты; 4 — плагиоадамеллиты, плагиограниты; 5 — тоналиты, гранодиориты; 6 — адамеллиты; 7 — граниты; 8 — средние составы известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4)

обладают породы пересыщенные и насыщенные кремнеземом с нормативным гиперстеном, гиперстеном и кварцем и низким (менее 5%) содержанием нормативного оливина. И только габбро Каиндинского массива, содержащее нормативный нефелин, относится к щелочному типу пород, что хорошо видно на всех классификационных диаграммах (см. рис. 10, 11).

Средний химический состав габбро, ассоциирующих с интрузиями вулканоплутонических комплексов, отличается от габбро субформации батолитовых интрузий более низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , повышенными — CaO , MgO , суммы железа и приближаются к оливиновому диабазу по Р. Дэли (рис. 13, 14, табл. 4). Нормативные пересчеты химических анализов этих габброидов свидетельствуют о преобладающем развитии среди них насыщенных и недосыщенных кремнеземом габбро, содержащих 0,6–10,1% нормативного оливина. На классификационных диаграммах фигуративные точки их химических составов располагаются в поле среднего химического состава габбро по Р. Дэли и отклоняются в поле пород повышенной щелочности (габбро Кваркенского массива) или повышенной ферричности (габбро Кваркенского и Еленовского массивов) (см. рис. 13, 14).

Как видно из классификационных диаграмм, габброиды и гранитоиды второй фазы образуют единые парагенетические ряды. Наиболее отчетливо это проявлено в субформации батолитовых интрузий (см. рис. 10–12).

Среди гранитоидов второй фазы выделяются породы натриевой и калиево-натриевой серий. К натриевой серии относятся диориты, кварцевые

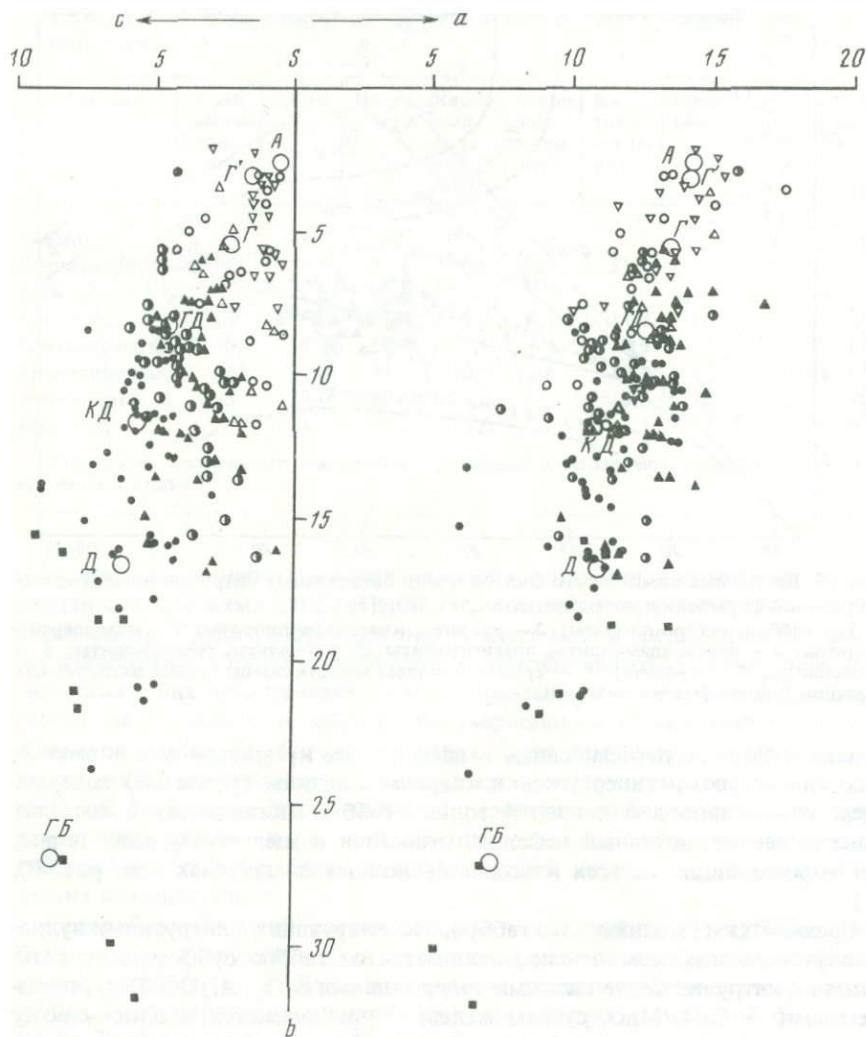


Рис. 11. Диаграмма химического состава пород батолитовых интрузий тоналит-гранодиоритовой формации [93]

Условные обозначения те же, что и на рис. 10

диориты, плагиограниты, плагиоадамеллиты, плагиограниты (грондьеиты). В калиево-натриевой серии выделяются два ряда пород: тоналиты—гранодиориты—адамеллиты—граниты и сиенито-диориты—монзониты—кварцевые сиениты—граносиениты. Между породами второй фазы чаще отмечаются постепенные переходы, реже наблюдаются резкие контакты.

По гистограммам распределения SiO_2 среди гранитоидов второй фазы преобладают породы среднего и умеренно кислого составов (см. рис. 8), и только в Шелкарском массиве преобладают гранитоиды кислого состава, что, вероятно, связано с его формированием в блоке с повышенной мощ-

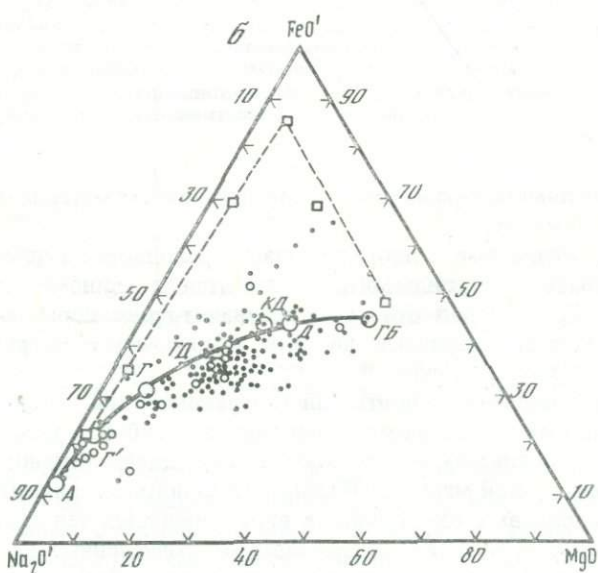
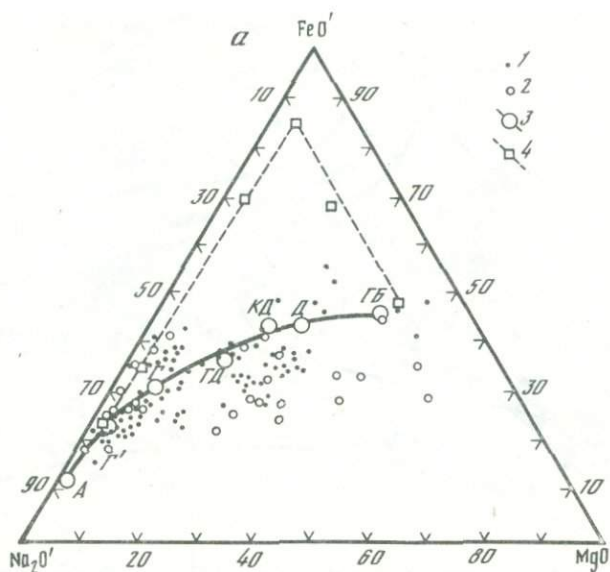


Рис. 12. Вариационные диаграммы $\text{Na}_2\text{O}'$ - FeO' - MgO пород тоналит-гранодиоритовой формации

a — вулканоплутонических интрузий, *б* — батолитовых интрузий

1 — породы основных фаз; 2 — породы жильной серии; 3 — вариационная кривая средних составов известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4); 4 — вариационная кривая интрузии Скергаард [326]

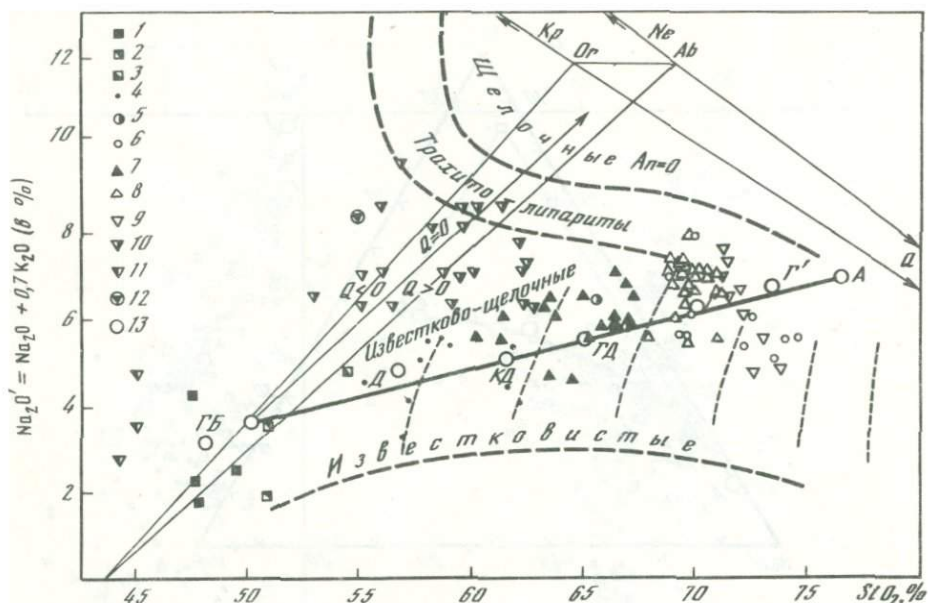


Рис. 13. Диаграмма химического состава пород вулканоплутонических интрузий тоналит-гранодиоритовой формации в координатах $Na_2O' - SiO_2$ [361]

1 — габбро; 2 — диабазы; 3 — спессартиты; 4 — диориты; кварцевые диориты; 5 — плагиогранодиориты; 6 — плагиоадамеллиты, плагиограниты; 7 — тоналиты, гранодиориты; 8 — адамеллиты; 9 — граниты; 10 — сиениты, сиенито-диориты, монцитоны, плагиосиенит-порфиры; 11 — габбро-монцитониты; 12 — сиенит из обломка фаненских туфов; 13 — средние составы известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4)

ностью гранито-метаморфического слоя и влиянием материала коры на состав исходной магмы.

Диориты—кварцевые диориты—плагиогранодиориты—плагиоадамеллиты—плагиограниты (трондьемиты) относятся к единому непрерывному ряду пород. Среди пород этого ряда в тоналит-гранодиоритовой формации наиболее развиты кварцевые диориты и плагиогранодиориты. С ними, обычно, ассоциируют диориты.

Диориты—кварцевые диориты—плагиогранодиориты. В целом в вулканоплутонических комплексах представляют собой группу гибридных образований, возникших в результате ассимиляции вулканогенных пород кровли гранитоидной магмой. Обычно они развиты в приконтактных частях гранодиоритовых интрузивов в виде небольших тел (мощностью десятки, реже сотни метров), содержащих многочисленные ксенолиты вмещающих пород и имеющих постепенные переходы в гранодиориты, что подтверждает их гибридное происхождение. В некоторых массивах субформации батолитовых интрузий (Джабыгасайском) породы этой группы имеют более широкое развитие и являются, по-видимому, малоортотлазовыми фаціальными разновидностями тоналитов—гранодиоритов. Макроскопически они представляют собой мелко-среднезернистые породы серого, светло-серого цвета, состоящие из плагиоклаза, амфибола, кварца, нередко с примесью криптопертитового ортоклаза. В отличие от аналогичных пород

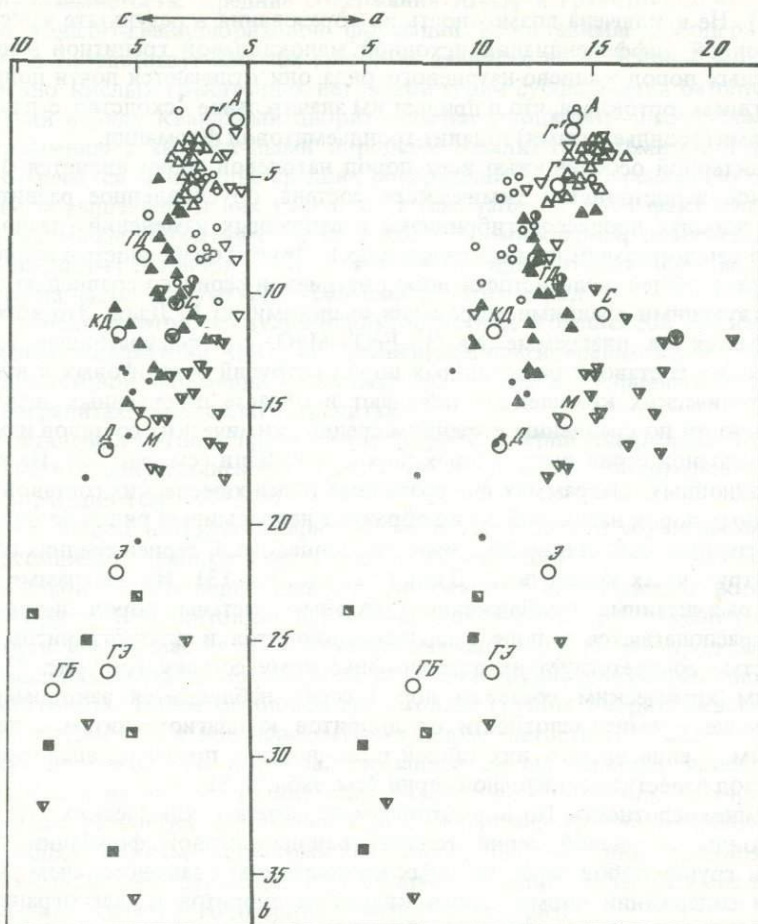


Рис. 14. Диаграмма химического состава пород вулканоплутонических интрузий тоналит-гранодиоритовой формации [93]

Средние составы щелочных интрузивных пород по Р. Дэли: С — сиениты; М — монациты; Э — эссекситы; ГЭ — габбро-эссекситы; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 13.

тоналит-трондьемитовой формации в породах этой группы обычно развит парагенезис с роговой обманкой, в то время как в тоналит-трондьемитовой формации, начиная с кварцевых диоритов, из темноцветных минералов преобладает биотит, а роговая обманка, как правило, отсутствует.

Плагиаодамеллиты—плагииграниты (трондьемиты). Занимают не более 10–15% площади формации. Это светло-серые массивные или гнейсифицированные породы, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита, хлорита. По сравнению с кварцевыми диоритами они имеют более лейкократовый облик и более высокое содержание кварца (см. табл. 4). Часть плагиигранитов в составе формации образовалась гибридным путем, что доказывается постепенной сменой пород от адамеллитов через плагииграниты—кварцевые диориты—диориты к ксенолитам вулканогенных пород (Каиндинский

массив). Не исключена возможность их образования в результате кристаллизационной дифференциации исходной малокалиевой гранитной магмы. От кислых пород калиево-натриевого ряда они отличаются почти полным отсутствием ортоклаза, что и придает им значительное сходство с плагιοгранитами (трондьемитами) тоналит-трондьемитовой формации.

Характерной особенностью всех пород натриевой серии является относительное непостоянство химического состава, обусловленное развитием в этих породах процессов гибридизма и вторичных изменений (деанортизации и серицитизации плагииоклазов и др.). Другой особенностью является понижение общей железистости пород натриевой серии по сравнению с соответствующими средними мировыми аналогами по Р. Дэли. Это хорошо наблюдается на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}'\text{--FeO}'\text{--MgO}$, где фигуративные точки химических составов гранитоидных пород интрузий батолитовых и вулканоплутонических комплексов попадают в область пониженных значений железистости по сравнению с трендом средних химических составов известково-щелочной серии интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 12). На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов гранитоидных пород натриевой серии образуют непрерывный ряд от диорита до плагиигранита, сопоставимый с известково-щелочной серией средних составов интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 10, 13). На диаграмме $Or\text{--}Q\text{--}Pl$ рассчитанные приближенно-модальные составы пород натриевой серии располагаются в поле кварцевых диоритов и плагиигранитов, что полностью соответствует их петрографическому составу (см. рис. 9). По средним химическим составам пород серии наблюдается закономерное увеличение кремнекислотности от диоритов к плагиигранитам с параллельным увеличением в них общей щелочности в пределах, аналогичных для пород известково-щелочной серии (см. табл. 4, 5).

Кремнекислотность. По нормативным пересчетам химических анализов гранитоиды натриевой серии тоналит-гранодиоритовой формации относятся к группе пород пересыщенных кремнеземом с закономерным увеличением содержаний нормативного кварца от диоритов к плагиигранитам. В диоритах и кварцевых диоритах батолитовых интрузий среднее содержание нормативного кварца приближается к содержанию кварца в средних аналогичных породах по Р. Дэли, что свидетельствует о принадлежности диоритов и кварцевых диоритов к нормальной по щелочности группе пород. Более кислые гранитоиды натриевой серии батолитовых интрузий характеризуются большей пересыщенностью кремнеземом по сравнению с средним трондьемитом по Р. Дэли, что определяется их меньшей щелочностью. Таким образом, гранитоиды натриевой серии батолитовых интрузий по кремнекислотности полностью соответствуют аналогичным породам тоналит-трондьемитовой формации.

Кислые и умеренно кислые натриевые гранитоиды вулканоплутонических комплексов ряда кварцевый диорит—плагиигранодиорит—плагииадамеллит отличаются от аналогичных пород батолитовых интрузий меньшей кремнекислотностью (меньшим содержанием нормативного кварца) в связи с увеличением их общей щелочности. Более кислые гранитоиды натриевой серии ряда плагиигранит—лейкоплагиигранит (трондьемит) батолитовых вулканоплутонических комплексов по кремнекислотности не различаются (см. табл. 4, 5).

Глиноземистость. Средние содержания Al_2O_3 в гранитоидах натриевой серии тоналит-гранодиоритовой формации сопоставимы с содержанием Al_2O_3 в соответствующих им мировых аналогах по Р. Дэли. В кислых и умеренно кислых гранитоидах натриевой серии субформации батолитовых интрузий в ряду кварцевый диорит—плагиогранодиорит—плагиоадамеллит по сравнению с аналогичными породами тоналит-трондьемитовой формации отмечается понижение средних содержаний Al_2O_3 параллельно с некоторым повышением в них CaO и MgO (см. табл. 4). Этот факт подтверждает различные магматические источники формирования, плагиогранитоидов тоналит-гранодиоритовой и тоналит-трондьемитовой формаций, несмотря на частое структурное совмещение этих пород.

В плагиогранитоидах вулcano-плутонических комплексов тенденция к снижению содержаний Al_2O_3 по сравнению с плагиогранитоидами тоналит-трондьемитовой формации отчетливо проявлена в кварцевых диоритах, плагиогранитах, лейкоплагиогранитах.

В остальных группах гранитоидов натриевой серии содержание Al_2O_3 сопоставимо с содержанием его в аналогичных породах тоналит-трондьемитовой формации (см. табл. 4).

Среди пород натриевой серии встречаются разности нормального типа и пересыщенные глиноземом. В обеих субформациях преобладают породы в различной степени пересыщенные глиноземом, т.е. содержащие нормативный корунд. В гранитоидах вулcano-плутонических комплексов глиноземистость увеличивается от основных к кислым группам пород. Обычно пересыщенные глиноземом породы развиты в группе плагиогранодиорита—плагиогранита. Более основные гранитоиды группы диорита—кварцевого диорита относятся к нормальному по глиноземистости типу пород и не содержат нормативного корунда. Указанная закономерность менее четко проявлена в натриевых гранитоидах батолитовых интрузий. Тем не менее в кислых разностях гранитоидов этих интрузий отчетливо наблюдается повышение частоты встречаемости пород, пересыщенных глиноземом, а гранитоиды, не содержащие нормативного корунда, более развиты в группе диорита—кварцевого диорита—плагиогранодиорита.

Щелочность. По коэффициенту общей щелочности гранитоиды натриевой серии тоналит-гранодиоритовой формации в целом относятся к группе пород нормальной щелочности, что соответствует их минеральному составу и принадлежности гранитоидов к первому полю щелочности диаграммы Д.С. Коржинского [122]. В гранитоидах батолитовых интрузий значения коэффициента общей щелочности закономерно повышаются от средних ($A = 1,52$) к кислым ($A = 2,19-2,65$) породам.

В гранитоидах вулcano-плутонических комплексов эта закономерность выражена менее отчетливо. Умеренно кислые натриевые гранитоиды вулcano-плутонических комплексов являются более щелочными, чем аналогичные породы субформации батолитовых интрузий, в то время как для кислых плагиогранитов сравниваемых субформаций устанавливаются обратные соотношения по щелочности (см. табл. 4).

В химическом составе пород натриевой серии преобладают породы с содержанием 15–30% К в сумме щелочей, что соответствует в среднем содержанию 1,5–2,0% K_2O . В наиболее кислых лейкоплагиогранитах субформаций батолитовых интрузий и интрузий вулcano-плутонических комплексов

содержание K_2O снижается до 0,5–1,0% (см. табл. 4). Аналогичная закономерность наблюдается в кислых и ультракислых гранитоидах натриевой серии, особенно в дайках, и в тоналит-гранодиоровой формации.

Железистость. Среди гранитоидов натриевой серии тоналит-гранодиоровой формации преобладают породы с коэффициентом общей железистости 40–60% и коэффициентом окисленности железа 20–60%. В кислых гранитоидах натриевой серии по сравнению с средними и умеренно кислыми отмечается повышение частоты встречаемости пород с большими значениями коэффициентов общей железистости и окисленности железа, достигающими соответственно 90 и 80%. В целом для гранитоидов натриевой серии характерны пониженные значения коэффициента общей железистости по сравнению со средними значениями химических составов аналогичных интрузивных пород по Р. Дэли. Это объясняется, с одной стороны, пониженной железистостью слагающих их темноцветных минералов, с другой — низкими значениями содержаний акцессорного магнетита по сравнению с породами высокомагнетитовых гипабиссальных габбро-гранитных серий [331, 364].

Тоналиты—гранодиориты—адамеллиты—граниты. Представляют собой генетически связанный ряд пород, развитый в субформации батолитовых интрузий и вулcano-плутонических комплексов.

Тоналиты—гранодиориты преобладают в составе формации. Макроскопически это среднезернистые, реже средне-крупнозернистые, иногда порфириовидные породы серого цвета, состоящие из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, амфибола и биотита. В них наиболее развиты монзонитовая и гранитовая структуры, реже наблюдается микропегматитовая структура (Айдырлинский массив). Плагиоклазы интенсивно замещаются соссоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом. Состав их отвечает андезину и олигоклазу. Среди калиевых полевых шпатов преобладает нерешетчатый криптопертитовый промежуточный и высокий ортоклаз. Амфиболы представлены зеленой, реже сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой. Роговая обманка замещается актинолитом, биотитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом. Биотит бурый, буро-зеленый, низкожелезистый (см. гл. III).

Адамеллиты—граниты в своем составе большинства интрузивов формации имеют подчиненное развитие (10–30%), и лишь в Шелкарском массиве доля этих пород увеличивается до 60% (см. рис. 8). От пород группы тоналита—гранодиорита адамеллиты—граниты отличаются большей лейкократовостью благодаря более высокому содержанию кварца и преобладающему развитию из темноцветных минералов биотита (см. табл. 6). Обычно они располагаются в центральной части изометричных интрузивов (Айдырлинский, Колубаевский) или в висячем боку пластообразных интрузивных тел (Каиндинский массив). Между адамеллитами—гранитами и тоналитами—гранодиоритами отмечаются как постепенные переходы, так и резкие контакты.

Приближенно-модальные составы пород калиево-натриевой серии на диаграмме *Or-Q-Pl* располагаются в поле гранодиоритов (см. рис. 9). На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов гранитоидов калиево-натриевой серии образуют непрерывный ряд пород, сходный с таковым главной известково-щелочной серии интрузив-

ных пород по Р. Дэли (см. рис. 10, 11, 13, 14). Особенности этого ряда являются разброс фигуративных точек по отношению к тренду главной известково-щелочной серии по Р. Дэли и некоторое обособление кислой группы пород (адамеллитов—гранитов) в составе ряда.

Разброс фигуративных точек химических составов гранитоидов на классификационных диаграммах отражает, с одной стороны, явления гибридизма, особенно в субформации интрузий вулканоплутонических комплексов (повышение меланократовости пород), с другой — связан с увеличением общей щелочности пород вследствие проявления в них процесса "мондонитизации" (первичного обогащения калиевым полевым шпатом) и деанортизации и серицитизации плагиоклазов. Повышение щелочности пород при деанортизации и серицитизации плагиоклазов определяется увеличением в них натрия. Процесс этот в гранитоидах не является изохимическим, о чем свидетельствуют повышение кислотности плагиоклазов и понижение известковистости пород (параметра c) по сравнению с аналогичными характеристиками средних химических составов мировых аналогов по Р. Дэли (см. рис. 11, 14).

Обособленность на классификационных диаграммах кислых пород калиево-натриевой серии, особенно на диаграмме $Na_2O' - SiO_2$ (см. рис. 10, 13), подтверждает высказанное предположение о формировании этих пород из самостоятельных магматических очагов. При этом установлены два тренда эволюции кислых магм. Один из них определяется при увеличении кремнекислотности снижением общей щелочности пород в ряду адамеллит—гранит и соответствует тренду кристаллизации кислых и ультракислых плагиогранитоидных пород (см. рис. 13). Этот тренд кристаллизации гранитоидов установлен в субформации интрузий вулканоплутонических комплексов. Второй — определяется параллельным увеличением кремнекислотности и общей щелочности пород, т.е. полностью соответствует эволюции известково-щелочного ряда по Р. Дэли и проявлен в субформации батолитовых интрузий (см. рис. 10).

Характерной особенностью гранитоидов калиево-натриевой серии, также как и натриевой, является пониженная железистость по отношению к главному известково-щелочному тренду средних составов изверженных пород по Р. Дэли. Особенно это выражено в группе умеренно кислых гранитоидных пород (см. рис. 12).

Кремнекислотность. По нормативным пересчетам химических анализов гранитоиды калиево-натриевой серии относятся к группе пород пересыщенных кремнеземом с закономерным увеличением содержаний нормативного кварца от тоналитов к адамеллитам—гранитам (см. табл. 4). Среднее содержание нормативного кварца в тоналитах—гранодиоритах несколько ниже его содержаний в аналогичных средних типах пород по Р. Дэли. Понижение кремнекислотности пород группы тоналита—гранодиорита по сравнению с кремнекислотностью аналогичных средних составов пород по Р. Дэли объясняется их повышенной щелочностью. Кремнекислотность пород группы адамеллита—гранита сопоставима с кремнекислотностью соответствующих средних химических аналогов по Р. Дэли.

Глиноземистость. Гранитоиды калиево-натриевой серии характеризуются обычными для гранитоидов устойчивыми содержаниями Al_2O_3 , что подтверждается низкими значениями среднеквадратических отклонений

и коэффициентов вариации в его распределении. Значения среднеквадратических отклонений и коэффициентов вариации распределения Al_2O_3 в гранитоидах закономерно снижаются от средних пород к кислым. Средние содержания Al_2O_3 в умеренно кислых гранитоидах, тоналитах—гранодиоритах характеризуются более низкими значениями по сравнению с средними содержаниями Al_2O_3 в интрузивных аналогах по Р. Дэли. В кислых гранитоидах, амаеллитах—гранитах, напротив, средние содержания Al_2O_3 на 1–1,5% выше содержаний глинозема в интрузивных аналогах по Р. Дэли. Наиболее повышенные содержания Al_2O_3 установлены в амаеллитах—гранитах субформации интрузий вулcano-плутонических комплексов. Амаеллиты—граниты субформации батолитовых интрузий по содержанию Al_2O_3 сопоставимы с аналогичными породами тоналит-грондьемитовой формации (см. табл. 4).

По пересчетам химических анализов на нормативный состав среди гранитоидов калиево-натриевой серии встречаются разности нормального типа и пересыщенные глиноземом. В субформации батолитовых интрузий гранитоиды пересыщенные глиноземом составляют 78% от общего количества химических анализов и только 22% падает на породы нормального типа, не содержащие нормативного корунда. В субформации интрузий вулcano-плутонических комплексов гранитоиды нормального типа и пересыщенные глиноземом развиты в равных соотношениях. При этом гранитоиды не содержащие нормативного корунда существенно преобладают в средней и умеренно кислой группе пород, а гранитоиды, пересыщенные глиноземом, чаще встречаются в группе амаеллита—гранита. Аналогичная закономерность установлена в субформации батолитовых интрузий: с повышением кремнекислотности в гранитоидах этих интрузий отмечается повышение частоты встречаемости пород пересыщенных глиноземом.

Щелочность. По коэффициенту общей щелочности гранитоиды калиево-натриевой серии, так же как и натриевой, относятся к известково-щелочной группе пород, что подтверждается их минеральным составом. В то же время они отчетливо во всех группах имеют большие значения коэффициентов общей щелочности по сравнению с аналогичными по кремнекислотности гранитоидами натриевой серии. Наиболее высокие значения коэффициентов общей щелочности (2,13–2,19) установлены в тоналитах—гранодиоритах, что позволяет сравнивать их с кварцевыми монцонитами или сиенито-гранодиоритами. Это подтверждается более высокими содержаниями в них K_2O (3,09–3,11%) по сравнению с содержанием K_2O в средних гранодиоритах по Р. Дэли. Кислые гранитоиды группы амаеллита—гранита по коэффициенту общей щелочности относятся к нормальному по щелочности типу пород.

В гранитоидах субформации батолитовых и вулcano-плутонических интрузий в целом наблюдается закономерное увеличение коэффициента общей щелочности от средних к кислым группам пород. В субформации батолитовых интрузий из этого ряда выпадают граниты с содержанием $SiO_2 = 72,9\%$, коэффициент общей щелочности которых повышается до 3,20 за счет увеличения калия. Повышение содержания K_2O до 4,0% в гранитах и лейкогранитах субформации батолитовых интрузий приближает их химический и минеральный состав к позднекаменноугольным гранитам,

что дает основание предполагать развитие в субформации батолитовых интрузий гранитов верхнепалеозойского этапа регенерации. Более низкие содержания K_2O в гранитах вулканоплутонических комплексов и отсутствие галек гранитов с высоким содержанием калия в фаменских и нижнекаменноугольных конгломератах косвенно подтверждают это предположение.

В гранитоидах калиево-натриевой серии преобладают породы с содержанием калия 30–45% в сумме щелочей, что соответствует в среднем содержанию около 3% K_2O . Во всех гранитоидах калиево-натриевой серии натрий преобладает над калием (за исключением лейкогранитов). В субформации батолитовых интрузий в поздних наиболее кислых гранитоидах калиево-натриевой серии содержание калия увеличивается, что существенно отличает их тренды кристаллизации от кислых гранитоидов натриевой серии, содержание калия в которых понижается при увеличении кремнекислотности пород. В средних химических составах гранитоидов калиево-натриевой серии вулканоплутонических комплексов содержание калия остается относительно постоянным во всех группах пород и мало зависит от содержания в них кремнезема (см. табл. 4).

Железистость. Общая железистость гранитоидов калиево-натриевой серии изменяется от 40 до 80%. В обеих субформациях в целом установлена прямая зависимость коэффициентов общей железистости от кремнекислотности пород. Пониженные значения коэффициентов общей железистости (40–60%) характерны для группы тоналита–гранодиорита, повышенные (60–80%) – для адамеллита–гранита. В калиево-натриевой серии преобладают гранитоиды с коэффициентом окисленности железа, равным 30–70%, т.е. они наиболее окислены, чем комагматичные им гранитоиды натриевой серии.

В отличие от коэффициента общей железистости между коэффициентом окисленности железа и кремнекислотностью пород нет четко выраженной зависимости. Хотя в кислых гранитоидах значения коэффициента окисленности чаще более высокие, чем в умеренно кислых.

Как уже отмечалось, характерной особенностью химизма пород калиево-натриевой серии является пониженная общая железистость (т.е. повышенная магнезиальность) по сравнению с аналогичными породами по Р. Дэли (см. рис. 12) или с интрузивными аналогами Южно-Калифорнийского батолита – эталона типичных известково-щелочных серий [201]. Повышенная магнезиальность гипабиссальных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации связана с пониженным содержанием в них акцессорного магнетита по сравнению с породами высокомагнетитовых гипабиссальных габбро-гранитных серий [364].

Габбро-сиениты–сиенито-диориты–монзониты–кварцевые сиениты–граносиениты. В формации развиты незначительно. Обычно породы этой группы встречаются в субформации интрузий вулканоплутонических комплексов, особенно в местах пересечения ими массивов ультраосновных пород, что отмечалось [40]. Реже они встречаются в субформации батолитовых интрузий. Чаще всего это дайкообразные тела мощностью в несколько метров, иногда десятки метров. Сиенито-диориты нередко постепенно переходят в породы группы тоналита–гранодиорита. Значительная часть сиенитоидных пород вскрыта скважинами колонкового бурения среди блока

серпентинитов Киембаевского массива, заключенного между Акжарским и Киембаевским гранодиоритовыми интрузиями (см. рис. 1). Выделяются две группы пород: габбро-сиениты и сиенито-диориты—монцониты—кварцевые сиениты—граносиениты.

Габбро-сиениты встречаются в виде даек мощностью 0,4—1,6 м. Это темно-серые меланократовые породы от тонкозернистых до хорошо раскристаллизованных разностей, порфириновые и равномернозернистые, состоящие из плагиоклаза, ортоклаза, амфибола и биотита. Плагиоклазы замещаются эпидотом, цоизитом, темноцветные минералы — эпидотом, цоизитом, хлоритом. Сиенито-диориты—монцониты—кварцевые сиениты—граносиениты более развиты, чем габбро-сиениты. По петрографическому составу ортоклазосодержащие разности пород этой группы (сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты) в субформации батолитовых интрузий сходны с тоналитами—гранодиоритами и отличаются от них несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата.

Более сложной является группа монцонита—кварцевого сиенита, развитая среди ультраосновных пород, ассоциирующих с интрузиями вулканоплутонической субформации (Киембаевский массив). В ней выделяются малоортоклазовые и ортоклазовые разновидности пород, содержащие до 30% ортоклаза. Среди них развиты как тонкозернистые порфириновые, так и хорошо раскристаллизованные равномернозернистые разности. Монцониты и кварцевые сиениты — макроскопически серые, светло-серые породы лейкократового и мезократового облика, состоящие из кислого плагиоклаза (олигоклаза, альбит-олигоклаза), зеленой роговой обманки, ортоклаза, кварца и иногда бурого биотита. Первичный состав этих пород значительно изменен вторичными процессами, в связи с чем амфиболы замещаются эпидотом, плагиоклазы — минералами группы эпидота и серицитом. Характерной особенностью пород группы монцонита—кварцевого сиенита является парагенезис кислого плагиоклаза и роговой обманки при низких содержаниях модалного кварца. Появление таких пород не может быть объяснено процессами альбитизации, так как в большинстве случаев среди них нет достаточно широко проявленного замещения ранних плагиоклазов "занозистым" или шахматным альбитом, что характерно для большинства альбитизированных гранитоидов как тоналит-гранодиоритовой, так и наиболее ранней тоналит-трондьемитовой формации.

По химическому составу все сиенитоиды относятся к средней по кремнекислотности группе пород и образуют ряд повышенной щелочности от габбро-сиенита до граносиенита. Характерной особенностью химического состава пород этого ряда является чрезвычайно низкая железистость, что подтверждается расположением фигуративных точек химических составов на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}' - \text{FeO}' - \text{MgO}$ ниже тренда интрузивных пород известково-щелочной серии по Р. Дэли (см. рис. 12, а). На классификационных диаграммах фигуративные точки химического состава сиенитоидов образуют два обособленных поля, соответствующих составу сиенито-диоритов—монцонитов—кварцевых сиенитов и габбро-сиенитов (см. рис. 13, 14).

Для габбро-сиенитов характерны: низкая общая железистость ($f = 22-33\%$), высокое содержание калия в сумме щелочей, равное 47—68%, что увязывается с присутствием в их составе ортоклаза, недонасыщенность кремнеземом, постоянное присутствие в нормативном составе нефелина

(3,2–9,1%) и оливина (8,2–17,6%), иногда лейцита (11,8–13,6%). Часть габбро-сиенитов соответствует габбро-эссекситу и габбро-шонкиниту. Габброиды с нормативным лейцитом по главным петрохимическим характеристикам соответствуют беербихиту и лейцитовому абсарокиту. Высокая щелочность и магнезиальность позволяют относить их к производным глубинных очагов щелочных оливиновых базальтов.

Сиенито-диориты–монзониты–кварцевые сиениты по главным петрохимическим характеристикам сопоставимы с средними химическими составами монзонитов и щелочноземельных сиенитов–трахиандезитов по Р. Дэли, отличаясь от них меньшими значениями известковистости (параметра c ; см. рис. 14). Среди этой группы развиты породы натриевой и калиево-натриевой серий с содержанием калия в сумме щелочей соответственно 7–21 и 28–63%, что соответствует их петрографическому составу. Присутствие в нормативном составе некоторых натриевых сиенитов оливина и в единичных случаях нефелина наряду с геологическими и петрографическими признаками подтверждает их магматическое происхождение.

По данным нормативных пересчетов химических анализов, среди сиенитоидов незначительно преобладают разности, пересыщенные кремнеземом с закономерным увеличением нормативного кварца от монзонитов к граносиенитам. Среди сиенитоидов более развиты породы нормального типа, не содержащие нормативного корунда. Породы пересыщенные глиноземом, с нормативным корундом, составляют не более 25% химических анализов пород сиенитоидной группы.

По коэффициенту общей железистости средние химические составы пород с содержанием кремнезема 54–57% сопоставимы с монзонитами и трахиандезитами с содержанием 57–63% – с щелочноземельным сиенитом всех типов по Р. Дэли (см. табл. 4, рис. 14). Среди сиенитоидов преобладают породы с коэффициентом общей железистости 20–45% и степенью окисленности железа 10–50%, т.е. для них, также как и для всех пород формации, характерны пониженные содержания акцессорного магнетита по сравнению с породами высокомагнетитовых гипабиссальных габбро-гранитных серий [364].

АДАМЕЛЛИТ-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ (D_3-C_1)

Формация ранее была выделена авторами [264] как среднегерцинская посторогенная гранитная, завершающая каледонский тектоно-магматический цикл. Дальнейшие исследования позволили нам включить ее в состав краевого вулканоплутонического пояса [278] и дать название адамеллит-гранитная. Под этим названием формация позднее была выделена к югу от исследуемого района в Мугоджарском антиклинории [331]. К формации относится Средне-Ушкаттинский массив и ранние гранитоиды полиформационной Кумакской гранитной дайки (см. рис. 1). Нижне-Ушкаттинский и Верхне-Ушкаттинский гранитные массивы к адамеллит-гранитной формации отнесены предположительно на основании единства структурного контроля с Средне-Ушкаттинским массивом.

Единство возрастного и структурного контроля с интрузиями тоналит-гранодиоритовой формации позволяет относить адамеллит-гранитную

формацию к позднему этапу развития краевого вулканоплутонического пояса как в исследованном районе, так и к югу от него, в Мугоджарском антиклинории, где она представлена Кайрактинским комплексом [113, 314]. В отличие от интрузий тоналит-гранодиоритовой формации, приуроченной к унаследованно-наложенным прогибам, интрузии адамеллит-гранитной формации расположены в наложенных структурах древних алохтонных блоков с повышенной мощностью гранито-метаморфического слоя и сопоставимы с гранитными интрузиями зон активизации консолидированных участков (жестких блоков) складчатых областей. Для них характерны дайкообразные формы тел, вытянутые в субмеридиональном направлении, и приуроченность интрузий к тектоническим границам вулканотектонических депрессий краевого пояса с древними алохтонными блоками (Средне-Ушкаттинский массив) или к продолжению этих депрессий в древних блоках (Кайрактинский массив). На исследованной территории интрузии формации не сопровождаются комагматичными им вулканитами, в то время как в Мугоджарском антиклинории формация представлена типичной вулканоплутонической ассоциацией андезит-дацит-липарит-гранитного состава с существенным преобладанием гранитов (Кайрактинский комплекс).

В контактах интрузий развиты процессы ороговикования, окварцевания, реже наблюдаются инъекционные гнейсы (западный контакт Средне-Ушкаттинского массива). Мощность зон контактного метаморфизма вмещающих пород изменяется от десятков до первых сотен метров.

Нижний возрастной предел становления интрузий адамеллит-гранитной формации считается послележиветским на основании интрузивного воздействия гранитов на среднедевонские вулканиты Еленовской вулканотектонической депрессии. Такие взаимоотношения наблюдаются на правом берегу р. Ушкаты в восточном контакте Средне-Ушкаттинского массива. Здесь в гранитах видны ксенолиты хлоритизированных вмещающих вулканогенных пород, ориентированные согласно плоскости контакта. Верхний возрастной предел становления интрузий формации определяется как доверхнетурнейский на основании широкого развития галек гранитоидов, сходных с гранитами данной формации, в базальтных конгломератах верхнетурнейско-нижневизейских терригенных и средне-визейско-намюрских терригенно-карбонатных отложений района [269].

Определение возраста калий-аргоновым методом по калиевому полевому шпату, мусковиту и в целом по породе составляют 251–382 млн лет [61, 62]. Указанный возрастной диапазон отражает длительную историю формирования гранитов, что подтверждается в ряде случаев двухстадийным образованием биотита, калиевого полевого шпата и мусковита. Ранний этап связан с процессами высокотемпературной автотемпературной перекристаллизации гранитов, поздний — с их метаморфическим преобразованием в условиях фации зеленых сланцев (катаклаз и площадная серицитизация гранитов Средне-Ушкаттинского массива) и последующей микроклинизацией и регенерацией гранитов в верхнепалеозойский тектоно-магматический этап.

Интрузии адамеллит-гранитной формации кристаллизовались в условиях промежуточных между мезоабиссальными и гипабиссальными фациями глубинности, что подтверждается отсутствием в их экзоконтактах зака-

ленных порфировых фаций, меньшим развитием в слагающих их гранитах мирмекитовых структур [364] и более высокотемпературным калиевым полевым шпатом по сравнению с гранитами позднекаменноугольной гранитной формации.

Крупные интрузии адамеллит-гранитной формации, как и других формаций, характеризуются полиформационным развитием. В Средне-Ушкаттинском массиве становлению гранитов формации предшествовало формирование более раннего плагиигранитного комплекса, который на основании сходства петрографического состава пород нами условно относится к силур-раннедевонской тоналит-грондьемитовой формации. Плагиигранитоиды раннего интрузивного комплекса встречены в западном и восточном контактах Средне-Ушкаттинского массива, а также в виде ксенолитов наблюдаются среди гранитов массива. Аналогичная последовательность развития гранитоидного магматизма установлена в Верхне-Ушкаттинском массиве, в южной половине которого установлено концентрически-зональное строение. В центральной части массива развиты биотитовые плагииграниты и амфибол-биотитовые адамеллиты-гранодиориты, которые окаймляются огнейсованными лейкократовыми биотитовыми двуслюдяными гранитами. Переход между гранитоидами постепенный. Как показали микроскопические исследования, концентрическая зональность возникла вследствие микроклинизации пород более раннего плагиигранит-гранодиоритового комплекса. Процессы микроклинизации, по данным калий-аргонового датирования полевопшатовой фракции [60], связаны с верхнепалеозойским тектоно-магматическим этапом.

Для адамеллит-гранитной формации характерна гомодромная последовательность развития гранитоидного магматизма. Между гранитоидами формации отмечаются как четкие контакты, так и постепенные переходы. Жильная серия интрузий адамеллит-гранитной формации представлена лампрофирами, гранит-порфирами, аплитами, пегматитами. По сравнению с интрузиями позднекаменноугольной гранитной формации они характеризуются меньшим развитием процессов пегматитогенеза.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АДАМЕЛЛИТ-ГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ

В адамеллит-гранитной формации развиты адамеллиты, граниты, лейкограниты (рис. 15). Согласно гистограммам распределения SiO_2 , наибольшее развитие в составе формации получили граниты и лейкограниты, что выражено двумя относительными максимумами в распределении кремнезема, равными 72–73 и 74–75% (рис. 16). Появление на гистограмме распределения SiO_2 максимума, соответствующего глубинным гранитам, а не адамеллитам, как это свойственно гипабиссальным гранитным сериям, по-видимому, обусловлено более глубинными, мезоабиссальными условиями их кристаллизации. Значительное развитие гранитов с содержанием SiO_2 72–73% также свойственно Кайрактинскому комплексу [113, 314]. Все это позволяет говорить о широком развитии в составе формации гранитов, соответствующих среднему уральскому граниту по Д.С. Штейнбергу [357, 358], мировому граниту по С.Р. Нокколдс

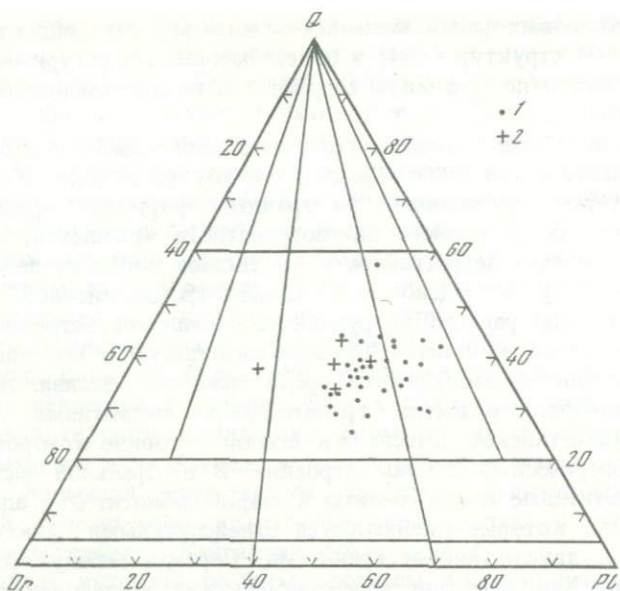


Рис. 15. Диаграмма приближенно-модального минерального состава пород адамеллит-гранитной формации (при расчете учитывались 10% альбитового компонента в калиевом полевом шпате)

1 — граниты главной фазы; 2 — граниты жильной серии

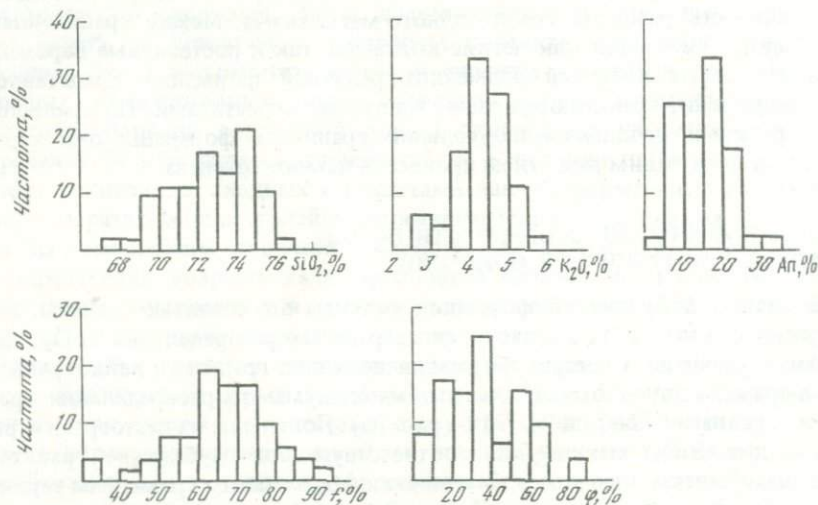


Рис. 16. Гистограммы распределения SiO_2 , K_2O , нормативного состава плагиоклаза (An), коэффициентов общей железистости (f) и окисленности железа (φ) в породах адамеллит-гранитной формации, $n = 52$

Таблица 8. Минеральный состав (в %) гранитов адамеллит-гранитной формации

Гранит	Кол-во подсчетов*	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит	Мусковит	Хлорит
Биотитовый	5	27,5	29,3	36,6	5,0	1,0	0,5
Биотит-мусковитовый	5	35,1	31,4	25,0	1,5	6,5	0,5

*Подсчеты минералов произведены в прозрачных шлифах на интеграционном столике.

[411] и нормальному граниту СССР по А.А. Беусу [38]. Адамеллиты в формации имеют подчиненное развитие и составляют в среднем не более 20–25% (см. рис. 16), что соответствует содержанию этих пород в позднекаменноугольной гранитной формации.

Адамеллиты—граниты—лейкограниты. Относятся к единой генетической группе пород. Макроскопически это массивные или гнейсифицированные светло-серые, розовато-светлосерые среднезернистые, иногда порфириовидные породы, состоящие из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и мусковита. С повышением лейкократовости в них увеличивается содержание кварца, уменьшается — биотита, чаще встречается мусковит (табл. 8). Плагиоклазы представлены олигоклазом и альбит-олигоклазом, что подтверждается двумя максимумами на гистограмме распределения нормативного состава плагиоклаза (см. рис. 16). Появление на гистограмме распределения нормативного состава плагиоклаза максимума An_{5-10} обусловлено развитием в гранитах процессов альбитизации. Калиевый полевой шпат имеет две генерации: ранняя представлена промежуточным низкотриклинным и среднетриклинным микроклином, поздняя — максимальным микроклином [282]. Биотит относится к высокожелезистой разновидности (см. гл. III).

В гранитоидах развиты последовательно сменяющие друг друга высокотемпературные постмагматические процессы: ранняя микроклинизация, альбитизация и грейзенизация. Если микроклинизация часто имеет площадное развитие, то альбитизация и грейзенизация обычно проявлены локально в зонах повышенной трещинноватости. В гранитоидах Средне-Ушкаттинского массива указаным высокотемпературным постмагматическим процессам предшествовала стадия площадной серицитизации плагиоклазов, что существенно отличает их от гранитов батолитовых массивов позднекаменноугольной гранитной формации. Проявление стадии ранней серицитизации плагиоклазов в гранитах позволяет связать в них развитие процессов микроклинизации, альбитизации и грейзенизации с периодом становления более поздних гранитных интрузий батолитовой формации или малых посторогенных интрузий.

По химическому составу гранитоиды адамеллит-гранитной формации относятся к кислым и ультракислым гранитоидным породам известково-щелочной серии. На классификационных диаграммах фигуративные точки их химических составов занимают поле от аляскитового гранита до ада-

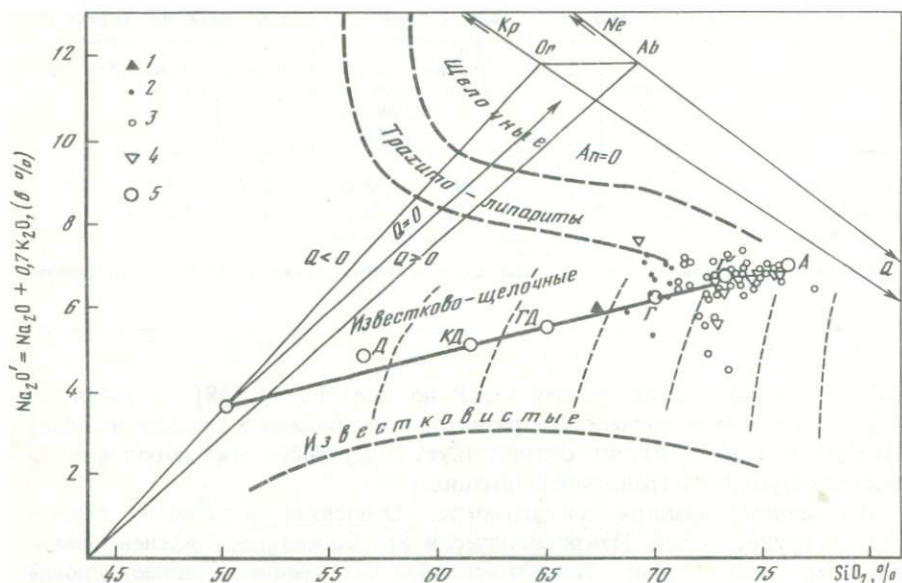


Рис. 17. Диаграмма химического состава пород адалмеллит-гранитной формации в координатах $\text{Na}_2\text{O}' - \text{SiO}_2$ [361]

1 — гранодиориты; 2 — адалмеллиты; 3 — граниты; 4 — граниты из галек S_1 конгломератов; 5 — средние составы известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (остальные сокращения те же, что и на рис. 4)

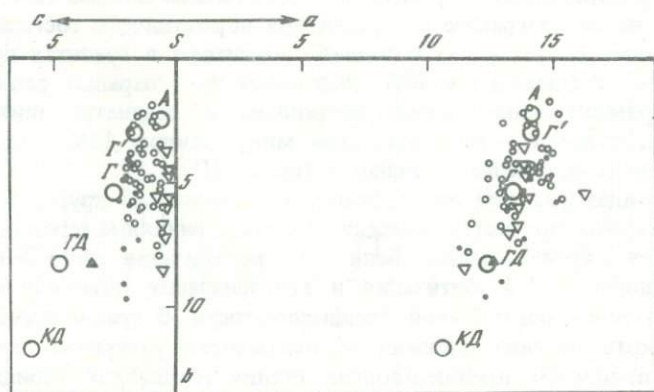


Рис. 18. Диаграмма химического состава пород адалмеллит-гранитной формации [93]
Условные обозначения те же, что и на рис. 17

меллита; или гранита всех периодов по Р. Дэли (рис. 17, 18). Характерной особенностью химического состава гранитоидов является пониженная известковистость по сравнению с средними химическими составами аналогичных интрузивных пород по Р. Дэли, что отчетливо наблюдается на диаграмме А.Н. Заварицкого в виде смещения фигуративных точек к линии cb (см. рис. 18). Другой характерной особенностью химического

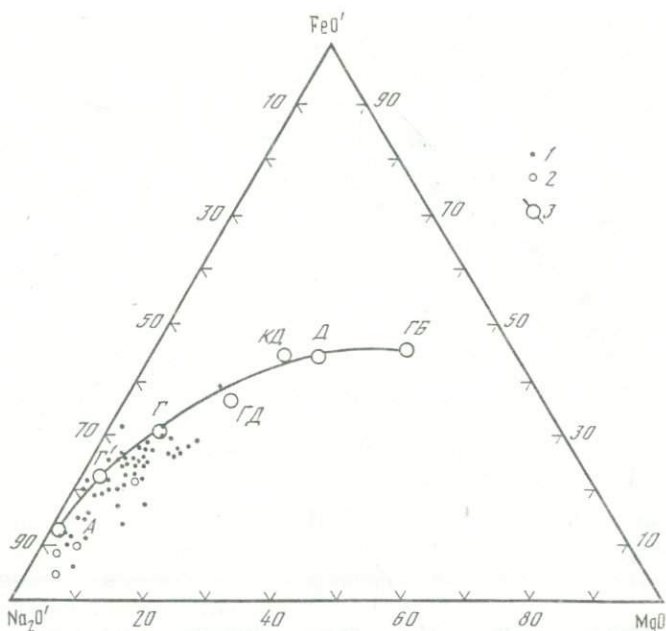


Рис. 19. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}'\text{-FeO}'\text{-MgO}$ пород адамеллит-гранитной формации

1 — граниты главной фазы; 2 — граниты жильной серии; 3 — вариационная кривая средних составов известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (остальные сокращения те же, что и на рис. 4, см. рис. 4)

состава гранитоидов является пониженная общая железистость по сравнению с трендом интрузивных пород известково-щелочной серии по Р. Дэли (рис. 19). Приближенно-модальные составы их на диаграмме *Or-Q-Pl* располагаются в поле нормальных калиево-натриевых гранитов и гранодиоритов (см. рис. 15), что соответствует их минеральному составу.

Кремнекислотность. По нормативным пересчетам химических анализов гранитоиды адамеллит-гранитной формации относятся к группе пород, пересыщенных кремнеземом, с закономерным увеличением нормативного кварца от адамеллитов к лейкогранитам (см. табл. 4, 5). В этом же направлении происходит увеличение коэффициента кремнекислотности пород (рис. 20). Коэффициенты кремнекислотности средних химических составов гранитоидных пород формации близки коэффициентам кремнекислотности аналогичных пород тоналит-гранодиоритовой формации и батолитовых интрузий тоналит-гранодиоритовой формации. Адамеллиты и граниты также сопоставимы по кремнекислотности с адамеллитами и гранитами позднекаменноугольной гранитной формации, в то время как кремнекислотность лейкогранитов значительно понижена по сравнению с кремнекислотностью аналогичных гранитов позднекаменноугольной гранитной формации, т.е. при гомодромном развитии известково-щелочной гранитной серии кремнекислотность пород опережает нормативное содержание в них кварца за счет повышения общей щелоч-

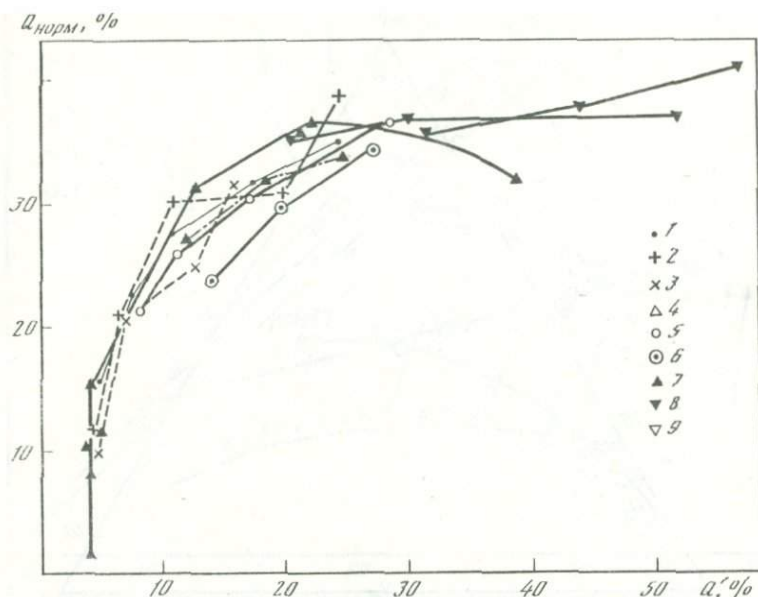


Рис. 20. Диаграмма зависимости между кремнекислотностью и содержанием нормативного кварца в различных гранитоидах

1 — калиево-натриевая серия тоналит-троңдьемитовой формации; 2, 3. — тоналит-гранодиоритовая батолитовых (2) и вулкано-плутонических (3) интрузий; 4 — адалмеллит-гранитная формация; 5, 6. — гранитная формация автохтонных (5) и аллохтонных (6) блоков; 7 — малых добатолитовых интрузий; 8, 9. — малых посторогенных интрузий Алтуйского массива (8) и Ушкатиинской группы (9)

ности и снижения суммы тугоплавких компонентов (магния, железа, кальция). Эта закономерность свойственна всем кислым гранитоидам изученных гранитоидных формаций (см. рис. 20).

Влияние общей щелочности на нормативное содержание кварца в гранитах подтверждается обратной зависимостью между содержанием в гранитах суммы щелочей и нормативным кварцем (рис. 21). При этом отчетливо наблюдается область перекрытия содержаний нормативного кварца в кислых и ультракислых гранитоидах адалмеллит-гранитной формации при различных содержаниях в них кремнезема, что также является общей закономерностью формирования пород изученных гранитоидных формаций. Очевидно, что это положение может быть использовано при классификации гранитоидных пород.

Глиноземистость. Средние содержания Al_2O_3 в гранитоидах адалмеллит-гранитной формации сопоставимы с средними содержаниями Al_2O_3 в аналогичных породах других гранитоидных формаций. Преобладающие содержания Al_2O_3 в адалмеллитах, гранитах, лейкогранитах соответственно равны $14,5 \pm 1\%$, $14,0 \pm 1$, $13,5 \pm 1\%$, что позволяет говорить о значительном перекрытии по глинозему этих групп пород. Как видно из приведенных данных, содержание Al_2O_3 закономерно снижается от адалмеллитов к лейкогранитам. В этом же направлении увеличивается неравномерность распределения Al_2O_3 , что подтверждается повышением среднеквадратических отклонений и коэффициентов вариации в распределении Al_2O_3

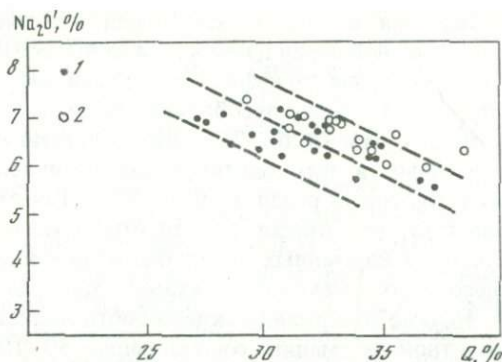


Рис. 21. Диаграмма зависимости общего содержания щелочей и нормативного кварца в породах адамеллит-гранитной формации

1 – граниты, $\text{SiO}_2 = 71-74\%$; 2 – лейкограниты, $\text{SiO}_2 = 74-77\%$

от адамеллитов к лейкогранитам (табл. 4, 5). Увеличение степени неравномерности распределения Al_2O_3 от адамеллитов к лейкогранитам отражает повышение в этом направлении интенсивности постмагматической перекристаллизации гранитоидов.

По пересчетам химических анализов на нормативный состав 88,5% гранитоидов (из 52 химических анализов) относится к группе пород пересыщенных глиноземом, т.е. содержащих нормативный корунд, и лишь 11,5% относится к породам нормального ряда. Преобладающее содержание нормативного корунда в гранитоидах равно $1,5 \pm 1\%$, т.е. аналогично его содержанию в породах позднекаменноугольной гранитной формации. Более высокие содержания нормативного корунда в гранитоидах, как правило, связаны с более интенсивной перекристаллизацией (серцитизацией, мусковитизацией, грейзенизацией).

Щелочность. Гранитоиды адамеллит-гранитной формации относятся к известково-щелочной серии пород нормальной щелочности от адамеллитов к лейкогранитам (см. табл. 5). По сравнению с мировыми аналогами, по Р. Дэли и С.Р. Нокколдс, относительная щелочность гранитоидов повышается с уменьшением их кремнекислотности, т.е. здесь видна тенденция, аналогичная для гранитоидов позднекаменноугольной гранитной формации. Наиболее повышенная относительная щелочность характерна для адамеллитов, для гранитов и лейкогранитов эта тенденция выражена менее отчетливо.

В формации преобладают породы калиево-натриевой серии с содержанием калия в сумме щелочей 35–55%. Граниты с содержанием калия в сумме щелочей более 50% составляют 11,5% от всех химических анализов. Преобладающая величина отношений атомных количеств калия к натрию в гранитоидах равна 0,6–1,0 во всех группах пород. Гранитоиды с более высокими значениями отношений атомных количеств калия к натрию в адамеллит-гранитной формации составляют около 13%. Повышенные преобладающие содержания K_2O в гранитах, равные $4,5 \pm 0,5\%$ (см. рис. 16), подтверждают, что формирование гранитов происходило в блоках зрелой континентальной коры [218].

Железистость. Значения коэффициента общей железистости гранитоидов главной фазы и жильной серии изменяются от 40 до 91% (см. рис. 16). На гистограмме распределение коэффициента общей железистости характеризуется симметричной кривой с преобладающим развитием гранитоидов с общей железистостью, равной 60–75%, что сопоставимо с общей железистостью заключенных в них биотитов (коэффициент общей железистости изученных биотитов равен 61,9–63,9%). Таким образом, есть основание предполагать, что общая железистость гранитов в основном определяется составом заключенных в них биотитов и в меньшей степени зависит от акцессорных железосодержащих минералов (магнетита, ильменита и др.). Низкие содержания акцессорного магнетита в гранитоидах адалеллит-гранитной формации, составляющие 50–100 г/т (по 43-м пробам-протолочкам), подтверждают этот вывод.

В гранитоидах главной фазы между коэффициентом общей железистости и содержанием кремнезема установлена прямая зависимость, отражающая прямую зависимость общей железистости от кремнекислотности–щелочности пород (см. табл. 5). Параллельное увеличение коэффициентов общей железистости и кремнекислотности позволяет говорить об устойчивости первичных магматических соотношений между железосодержащими минералами (биотитом, магнетитом и др.) в гранитоидах адалеллит-гранитной формации [188]. Отклонение от указанной зависимости всегда обусловлено изменением магматических соотношений железосодержащих минералов в постмагматическую стадию перекристаллизации пород.

Значение коэффициента окисленности железа в гранитоидах изменяется от первых процентов до 90%. Бимодальное распределение коэффициента окисленности железа на гистограмме соответствует двум группам пород с коэффициентом окисленности соответственно 0–40 и 40–90% (см. рис. 16). В группе гранитоидов с низкой степенью окисленности железа проявлена тенденция к обратной зависимости между коэффициентом окисленности железа и содержанием SiO_2 в гранитах. Снижение степени окисленности железа при повышении кремнекислотности–щелочности гранитоидов можно объяснить постоянством или слабым снижением парциального давления кислорода в этом направлении при кристаллизации гранитоидов, что сопоставимо с трендом кристаллизации кислых дифференциатов известково-щелочной серии Каскадных гор [109]. В группе гранитоидов с высокой степенью окисленности железа первичные магматические соотношения между коэффициентами окисленности железа и кремнекислотности–щелочности не проявлены из-за значительной постмагматической перекристаллизации гранитоидных пород.

ФОРМАЦИЯ МАЛЫХ ДОБАТОЛИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ($C_1 t_2$ –Sp)

К формации относятся поздненижнекаменноугольные малые интрузии габбро-диорит-гранитоидного состава, развитие которых связано с этапом предбатолитового рифтогенеза, проявленного в это время на восточном склоне Южного Урала [104, 281]. Все они приурочены к зонам глубинных разломов земной коры, выраженных грабенами (Джарлинский, Сарыобинский, Веселовский, Аниховский грабены и др.) или ли-

нейными тектоническими нарушениями и зонами смятия, развитыми в пределах унаследованно-наложенных раннекаменноугольных синклиналильных структур (Кваркенская, Синешиханская, Кръклинская структуры и др.) или в зонах сочленения этих структур с антиклинорными структурами гранитного пояса (западная граница Суундукского антиклинория).

Иногда самостоятельные малые добатолитовые интрузии развиты в операционных грабенах тектонических нарушениях среди метаморфических пород антиклинорных структур Главного гранитного пояса, где они уверенно отличаются от более ранних дайковых образований тесной связью с зонами проявления блоковой тектоники (Адамовский антиклинорий). От сходных с ними более ранних дайковых образований силур-раннедевонской тоналит-трондьемитовой и позднедевонской тоналит-гранодиоритовой формаций они отличаются развитием процессов гибринизма в группе средних и умеренно кислых пород и близостью состава к долеритам и иногда к лампрофирам в группе основных пород. От интрузий тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций образование малых интрузий оторвано во времени периодом накопления мощных терригенно-карбонатных и терригенных верхнетурнейско-нижневизейских отложений.

В основании этих отложений всюду встречается слой базальных конгломератов с широким развитием галек гранитоидных пород рассматриваемых формаций. Это подтверждается интрузиями малых тел в фаунистически охарактеризованные поздневизейские терригенно-карбонатные отложения в северной части Джарлинского грабена, Кваркенской седловинной синклинали и в других структурах. Верхняя возрастная граница возникновения малых интрузий на Южном Урале определяется развитием в позднекаменноугольных гранитных массивах (например, Котансинском) ксенолитов гранитоидных и габброидных пород малых интрузий, а также термальным воздействием на малые интрузивы позднекаменноугольных гранитов, что установлено в южном экзоконтакте Карабутацкого массива. Здесь позднеурнейско-визейские терригенные отложения совместно с малыми интрузиями габбро-диабазов подвержены ороговикованию. Все это, как и отсутствие в позднекаменноугольных батолитовых массивах малых интрузий, свидетельствует о добатолитовом времени формирования последних.

Если принять во внимание, что развитие позднекаменноугольных гранитных батолитов Южного Урала связано с надвиганием с востока в конце раннего карбона кристаллических масс на осадки эвгеосинклинали [219], то формирование наиболее поздних добатолитовых малых интрузий на восточном склоне Южного Урала можно отнести к серпуховскому веку, что соответствует времени заложения рифтогенных долеритовых даек в Иргизском наложенном прогибе [104]. Становление самостоятельных малых интрузий связано с предбатолитовым рифтогенезом [103, 281] и развитием унаследованно-наложенных синклиналильных структур — прогибов, грабен-синклиналей, грабенов — в Магнитогорской, Восточно-Уральской (Урало-Тобольской) и Зауральской зонах восточного склона Южного Урала. Перестройка плана тектонических движений Уральской складчатой области в этот период (грабенообразование,

развитие сероцветных моласс, смена подводных вулканических излияний наземными и т.д.) принималась [161] за начало орогенического этапа в "герцинидах Урала".

Принадлежность малых самостоятельных интрузий к рифтогенному предбатолитовому этапу подтверждается приуроченностью их к зонам субмеридиональных глубинных тектонических нарушений, время возникновения которых (Джарлинский грабен) близко к этапу максимального рифтинга (максимального растяжения земной коры), выразившегося в поздневизейское время на восточном склоне Южного Урала заложением и развитием Валерьяновского вулканического пояса, состав и характер развития магматитов которого сопоставимы с таковыми авлакогенов молодых платформ [265].

Приуроченность добатолитовых малых интрузий к рифтогенному этапу, развитие интрузий в тектонических зонах вне связи со структурами максимального проявления на восточном склоне Урала раннекаменноугольного вулканизма подтверждают их самостоятельность. В то же время малые интрузии габбро и габбро-диабазов, по-видимому, связаны с нижнекаменноугольными вулканиками общностью глубинного магматического источника, хотя и отстают во времени от максимального проявления вулканизма в наложенных вулканических поясах (Иргизском, Валерьяновском, Магнитогорском). Сходство составов нижнекаменноугольных базальтоидов наложенных вулканических поясов и габброидов малых интрузий подтверждает это предположение. Аналогичные взаимоотношения вулканитов и добатолитовых самостоятельных малых интрузий установлены в Яно-Колымском [14], Калбинском [141], Южно-Алтайском [99] и других складчатых поясах.

Малые добатолитовые самостоятельные интрузии имеют дайкообразную, линзовидную, реже штокообразную форму. Дайки и силлы более характерны для интрузивов основного состава. Протяженность интрузивных тел — сотни метров, мощность — до первых десятков метров, редко более. Для них характерны поясовое развитие и структурная, иногда пространственная совмещенность интрузий различного состава. Малые интрузии обычно не имеют пространственной связи с крупными гранитоидными интрузивами, что также подтверждает локальность и самостоятельность их магматических очагов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАЛЫХ ДОБАТОЛИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

По петрохимическим особенностям в составе малых интрузий выделяются три группы пород: 1) габбро, габбро-диабазы; 2) натриевые гранитоиды — диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, диоритовые порфиры, плагиогранит-порфиры; 3) малокалиевые гранитоиды — гранодиориты, адамеллиты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры. Характерными особенностями всех этих пород являются отчетливо проявленный катаклиз (иногда милонитизация) и интенсивная постмагматическая перекристаллизация, особенно в местах воздействия на них позднекаменноугольных батолитовых гранитных плутонов. Этим они существенно отличаются от малых интрузий посторогенного этапа развития Уральской

эвгеосинклинали и дайковых серий позднекаменноугольных батолитовых массивов.

Габбро и габбро-диабазы. В местах влияния позднекаменноугольных гранитных плутонов, кроме ороговикования и мигматизации, подвержены амфиболитизации и нередко превращены в амфиболиты и габбро-амфиболиты, в которых часто развиты хлорит, эпидот, актинолит. В неизмененных габбро-диабазях отчетливо наблюдается первичная офитовая структура.

По химическому составу габброиды добатовитовых малых интрузий сопоставимы с континентальными толеитами, что подтверждается их пониженной глиноземистостью ($Al_2O_3 < 16\%$), повышенной общей железистостью ($FeO + Fe_2O_3 > 11\%$) и повышенной калиевостью ($K_2O = 1,17-1,25\%$) [231]. По пересчетам химических анализов нормативные составы пород этой группы относятся к насыщенным кремнеземом безоливиновым высокомагнетитовым габбро, т.е. соответствуют составу нормальным по щелочности континентальным толеитовым базальтам. На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов габброидов малых добатовитовых интрузий по соотношению щелочности-фемичности и щелочности-кремнекислотности располагаются в поле мирового габбро по Р. Дэли. По содержанию полевошпатовой извести химический состав габброидов приближается к составу долерита, вследствие чего на диаграмме $Q-\alpha$ Д.С. Штейнберга фигуративные точки габброидов располагаются в поле габбро-диорита (рис. 22). Принадлежность габброидов добатовитовых малых интрузий к континентальной толеитовой серии также подтверждается расположением их фигуративных точек на диаграмме $Na_2O'-FeO'-MgO$ вдоль тренда кристаллизации континентальной толеитовой серии Карру (рис. 23).

Все это полностью увязывается с выводом [104] о развитии на восточном склоне Южного Урала в конце раннекаменноугольного времени континентального толеитового базальтоидного магматизма, связанного с проявлением рифтинга.

Диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, диоритовые порфиры, кварцевые диорит-порфиры, плагиогранит-порфиры. Зернистые разновидности пород этой группы макроскопически серые, светло-серые мелко-среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита. В диоритах из темноцветных минералов развита роговая обманка, часто замещенная актинолитом. В плагиогранитоидах биотит замещается хлоритом и мусковитом, плагиоклаз — серицитом, соссюритом, карбонатами. Порфировые разновидности плагиогранитоидов характеризуются микроаплитовой, микрогранитовой и микропризматически-зернистой структурами основной массы и четкими вкрапленниками плагиоклаза и кварца, реже во вкрапленниках наблюдаются темноцветные минералы. В остальном состав их аналогичен составу соответствующих зернистых аналогов. Характерной особенностью пород этой группы, и особенно зернистых разновидностей, является интенсивное замещение серицитизированного и соссюритизированного плагиоклаза альбитом вплоть до образования альбититов.

Гранодиориты, адаметлиты, граниты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры малокалиевые отличаются от плагиогранитоидов присутствием

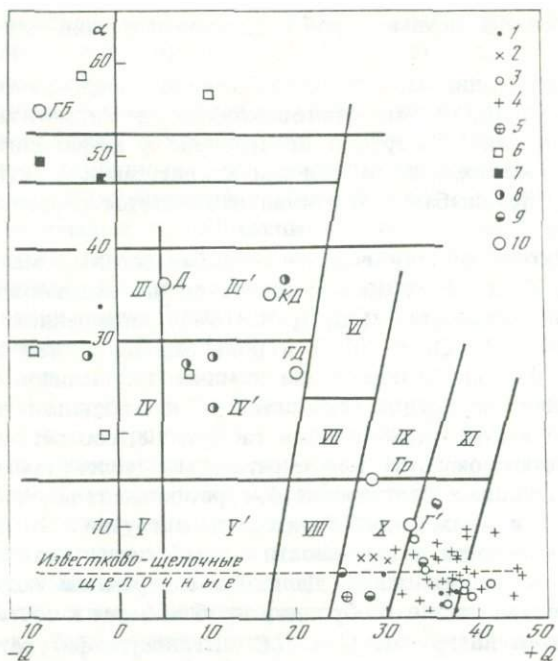


Рис. 22. Диаграмма химического состава пород малых добатолитовых и посторогенных интрузий в координатах $Q-\alpha$ [361]

1-6 - посторогенные: 1 - Башкироводольский массив, 2 - Кумакская дайка, 3 - Алтуйский массив, 4 - Ушкаттинская группа интрузий, 5 - Кировская интрузия, 6 - лампрофиты Ушкаттинской группы интрузий; 7-9 - добатолитовые: 7 - габбро, габбро-диабазы, 8 - диориты, диоритовые порфириты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-порфиры, 9 - адамеллиты, малокалиевые граниты, гранит-порфиры; 10 - средние составы известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4)

в составе криптопертитового ортоклаза. Помимо серицитизации плагио-клазов для кислых пород этой группы характерны сосюритизация и пелитизация полевых шпатов и опацизация биотита, иногда в них проявлены процессы грейзенизации. По сравнению с плагиогранитоидами в них менее проявлены процессы альбитизации. От гранитоидов дайковой серии позднекаменноугольной гранитной формации они отличаются пониженным содержанием калия ($K_2O = 2,66-3,60\%$), отсутствием в составе первичного решетчатого микроклина и интенсивной серицитизацией плагиоклаза.

По химическому составу натриевые и малокалиевые гранитоиды относятся к известково-щелочному ряду пород, обычно нормальных по глиноземистости в группе средних и пересыщенных глиноземом в группе умеренно кислых и кислых пород. В составе гранитоидов натрия преобладает над калием. Максимальное содержание калия в сумме щелочей в натриевых и малокалиевых гранитоидах равно соответственно 7-23 и 29-41%, что говорит о их существенно натриевой специализации, характерной для гранитоидов малых добатолитовых интрузий многих складчатых областей [354]. Характерно увеличение коэффициентов общей железистости и окисленности железа от натриевых к малокалиевым

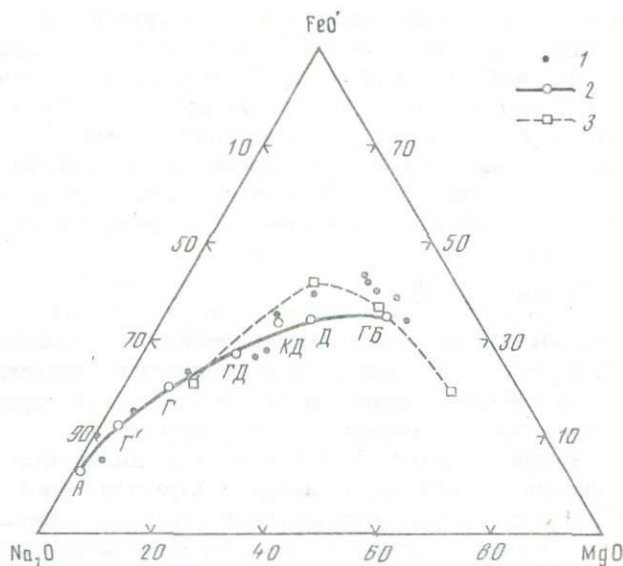


Рис. 23. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}'\text{-FeO}'\text{-MgO}$ пород малых добатолитовых интрузий

1 — габбро, диориты, граниты; 2 — вариационная кривая средних составов известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дели (см. рис. 4); 3 — вариационная кривая средних типов пород интрузии Карру

гранитоидам. В малокалиевых гранитоидах значения коэффициентов общей железистости и окисленности близки к коэффициентам общей железистости и окисленности лейкократовых гранитов посторогенных малых интрузий, что, по-видимому, отражает близкие условия генерации и кристаллизации их исходных магматических расплавов. В группе кислых гранитоидов добатолитовых малых интрузий с увеличением коэффициента кремнекислотности не происходит увеличения содержания нормативного кварца (см. рис. 20). Этим граниты малых добатолитовых интрузий отличаются от гранитов посторогенных малых интрузий, в которых увеличение коэффициента кремнекислотности сопровождается, хотя и менее интенсивно, параллельным увеличением содержания нормативного кварца (см. рис. 20). В первом случае снижение содержания нормативного кварца при увеличении кремнекислотности пород связано с их альбитизацией, во втором — параллельное возрастание в породах нормативного кварца и коэффициента кремнекислотности является результатом магматической кристаллизации исходного гранитного расплава.

На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов гранитоидов малых добатолитовых интрузий располагаются в поле диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых сиенито-диоритов, гранитов и граносиенитов (см. рис. 22) и в целом отвечают тренду известково-щелочной серии средних химических составов интрузивных пород по Р. Дели (см. рис. 23). Некоторое увеличение щелочности гранитоидных пород объясняется развитием в них процессов альбитизации.

Среди гранитоидов малых доботолитовых интрузий, особенно в гранитоидах натриевой группы, встречаются породы, в химическом составе которых повышенная щелочность, характеристика *a*, не соответствует их повышенной известковистости, характеристике *c*. Такое несоответствие в химическом составе гранитоидных пород связано с гибридным характером происхождения и их последующей альбитизацией. Надо сказать, что гибридность является одной из характерных черт состава гранитоидных пород доботолитовых самостоятельных малых интрузий [354].

ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ (С₃)

К формации относится группа позднекаменноугольных батолитовых гранитных плутонов, залегающих в антиклинорных структурах Главного гранитного пояса Южного Урала среди различно метаморфизованных отложений протерозойско (?) -среднепалеозойского возраста (см. рис. 1). Батолитовые массивы Южного Урала входят в состав общеуральской верхнепалеозойской гранитной формации, характеристике различных аспектов которой посвящена обширная геологическая литература [174, 253, 296, 331]. Первые сведения о принадлежности батолитовых гранитных плутонов Урала к верхнему палеозою мы находим в работах П.П. Гудкова [77]. Более поздними исследованиями батолитовые массивы Урала были выделены в верхнепалеозойскую гранитную формацию [149, 253, 357, 358]. Общим для всех верхнепалеозойских гранитных батолитовых массивов Урала является приуроченность к местам длительно восходящих движений земной коры (частным инверсионным поднятиям), развивавшихся устойчиво в течение средне-верхнепалеозойского времени. В поднятиях интрузиям верхнепалеозойской гранитной формации предшествовало развитие плутонов силур-нижнедевонской тоналит-трондьемитовой формации, в связи с чем отмечается постоянная ассоциация гранитных и плагигранитных массивов, что долгое время позволяло многим исследователям относить эти две разновозрастные серии пород к единой верхнепалеозойской гранитной формации [253, 296, 307].

Формирование позднекаменноугольных гранитных батолитовых плутонов Урала происходило в условиях сильных тангенциальных сжатий или непосредственно вслед за ними, о чем свидетельствуют интенсивные пластические деформации пород рамы.

По данным геофизических исследований [56], форма массивов батолитообразная, лопполитообразная, пластообразная. Объемы некоторых плутонов в земной коре достигают 2000—1500 км³. Корневые части их располагаются на глубине 10—12 км от дневной поверхности, что увязывается с представлением о развитии гранитоидов до глубины 1/3 мощности континентальной коры по другим складчатым областям [167, 216, 387]. Все крупные массивы формации относятся к аллохтонным магматическим образованиям, кристаллизовавшимся в области метаморфизма фации зеленых сланцев. Несмотря на целый ряд конформных взаимоотношений с гнейсами древних блоков, в большинстве случаев они срезают гнейсоватость вмещающих пород. Конформность массивов с некоторыми участками гнейсов и кристаллических сланцев объясняется унаследованностью интрузиями антиклинальных складчатых

структур. Размеры вертикальных перемещений гранитной магмы установлены лишь для Карабутакского массива в Джарлинском грабене, где, по данным геофизических исследований А.М. Виноградова, граниты интрузируют более чем километровую толщу нижнекаменноугольных осадочных отложений.

Интрузивное происхождение массивов устанавливается также иногда по развитию в экзоконтактах зон ороговикования. Ороговикование вмещающих пород с перерывами наблюдается вдоль западного и южно-го экзоконтактов Карабутакского массива на протяжении более чем на 10 км. Здесь вулканогенно-осадочные образования ордовика—силура (?) превращены в плагиоклаз-роговообманковые и ставролит-андалузит-биотитовые роговики, по нижнекаменноугольным песчаникам развиваются андалузит-гранат-биотитовые роговики. Мощность зоны роговиков достигает 200 м и более. По минеральным парагенезисам образование этих пород происходило в фации роговообманковых роговиков (см. гл. IV). Менее мощные зоны ороговикования вмещающих пород установлены в юго-восточном экзоконтакте Суундукского массива. Верхнепалеозойские гранитные массивы не сопровождаются роговиками пироксен-роговиковой фации.

Наиболее часто во вмещающих породах экзоконтактов наблюдаются полосчатые мигматиты, интенсивно развитые в местах пологих контактов плутонов среди гнейсов и кристаллических сланцев древних блоков. Ширина ореолов инъекционных контактовых мигматитов вокруг гранитных плутонов Южного Урала, как правило, составляет менее 1 км. Комбинированные (дискордантные и конкордантные) взаимоотношения плутонов с вмещающими породами, отсутствие в поле развития одно-возрастных им глубинных ареальных мигматитов, частая метаморфическая зональность вокруг плутонов, выраженная в смене ореола контактовых мигматитов измененными в условиях фации зеленых сланцев вмещающими породами, — все это свидетельствует о соответствии условий формирования верхних частей батолитовых массивов Южного Урала условиям мезозоны (см. гл. IV).

Верхнепалеозойский возраст формации определяется интрузивными взаимоотношениями гранитов и их жильных аналогов с фаунистически охарактеризованными визе-намурийскими известняками в районе Джарлинского грабена и Кваркенской седловинной синклинали. Отсутствие глубинных гранитов в гальках нижнекаменноугольных конгломератов восточного склона Южного Урала [269] свидетельствует о позднекаменноугольном времени формирования гранитных массивов Южного Урала. По радиометрическим данным возраст гранитов составляет 270–300 млн лет [61, 62, 205], верхняя возрастная граница формации относится к нижнепермскому времени.

По условиям кристаллизации массивы делятся на два типа: интрузивно-замещенный и интрузивно-автометасоматический. Массивы первого типа (Карабутакский, Желтинский) кристаллизовались в условиях проницаемой кровли, вследствие чего в них не накапливались остаточные флюиды и не происходила автометасоматическая перекристаллизация краевых и приапикальных фаций. Для них характерны четко выраженные процессы магматического замещения на уровне становления плутонов

и развитие умеренно кислых гранитоидов группы гранодиорита—адамеллита в краевых фациях массивов. Формирование массивов второго типа (Суундукский, Адамовский, Котансинский и др.) происходило в условиях слабо проницаемой кровли, что подтверждается широким развитием автометасоматически-измененных мусковитизированных гранитов в краевых и апикальных фациях массивов.

В составе главной фазы плутонов развиты биотитовые граниты и подчиненные им адамеллиты. Последние чаще встречаются в массивах интрузивно-замещенного типа. Большая часть адамеллитов тяготеет к зонам эндоконтактов гранитных плутонов, в связи с чем напрашивается вывод о гибридном происхождении этих пород. Однако объяснить появление адамеллитов только явлениями гибридизма на уровне становления массивов невозможно, так как с этих позиций трудно объяснить устойчивость их минерального и химического составов [270], развитие адамеллитов в массивах, содержащих (Карабутакский) и не содержащих (Суундукский) ксенолиты вмещающих пород, присутствие адамеллитов как в контактах различных по кремнекислотности вмещающих пород, так и в удалении от них. Все это позволяет связывать адамеллиты с кристаллизацией первичной гранитной магмы фронта магматического замещения [121] батолитовых массивов. Между гранитами и адамеллитами установлены как постепенные переходы, так и четкие интрузивные контакты. Интрузивные взаимоотношения пород свидетельствуют о гомодромной последовательности формирования гранитных плутонов Южного Урала, что отмечалось ранее всеми исследователями на примере многих гранитоидных массивов верхнепалеозойской гранитной формации Урала.

Жильная фация гранитоидов главной фазы представлена мелкозернистыми гранитами, аплитами, пегматитами. В массивах часто развиты более крупные дайкообразные тела лейкократовых гранитов дополнительных интрузий [119]. Во всех случаях дополнительные интрузии сопровождаются своей жильной серией, сходной с составом гранитов этих интрузий.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ

В составе формации развиты гранодиориты, адамеллиты, граниты (рис. 24). По гистограммам распределения SiO_2 в формации из гранитоидов наибольшее развитие получили граниты (рис. 25, а, б). Все гранитоиды принадлежат к единой генетической группе пород, содержание SiO_2 в которой изменяется от 66 до 77% (рис. 26). Породы с более высокими и более низкими содержаниями кремнезема малохарактерны для гранитной формации (рис. 25—27).

Развитие гранодиоритов в формации заслуживает особого внимания. Как известно, проблема о возможной генерации плутонической палингеной магмы умеренно кислого состава доказана для многих складчатых областей [163, 249]. Для Урала она до сих пор не имеет однозначного решения. Одни исследователи считают, что в этих условиях "образование расплава более основного, чем адамеллитовый..., по-видимому, не возможно" [331. С. 13]; другие [296, 359] исследователи на основании в ряде

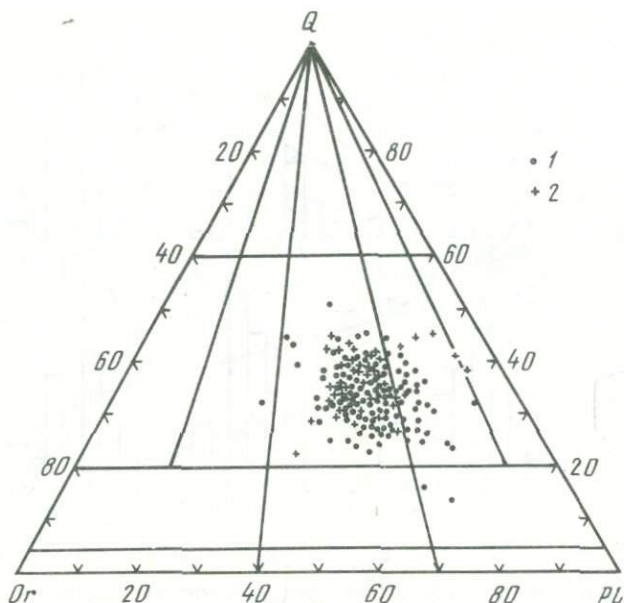


Рис. 24. Диаграмма приближенно-модального минерального состава пород гранитной формации (при расчете учитывались 10% альбитового компонента в калиевых полевых шпатах)

1 — граниты главной фазы; 2 — граниты жильной серии

массивов ассоциации гранодиоритов с гранитами приходят к выводу, что плутонический магматизм умеренно кислого состава в гранитном поясе имеет место и что Урал при рассмотрении данной проблемы не является исключением. Развитие гранодиоритов в позднекаменноугольных гранитных массивах Южного Урала имеет двойственный характер. Одни гранодиориты явно возникли при магматическом замещении и плавлении пород кровли гранитной магмой, что подтверждается постоянной ассоциацией гранодиоритов с поясом ксенолитов в Карабутацком массиве. Другие гранодиориты образуют дайки в адамеллитах Карабутацкого массива и явно относятся к перемещенным магматическим образованиям.

Гранодиориты — среднезернистые, часто порфиоровидные мезократовые породы, состоящие из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита.

Адамеллиты и граниты. В отличие от гранодиоритов не содержат роговой обманки и характеризуются большим содержанием кварца. Адамеллиты в отличие от гранитов содержат меньше кварца, больше биотита и имеют более основной состав плагиоклаза (табл. 9), иногда в виде акцессориев в них присутствует роговая обманка. Дискретность образования адамеллитов и гранитов подтверждается бимодальным распределением на гистограмме SiO_2 с максимумом 70–71 и 72–73% в гранитоидах Суундукского и Адамовского антиклинориев (рис. 28). Статистическое сравнение химических составов гранитов и адамеллитов по t -распределению при вероятности $P = 0,99$ подтверждает их принадлежность к разным генеральным совокупностям (табл. 10).

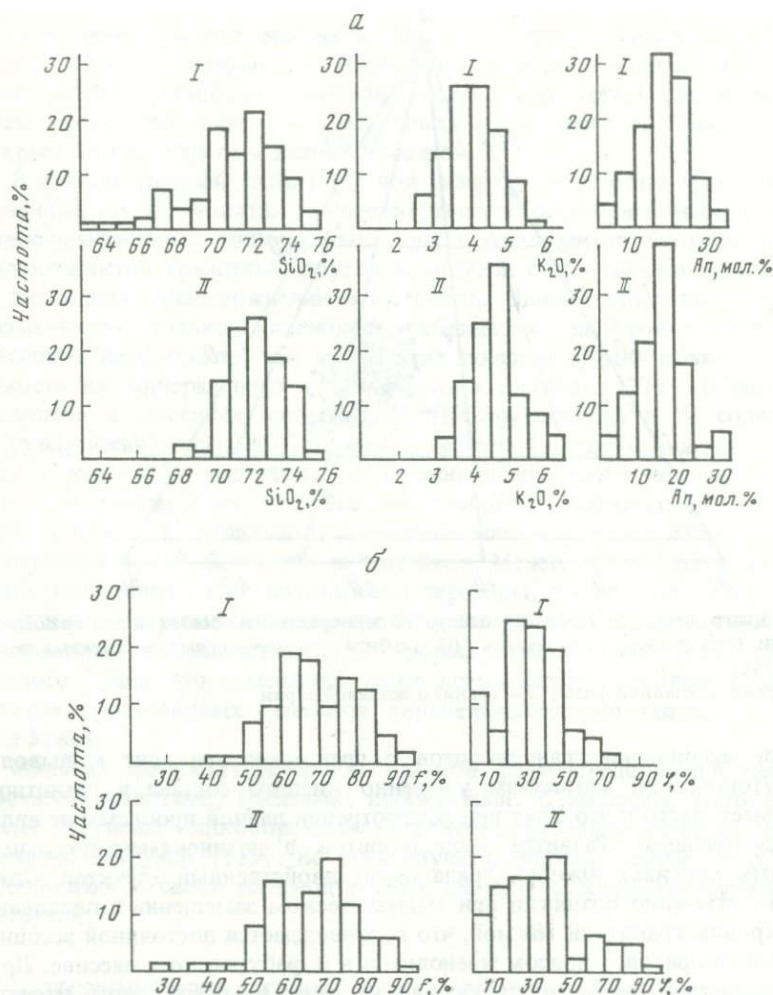


Рис. 25. Гистограммы распределения SiO_2 , K_2O , нормативного состава плагиоклаза (An), коэффициентов общей железистости (f) и окисленности железа (φ) в породах гранитной формации

I – интрузии западного пояса, $n = 103$; II – интрузии восточного пояса, $n = 78$

По гистограммам распределения SiO_2 адамеллиты составляют в формации 15–25% (см. рис. 25). Содержание в них SiO_2 варьирует от 68 до 71%, в то время как содержание SiO_2 в ассоциирующих с ними гранитах составляет 71–74%, в среднем 72%, т.е. аналогично преобладающему типу уральских гранитов по Д.С. Штейнбергу [357, 358], мировому граниту по С.Р. Нокколде [411] и нормальному граниту СССР по А.А. Беусу [38]. Свыше 74% SiO_2 , как правило, содержат существенно мусковитизированные граниты главной фазы и лейкократовые граниты жильной серии. На всех классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов гранодиоритов–адамеллитов–гранитов образуют единый генети-

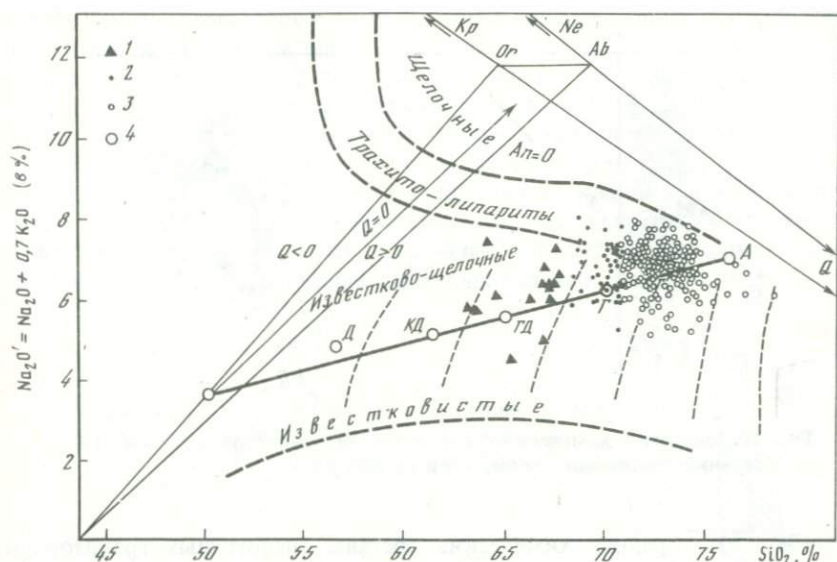


Рис. 26. Диаграмма химического состава пород гранитной формации в координатах $\text{Na}_2\text{O}'\text{-SiO}_2$ [361]

1 – гранодиориты; 2 – адамеллиты; 3 – граниты; 4 – средние составы известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4)

ческий ряд и группируются вокруг средних химических составов аналогичных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 26, 27, 29). Отсутствие четких границ между адамеллитами и гранитами на диаграммах позволяет говорить о непрерывно-прерывистом характере кристаллизации гранитных плутонов, где каждая последующая порция магматического расплава по своим кислотно-щелочным свойствам мало отличается от предыдущей. Такой характер кристаллизации, по-видимому, является общим для всех глубинных гранитоидных плутонов [92].

Кремнекислотность. Судя по содержанию нормативного кварца, кремнекислотность адамеллитов–гранитов–лейкогранитов Тикельдытауского антиклинория (аллохтонный блок) соответственно близка к средним адамеллитам и гранитам по С.Р. Нокколдс и аплитовому граниту по Р. Дэ-

Т а б л и ц а 9. Минеральный состав (в %) главных типов пород позднекаменноугольной гранитной формации

Порода	n	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит
Адамеллит	5	24,7	43,6	24,5	6,9
Гранит интрузивно-замещенного типа	14	28,6	38,0	26,1	7,3
Гранит интрузивно-автометасоматического типа	5	32,0	35,0	28,0	5,0

Примечание. Подсчеты содержаний минералов проведены в прозрачных шлифах на интеграционном столике [284].

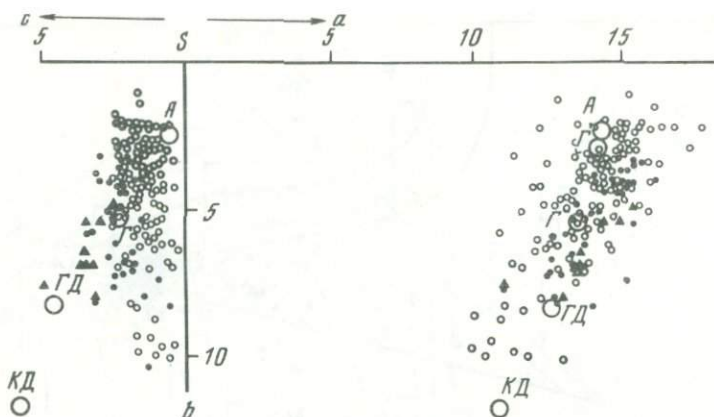


Рис. 27. Диаграмма химического состава пород гранитной формации [93]
Условные обозначения те же, что и на рис. 26

ли (табл. 5). Средние химические составы аналогичных гранитоидов Суундукского и Адамовского антиклинориев (автохтонные блоки) характеризуются большими содержаниями нормативного кварца по сравнению с указанными мировыми стандартами гранитов и гранитоидами Тикельдытауского антиклинория, в то время как их кремнекислотность, наоборот, понижается по сравнению с кремнекислотностью гранитоидов Тикельдытауского антиклинория (см. рис. 20). Это объясняется повышенной основностью и пониженной общей щелочностью адамеллитов—гранитов Суун-

Т а б л и ц а 10. Статистическое сравнение химических составов адамеллитов и гранитов главных массивов гранитной формации

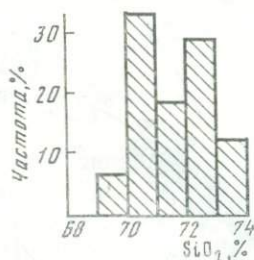
Компоненты	Адамеллиты (n = 42)			Граниты (n = 83)			t
	\bar{X}	S^2	V	\bar{X}	S^2	V	
SiO ₂	70,25	0,66	1,1	72,61	0,76	1,2	14,66
TiO ₂	0,31	0,01	32,2	0,22	0,01	45,4	0,51
Al ₂ O ₃	15,00	0,85	6,1	14,52	1,11	7,2	2,51
Fe ₂ O ₃	0,97	0,45	69,1	0,90	0,80	99,3	0,41
FeO	1,73	0,31	32,2	1,14	0,45	58,8	4,91
MnO	0,04			0,03			
MgO	0,64	0,10	49,4	0,48	0,05	46,6	3,20
CaO	2,07	0,39	30,2	1,41	0,21	32,5	6,56
Na ₂ O	3,95	0,23	12,1	3,68	0,36	16,3	2,53
K ₂ O	4,07	0,34	14,3	4,55	0,51	15,7	3,75
P ₂ O ₅	0,12			0,08			

П р и м е ч а н и е. При вычислении средних использованы химические анализы гранитоидов Суундукского, Амурского, Адамовского, Карабутацкого, Аниховского, Котансинского, Желтинского массивов; \bar{X} — среднее арифметическое содержание окислов; S^2 — дисперсия выборки; V — коэффициент вариаций; t — критерий Стьюдента.

дукского и Адамовского антиклинориев по сравнению с гранитоидами Тикельдыгауского антиклинория.

Преобладающие содержания нормативного кварца в адалеллитах и гранитах соответственно изменяются в пределах 20–30 и 25–35%, т.е. четко видна область перекрытия по содержанию свободного кварца в адалеллитах и гранитах при различных содержаниях в этих породах кремнезема (рис. 30). Это значит, что содержание кварца в гранитоидах при одних и тех же значениях кремнезема и относительно постоянстве содержания биотита, равно 4–6% в гранитах и 6–10% в адалеллитах, определяется изменением содержания щелочных полевых шпатов.

Рис. 28. Гистограмма распределения SiO_2 в адалеллитах—гранитах Суундукского и Карабутакского массивов, $n = 44$



Глиноземистость. Преобладающие содержания Al_2O_3 в адалеллитах и гранитах соответственно равны 15 ± 1 и $14 \pm 1\%$, т.е. эти две группы пород значительно перекрываются и по Al_2O_3 (см. табл. 4, 5). По нормативным пересчетам химических анализов 70% адалеллитов автохтонных (Суундукский и Адамовский антиклинории) и аллохтонных блоков (Тикельдыгауский антиклинорий) относится к группе пород, пересыщенных глиноземом, и содержит нормативный корунд. В гранитах указанных аллохтонных и автохтонных блоков содержание пород с нормативным корундом соответственно увеличивается до 79 и 92%, что позволяет говорить об увеличении глиноземистости гранитов в Главном гранитном поясе Южного Урала при продвижении с востока на запад от аллохтонных к автохтонным блокам.

Жильные гранитоиды (граниты, аплиты, пегматиты) вне зависимости от способа формирования блоков земной коры, на которых они образуются, на 90% относятся к группе пород, пересыщенных глиноземом. В пересыщенном глиноземом адалеллитах и гранитах преобладающее содержание нормативного корунда равно $1,5 \pm 1\%$. Более высокие содержания нормативного корунда в гранитоидах обусловлены обычно постмагматическими процессами (мусковитизацией, грейзенизацией). В целом верхнепалеозойские гранитоиды Южного Урала относятся к группе пород, слабо пересыщенных глиноземом. Это подтверждается низкими содержаниями в гранитоидах алюмосиликатных акцессорных минералов: по данным минералогического изучения 114 протолок общее содержание граната, кордиерита, силлиманита, дистена и андалузита составляет менее 0,1%.

Повышенная глиноземистость плутонических гранитоидов в складчатых областях — явление чрезвычайно широко распространенное. Эта особенность позволила выделить среди плутонических гранитоидов самостоятельную формацию высокоглиноземистых гранитов [106]. Как известно, к

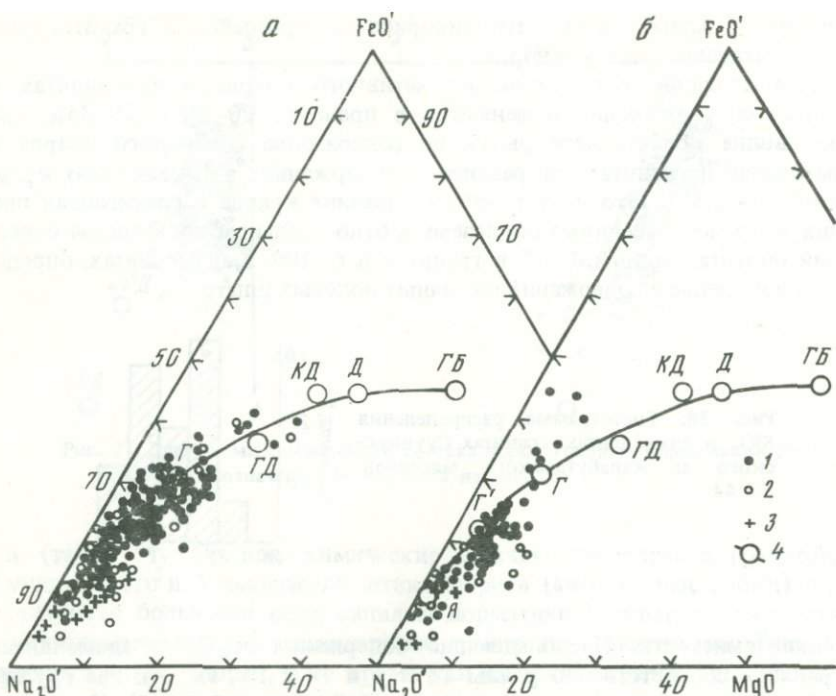


Рис. 29. Вариационные диаграммы $\text{Na}_2\text{O}'\text{-FeO}'\text{-MgO}$ пород гранитной формации интрузий западного (а) и восточного поясов (б)

1 — гранитоиды главной фазы; 2 — граниты жильные; 3 — пегматиты; 4 — вариационная кривая средних составов известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4)

пересыщенным глиноземом относятся породы, в которых выполняется неравенство $\text{Al} > \text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}$. По приведенному неравенству избыток глинозема в гранитах может быть обусловлен либо недостатком щелочей, либо избытком глинозема в составе исходной магмы (из-за своего низкого содержания кальция мало влияет на знак неравенства). Э.П. Изох объясняет происхождение высокоглиноземистых гранитов "недостатком щелочей при образовании магмы за счет богатых глиноземом осадочных сильно метаморфизованных пород" [106. С. 110]. Это предположение не объясняет одинаковой пересыщенности глиноземом многих натриевых и калиево-натриевых гранитоидов, хотя в последних содержание щелочей почти в 1,5 раза выше, чем в первых.

Обогащение глиноземом палингенной магмы, независимо от механизма образования (анатектического выплавления или магматического замещения), обусловлено составом исходных пород и условиями генерации магмы. Приуроченность гранитоидов к блокам, в составе которых часто развиты метаморфические породы, содержащие высокоглиноземистые минералы как на Урале, так и в других складчатых областях, подтверждает вывод [106] о первичной высокой глиноземистости исходных пород магмогенерирующего слоя, т.е. гранито-метаморфического слоя. Выплавление гранитоидной магмы из таких пород, вероятно, сопровождается надэвтекти-

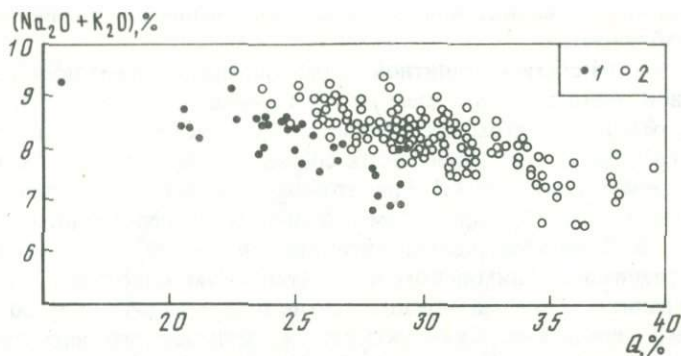


Рис. 30. Диаграмма зависимости между $(K_2O + Na_2O) - Q$ (нормативный кварц) в породах гранитной формации

1 — адамеллиты, $SiO_2 = 68-71\%$; 2 — граниты, $SiO_2 = 71-74\%$

ческим растворением глинозема. Растворимость глинозема в природном гранитном расплаве подтверждается обогащением (до 0,5%) гранатом некоторых жильных аляскитовых гранитов. Главную роль в появлении надэвтектического глинозема и известково-щелочной гранитной магме играет не избыток или недостаток щелочей, хотя это тоже важно, особенно для щелочных серий, а влияние на исходный субстрат флюидной фазы и присутствие во флюидной фазе фтора, понижающего температуру растворения тугоплавких остатков [433]. Опыты, проведенные И.Ф. Шерером и Н.Л. Боуэном [420], показали, что без участия летучей фазы заметного растворения глинозема в гранитной магме не происходит даже при повышении температуры на $200-300^\circ C$ по сравнению с температурой плавления гранитов. Не исключено, видимо, и участие алюмосодержащих реститовых минералов.

Щелочность. По коэффициенту общей щелочности средние химические составы адамеллитов аллохтонных и автохтонных блоков гранитного пояса Южного Урала близки адамеллиту по С.Р. Нокколдс и граниту всех периодов по Р. Дэли, в то время как граниты характеризуются меньшими значениями коэффициентов общей щелочности по сравнению со средними химическими составами гранитов по С.Р. Нокколдс и аллитового гранита по Р. Дэли (см. табл. 5). Максимальное повышение щелочности в ряду гранодиорит—адамеллит—гранит установлено в гранодиоритах, что приближает их к сиено-гранодиоритовой группе пород. В адамеллитах и гранитах сиенитоидная тенденция выражена менее отчетливо. Однако на диаграмме Д.С. Штейнберга наблюдается эволюция их составов в область субщелочных гранитов и известково-щелочных трахито-липаритов (см. рис. 26). Особенно это характерно для адамеллитов—гранитов, генерированных в аллохтонных блоках (Тикельдыгауский антиклинорий).

В целом установлено повышение коэффициентов общей щелочности в адамеллитах—гранитах от автохтонных (Суундукский, Адамовский антиклинорий) к аллохтонным (Тикельдыгауский антиклинорий) блокам. В этом же направлении в гранитоидах увеличивается содержание калия и понижается основность нормативного плагиоклаза, что хорошо видно на приведенных гистограммах (см. рис. 25). Между лейкократовыми грани-

тами автохтонных и аллохтонных блоков существенных различий по щелочности не наблюдается.

В химическом составе гранитной формации преобладают породы калиево-натриевой серии с содержанием калия в сумме щелочей 35–55%. Преобладающие отношения атомных количеств калия к атомным количествам натрия в гранодиоритах–адамеллитах составляют 0,5–0,7, а в гранитах – 0,7–0,9 и редко достигают 1,3. Гранитоиды с содержанием калия в сумме щелочей более 50% в Суундукском и Адамовском антиклинориях составляют 10%, в Тикельдытауском антиклинории – 20%. Эти гранитоиды наиболее развиты в Аниховском и Котансинском массивах. Повышение калия в гранитах Тикельдытауского антиклинория по сравнению с одно-возрастными гранитами Суундукского и Адамовского антиклинориев определяется влиянием на исходный состав магмы "жестких" блоков земной коры с повышенной мощностью гранито-метаморфического слоя [12, 225]. Пространственно эта связь давно установлена, но как влияют "жесткость" и состав земной коры на состав гранитной магмы до сих пор неясно. Значительная часть калия при метасоматически-палингеном гранитообразовании, по-видимому, имеет мантийное происхождение [121, 125]. Иначе невозможно объяснить структурное совмещение ранних натриевых и поздних калиево-натриевых разновозрастных комплексов как на Урале, так и в других складчатых областях [182].

Железистость. Коэффициенты общей железистости гранитоидов основной фазы и жильной серии изменяются от 50 до 90%. На основании гистограмм распределения коэффициентов общей железистости в гранитоидах Адамовского и Суундукского антиклинориев выделяются две преобладающие группы с общей железистостью 60–70 и 75–85% (см. рис. 25). В Тикельдытауском антиклинории разделение гранитоидов по железистости выражено менее отчетливо. Высокожелезистые граниты с коэффициентом общей железистости более 75% в Суундукском и Адамовском антиклинории составляют 35%, в Тикельдытауском – 26%, т.е. гранитоиды с повышенной общей железистостью чаще встречаются в блоках с пониженной мощностью гранито-метаморфического слоя.

Как известно, железистость пород – функция химического состава слагающих их железосодержащих минералов. В адамеллитах–гранитах она в основном определяется составом и содержанием биотита и количеством аксессуарных магнетита и ильменита. В верхнепалеозойской формации встречаются гранитоиды с прямой зависимостью между коэффициентами общей железистости биотитов и включающих биотиты пород и граниты, они преобладают, где такая зависимость не проявлена. В первом случае железистость пород отражает железистость биотитов и коррелируется с кислотностью–щелочностью гранитов [75, 188]. Нарушение прямой зависимости между коэффициентами общей железистости биотитов и гранитов обусловлено появлением в породе магнетита [75, 332]. По экспериментальным данным [430], появление магнетита при кристаллизации гранитов возможно за счет разложения биотита при увеличении парциального давления кислорода. В этом случае формируются магнетит, калиевый полевой шпат и более магнезиальный биотит. Между коэффициентами общей железистости биотита и включающей биотит породы проявлена обратная зависимость. Такая зависимость между железистостью биотитов

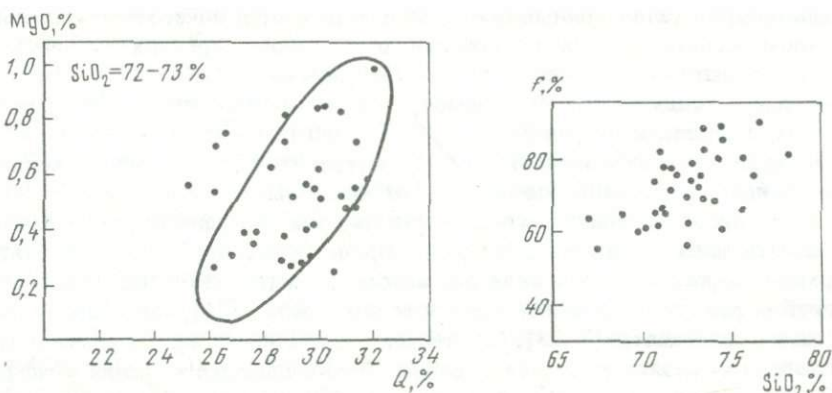


Рис. 31. Диаграмма зависимости между $MgO-Q$ (нормативный кварц) в верхнепалеозойских гранитах при содержании $SiO_2 = 72-73\%$

Рис. 32. Диаграмма зависимости между общей железистостью (f) и SiO_2 в гранитоидах дайкообразных тел верхнепалеозойской гранитной формации

и гранитов установлена в гранитных комплексах северо-запада Кольского полуострова [160].

В батолитовых гранитах Южного Урала закономерное соотношение коэффициентов общей железистости биотитов и гранитов отсутствует; даже в гранитоидах с очень узким интервалом по содержанию SiO_2 (69–70, 70–71% и т.д.) и близкой щелочностью вариации коэффициента общей железистости составляют 50–90%, в то время как в биотитах они составляют для гранитов Карабутацкого массива 55–58%, Суундукского – 64–66, Котансинского – 60–66, Желтинского – 55–68% (см. гл. III). Все это говорит о том, что вариации коэффициентов общей железистости гранитов отражают непостоянство процентных соотношений в них биотита и магнетита [264, 268].

Неравномерное распределение биотита в гранитах с позиций магматической кристаллизации может быть объяснено или первичной неоднородностью (не гомогенностью) исходного гранитного расплава или гетерогенностью $P-T$ -условий их кристаллизации во всем объеме гранитной системы (массива). Не отрицая первого предположения, мы должны сказать, что на распределение биотита в гранитах существенное влияние оказывали или изменение давления флюида, или неравномерная промывка гранитного расплава трансмагматическими растворами в процессе непрерывно-прерывистой кристаллизации гранитов [127], что подтверждается прямой зависимостью между содержанием в гранитах MgO и нормативного кварца при постоянном содержании кремнезема (рис. 31). Независимое от содержания нормативного кварца распределение Fe_2O_3 подтверждает вывод о том, что первичное распределение магнетита в гранитах нарушено в постмагматическую стадию формирования гранитов [7, 331]. Таким образом, неравномерное первично-магматическое распределение биотита и постмагматическое перераспределение магнетита в гранитах определили указанные вариации коэффициента общей железистости гранитов.

На тройной диаграмме $Na_2O'-FeO'-MgO$ граниты Тикельдытауского

антиклинория (аллохтонный блок) характеризуются более магнезиальным трендом кристаллизации по сравнению с трендом средних химических составов интрузивных пород известково-щелочной серии по Р. Дэли. В гранитах Суундукского и Адамовского антиклинориев (автохтонные блоки) это различие выражено менее отчетливо (см. рис. 29).

Коэффициент окисленности железа в гранитоидах изученных верхнепалеозойских массивов изменяется от нескольких процентов до 90%. Нижний предел степени окисленности железа в гранитоидах отражает степень окисленности железа в биотите при низких содержаниях магнетита, верхний, — как правило, связан с автометасоматической перекристаллизацией пород, что отмечалось ранее как для Урала [331], так и для других складчатых областей [7, 23]. По степени окисленности железа адамеллиты и граниты не различаются между собой. Преобладающие значения коэффициента окисленности железа составляют 5–50% (см. рис. 25), т.е. в гранитоидах закисное железо в большинстве случаев преобладает над окисным. В жильных гранитах наблюдается увеличение верхнего предела преобладающих значений коэффициента окисленности железа до 70%, что подтверждает вывод [2] о возможном возрастании содержаний окисного железа в интрузивных породах по мере увеличения в них кремнекислотности.

В батолитовых интрузиях верхнепалеозойской гранитной формации значения коэффициента общей железистости и окисленности железа не зависят от щелочности—кремнекислотности пород, что также свидетельствует о перераспределении железа в постмагматическую стадию их кристаллизации. В дайкообразных интрузиях между общей железистостью и кремнекислотностью гранитов проявлена первичная магматическая тенденция к прямой зависимости (рис. 32), что обусловлено меньшей степенью постмагматической перекристаллизации гранитов в дайках по сравнению с батолитовыми массивами, т.е. более быстрым остыванием из-за меньших объемов магматических камер. Степень окисленности железа в гранитах дайкообразных интрузий не коррелируется с кремнекислотностью—щелочностью пород, т.е. является существенно постмагматической. В этом состоит одно из различий между гранитоидами адамеллит-гранитной и гранитной формаций.

ФОРМАЦИЯ МАЛЫХ ПОСТОРОГЕННЫХ ИНТРУЗИЙ (Р)

До недавнего времени на восточном склоне Урала, в пределах Главного гранитного пояса, все малые тела лейкократовых гранитов большинством исследователей относились к дайковой серии верхнепалеозойской гранитной формации. В тектоно-магматических схемах Урала завершенность верхнепалеозойского тектоно-магматического этапа не находила должного отражения [296, 308]. Проблема о возможной завершенности верхнепалеозойского тектоно-магматического этапа обсуждалась [289, 360], но не имела конкретного решения, за исключением отдельных работ [41, 345], показавших присутствие на восточном склоне Урала в поясе "батолитовых" массивов малых интрузий посткаменноугольных гранитов, не укладывающихся в принятые схемы расчленения верхнепалеозойских плутонических пород. Позднее нами [277] были показаны самостоятельность малых

постороженных интрузий и широкое развитие этих интрузий в Главном гранитном поясе Южного Урала.

Малые гранитоидные интрузии завершают развитие верхнепалеозойского тектоно-магматического этапа на восточном склоне Южного Урала. Формирование интрузий связано с этапом постороженной тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых структур Уральской эвгеосинклинали. В пределах района к формации относятся Алтуйский и Башкироводольский массивы, поздние калиево-натриевые граниты Кумакской дайки и малые тела гранитов и гранит-порфиров, прорывающие граниты Средне-Ушкатинского (Шотинского) массива в районе верховий р. Кугутык (см. рис. 1). К формации условно относится Кировская интрузия альбитовых гранитов, необычный состав которой не соответствует составу калиево-натриевых лейкократовых гранитов малых постороженных интрузий.

Обычно малые интрузии характеризуются дайкообразной, реже штокообразной формой тел, крутопадающих, вытянутых в субмеридиональном направлении. Наиболее крупные из них Алтуйский и Башкироводольский массивы площадью соответственно около 20 и 27 км². Большинство интрузий приурочено к субмеридиональным зонам глубинных разломов и оперяющим их тектоническим нарушениям. Обычно это активизированные более ранние тектонические нарушения этапа заложения краевого вулканоплутонического пояса и рифтогенных стадий развития эвгеосинклинали.

Характерны гипабиссальные условия формирования малых интрузий, что резко отличает их от гранитов дайковой серии верхнепалеозойских батолитовых плутонов Урала. О гипабиссальных условиях формирования гранитоидов малых интрузий свидетельствуют развитие в зонах экзоконтактов роговиков, четко выраженных в эндоконтактах закаленных порфировых фаций, особенно развитых среди маломощных тел, и широкое развитие микропегматитовых структур в гранитах ряда массивов (Алтуйском). Формирование малых постороженных интрузий происходило в условиях растяжения верхних частей земной коры, что подтверждается слабой дислоцированностью на восточном склоне Южного Урала вмещающих их среднекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений, в то время как становление гранитных батолитовых массивов Урала происходило в период максимального сжатия земной коры или непосредственно вслед за ним [284]. Становлению малых интрузий иногда предшествует становление даек лампрофиров, габбро-диабазов, габбро-диоритов. Обломки лампрофиров (малахитов, керсантитов) цементируются гранит-порфирами малых интрузий района р. Кугутык. Габбро-диориты и габбро-диабазы отмечаются в виде ксенолитов среди гранитов Башкироводольского [118] массива. Иногда дайки лампрофиров секут граниты малых интрузий (Башкироводольский массив).

Постбатолитовый возраст для ряда малых интрузий (Башкироводольский, Алтуйский массивы и др.) определяется интрузивным влиянием на нижнекаменноугольные отложения и гипабиссальными условиями их кристаллизации, что не позволяет относить малые интрузии к дайковой серии верхнепалеозойской гранитной формации. Постбатолитовый, пермский возраст формирования некоторых малых интрузий подтверждается данными абсолютного возраста: по калий-аргоновому датированию воз-

раст поздних калиево-натриевых гранитов Кумакской дайки равен 250–220 млн лет [168], а возраст грейзенизированных гранит-порфиров района р. Кугутык – 260–236 млн лет [70]. За пределами района постбатолитовый возраст малых интрузий определяется интрузивным взаимоотношением слагающих их гранитов с фаунистически охарактеризованными среднекаменноугольными отложениями в районе рек Нейвы, Синары, Миасса, Уя [277] и данными абсолютного возраста [206]. Развитие сходных по составу постнижекаменноугольных дайкообразных комплексов в Магнитогорской зоне [342] и в Мугоджарском антиклинории [41] подтверждает широкое развитие на восточном склоне Урала формации малых интрузий, завершающих гранитоидный магматизм Уральской эвгеосинклинали.

Появление интерцедентного магматизма на восточном склоне Урала в постсреднекаменноугольное время свидетельствует о стабилизации земной коры Уральской складчатой области, т.е. переходе ее в платформенное состояние. Если принять во внимание развитие в раннетриасовое время платформенного базальтоидного вулканизма на восточном склоне Южного Урала [294], то верхний возрастной предел становления малых посторогенных интрузий на Урале следует относить к пермскому периоду, что хорошо увязывается с возрастом становления позднегерцинских гранитов Центрального Казахстана [211]. Таким образом, возраст главной фазы калиево-натриевых батолитовых интрузий Главного гранитного пояса Уральской складчатой области, скорее всего, был допермским.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МАЛЫХ ПОСТОРОГЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Все изученные граниты относятся к калиево-натриевой серии (рис. 33). Среди гранитов выделяются две хорошо различающиеся группы пород. К первой группе относятся лейкократовые светло-серые, светло-розовые граниты и гранит-порфиры, состоящие из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита; обычно они имеют гипидиоморфно-зернистую, реже аплитовую структуры. Такие граниты слагают Башкироводольский массив, малые тела района р. Кугутык и Кумакский дайки. С интрузиями этого типа широко развиты процессы грейзенизации. Ко второй группе относятся розовато-красные, темно-розовые, нередко миароловые лейкократовые и аляскитовые граниты и гранит-порфиры. В их составе по сравнению с гранитами первой группы более развит калиевый полевой шпат, наряду с гранитовой обычна микропегматитовая структура. Процессы грейзенизации с гранитами этой группы проявлены слабо, хотя мусковитизация биотита явление обычное. Гранитами этой группы сложен Алтуйский массив. По составу и структуре к таким гранитам приближаются некоторые поздние граниты Кумакской дайки.

По химическому составу калиево-натриевые граниты относятся к известково-щелочной серии пород с переходом наиболее кислых членов в субщелочную и щелочную серии. На классификационных диаграммах фигуративные точки химических составов гранитов располагаются в поле аляскитов и гранитовых аплитов по Р. Дэли (рис. 34, 35). Как видно из классификационных диаграмм, химические составы макроскопически выделен-

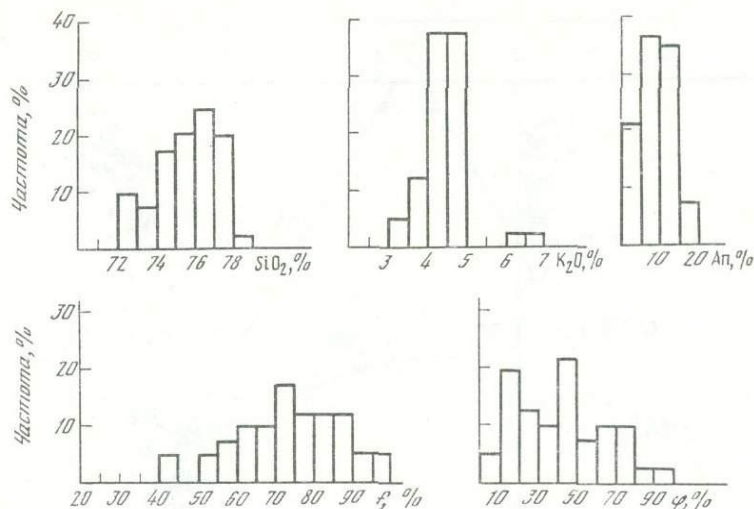


Рис. 33. Гистограммы распределения SiO_2 , K_2O , нормативного состава плагиоклаза (An), коэффициентов общей железистости (f) и окисленности железа (φ) в гранитах малых посторогенных интрузий, $n = 41$

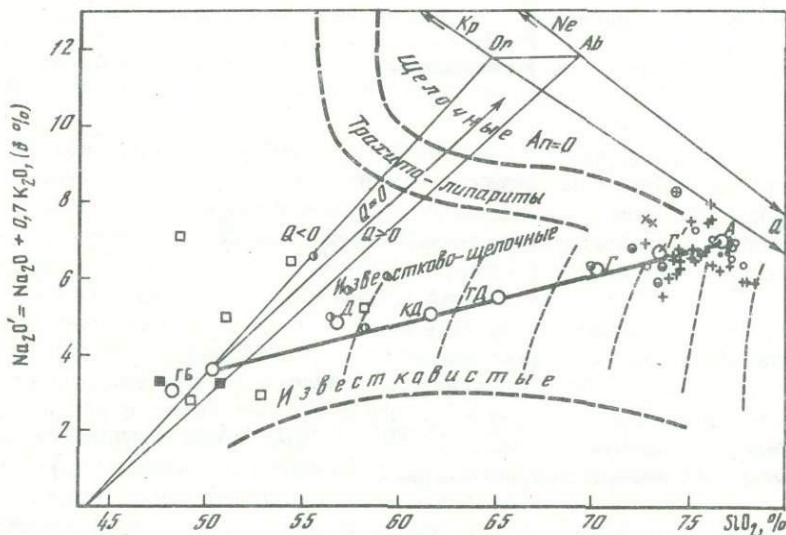


Рис. 34. Диаграмма химического состава гранитоидов малых доботолитовых и посторогенных интрузий в координатах $\text{Na}_2\text{O}'\text{-SiO}_2$ [361]

Условные обозначения те же, что и на рис. 22

ных двух групп лейкократовых гранитов взаимно перекрываются. Характерной особенностью химического состава лейкократовых гранитов является низкая известковистость, вследствие чего значительная часть из них на диаграмме $Q-\alpha$ попадает в поле щелочных гранитов (см. рис. 22), а преобладающий состав нормативного плагиоклаза отвечает альбиту (см. рис. 33).

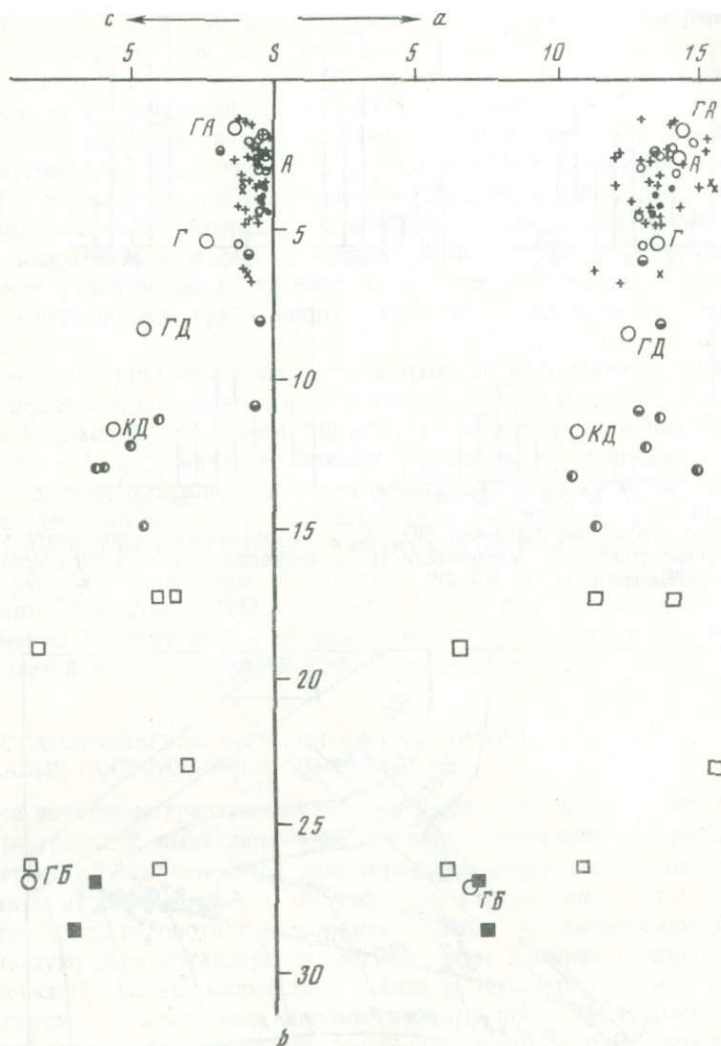


Рис. 35. Диаграмма химического состава гранитоидов малых доботолитовых и посторогенных интрузий [93]

Условные обозначения те же, что и на рис. 22

Глиноземистость. В формации малых посторогенных интрузий развиты граниты нормального ряда и пересыщенные глиноземом. Граниты нормального ряда, не содержащие нормативного корунда, составляют около 20% от имеющихся химических анализов; остальные 80% составляют породы, пересыщенные глиноземом и содержащие нормативный корунд. Преобладающее содержание нормативного корунда в гранитах равно $1,2 \pm 1\%$, т.е. аналогично преобладающему содержанию в гранитоидах верхнепалеозойской гранитной формации.

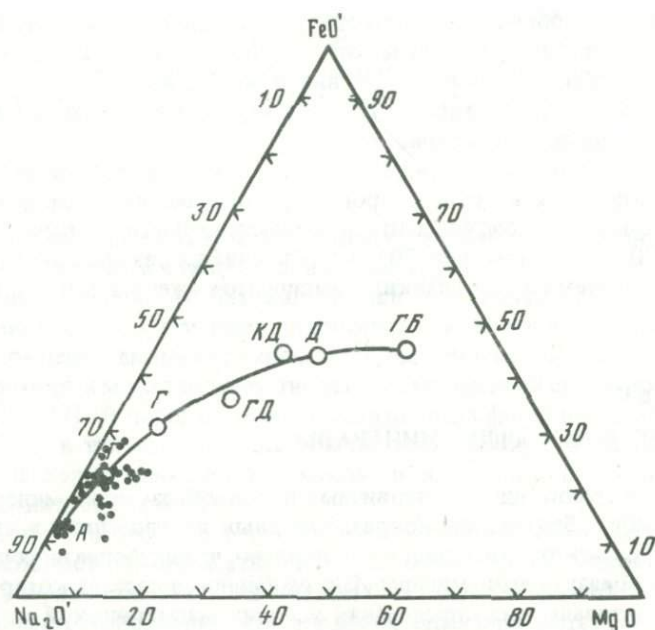


Рис. 36. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}'\text{-FeO}'\text{-MgO}$ гранитоидов посторогенных малых интрузий

1 — граниты, гранит-порфиры; 2 — вариационная кривая средних составов известково-щелочных интрузивных пород по Р. Дэли (см. рис. 4)

Щелочность. По коэффициенту общей щелочности граниты малых интрузий изменяются от гранитовых аплитов и аляскитов до щелочных гранитов по Р. Дэли, т.е. относятся к субщелочной и щелочной серии пород. Преобладают граниты субщелочной серии. Наименьшие значения коэффициентов общей щелочности установлены в гранитах Кумакской дайки ($A = 2,8\text{--}3,8$), наибольшие — в гранитах Алтуйского ($A = 3,6\text{--}5,1$) и Башкироводольского ($A = 3,7\text{--}6,9$) массивов. Общее содержание в них K_2O равно $4,5 \pm 0,5\%$ (см. рис. 33). Преобладающие содержания атомных количеств калия в сумме щелочей в гранитах составляют 40–50%. Граниты с содержанием калия в сумме щелочей более 50% в формации составляют не более 20%, т.е. в формации малых посторогенных интрузий, как и в других гранитоидных формациях Главного гранитного пояса Южного Урала, существенно преобладают граниты калиево-натриевой серии.

Железистость. Среди гранитов малых посторогенных интрузий преобладают породы с высокими значениями коэффициентов общей железистости ($f = 60\text{--}90\%$) и различной степенью окисленности железа ($\varphi = 7\text{--}90\%$). Максимальная общая железистость гранитов ($f = 84\text{--}90\%$) и минимальная степень окисленности железа ($\varphi = 7\text{--}35\%$) характерны для Башкироводольского массива. Высокие значения коэффициента общей железистости также характерны для гранитов Алтуйского массива ($f = 68,8\text{--}80,8\%$) при больших вариациях в них степени окисленности железа ($\varphi = 11\text{--}79\%$). Граниты и гранит-порфиры Кумакской дайки, и особенно малых интрузий района р. Кугутык, характеризуются значительно большими вариациями

коэффициентов общей железистости и окисленности железа, что свидетельствует о их постмагматической перекристаллизации. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}' - \text{FeO}' - \text{MgO}$ соотношения магния и железа в гранитах отвечают наиболее щелочным группам пород средних химических составов известково-щелочной серии по Р. Дэли (рис. 36).

Кремнекислотность. Большинство лейкократовых гранитов малых интрузий относится к группе пород с преобладающим содержанием SiO_2 74–78%. Значения коэффициента кремнекислотности в гранитах изменяются от 20 до 56% (см. рис. 20), что объясняется различным содержанием в них кремнезема и тугоплавких компонентов (железа, магния, кальция).

Глава III

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

В составе гранитоидов из первичных породообразующих минералов развиты амфибол, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. При изучении уральских гранитоидов установлено, что наиболее информативными породообразующими минералами, особенности состава которых могут быть использованы для определения условий магматической стадии кристаллизации пород, являются амфибол, биотит и калиевый полевой шпат [268, 282, 283]. Плагиоклазы и кварц из-за значительной перекристаллизации гранитоидов (за исключением плагиоклаза и кварца гранитоидов верхнепалеозойской гранитной формации) мало пригодны, именно поэтому нами в данной главе приводится только краткая характеристика данных минералов.

КВАРЦ

Наряду с полевыми шпатами является главным породообразующим минералом гранитоидных пород. Содержание его определяется кварц-полевошпатовой котектикой и обычно несколько повышено в плагиогранитоидах по сравнению с нормальными гранитами. Кварц образует ксеноморфные зерна, которые цементируют более идиоморфные кристаллы плагиоклаза.

На основании морфологических особенностей и взаимоотношений с другими породообразующими минералами в гранитоидах тоналит-трондьемитовой, тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной формаций выделяются две генерации кварца. К ранней относятся более крупные катаклазированные волнисто- и мозаично-угасающие светло-серые, серые или дымчато-серые зерна кварца. В гранитоидах натриевой серии тоналит-трондьемитовой формации встречаются реликты голубоватого кварца, развитые обычно в породах чарнокитовых и тоналит-трондьемитовых серий [220]. Присутствие голубоватого кварца в трондьемитах–плагиогранитах еще раз подтверждает высокую температуру их кристаллизации [282]. Поздняя постмагматическая генерация кварца представлена более ксеноморфными, более мелкозернистыми скоплениями зерен, часто развивающихся в микротрещинах или интерстициях зерен полевого шпата и раннего кварца. Иногда в интенсивно перекристаллизованных породах поздний кварц про-

растает полевые шпаты, образуя метасоматические псевдографические структуры. В гранитоидах верхнепалеозойской гранитной формации постмагматический кварц второй генерации встречается значительно реже, а псевдографические и микропегматитовые структуры обычно отсутствуют [364].

ПЛАГИОКЛАЗЫ

В гранитоидах по составу изменяются от альбита до андезина включительно, в целом состав плагиоклазов коррелируется с кремнекислотностью включающих их пород. Альбит, как правило, образуется в постмагматическую стадию и обычно замещает плагиоклазы более ранних генераций. Некоторое сомнение вызывают жильные трондьемиты, кислый состав плагиоклаза которых может соответствовать магматической стадии их кристаллизации [26, 27]. В породах ранних гранитоидных формаций плагиоклазы, как правило, в той или иной степени подвержены процессам серицитизации, что не характерно для плагиоклазов из гранитоидов верхнепалеозойской гранитной формации.

Проведенные оптические, рентгеноструктурные и химические исследования плагиоклазов свидетельствуют о различной их оптической и рентгеновской упорядоченности. Плагиоклазы из гранитов тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций характеризуются соответственно пониженными значениями оптической ($\Delta_{\text{опт}} = 0,7-0,9$, $\Delta_{\text{опт}} = 0,5-0,9$) и рентгеновской ($\Delta_p = 0,7-1$, $\Delta_p = 0,5$) упорядоченности по сравнению с плагиоклазами из гранитов адамеллит-гранитной и гранитной формаций, оптическая и рентгеновская упорядоченность которых равна $0,9-1$ (рис. 37,

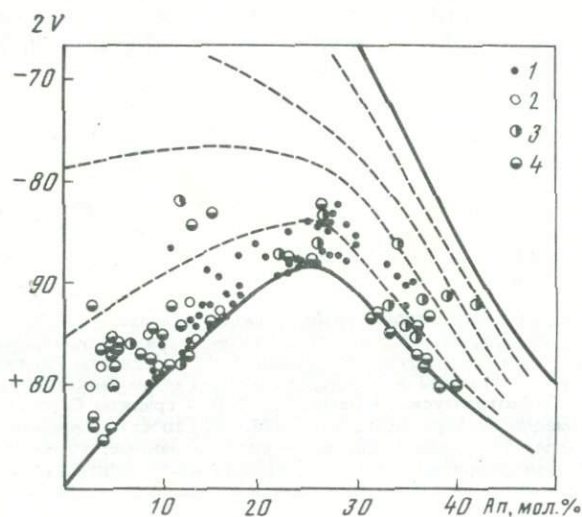


Рис. 37. Диаграмма зависимости $2V$ плагиоклазов от состава [191]

Линии: верхняя сплошная — для неупорядоченных (высокотемпературных), нижняя — для упорядоченных (низкотемпературных) плагиоклазов, пунктирная — промежуточные значения; 1-4 — плагиоклазы из гранитоидов различных формаций: 1 — гранитной, 2 — адамеллит-гранитной, 3 — тоналит-гранодиоритовой, 4 — тоналит-трондьемитовой

Таблица 11 Состав сосуществующих полевых шпатов из гранитоидов

Калиевые полевые шпаты							
Номер пробы	Молекулярный состав			$\Delta 2\theta_{Cu}$ (201_{Ab} - 201_{Or})	Состав калиевой фазы		Δ_0 микроклина
	Or	Ab	An		Or	Mi	
							Колебания
1	2	3	4	5	6	7	
25	88,8	8,9	2,3	0,99	15	85	0,76
39	87,2	12,0	0,8	1,08	30	70	0,82; 0,52
66	92,9	6,2	0,9	1,13	18	82	0,90
31	91,2	8,2	0,6	1,02	33	67	0,71
28	90,5	9,0	0,5	1,13	15	85	0,73; 0,96
45	92,1	7,3	0,6	1,08	20	80	0,87; 0,58
25a	90,4	8,8	0,8	1,21	20	80	0,81
30	87,3	11,8	0,9	0,98	25	75	0,87; 0,98-1
112	85,9	13,4	0,7	1,09	27	73	0,90; 0,99-1
108	89,8	9,5	0,7	0,96	21	79	0,79
113	91,6	7,8	0,6	1,02	16	84	0,98; 0,82
114	90,9	8,6	0,5	1,05	17	83	0,95; 0,89
211	85,8	13,7	0,8	0,78	19	81	0,73; 0,99
210	89,1	10,4	0,5	0,86	20	80	0,87; 0,64; 1
210a	83,6	15,3	1,1	0,96	23	77	0,87; 0,53
129	77,9	19,6	2,5	0,93	55	45	0,55; 0,92
24	82,9	14,7	2,4	0,98	45	55	0,71; 0,97
181	83,6	15,1	1,4	0,84	60	40	0,61; 0,81
187	90,9	8,0	1,1	0,96	35	65	0,66; 0,38
206	75,0	22,7	2,3	0,98	33	67	0,39; 0,61; 0,81
102	88,3	10,6	1,1	1,02	100		
404*	90,5	9,5					
403*	89,1	10,9					
3*	93,7	6,3					
4*	89,6	10,4					
5*	91,4	8,6					
6*	92,0	8,0					0,67; 0,75
9*	80,4	19,6					
251*	92,4	7,6					

Полевые шпаты из гранитоидов Карабутацкого массива: 25, 39 – граниты биотитовые первой фазы; 28, 31, 45, 66 – граниты биотитовые второй фазы; 25a, 30 – граниты жильные; то же из Суундукского массива: 112 – граниты биотитовые первой фазы; 108, 113, 114 – граниты жильные; то же из Средне-Ушкаттинского массива: 211, 404 – граниты биотит-мусковитовые, S_1 ; 210 – граниты биотитовые и гранит-порфиры (210a) малых постороженных интрузий, PZ_2 ; то же из Каиндинского массива: 129 – гранодиориты; 24 – гранодиориты хлоритизированные; то же из Еленовского массива: 181 – гранодиориты; 187 – гранодиориты хлоритизированные; 206 –

табл. 11). Пониженная рентгеновская упорядоченность также установлена в плагиоклазах из лейкократовых гранитов и гранит-порфиров малых постороженных интрузий. Как известно, понижение упорядоченности плагиоклазов связано с увеличением температуры их кристаллизации [191]. Это положение также справедливо и для изученных природных гранитоидных сис-

Калиевые полевые шпаты			Плагиоклазы				
Δ_0 микроклина	Общая Δ_p	-2V	Номер пробы	Молекулярный состав			Упорядоченность Δ
				An	Ab	Or	
Среднее							
9	10	11	12	13	14	15	16
0,76	0,65	78-85°	25	19,2	76,1	4,7	0,89
0,80	0,56	82-85°	39	18,6	80,2	1,2	1,0
0,90	0,73	85°					
0,71	0,48	65°	31	17,3	81,6	1,1	
0,86	0,73	75-83°	28	17,8	79,3	2,9	0,76
0,81	0,65	81°	45	11,8	84,5	3,7	
0,81	0,65	85-84°	25a	8,6	85,2	6,2	
0,92	0,68	83°	30	10,6	86,1	3,3	
0,91	0,66	80-85°	112	14,5	80,3	5,2	0,9
0,79	0,62	74-85°	108	8,4	88,7	2,9	
0,93	0,78	78-85°	113	11,7	85,6	2,7	0,89
0,93	0,77	72-80°	114	6,6	90,1	3,3	
0,77	0,62	78-85°					
0,80	0,64	66-85°	210	8,8	86,5	4,7	1
0,78	0,60	80-83°	210a	14,4	79,5	6,1	0,76
0,64	0,35	58-62°					
0,76	0,42	74°					
0,68	0,27	70°					
0,57	0,37	80°					
0,63	0,42	67-72°					
	0,10	76-86°					
	0,75	78-85°					
	0,82	78-85°					
	0,69	75-79°					
	0,76	79-80°					
	0,75	76-78°					
		66-69°					
	0,84	68-77°					
	0,00	75-77°					

сиениты кварцевые; то же из Бутацкого массива: 102 – гранодиориты; 251 – плагиограниты; то же из Нижне-Ушкаттинского массива: 403 – граниты биотитовые; то же из галек нижнекаменноугольных конгломератов района р. Шот (Средне-Ушкаттинский массив): 3-6, 9 – граниты мусковитовые.

Рентгеноструктурный анализ калиевых полевых шпатов произведен Э.М. Спиридоновым, МГУ; *Б.А. Юниковым, Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР; плагиоклазов – А.Н. Айзикович, объединение "Уралгеология"; состав калиевых полевых шпатов дан по [282, 283].

тем. Присутствие в гранитоидах тоналит-грандземитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций реликтовых плагиоклазов с пониженной оптической и с пониженной рентгеновской упорядоченностью отражает магматические стадии кристаллизации в условиях высоких температур и пониженных парциальных давлений воды [282].

Несоответствие между высокой упорядоченностью плагиоклазов и мезо-гипабиссальными условиями кристаллизации пород адамеллит-гранитной формации обусловлено перекристаллизацией плагиоклазов под влиянием интрузий верхнепалеозойской гранитной формации. Высокая упорядоченность плагиоклазов из гранитов верхнепалеозойской гранитной формации объясняется структурной перекристаллизацией полевых шпатов в условиях длительного остывания глубинных батолитовых массивов [7, 331]. Говорить при этом о значительных перераспределениях альбитового компонента между плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами [331, 249] нет оснований. Четкость гранитовой структуры, первичная зональность плагиоклазов, сходство объемов первичных пертитов распада и вторичных пертитов замещения в калиевых полевых шпатах — все это подтверждает вывод [88] о первичности состава плагиоклазов и калиевых полевых шпатов в глубинных гранитах. Естественно, что это не относится к тем гранитам, которые были подвержены процессам постмагматической перекристаллизации.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Калиевые полевые шпаты из гранодиоритов тоналит-грандьемитовой формации (Бутакский массив) имеют две генерации. К ранней генерации относится криптопертитовый, реже микропертитовый промежуточный и низкий ортоклаз, нерешетчатый или со слабо выраженной двойниковой решеткой, $-2V = 76-86^\circ$, общая рентгеновская триклинность $\Delta_p = 0,10$, степень распада на калиевую и натриевую фазы полная, содержание альбитовой составляющей (11,7%) приближается к среднему для "глубинных" гранитоидов района; калиевая фаза представлена ортоклазом.

Поздняя генерация калиевого полевого шпата представлена ксеноморфными зернами микроклина с четко выраженной двойниковой решеткой, $-2V = 80-86^\circ$. Содержание его в породе не превышает 10% от суммы щелочных полевых шпатов. В ряде случаев микроклин пересекает зерна ортоклаза, что позволяет связывать его происхождение с верхнепалеозойскими процессами микроклинизации.

Калиевый полевой шпат из гранодиоритов тоналит-гранодиоритовой формации (Каиндинский, Еленовский массивы) представлен пелитизированным криптопертитовым промежуточным и высоким слаботриклинным ортоклазом. Микропертитовые разности встречаются крайне редко. Решетчатый микроклин не характерен для пород этой формации. Для ортоклаза характерны повышенное содержание альбитовой составляющей $Ab = 15-25\%$ (исключение — проба 187), $-2V = 58-80^\circ$, пониженная общая рентгеновская триклинность $\Delta_p = 0,27-0,42$, пониженная степень распада на калиевую и натриевую фазы по сравнению с калиевыми полевыми шпатами из гранитоидов тоналит-грандьемитовой и верхнепалеозойской гранитной формаций. Калиевая фаза состоит из ортоклаза и микроклина в отношении 1,5 : 1 — 1 : 2; средняя триклинность микроклина в калиевой фазе $\Delta_{pMi} = 0,57-0,76$ (см. табл. 11).

В гранитах адамеллит-гранитной формации преобладает слаборешетчатый микро- и криптопертитовый промежуточный микроклин, приближающийся к максимальному микроклину: $-2V = 78-85^\circ$; общая рентгеновская триклинность $\Delta_p = 0,62$; $Ab = 14,5\%$; отношение ортоклаза к микроклину

в калиевой фазе равно 1 : 4; средняя триклинность микроклина в калиевой фазе $\Delta_{рМi} = 0,77$. Степень распада калиевых полевых шпатов на калиевую и натриевую фазы в гранитоидах адамеллит-гранитной формации минимальна по сравнению с калиевыми полевыми шпатами из гранитоидов других формаций Главного гранитного пояса Южного Урала. По сравнению с калиевыми полевыми шпатами верхнепалеозойских гранитов в них отмечается понижение общей рентгеновской триклинности. Аналогичный состав калиевых полевых шпатов установлен в гранитах малых посторогенных интрузий Ушкаттинской группы, залегающих среди гранитов адамеллит-гранитной формации.

Калиевые полевые шпаты из гранитоидов верхнепалеозойской гранитной формации (Суундукский, Карабутацкий массивы) представлены несколькими генерациями. Состав и структурные особенности калиевых полевых шпатов определяются условиями становления гранитных массивов.

В гранитах массивов интрузивно-замещенного типа (Карабутацкий массив) преобладает промежуточный микроклин, приближающийся к максимальному микроклину с нечетко выраженной двойниковой решеткой, крипто- и микропертитовым строением: $-2V = 78-85^\circ$; общая рентгеновская триклинность $\Delta_p = 0,56-0,65$; $Ab = 11,2-12,8$; калиевая фаза представлена ортоклазом и микроклином в соотношении 1 : 2-1 : 5; средняя рентгеновская триклинность микроклина в калиевой фазе $\Delta_{рМi} = 0,76-0,80$. Калиевые полевые шпаты из гранитов второй фазы и жильной серии этого типа характеризуются меньшим содержанием альбитовой составляющей (исключение — проба 30) и общим увеличением содержаний и средней рентгеновской триклинности микроклина в калиевой фазе. В гранитоидах преобладают высокоупорядоченные калиевые полевые шпаты ($-2V = 80-85^\circ$). В то же время в гранитах жильной серии встречаются калиевые полевые шпаты с промежуточными значениями триклинности и упорядоченности (см. табл. 11).

В гранитах массивов интрузивно-автометасоматического типа (Суундукский массив) преобладает решетчатый максимальный микроклин микропертитового строения: $-2V = 80-85^\circ$; общая рентгеновская триклинность $\Delta_p = 0,66$; $Ab = 14,1\%$; отношение ортоклаза к микроклину в калиевой фазе равно 1 : 3; средняя рентгеновская триклинность микроклина в калиевой фазе $\Delta_{рМi} = 0,9-1$; т.е. наблюдается общее увеличение триклинности микроклина по сравнению с калиевыми полевыми шпатами из гранитов массивов интрузивно-замещенного типа. В данном случае также подтверждается закономерность уменьшения альбитовой составляющей и увеличения микроклина в калиевой фазе калиевых полевых шпатов в направлении от гранитов главной фазы к жильным аналогам.

Максимальное развитие микроклин получил вблизи пегматитовых жильных полей и в мусковитизированных гранитах краевых и приапикальных фаций массивов интрузивно-автометасоматического типа. Постмагматическая кристаллизация подтверждается приуроченностью порфиробласт микроклина к системам мелких трещин, развитых вблизи пегматитовых жил (Карабутацкий массив), и замещением микроклином минералов магматической стадии кристаллизации. В гранитах массивов интрузивно-автометасоматического типа часть решетчатого микроклина, имеющего близкий ксеноморфизм с кварцем, может оказаться позднемагматической.

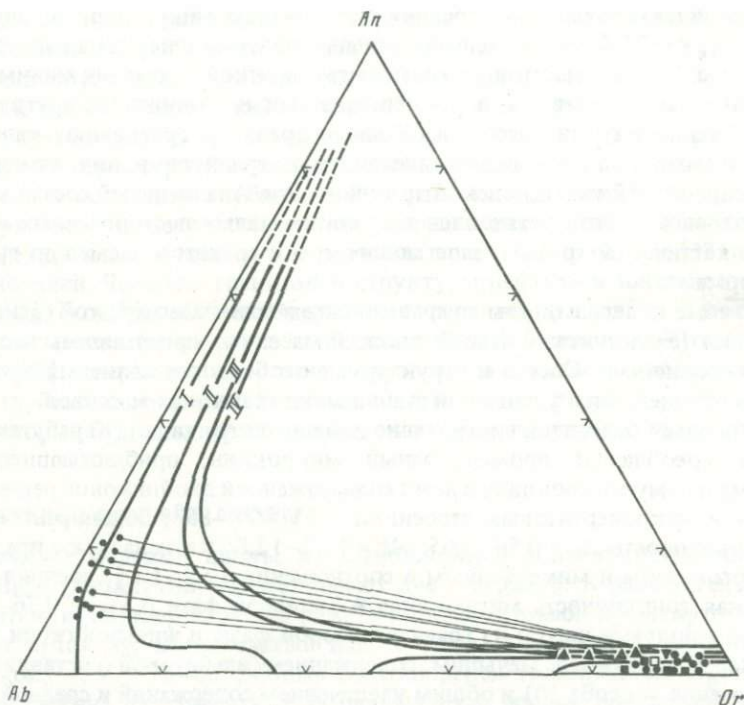


Рис. 38. Диаграмма $Ab-An-Or$

Изотермические и изобарические сечения в системе: I — при $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10\text{ кбар}$; II — при $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{ кбар}$; III — при $825\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{ кбар}$; IV — при $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5\text{ кбар}$ [421, 422]; условные обозначения те же, что и на рис. 39

При постоянном повышении парциального давления воды в гранитной системе стираются грани между магматическими и гидротермальными процессами и появляется возможность кристаллизации калиевого полевого шпата триклинной формы [407]. В то же время в гранитах имеются порфирировидные выделения калиевого полевого шпата магматической стадии кристаллизации. В отличие от позднего микроклина центральная часть порфирировидных выделений магматической стадии сложена промежуточным микроклином ($-2V = 70 \div 80^{\circ}$), кривые — микроклином. Указанная зональность является обычной для калиевых полевых шпатов из гранитоидов Урала [295] и других складчатых областей [11, 191, 380].

Значения общей рентгеновской триклинности калиевых полевых шпатов из гранитов массивов интрузивно-замещенного и интрузивно-автометасоматического типов близки между собой. Понижение общей триклинности в калиевых полевых шпатах обусловлено значительным содержанием в калиевой фазе ортоклазовой составляющей (15–30%). Это меняет известное представление [329] об общей максимальной триклинности калиевых полевых шпатов в гранитах верхнепалеозойской гранитной формации Урала.

В отличие от гранитоидов других формаций калиевые полевые шпаты из верхнепалеозойских гранитов характеризуются высокой упорядоченностью, наибольшей триклинностью и полной степенью распада на калиевую и нат-

риевую фазы. Последнее подтверждается присутствием в них пертитов распада и замещения. Пертиты распада исчезают с развитием в калиевых полевых шпатах двойниковой решетки. Реликты пертитов распада иногда наблюдаются в несдвоенных участках зерен калиевых полевых шпатов. Пересечение пертитами замещения пертитов распада однозначно говорит о сложности и многоэтапности процессов пертитообразования в условиях мезоабиссальных и абиссальных фаций глубинности.

В условиях мезоабиссальных—абиссальных фаций глубинности кристаллизовались калиевые полевые шпаты из гранитоидов тоналит-трондьемитовой и верхнепалеозойской гранитной формаций. Все они характеризуются пониженными содержаниями альбитовой составляющей по сравнению с калиевыми полевыми шпатами из гранитоидов, кристаллизовавшихся в мезоабиссальных и гипабиссальных фациях глубинности. Полученные данные в целом сопоставимы с данными экспериментальных исследований системы $Ab-An-Or-H_2O$ в условиях повышающихся давлений [402, 421, 422].

Для верхнепалеозойских гранитов глубинные условия кристаллизации подтверждаются иногда составами сосуществующих полевых шпатов. Составы сосуществующих полевых шпатов отвечают изотерме сольвуса системы $Ab-An-Or-H_2O$ при $P_{H_2O} = 5-10$ кбар и $T = 650^\circ C$ (рис. 38). Путем экстраполяции близкие температуры кристаллизации калиевых полевых шпатов устанавливаются по линиям сольвуса системы калиевой полевой шпат—альбит [341] в зависимости от степени триклинности калиевых полевых шпатов и содержания в них альбитовой составляющей. Приведенные температуры отражают конечные условия кристаллизации калиевых полевых шпатов.

В преобладающем большинстве случаев состав сосуществующих полевых шпатов не отвечает экспериментально установленным при указанных $P-T$ условиях. По сравнению с экспериментально установленными составами сосуществующих полевых шпатов для них отмечается понижение альбитовой и анортитовой составляющих в калиевых полевых шпатах и ортоклазовой — в сосуществующих с ними плагиоклазах, вследствие чего фигуративные точки химических составов полевых шпатов не ложатся на указанные изотермы сольвуса (рис. 39). Уменьшение альбитовой составляющей в 2–3 раза за счет дробления и сепарирования монофракций калиевых полевых шпатов исключается: подавляющее большинство пертитовых вростков альбита в калиевых полевых шпатах из верхнепалеозойских гранитов имеет толщину 0,01 мм, а в калиевых полевых шпатах из гранитоидов тоналит-трондьемитовой формации преобладают криптопертиты. Ошибка анализа в данном случае исключена 2–3-кратной проверкой содержания калия и натрия в сосуществующих полевых шпатах.

Несоответствие природных составов сосуществующих полевых шпатов из гранитов с составами полевых шпатов экспериментально изученной системы $Ab-An-Or-H_2O$ может быть объяснено различиями в условиях кристаллизации и составе исходного расплава сравниваемых систем. Близкие содержания пертитов распада и пертитов замещения в калиевых полевых шпатах из верхнепалеозойских гранитов не дают оснований говорить о перераспределении альбитового компонента между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом в постмагматическую стадию кристаллизации

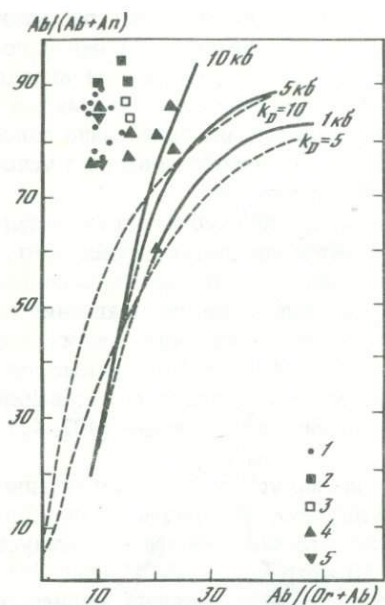


Рис. 39. Кривые распределения альбитового компонента в сосуществующих плагиоклазах и калиевых полевых шпатах при $T = 650^\circ\text{C}$ и $P = 1,5$ и 10 кбар [421, 422]

1–5 – составы полевых шпатов: 1 – из гранитов верхнепалеозойской гранитной формации, 2 – из гранитов адамеллит-гранитной формации, 3 – из гранитов малых постороженных интрузий Ушкаттинской группы, 4 – из гранодиоритов и кварцевых сиенитов тоналит-гранодиоритовой формации, 5 – из гранодиоритов тоналит-трондьемитовой формации; пунктирные линии – распределение компонентов в обеих фазах в идеальном растворе

пород. А сходные содержания альбитового компонента в калиевых полевых шпатах из гранодиоритов тоналит-трондьемитовой и из гранитов верхнепалеозойской гранитной формаций позволяют говорить о неприменимости геотермометра Барта [369] и его модифицированного варианта [260] для определения истинной температуры кристаллизации гранитоидов абиссальных–мезоабиссальных фаций глубинности [421, 422].

Анализируя полученные данные по калиевым полевым шпатам из верхнепалеозойских гранитов, мы приходим к выводу о значительном влиянии на состав и структурное состояние калиевых полевых шпатов условий становления гранитных массивов. Появление в "глубинных" гранитах интрузивно-замещенного типа низкого ортоклаза вряд ли можно объяснить только влиянием процессов контаминации или частичным плавлением субстрата [194, 375]. Определяющим фактором является уменьшение парциального давления воды в связи с открытыми условиями кристаллизации гранитной системы и, как следствие этого, более высокие температуры кристаллизации гранитов интрузивно-замещенного типа, чем температуры кристаллизации гранитов интрузивно-автометасоматического типа. Высказанное предположение хорошо согласуется с данными экспериментальных исследований: температура кристаллизации гранитного расплава повышается с уменьшением парциального давления воды [54, 55, 235, 427]. Геологически это подтверждается развитием в западном экзоконтакте Карабу-такского массива фации роговообманковых роговиков.

Присутствие в гранитах интрузивно-автометасоматического типа высокоупорядоченного триклинного калиевого полевого шпата явно связано с повышением парциального давления воды при кристаллизации, о чем свидетельствует развитие автометасоматически-измененных гранитов в краевых и приапикальных фациях массивов. При высоких парциальных давлениях воды калиевый полевой шпат, по-видимому, может кристаллизовать-

ся в триклинной форме [194, 407]. В то же время наличие ортоклаза в калиевой фазе калиевых полевых шпатов, присутствие среди центральных частей порфиroidных выделений калиевых полевых шпатов триклинного ортоклаза, замещение плагиоклаза микроклином, отложение решетчатого микроклина по микротрещинам в кварце — все это подтверждает вывод об автометасоматическом происхождении значительной части микроклина за счет перекристаллизации раннего низкотриклинного калиевого полевого шпата [67, 68].

Если по содержанию альбитовой составляющей и степени распада на натриевую и калиевую фазы полевые шпаты из гранитоидов тоналит-трондьемитовой и гранитной формаций сопоставимы, то по степени триклинности между ними установлены существенные различия. Преобладание промежуточного ортоклаза в "глубинных" гранодиоритах тоналит-трондьемитовой формации не может быть объяснено только температурным влиянием [398, 425] со стороны развитых здесь верхнепалеозойских гранитов. Присутствие аналогичных ортоклазов ($-2V = 76-86^\circ$, $\Delta_{\text{онт}} = 0 - 0,2$) в гранодиоритах из галек нижнекаменноугольных базальных конгломератов района, сходных с гранодиоритами Бутакского массива, позволяет считать их первично-низкотриклинными. В данном случае не происходит и заметного упорядочения калиевых полевых шпатов под влиянием термального воздействия развитых в массиве интрузий верхнепалеозойской гранитной формации. Низкая триклинность калиевого полевого шпата и отсутствие калиевых полевых шпатов с промежуточными значениями триклинности и упорядоченности позволяют предположить, что кристаллизация гранодиоритов происходила из однородного магматического расплава. Это подтверждается и однородностью минерального состава пород [267]. Кристаллизация ортоклазов в глубинных условиях могла происходить только при недостатке парциального давления воды, т.е. в условиях гранулитовой фации. В противном случае были бы различные структурные типы калиевых полевых шпатов [194] или граниты с повышенной триклинностью калиевых полевых шпатов, широко развитые в условиях амфиболитовой фации метаморфизма как на Урале, так и в других регионах [194, 329, 407].

В условиях мезоабиссальных фаций глубинности кристаллизовались калиевые полевые шпаты из гранитоидов адамеллит-гранитной формации. Отсутствие краевых закаленных фаций в массивах, слабое развитие в их экзоконтактах ореолов инъекционных гнейсов, мощности кровли, в момент формирования достигающие нескольких километров, — все это позволяет относить граниты к мезоабиссальным образованиям.

Приуроченность интрузий адамеллит-гранитной формации к тектоническим зонам сочленения разновозрастных геологических структур позволяет предположить, что кристаллизация гранитов происходила в условиях открытой системы при постоянной потере летучих компонентов. Низкая степень распада калиевого полевого шпата на калиевую и натриевую фазы и преобладание мелкозернистых структур в гранитах подтверждают высокие температуры и быструю скорость кристаллизации гранитов [152], т.е. быстрое падение парциального давления воды [92]. Указанные условия сопоставимы (за исключением общего давления) с условиями кристаллизации гранитов интрузивно-замещенного типа верхнепалеозойской гранит-

ной формации; понижение парциального давления воды также определило широкое развитие промежуточного микроклина.

Полученные путем экстраполяции температуры кристаллизации гранитов по изотермам сольвуса системы калиевый полевой шпат—альбит [341] превышают 650°C . Содержание альбитовой составляющей в калиевых полевых шпатах подтверждает их промежуточные по давлению условия кристаллизации между глубинными и гипабиссальными гранитоидами района. Более точно определить P — T -условия кристаллизации калиевых полевых шпатов не представляется возможным, так как состав сосуществующих с ними плагиоклазов отражает вторичные условия перекристаллизации (серитизации, альбитизации) гранитов.

Присутствие в одной пробе калиевых полевых шпатов с различной рентгеновской триклинностью свидетельствует о сложной тепловой истории формирования гранитов. Геологически это подтверждается значительным развитием в гранитах процессов калиевого метасоматоза, связанного с верхнепалеозойской эпохой гранитообразования.

В гипабиссальных условиях глубинности кристаллизовались калиевые полевые шпаты из гранодиоритов тоналит-гранодиоритовой формации. Первичный состав калиевых полевых шпатов характеризуется низкой триклинностью, неупорядоченностью и наиболее высоким содержанием альбитовой составляющей по сравнению с калиевыми полевыми шпатами из глубинных и мезоабиссальных гранитоидов района. Низкая первичная триклинность и высокое содержание альбитовой составляющей являются характерными для калиевых полевых шпатов, кристаллизовавшихся в гранитоидах гипабиссальных фаций глубинности вне зависимости от состава гранитоидных пород [11, 329]. Соотношение $Ab : An : Or$ в калиевых полевых шпатах, не измененных вторичными низкотемпературными процессами, отвечает изотерме сольвуса при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар и $T = 825^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 38). Близкие условия кристаллизации калиевых полевых шпатов из подобных гранитоидов Урала отмечались ранее [329]. Геологически указанные P — T -условия кристаллизации калиевых полевых шпатов подтверждаются близповерхностными условиями формирования массивов, широким развитием в эндоконтактах закаленных порфировых фаций и в экзоконтактах — фаций роговообманковых роговиков.

Развитие микроклина в калиевой фазе калиевых полевых шпатов из магматических гипабиссальных гранодиоритов подтверждает вывод [191, 287, 400] о широком развитии в природе процессов "упорядочения" калиевых полевых шпатов. Однако низкая степень триклинности и упорядоченности микроклина в калиевой фазе согласуется с ранее сделанными выводами [194, 370] о малой скорости упорядочения калиевых полевых шпатов даже в течение геологического времени. Значительное увеличение скорости упорядочения калиевых полевых шпатов зависит от интенсивности проявления в гранитоидах вторичных низкотемпературных изменений [286]. С увеличением интенсивности пропилитизации гранодиоритов в калиевом полевым шпате увеличиваются содержание микроклиновой фазы и угол оптических осей, уменьшаются альбитовая и анортитовая составляющие. Отражением этого процесса является разброс фигуративных точек химических составов калиевых полевых шпатов на диаграмме Ab — An — Or (см. рис. 38). В слабо пропилитизированных и непропилити-

зированных гранодиоритах химические составы калиевых полевых шпатов отражают первичные $P-T$ условия кристаллизации. В гранодиоритах, сильно подвергнутых пропилитизации, они отражают $P-T$ условия вторичных равновесий $Ab-An-Or$ в калиевых полевых шпатах.

Влияние условий кристаллизации на состав и структурные особенности калиевых полевых шпатов подтверждаются всеми исследователями. Однако при этом нет единства в определении роли тех или иных факторов: температуры, общего давления, давления флюида и т.д.

На основании экспериментальных исследований [414], принято считать, что содержание натрия в калиевых полевых шпатах определяется температурным фактором и увеличивается с возрастанием температуры. Однако присутствие практически одинаковых количеств альбитовой составляющей в калиевых полевых шпатах из жильного материала мигматитов гранулитовой и амфиболитовой фаций [139], низкие содержания альбитовой составляющей в калиевых полевых шпатах из некоторых чарнокитов [376, 377] позволяют утверждать, что наряду с температурой на содержание натрия в калиевом полевым шпате существенное влияние оказывает общее давление, при котором происходит кристаллизация гранитного расплава. Это подтверждается теоретическими исследованиями [262]: реакция замещения в альбите натрия на калий в присутствии раствора сопровождается уменьшением объема, т.е. уменьшение давления будет способствовать образованию калиевого полевого шпата с большим содержанием альбитовой составляющей, что мы и наблюдаем в природных гранитных системах. Увеличение при возрастании давления области несмесимости полевых шпатов в системе $Ab-An-Or-H_2O$, установленное экспериментальными исследованиями [421, 422], также свидетельствует о влиянии давления на распределение калия и натрия в щелочных полевых шпатах. Аналогичные выводы получаются при изучении системы $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ [402]. В этом убеждает и приведенный фактический материал. Содержание альбитовой составляющей, степень распада на натриевую и калиевую фазы, величина угла оптических осей (упорядоченность) в изученных калиевых полевых шпатах отражают общее давление при кристаллизации гранитов. Между содержанием альбитовой составляющей в калиевых полевых шпатах и общим давлением отмечается обратная зависимость, в то время как упорядоченность ($-2V$) и степень распада на натриевую и калиевую фазы калиевых полевых шпатов находятся в прямой зависимости от общего давления кристаллизующейся гранитной системы.

Наибольшее количество предположений связано с попыткой установить факторы ортоклаз-микроклиновых превращений [191, 406, 431]. Экспериментальные исследования [67, 68] позволили принять роль температуры как одного из главных факторов, влияющих на изменение триклинности калиевых полевых шпатов [287, 370, 389]. На первый взгляд это подтверждается преобладающим развитием ортоклаза в породах гранулитовой фации и в гипабиссальных высокотемпературных породах гранитоидного состава, микроклина – в породах амфиболитовой фации [139, 194, 329]. Однако широкое развитие ортоклаза в поле устойчивости микроклина [67, 68, 139, 287] не позволяет считать температуру главным фактором изменения триклинности природных калиевых полевых шпатов, что подтверждается и нашими исследованиями. Присутствие ортоклаза в усло-

виях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций принимается многими исследователями как способность ортоклаза длительно сохраняться в поле устойчивости микроклина [191, 194, 287]. Это не согласуется с преобладающим развитием моноклинного калиевого полевого шпата в метасоматитах большинства гипабиссальных редкометальных месторождений [71].

В природных условиях появление ортоклаза во всех случаях связано с падением парциального давления флюида в области кристаллизации калиевых полевых шпатов. Если принять широко развитое представление, что преобладающую часть флюида составляет вода, то триклинность калиевого полевого шпата в кристаллизующейся природной гранитной системе определяется парциальным давлением воды; между парциальным давлением воды и триклинностью калиевых полевых шпатов отмечается прямо пропорциональная зависимость. Роль температуры при этом не имеет определяющего значения. Данные выводы применимы к гранитоидам щелочноземельной серии.

БИОТИТ

Является единственным темноцветным минералом в кислых гранитоидах тоналит-трондьемитовой, адамеллит-гранитной и гранитной формаций и нередко в формации малых гранитоидных интрузий. В породах среднего и умеренно кислого состава тоналит-гранодиоритовой формации он развит совместно с амфиболом. В гранитоидах умеренно кислого и иногда среднего состава тоналит-трондьемитовой формации биотит является главным темноцветным минералом при резко подчиненном содержании или отсутствии в них амфибола.

Содержание биотита в гранитоидах умеренно кислого состава достигает 10–15%, в кислых гранитоидах главных фаз его содержание варьирует от 6–8 до 4–3%, значительно снижаясь в лейкогранитах поздних фаз. Неравномерное распределение биотита в гранитоидах хорошо увязывается с варьирующим содержанием в их химическом составе магния, что, по-видимому, является следствием недостаточной гомогенизации исходного расплава, т.е. неполного переплавления субстрата, по которому шло гранитообразование. Это подтверждается увеличением содержаний биотита (до 10–15%) в контаминированных верхнепалеозойских гранитах вблизи ксенолитов и останцов кровли вмещающих пород и постепенным переходом их в адамеллиты и гранодиориты. Аналогичное распределение биотита характерно и для пород тоналит-трондьемитовой формации.

В гранитах и плагиогранитах основная масса биотита выполняет интерстиции между зернами полевого шпата и кварца. Иногда редкие пластинчатые кристаллики биотита захвачены внешними зонами зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата, реже кварца и располагаются перпендикулярно или параллельно их граням, что несомненно говорит о магматической природе кристаллизации биотита. В то же время неравномерное распределение биотита в гранитах дает основание говорить о том, что часть этого минерала может быть отнесена к реститам, равновесным с условиями кристаллизации включающих гранитоидных пород, в связи с чем разделить биотиты на вновь образующиеся (магматические) и реститовые на данном этапе исследований не представляется возможным даже для верхнепалеозойских гранитов, не го-

вора уже о породах тоналит-трондьемитовой формации. В гранитоидах среднего и умеренно кислого состава биотит нередко развивается по амфиболу, что говорит о более поздней кристаллизации биотита и относительной равновесности этих минералов [74].

В составе гранитоидов тоналит-трондьемитовой, адамеллит-гранитной и гранитной формаций преобладает темно-зеленый, буровато-зеленый и зеленовато-бурый биотит с четко выраженным плеохроизмом от темного буровато-коричневого или буровато-зеленого до светло-желтого или желтовато-светло-зеленого. Зеленый биотит замещает буровато-коричневый биотит ранней генерации. Процесс этот наиболее отчетливо выражен в гранитоидах умеренно кислого состава тоналит-трондьемитовой и верхнепалеозойской гранитной формаций. По данным химического анализа (проба 73), буровато-коричневый биотит из роговообманково-биотитовых гранодиоритов Карабутацкого массива отличается от замещающего его зеленого биотита (проба 74) большим содержанием окисного железа, пониженным содержанием закисного. Остальные окислы изменяются несущественно (табл. 12). Здесь мы явно имеем изменение щелочности—кислотности гранитного расплава при постоянном парциальном давлении кислорода, что подтверждается высокой кальциевостью гибридных гранитоидов (табл. 4, 5) и отсутствием магнетита при замещении бурого биотита зеленым. Это подробно разработано Д.С. Коржинским [124] и подтверждено экспериментально [415]. Как показали экспериментальные исследования Б. Филлипа и А. Муана [415], при увеличении содержания CaO в системе CaO—Fe₂O₃—FeO—SiO₂ и при постоянном давлении кислорода щелочность расплава увеличивается с одновременным увеличением степени окисления железа, хотя в целом данная реакция является восстановительной [124]. В подобных условиях во фронтальной части развития гранитоидных очагов кристаллизация гранитов сопровождается бурым биотитом. При последующем повышении кремнекислотности расплава, снижении щелочности активность кислорода уменьшается и реакция $2\text{FeO} + \frac{1}{2}\text{O}_2 = \text{Fe}_2\text{O}_3$ в расплаве сдвигается влево, происходит кристаллизация зеленого и буровато-зеленого биотита и замещение бурого биотита зеленым. Важность этих реакций заключается в том, что они дают возможность понять начальные стадии развития коровых гранитных батолитов мезозоны при замещении субстрата с содержанием CaO выше, чем его содержание в нормальных гранитах. Судя по реликтам бурого биотита в гранитах, такое поведение железа является общим для начальных стадий формирования всех верхнепалеозойских батолитовых массивов Урала.

В гранитоидах тоналит-трондьемитовой и адамеллит-гранитной формаций иногда развиты постмагматические генерации биотита. От биотитов ранней генерации они отличаются мелкочешуйчатым сложением, менее совершенной спайностью, иногда развитием сферолитовых скоплений и большей степенью гидратации. По показателям преломления (определены иммерсионным методом) биотиты поздних стадий отличаются от биотитов ранних стадий более низкими коэффициентами железистости ($f = 38\text{—}43\%$). Пересечение кварц-биотитовыми прожилками серицитизированных зерен плагиоклаза однозначно говорит о постмагматической стадии кристаллизации биотита.

В гранитоидах тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций биотит замещается хлоритом, эпидотом, цоизитом, редко мусковитом.

Т а б л и ц а 12. Состав амфиболов и биотитов из пород гранитоидных формаций и вмещающих метаморфических комплексов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Амфиболы (1-33)									
SiO ₂	42,57	46,98	46,32	49,86	46,00	47,36	46,80	48,71	45,74
TiO ₂	2,01	1,51	1,03	0,86	1,77	1,27	1,31	0,93	1,05
Al ₂ O ₃	11,49	8,58	9,36	5,87	6,18	6,10	7,72	6,07	6,83
Fe ₂ O ₃	5,02	3,46	3,13	1,96	3,80	4,38	5,46	5,02	6,53
FeO	15,34	8,81	9,56	10,77	15,28	9,15	11,49	11,06	9,95
MnO	0,38	0,24	0,24	0,30	0,24	0,51	0,51	0,32	0,55
MgO	8,57	14,52	14,47	14,27	12,12	14,14	13,53	12,07	13,33
CaO	9,41	11,20	11,05	11,13	10,10	11,66	7,11	11,23	11,44
Na ₂ O	1,27	1,05	1,39	0,44	1,00	1,07	0,79	0,63	0,89
K ₂ O	0,77	0,59	0,70	0,20	0,63	0,40	0,52	0,38	0,91
P ₂ O ₅	0,21	0,04	0,05	0,09	-	-	-	-	0,34
F	-	-	-	-	-	0,14	0,10	0,05	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	3,40	2,83	2,55	3,96	2,95	2,84	4,50	3,50	2,11
Сумма	100,44	99,81	99,85	99,71	100,07	99,02	99,84	99,97	99,67

Кристаллохимические формулы

Si	6,34	6,79	6,67	7,31	6,76	7,06	6,60	7,21	6,75
Ti	0,22	0,16	0,11	0,09	0,19	0,14	0,14	0,10	0,12
Al _{IV}	1,66	1,21	1,33	0,69	1,07	0,94	1,37	0,79	1,19
Al _V I	0,36	0,25	0,26	0,32	-	0,13	-	0,27	-
Fe ³⁺	0,56	0,38	0,34	0,11	0,42	0,38	0,64	0,56	0,72
Fe ²⁺	1,91	1,06	1,15	1,32	1,88	1,14	1,35	1,37	1,23
Mn	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,07	0,06	0,04	0,06
Mg	1,90	3,12	3,11	3,12	2,65	3,14	2,84	2,66	2,93
Ca	1,50	1,73	1,71	1,75	1,59	1,86	1,07	1,77	1,81
Na	0,18	0,29	0,39	0,13	0,29	0,31	0,13	0,18	0,26
K	0,15	0,11	0,13	0,04	0,12	0,08	0,10	0,07	0,17
OH	2,97	2,34	0,57	2,41	3,02	1,22	0,80	1,03	2,22
F	-	-	-	-	-	0,07	0,04	0,02	-
H ₃ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Сосущество-
ющий биотит

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	48,02	50,66	45,00	50,22	48,35	45,35	49,37	44,00	43,48
TiO ₂	1,28	0,64	1,23	0,69	0,62	1,29	0,49	2,30	1,05
Al ₂ O ₃	5,87	4,98	8,61	5,01	5,44	7,34	6,99	8,77	9,07
Fe ₂ O ₃	5,64	3,02	6,37	2,39	8,29	4,64	3,21	5,57	4,00
FeO	12,49	9,10	10,22	11,67	12,40	17,00	7,06	12,00	15,84
MnO	0,32	0,30	0,33	0,26	0,31	0,35	0,17	0,35	0,19
MgO	11,87	15,25	11,82	15,11	10,14	8,57	17,93	10,80	9,84

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
CaO	10,92	11,54	11,44	11,29	10,54	10,54	10,76	10,88	11,02
Na ₂ O	0,50	0,66	1,21	0,28	0,87	1,00	0,80	1,44	1,20
K ₂ O	0,42	0,30	0,97	0,05	0,10	0,15	0,40	1,17	1,07
P ₂ O ₅	—	0,04	0,10	0,05	0,07	0,05	0,03	0,07	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,55	2,99	2,20	3,09	2,59	3,46	3,04	2,32	2,30
Сумма	99,88	99,48	99,50	100,11	99,56	99,55	100,25	99,68	99,06
Кристаллохимические формулы									
Si	7,05	7,33	6,70	7,14	7,20	6,87	6,89	6,60	6,55
Ti	0,14	0,07	0,14	0,08	0,07	0,15	0,05	0,26	0,12
Al _{IV}	0,95	0,67	1,30	0,86	0,80	1,13	1,11	1,40	1,45
Al _{VI}	0,07	0,17	0,21	—	0,16	0,18	0,04	0,15	0,16
Fe ³⁺	0,62	0,33	0,71	0,26	0,93	0,53	0,34	0,63	0,49
Fe ²⁺	1,53	1,10	1,27	1,40	1,55	2,16	0,82	1,51	2,00
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02
Mg	2,60	3,29	2,63	3,24	2,25	1,94	3,73	2,41	2,21
Ca	1,72	1,79	1,83	1,74	1,68	1,71	1,61	1,75	1,78
Na	0,14	0,19	0,35	0,09	0,25	0,29	0,22	0,42	0,35
K	0,08	0,06	0,18	0,01	0,02	0,03	0,08	0,22	0,20
ОН	2,30	2,20	1,91	2,87	1,98	2,38	2,83	1,96	2,45
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сосуществующий биотит								92	73,74
Компоненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	47,14	41,54	45,54	47,60	47,58	44,92	42,42	42,60	43,77
TiO ₂	1,40	1,76	1,03	0,76	0,94	1,34	1,35	1,56	1,38
Al ₂ O ₃	7,30	11,36	12,10	10,09	9,75	10,75	12,00	12,00	11,48
Fe ₂ O ₃	3,99	5,52	3,76	4,61	4,83	6,16	5,41	6,37	6,43
FeO	16,09	18,10	9,18	7,83	7,58	10,22	15,15	14,97	10,18
MnO	0,35	0,91	0,16	0,17	0,17	0,22	0,28	0,30	0,28
MgO	9,84	4,51	12,88	14,25	14,10	12,03	7,83	8,30	12,10
CaO	9,85	10,14	11,12	11,13	11,42	10,57	10,88	10,32	10,11
Na ₂ O	0,86	1,00	1,27	0,95	0,96	1,00	1,29	1,21	1,22
K ₂ O	0,22	0,36	0,77	0,21	0,18	0,63	0,56	0,65	0,64
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,10	0,10	0,10
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.			1,92	2,20	2,10	1,88	2,48	1,95	1,88
Сумма	97,04	95,20	99,73	99,80	99,60	99,72	99,76	100,17	99,57

Таблица 12 (продолжение)

Компоненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Кристаллохимические формулы									
Si	6,96	6,50	6,60	6,78	6,80	6,50	6,40	6,32	6,33
Ti	0,15	0,21	0,12	0,08	0,10	0,14	0,15	0,17	0,15
Al _{IV}	1,04	1,50	1,40	1,22	1,20	1,50	1,60	1,68	1,67
Al _{VI}	0,23	0,60	0,67	0,47	0,44	0,33	0,53	0,42	0,28
Fe ³⁺	0,44	0,65	0,41	0,49	0,52	0,67	0,62	0,71	0,70
Fe ²⁺	1,98	2,37	1,11	0,93	0,91	1,23	1,91	1,86	1,23
Mn	0,04	0,12	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Mg	2,16	1,05	2,67	3,03	3,00	2,60	1,76	1,80	2,61
Ca	1,55	1,70	1,73	1,70	1,75	1,64	1,76	1,64	1,56
Na	0,24	0,30	0,36	0,26	0,27	0,28	0,37	0,35	0,34
K	0,04	0,07	0,14	0,04	0,03	0,12	0,11	0,12	0,12
OH	2,69	2,06	2,12	2,08	1,96	2,54	2,15	2,46	2,76
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сосуществующий биотит								110	111

Компоненты	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Биотиты (34–146)									
SiO ₂	47,30	43,06	43,76	41,70	41,14	40,84	34,37	36,15	36,26
TiO ₂	0,80	0,81	1,98	0,71	1,15	0,95	2,40	2,60	2,67
Al ₂ O ₃	8,86	14,41	11,91	14,88	10,59	12,83	16,75	16,77	16,54
Fe ₂ O ₃	5,91	8,05	5,19	5,70	8,17	6,48	6,45	6,56	6,13
FeO	6,90	10,89	9,93	11,40	12,72	14,28	14,85	14,20	13,98
MnO	0,32	0,27	0,27	0,27	0,44	0,36	0,69	0,41	0,34
MgO	14,93	11,10	11,93	9,65	9,79	8,14	10,06	9,10	9,90
CaO	11,70	6,10	10,72	11,40	9,99	11,02	0,74	1,37	0,70
Na ₂ O	0,89	2,59	1,88	1,40	1,31	1,33	0,24	0,19	0,15
K ₂ O	0,75	0,43	0,21	0,46	1,65	1,36	6,70	9,00	9,60
P ₂ O ₅	0,08		0,15	0,15		0,09			
F	—	—	—	—	—	—	0,39	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,24	2,21	2,25	2,25	2,40	2,05	6,30	4,26	3,46
Сумма	99,68	99,92	100,18	99,97	99,35	99,73	99,94	100,61	99,73
Кристаллохимические формулы									
Si	6,76	6,05	6,36	6,15	6,21	6,18	2,71	2,86	2,85
Ti	0,08	0,08	0,21	0,08	0,13	0,11	0,14	0,16	0,16
Al _{IV}	1,24	1,95	1,64	1,85	1,79	1,82	1,29	1,14	1,15
Al _{VI}	0,25	0,44	0,40	0,73	0,09	0,47	0,26	0,42	0,38
Fe ³⁺	0,63	0,85	0,57	0,63	0,93	0,74	0,38	0,39	0,36
Fe ²⁺	0,82	1,28	1,21	1,41	1,60	1,81	0,98	0,94	0,92
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,02	0,02
Mg	3,18	2,32	2,58	2,12	2,20	1,83	1,18	1,07	1,16
Ca	1,79	0,92	1,67	1,80	1,61	1,79	0,06	0,11	0,06

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Na	0,25	0,70	0,53	0,40	0,38	0,39	0,04	0,01	0,02
K	0,13	0,08	0,04	0,08	0,32	0,26	0,67	0,91	0,96
OH	2,11	3,88	2,34	2,25	2,59	2,16	1,44	0,87	0,99
F	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—
H ₃ O	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—
Сосуществующий биотит	112				130				
Компоненты	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	36,02	35,41	36,13	36,38	36,75	35,60	37,00	38,58	35,55
TiO ₂	2,62	3,00	3,42	2,26	2,33	3,20	2,62	2,01	2,36
Al ₂ O ₃	16,45	17,47	17,16	16,31	15,44	16,61	16,71	16,66	19,43
Fe ₂ O ₃	5,77	11,29	4,63	5,07	5,63	7,60	11,37	7,36	2,90
FeO	14,71	10,90	14,85	14,38	15,77	14,14	8,67	9,10	17,24
MnO	0,27	0,37	0,25	0,34	0,38	0,63	0,42	0,21	0,21
MgO	10,45	6,83	8,55	10,26	10,00	8,64	10,35	12,18	7,73
CaO	0,90	0,37	0,66	1,03	1,15	0,70	0,42	0,44	0,75
Na ₂ O	0,16	0,11	0,19	0,16	0,22	0,20	0,12	0,09	0,11
K ₂ O	8,92	7,02	8,22	9,57	8,60	7,88	7,02	8,48	9,44
P ₂ O ₅	—	0,07	—	—	—	0,14	0,10	0,11	—
F	—	—	0,18	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,025
П.п.п.	3,28	6,24	5,40	4,12	4,05	4,25	4,71	3,82	3,29
Сумма	99,55	99,08	99,64	99,88	100,32	99,59	99,51	99,04	99,03
Кристаллохимические формулы									
Si	2,81	2,87	2,88	2,87	2,88	2,82	2,83	2,96	2,79
Ti	0,15	0,18	0,20	0,13	0,14	0,19	0,15	0,12	0,20
Al _{IV}	1,19	1,13	1,12	1,13	1,12	1,18	1,17	1,51	1,21
Al _{VI}	0,32	0,54	0,49	0,38	0,31	0,37	0,36		0,59
Fe ³⁺	0,34	0,69	0,28	0,30	0,33	0,45	0,66	0,43	0,17
Fe ²⁺	0,96	0,74	0,99	0,95	1,03	0,93	0,56	0,58	1,13
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01
Mg	1,21	0,82	1,02	1,21	1,17	1,02	1,20	1,39	0,90
Ca	0,07	0,03	0,06	0,08	0,10	0,06	0,03	0,03	0,06
Na	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
K	0,89	0,73	0,84	0,96	0,86	0,80	0,69	0,83	0,98
OH	1,05	0,37	0,07	0,57	1,13	1,03	—	1,00	0,94
F	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	—	0,22	0,07	—	—	—	—	—	—
Компоненты	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	37,25	38,02	37,00	35,16	37,76	36,70	38,12	36,34	37,37
TiO ₂	1,91	2,11	2,58	4,15	2,27	2,50	1,67	1,83	2,16
Al ₂ O ₃	18,44	17,50	16,95	17,32	16,35	15,96	17,71	17,03	17,17

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	46	47	48	49	50	51	52	53	54
Fe ₂ O ₃	3,87	3,27	4,07	4,38	4,84	4,58	4,71	5,28	5,41
FeO	12,93	14,86	14,47	13,28	11,11	15,69	9,81	11,64	11,55
MnO	0,37	0,07	0,31	0,32	0,33	0,25	0,25	0,14	0,20
MgO	11,67	10,94	11,60	13,14	13,31	10,41	14,69	13,80	12,12
CaO	0,38	0,87	0,28	0,66	1,41	1,74	0,70	0,63	0,62
Na ₂ O	0,20	0,56	0,20	0,19	0,17	0,28	0,10	0,15	0,21
K ₂ O	9,16	9,09	9,40	6,78	7,40	8,14	7,29	8,46	8,30
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,42	—	0,12	—	—
F	—	—	—	0,25	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,033	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,87	3,00	3,01	3,90	4,22	3,51	4,37	4,54	4,54
Сумма	100,08	100,29	99,87	99,53	99,59	99,76	99,54	99,84	99,65

Кристаллохимические формулы

Si	2,84	2,91	2,83	2,65	2,88	2,87	2,84	2,77	2,87
Ti	0,11	0,12	0,15	0,23	0,13	0,15	0,09	0,10	0,12
Al _{IV}	1,16	1,09	1,17	1,35	1,12	1,13	1,16	1,23	1,13
Al _{VI}	0,50	0,49	0,36	0,19	0,35	0,34	0,39	0,29	0,43
Fe ³⁺	0,22	0,19	0,23	0,25	0,28	0,27	0,26	0,30	0,31
Fe ²⁺	0,82	0,95	0,92	0,84	0,71	1,02	0,61	0,74	0,74
Mn	0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	1,33	1,25	1,32	1,47	1,51	1,21	1,63	1,56	1,39
Ca	0,03	0,07	0,02	0,05	0,12	0,15	0,12	0,05	0,05
Na	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02	0,03
K	0,89	0,89	0,92	0,65	0,72	0,81	0,69	0,82	0,81
OH	1,25	1,13	1,29	1,61	1,25	1,07	1,51	1,48	1,22
F	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,06	—	—	0,27	—	—	—	—	—

Сосуществующий амфибол

6

Компоненты	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	35,60	36,36	36,36	35,96	36,02	36,17	37,47	36,63	35,68
TiO ₂	2,50	2,50	2,38	2,91	2,82	2,59	2,04	1,94	2,71
Al ₂ O ₃	16,79	16,16	16,16	16,23	16,05	15,77	16,46	16,61	16,29
Fe ₂ O ₃	5,69	7,34	4,88	5,90	8,81	6,20	11,97	11,40	7,91
FeO	14,14	15,38	15,15	15,40	12,31	15,40	7,25	9,31	13,46
MnO	0,32	0,18	0,31	0,26	0,29	0,29	0,28	0,64	0,59
MgO	11,20	8,19	9,99	9,79	9,95	10,10	10,33	9,00	9,06
CaO	0,49	0,56	1,81	0,14	0,28	0,22	0,44	0,69	1,25
Na ₂ O	0,17	0,12	0,07	0,19	0,17	0,18	0,16	0,16	0,17
K ₂ O	8,30	8,29	7,99	8,53	8,21	8,79	8,22	7,30	8,82
P ₂ O ₅	—	—	—	0,07	0,11	0,06	0,14	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	55	56	57	58	59	60	61	62	63
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	4,33	3,94	4,04	4,10	4,65	4,01	5,04	5,76	4,12
Сумма	99,53	99,02	99,14	99,48	99,67	99,78	99,80	99,44	100,06
Кристаллохимические формулы									
Si	2,76	2,89	2,87	2,82	2,83	2,83	2,94	2,91	2,84
Ti	0,15	0,15	0,14	0,17	0,17	0,15	0,12	0,12	0,16
Al _{IV}	1,24	1,11	1,13	1,18	1,17	1,17	1,06	1,09	1,16
Al _{VI}	0,29	0,41	0,37	0,32	0,32	0,28	0,46	0,45	0,37
Fe ³⁺	0,33	0,44	0,29	0,34	0,52	0,36	0,71	0,68	0,47
Fe ²⁺	0,92	1,02	1,00	1,01	0,81	1,01	0,48	0,62	0,89
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04
Mg	1,29	0,97	1,18	1,14	1,16	1,18	1,21	1,07	1,07
Ca	0,04	0,05	0,15	0,01	0,02	0,02	0,04	0,06	0,11
Na	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
K	0,82	0,84	0,80	0,85	0,82	0,88	0,82	0,74	0,89
OH	1,39		1,08	1,28	0,10	1,28	0,73	0,82	0,86
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	0,11	0,13	0,07	0,12	—	—
Компоненты	64	65	66	67	68	69	70	71	72
SiO ₂	37,64	35,85	35,19	36,78	32,28	33,68	35,30	35,95	34,18
TiO ₂	2,90	2,96	2,74	2,88	1,78	3,36	2,97	2,93	2,95
Al ₂ O ₃	17,77	16,66	17,81	17,16	17,81	17,30	17,31	16,69	18,14
Fe ₂ O ₃	6,60	10,00	13,14	14,95	15,79	8,54	5,90	6,36	8,69
FeO	13,85	11,10	8,49	5,83	8,40	15,20	17,46	15,30	15,28
MnO	0,41	0,90	0,75	0,70	0,60	0,72	0,47	0,58	0,63
MgO	6,78	6,43	7,04	6,71	8,61	6,80	7,35	6,83	5,59
CaO	0,46	0,74	0,43	0,58	0,82	0,90	0,33	0,58	0,50
Na ₂ O	0,37	0,14	0,15	0,17	0,15	0,06	0,10	0,15	0,14
K ₂ O	9,30	8,26	6,99	7,52	4,08	8,15	9,52	9,28	8,30
P ₂ O ₅	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	0,64	0,51	0,56	0,20	—	0,64	0,66	0,21
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,54	6,00	6,70	6,10	9,06	5,42	2,40	3,77	5,08
Сумма	99,73	99,68	99,94	99,94	99,58	100,13	99,75	99,08	99,69
Кристаллохимические формулы									
Si	3,00	2,94	2,89	2,99	2,60	2,73	2,80	2,92	2,78
Ti	0,17	0,18	0,17	0,18	0,11	0,20	0,18	0,18	0,18
Al _{IV}	1,00	1,06	1,11	1,01	1,40	1,27	1,20	1,08	1,22
Al _{VI}	0,67	0,55	0,57	0,64	0,29	0,38	0,41	0,52	0,52
Fe ³⁺	0,40	0,64	0,79	0,91	0,95	0,52	0,35	0,39	0,53
Fe ²⁺	0,92	0,76	0,57	0,40	0,57	1,03	1,15	1,04	1,04

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	64	65	66	67	68	69	70	71	72
Mn	0,03	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05
Mg	0,81	0,79	0,84	0,81	1,03	0,82	0,87	0,82	0,68
Ca	0,04	0,06	0,03	0,05	0,07	0,08	0,03	0,05	0,04
Na	0,06	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
K	0,94	0,86	0,74	0,78	0,42	0,84	0,96	0,96	0,86
OH	0,51	0,54	0,46	0,05	1,34	0,96	0,88	0,56	0,80
F	—	0,16	0,13	0,14	0,05	—	0,16	0,17	0,05
H ₃ O	—	0,06	0,21	0,14	0,49	0,07	—	—	0,08

Компоненты	73	74	75	76	77	78	79	80	81
SiO ₂	36,84	36,82	35,24	36,36	36,50	36,68	35,91	33,65	37,65
TiO ₂	2,06	2,06	3,36	2,30	2,06	3,00	3,12	3,54	3,00
Al ₂ O ₃	14,72	14,38	15,43	16,60	16,03	15,43	16,17	16,72	16,53
Fe ₂ O ₃	7,32	3,14	8,25	5,80	9,82	8,07	8,32	11,01	6,58
FeO	13,88	18,08	13,73	15,96	11,96	13,84	14,67	13,43	12,55
MnO	0,28	0,32	0,42	0,35	0,40	0,30	0,41	0,63	0,83
MgO	10,51	10,72	9,27	9,95	9,53	8,67	8,13	8,17	10,16
CaO	1,12	0,56	0,69	0,34	0,60	0,43	0,43	0,34	0,94
Na ₂ O	0,10	0,09	0,13	0,16	0,16	0,16	0,10	0,16	0,12
K ₂ O	8,54	9,16	9,54	8,28	9,75	9,60	9,30	8,84	9,12
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	4,06	3,96	4,00	4,20	3,42	3,74	3,27	3,77	3,24
Сумма	99,43	99,29	100,06	100,30	100,23	99,92	99,83	100,26	100,72

Кристаллохимические формулы

Si	2,91	2,90	2,81	2,82	2,88	2,92	2,85	2,67	2,91
Ti	0,12	0,12	0,20	0,13	0,12	0,18	0,19	0,21	0,17
Al _{IV}	} 1,37	} 1,33	1,19	1,18	1,12	1,08	1,15	1,33	1,09
Al _{VI}			0,26	0,33	0,38	0,37	0,36	0,24	0,42
Fe ³⁺	0,67	0,18	0,50	0,34	0,59	0,48	0,49	0,66	0,38
Fe ²⁺	0,67	1,19	0,92	1,03	0,79	0,92	0,97	0,89	0,81
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05
Mg	1,24	1,26	1,10	1,15	1,11	1,03	0,96	0,96	1,17
Ca	0,10	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,08
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
K	0,86	0,92	0,97	0,82	0,98	0,98	0,94	0,90	0,90
OH	0,82	1,41	0,93	1,36	0,84	0,80	0,89	1,04	0,71
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	—	—	—	0,13	—	—	—	0,05	—

Сосуществующий амфибол 18

Таблица 12 (продолжение)

Компоненты	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO ₂	37,93	35,86	36,98	36,11	36,04	36,00	35,02	36,41	36,36
TiO ₂	2,32	3,03	2,93	3,03	2,85	3,02	3,93	2,74	4,20
Al ₂ O ₃	15,43	15,84	16,54	16,92	16,79	16,31	16,15	17,91	15,15
Fe ₂ O ₃	4,55	7,40	5,55	11,23	11,23	10,23	6,33	12,86	8,48
FeO	12,58	17,66	16,61	10,63	10,80	11,72	17,30	10,52	11,46
MnO	0,73	0,17	0,11	0,31	0,35	0,41	0,31	1,20	0,42
MgO	11,29	6,60	8,84	7,50	7,70	8,40	8,37	5,67	10,72
CaO	0,51	0,70	0,14	2,10	1,93	2,15	0,22	0,18	0,85
Na ₂ O	0,17	0,16	0,25	0,20	0,17	0,31	0,17	0,20	0,10
K ₂ O	9,48	8,84	7,04	7,05	6,90	6,30	8,70	7,46	8,20
P ₂ O ₅	—	—	0,21	—	—	—	0,16	0,15	0,53
F	1,26	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,70	4,04	4,31	5,25	5,42	5,30	3,38	4,46	3,71
Сумма	99,95	100,30	99,51	100,33	100,18	100,15	100,04	99,76	100,18

Кристаллохимические формулы

Si	2,97	2,88	2,88	2,90	2,86	2,87	2,76	2,92	2,84
Ti	0,14	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,23	0,16	0,25
Al _{IV}	1,03	1,12	1,12	1,10	1,20	1,13	1,24	1,08	1,16
Al _{VI}	0,39	0,38	0,39	0,50	0,43	0,40	0,26	0,61	0,23
Fe ³⁺	0,27	0,45	0,32	0,68	0,69	0,61	0,37	0,77	0,50
Fe ²⁺	0,82	1,19	1,08	0,72	0,74	0,78	1,14	0,70	0,75
Mn	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,08	0,02
Mg	1,32	0,79	1,02	0,90	0,94	1,00	0,98	0,68	1,25
Ca	0,04	0,06	0,01	0,18	0,17	0,18	0,02	0,02	0,07
Na	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,01
K	0,95	0,91	0,70	0,78	0,72	0,64	0,87	0,76	0,82
OH	0,73	0,87	1,33	0,45	0,63	0,71	1,21	0,55	0,96
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	—	—	—	—	—	—	0,08	0,19	—

Компоненты	91	92	93	94	95	96	97	98	99
SiO ₂	35,04	36,60	36,74	36,94	36,32	34,94	35,28	35,32	34,83
TiO ₂	3,02	2,99	2,55	3,86	3,73	3,26	3,54	3,54	3,06
Al ₂ O ₃	16,47	14,41	14,05	17,10	16,57	18,16	16,91	17,32	18,74
Fe ₂ O ₃	6,08	5,96	6,28	5,32	9,56	8,02	7,09	6,03	9,74
FeO	18,83	15,15	14,34	14,34	12,33	16,07	18,16	16,77	14,52
MnO	0,93	0,25	0,20	0,29	0,35	0,62	0,38	0,33	0,43
MgO	6,50	11,11	11,45	8,80	8,73	6,43	6,24	7,62	5,87
CaO	0,42	1,41	0,56	0,56	0,15	0,30	0,11	0,11	0,15
Na ₂ O	0,18	0,22	0,18	0,20	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18
K ₂ O	8,15	8,30	9,56	8,34	8,16	7,83	8,34	9,09	7,43
P ₂ O ₅	—	0,53	—	—	0,05	0,07	0,07	0,07	0,10

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	91	92	93	94	95	96	97	98	99
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,95	3,22	3,62	3,99	4,14	4,01	3,96	3,46	4,68
Сумма	99,57	100,15	99,54	99,74	100,28	99,90	100,26	99,84	99,73
Кристаллохимические формулы									
Si	2,80	2,86	2,89	2,89	2,84	2,77	2,81	3,16	2,78
Ti	0,18	0,17	0,15	0,23	0,22	0,19	0,21	0,24	0,18
Al _{IV}	1,20	1,14	1,11	1,11	1,16	1,23	1,19	0,84	1,22
Al _{VI}	0,35	0,19	0,19	0,47	0,37	0,47	0,40	0,07	0,54
Fe ³⁺	0,37	0,35	0,37	0,31	0,56	0,48	0,42	0,40	0,58
Fe ²⁺	1,26	0,99	0,94	0,94	0,81	1,06	1,21	1,25	0,97
Mn	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03
Mg	0,78	1,29	1,34	1,03	1,02	0,76	0,74	1,02	0,70
Ca	0,04	0,12	0,05	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	0,83	0,83	0,96	0,83	0,81	0,79	0,85	1,03	0,76
OH	1,18	1,16	1,16	0,91	0,93	1,02	1,06	0,81	0,93
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	0,15	0,15	0,12	—	0,20
Сосуществующий амфибол		17							

Компоненты	100	101	102	103	104	105	106	107	108
SiO ₂	34,60	34,78	35,98	37,22	33,02	34,80	36,80	35,40	38,69
TiO ₂	2,93	4,12	3,03	2,73	2,50	2,63	2,21	2,35	1,62
Al ₂ O ₃	16,16	16,87	17,18	17,74	18,74	18,23	17,00	16,16	16,27
Fe ₂ O ₃	9,19	6,05	5,16	4,37	9,66	4,74	6,99	9,08	3,87
FeO	16,94	15,63	16,21	12,55	14,12	15,49	13,73	16,21	11,03
MnO	0,25	0,27	0,13	0,13	0,28	0,29	0,35	0,25	0,27
MgO	7,63	8,45	9,43	11,63	9,11	10,55	10,51	7,77	13,65
CaO	0,42	1,32	0,49	1,25	0,40	0,60	0,42	0,28	0,50
Na ₂ O	0,10	0,17	0,28	0,22	0,23	0,25	0,20	0,32	0,25
K ₂ O	7,40	8,92	9,04	9,00	8,10	8,34	8,00	7,60	8,87
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	0,10	0,11	0,10	0,13	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	4,16	3,72	3,40	3,48	3,72	4,12	3,86	4,08	3,47
Сумма	99,88	100,30	100,33	100,32	99,98	100,15	100,18	99,64	98,49
Кристаллохимические формулы									
Si	2,74	2,76	2,79	2,85	2,57	2,69	2,83	2,80	2,96
Ti	0,17	0,24	0,18	0,16	0,15	0,15	0,13	0,14	0,09
Al _{IV}	1,26	1,24	1,21	1,15	1,43	1,31	1,17	1,20	1,04
Al _{VI}	0,24	0,34	0,37	0,45	0,29	0,34	0,37	0,31	0,42
Fe ³⁺	0,55	0,36	0,30	0,25	0,57	0,27	0,40	0,54	0,22

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	100	101	102	103	104	105	106	107	108
Fe ²⁺	1,12	1,04	1,05	0,80	0,92	1,00	0,88	1,07	0,70
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,90	1,00	1,09	1,33	1,06	1,21	1,20	0,92	1,55
Ca	0,03	0,11	0,04	0,10	0,03	0,05	0,03	0,02	0,08
Na	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04
K	0,75	0,90	0,89	0,88	0,80	0,82	0,78	0,77	0,86
OH	1,30	0,91	1,18	1,02	1,38	1,43	1,27	1,21	1,24
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компоненты	109	110	111	112	113	114	115	116	117
SiO ₂	38,00	38,00	37,64	37,36	37,46	34,36	33,56	34,43	35,35
TiO ₂	1,95	1,50	1,83	1,68	3,18	3,18	5,56	4,04	3,23
Al ₂ O ₃	16,04	16,00	16,54	16,79	17,04	18,02	15,03	14,41	16,95
Fe ₂ O ₃	4,46	8,20	4,37	3,53	17,91	4,25	6,70	6,91	4,78
FeO	12,38	13,13	12,16	10,45	1,81	17,71	16,92	18,81	17,54
MnO	0,25	0,17	0,18	0,21	0,23	0,28	0,33	0,25	0,20
MgO	12,51	9,64	13,40	15,02	7,88	8,28	8,30	7,90	9,00
CaO	1,67	1,84	2,45	1,72	0,08	0,50	0,28	0,28	0,28
Na ₂ O	0,30	0,41	0,33	0,30	0,24	0,19	0,29	0,16	0,12
K ₂ O	8,42	6,80	6,94	8,95	8,28	8,39	8,68	8,80	9,00
P ₂ O ₅	—	0,14	0,07	0,08	0,07	0,07	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,62	4,24	3,70	3,91	5,40	4,48	3,50	3,60	3,46
Сумма	99,60	100,08	99,61	100,00	99,58	99,71	99,15	99,59	99,91

Кристаллохимические формулы

Si	2,93	2,97	2,87	2,83	3,02	2,72	2,69	2,76	2,76
Ti	0,11	0,09	0,10	0,09	0,19	0,19	0,34	0,24	0,19
Al _{IV}	1,07	1,03	1,13	1,17	0,98	1,28	1,31	1,24	1,24
Al _{VI}	0,38	0,44	0,35	0,33	0,64	0,40	0,11	0,12	0,32
Fe ³⁺	0,26	0,48	0,25	0,20	1,09	0,25	0,40	0,42	0,28
Fe ²⁺	0,80	0,86	0,77	0,67	0,12	1,17	1,14	1,26	1,15
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Mg	1,43	1,12	1,52	1,70	0,95	0,97	0,99	0,94	1,05
Ca	0,14	0,15	0,20	0,14	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02
Na	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02
K	0,83	0,68	0,67	0,86	0,85	0,85	0,89	0,90	0,90
OH	1,04	0,75	1,21	1,28	—	1,29	1,15	1,25	1,30
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—

Сосуществующий амфибол

26

27

28

Таблица 12 (продолжение)

Компоненты	118	119	120	121	122	123	124	125	126
SiO ₂	35,27	34,96	37,37	39,11	35,67	36,66	37,34	35,80	35,55
TiO ₂	2,55	3,23	3,04	2,11	3,18	3,14	2,31	2,54	2,89
Al ₂ O ₃	20,45	15,20	16,16	16,55	16,92	19,25	17,79	20,19	20,05
Fe ₂ O ₃	3,36	7,83	6,21	6,50	4,41	1,33	8,84	1,81	1,57
FeO	14,44	17,54	14,41	13,88	16,52	16,73	7,99	15,90	16,84
MnO	0,21	0,35	0,35	0,25	0,26	0,13	0,28	0,15	0,22
MgO	9,28	7,80	9,40	8,00	9,18	9,18	11,71	9,80	9,10
CaO	0,08	0,50	0,28	0,53	0,28	0,14	0,22	0,28	0,14
Na ₂ O	0,18	0,18	0,30	0,25	0,16	0,20	0,24	0,21	0,19
K ₂ O	9,53	9,00	8,60	8,35	9,70	9,22	8,62	8,90	9,34
P ₂ O ₅	0,09	—	—	—	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	4,00	3,77	3,84	3,95	3,80	3,44	4,45	3,77	3,63
Сумма	99,44	100,36	99,96	99,62	100,17	99,49	99,86	99,43	99,59

Кристаллохимические формулы

Si	2,75	2,79	2,92	3,08	2,81	2,84	2,87	2,76	2,76
Ti	0,15	0,19	0,18	0,12	0,19	0,18	0,13	0,15	0,17
Al _{IV}	1,25	1,21	1,08	0,92	1,19	1,16	1,13	1,24	1,24
Al _{VI}	0,62	0,22	0,41	0,62	0,38	0,59	0,49	0,59	0,59
Fe ³⁺	0,20	0,47	0,36	0,39	0,26	0,08	0,51	0,10	0,09
Fe ²⁺	0,94	1,17	0,94	0,91	1,08	1,08	0,51	1,02	1,09
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	1,08	0,93	1,09	0,94	1,07	1,06	1,34	1,13	1,05
Ca	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Na	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
K	0,95	0,92	0,86	0,84	0,97	0,86	0,85	0,88	0,92
OH	1,14	0,97	—	0,71	1,14	1,22	0,94	1,30	1,25
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—

Компоненты	127	128	129	130	131	132	133	134	135
SiO ₂	34,35	35,77	36,00	36,72	39,93	35,62	35,35	37,37	35,98
TiO ₂	2,96	2,38	3,10	2,68	2,00	2,44	2,27	1,90	2,20
Al ₂ O ₃	19,75	15,25	15,15	13,99	15,81	19,42	18,37	16,52	17,82
Fe ₂ O ₃	2,26	11,96	9,40	6,44	12,55	1,98	2,41	5,70	3,43
FeO	16,63	7,23	12,47	15,51	2,66	16,21	18,81	10,75	17,66
MnO	0,13	0,24	0,24	0,30	0,14	0,12	0,14	0,10	0,28
MgO	10,12	13,49	10,10	10,99	13,13	11,77	8,70	13,90	9,52
CaO	0,20	0,35	0,28	0,69	1,44	0,14	0,69	1,31	0,72
Na ₂ O	0,21	0,30	0,21	0,21	0,55	0,20	0,19	0,35	0,24
K ₂ O	9,38	7,29	8,70	8,50	4,93	7,69	7,70	8,71	7,83
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—	0,10	—	—	—

Таблица 12 (окончание)

Компоненты	127	128	129	130	131	132	133	134	135
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06
П.п.п.	4,02	5,09	4,04	3,52	6,44	3,85	4,74	—	2,81
Сумма	100,11	99,35	99,69	99,55	99,58	99,54	99,37	96,61	98,79
Кристаллохимические формулы									
Si	2,66	2,76	2,79	2,87	3,06	2,68	2,77	2,83	2,79
Ti	0,17	0,14	0,18	0,16	0,11	0,14	0,13	0,11	0,13
Al _{IV}	1,34	1,24	1,21	1,13	0,94	1,32	1,23	1,17	1,21
Al _{VI}	0,46	0,15	0,17	0,15	0,49	0,40	0,46	0,31	0,42
Fe ³⁺	0,13	0,69	0,55	0,38	0,72	0,11	0,14	0,32	0,20
Fe ²⁺	1,07	0,46	0,81	1,01	0,17	1,02	1,24	0,68	1,14
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,16	1,55	1,28	1,28	1,50	1,32	1,02	1,57	1,10
Ca	0,02	0,03	0,02	0,06	0,12	0,01	0,06	0,11	0,06
Na	0,03	0,04	0,03	0,03	0,08	0,03	0,03	0,02	0,02
K	0,92	0,72	0,86	0,85	0,48	0,74	0,77	0,84	0,76
HO	1,42	1,30	1,20	1,28	1,71	1,74	1,45	1,24	1,37
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,16

Сосуществующий амфибол

32

Компоненты	136	137	138	139	140	141	142	143	144
SiO ₂	38,24	37,05	35,72	36,65	37,70	35,44	36,50	37,75	37,60
TiO ₂	1,77	2,03	1,54	1,90	1,93	1,62	1,99	1,97	1,02
Al ₂ O ₃	17,26	17,74	17,25	17,65	17,51	17,25	17,85	16,80	17,68
Fe ₂ O ₃	5,84	11,36	5,22	10,47	6,40	6,41	8,24	6,53	3,06
FeO	14,95	7,56	14,47	8,02	12,03	14,59	11,00	12,60	12,56
MnO	0,22	0,30	0,25	0,17	0,36	0,36	0,31	0,33	0,24
MgO	10,52	10,04	12,72	11,40	10,86	11,28	9,77	9,77	12,89
CaO	0,48	1,13	1,00	1,13	0,75	1,34	1,35	1,13	1,45
Na ₂ O	0,12	0,18	0,23	0,18	0,24	0,12	0,22	0,25	0,21
K ₂ O	8,06	8,47	8,85	7,99	7,05	8,23	8,31	8,83	8,86
F	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,14	0,067	—	0,047	0,054	—	0,054	0,047	0,08
П.п.п.	2,69	3,88	—	4,43	3,92	—	3,41	2,99	3,58
Сумма	100,41	99,81	97,25	100,01	98,80	96,64	99,00	99,00	99,23
Кристаллохимические формулы									
Si	2,89	2,90	2,71	2,83	2,90	2,77	2,86	2,96	2,88
Ti	0,10	0,12	0,09	0,11	0,11	0,09	0,12	0,11	0,06
Al _{IV}	1,11	1,10	1,29	1,17	1,10	1,23	1,14	1,04	1,12
Al _{VI}	0,43	0,53	0,25	0,44	0,49	0,22	0,51	0,51	0,48
Fe ³⁺	0,33	0,67	0,30	0,61	0,37	0,36	0,49	0,39	0,18
Fe ²⁺	0,94	0,49	0,92	0,52	0,77	0,93	0,72	0,83	0,80

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Компоненты	136	137	138	139	140	141	142	143	144
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Mg	1,19	1,17	1,43	1,31	1,24	1,28	1,14	1,14	1,47
Ca	0,04	0,09	0,08	0,09	0,06	0,11	0,11	0,10	0,12
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
K	0,78	0,85	0,86	0,79	0,69	0,80	0,83	0,88	0,87
ОН	1,25	0,62	1,52	0,92	1,19	1,34	0,83	0,82	1,78
F	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₃ O	0,17	0,05	0,04	0,11	0,23	0,08	0,04	—	—

Компоненты	145	146	Компоненты	145	146
SiO ₂	36,45	37,50	Кристаллохимические формулы		
TiO ₂	1,60	1,79	Si	2,80	2,92
Al ₂ O ₃	17,66	17,15	Ti	0,09	0,10
Fe ₂ O ₃	1,34	1,31	Al _{IV}	1,20	1,08
FeO	15,67	14,89	Al _{VI}	0,40	0,50
MnO	0,18	0,22	Fe ³⁺	0,08	0,07
MgO	12,42	11,67	Fe ²⁺	1,01	0,97
CaO	0,96	1,13	Mn	0,01	0,01
Na ₂ O	0,11	0,14	Mg	1,41	1,35
K ₂ O	8,00	9,48	Ca	0,08	0,09
F	0,36	—	Na	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	—	0,10	K	0,78	0,93
П.п.п.	2,72	3,94	ОН	1,50	1,19
Сумма	97,47	99,32	F	0,09	—
			H ₃ O	0,13	—

1—33 — амфиболы: 1 — из габбро-диоритов, Нурбайский массив; 2 — из габбро, Шильдинский массив; 3, 4 — из габбро, Айдырлинский массив; 5 — из гранодиоритов, Айдырлинский массив; 6 — из гранодиоритов, Каиндинский массив; 7—9 — из гранодиоритов, Еленовский массив; 10 — из кварцевых диоритов, там же; 11 — из габбро, там же; 12 — из гранодиоритов, Джабыгасайский массив; 13—15 — из габбро, там же; 16 — из габбро, Кошенсайский массив; 17 — из гибридных гранодиоритов, Котансинский массив; 18 — из гибридных гранодиоритов, Карабутакский массив; 19, 20 — из амфиболитов соответственно восточного и западного экзоконтактов Нурбайского массива, Нурбайский антиклинорий; 21 — из плагиоклаз-роговообманковых роговиков юго-западного экзоконтакта Карабутакского массива, Адамовский антиклинорий; 22, 23 — из амфиболитов р. Кумак, там же; 24 — из прослой амфиболитов среди биотитовых гнейсов лога Кундерляк, там же; 25 — из амфиболитов лога Яршалы, там же; 26 — из биотит-амфиболовых гнейсов лога Яршалы, там же; 27, 28 — из биотит-роговообманковых мигматитов условного протерозоя к югу от Адамовского массива, там же; 29 — из амфиболитов балки Джанабай, Тикельдыгауский антиклинорий; 30, 31 — из амфиболитов западного экзоконтакта Желтинского массива; 32 — из биотит-амфиболовых гнейсов юго-восточного экзоконтакта Котансинского массива, Тикельдыгауский антиклинорий; 33 — из биотит-амфиболовых гнейсов восточного экзоконтакта Желтинского массива, там же.

34—146 — биотиты: 34—37 — из гранодиоритов, Бутаковский массив; 38 — из плагиогранитов, там же; 40 — из плагиогранитов, там же; 39, 41 — из плагиогранодиоритов, там же; 42, 43 — из микроклинизированных плагиоадамеллитов, там же; 44 — из гальки плагиогранитов С₁ конгломератов, Кировский массив; 45, 46 — из плагиогранитов, Нурбайский массив; 47 — из плагиогранодиоритов, там же; 48 — из плагиогранитов, Теренсайский массив; 49 — из гранодиоритов, Каиндинский массив; 50 — из гранодиоритов, Джаныспайский массив; 51—53 — из кварцевых диоритов, там же;

Т а б л и ц а 12 (окончание)

54 — из плагиогранодиоритов, там же; 55 — из контаминированных плагиогранитов, там же; 56 — из плагиоадамеллитов, Айдырлинский массив; 57 — из гранодиоритов, там же; 58—61 — из адамеллитов, Шелкарский массив; 62—65 — из гранитов главной фазы С₁, Средне-Ушкаттинский массив; 66, 67 — из гранитов малых посторогенных интрузий PZ₃, там же; 68 — из посторогенных гранит-порфиров PZ₃, там же; 69, 70 — из гранитов главной фазы, Суундукский массив; 71, 72 — из жильных гранитов, там же; 73, 74 — из одной пробы гибридного гранодиорита, биотит бурый (73) и зеленый (74), Карабутакский массив; 75—78 — из адамеллитов (75, 77) и гранитов главной фазы, там же; 79—82 — из гранитов второй фазы, там же; 83—86 — из гранитов главной фазы, Аниховский массив; 87 — из адамеллитов, там же; 88—90 — из гранитов главной фазы, Котансинский массив; 91 — из гранитов краевой фации, там же; 92 — из гибридных гранодиоритов, там же; 93 — из жильных адамеллитов, там же; 94, 95 — из пегматитов, там же; 96—99 — из гранитов главной фазы, Желтинский массив; 100 — из инъекционных плагиогнейсов р. Бутак, Суундукский антиклинорий; 101 — из инъекционных гнейсов южного экзоконтакта Суундукского массива, там же; 102, 103 — из инъекционных гнейсов лога Кундерляк, Адамовский антиклинорий; 104, 105 — из гнейсов условного протерозоя к югу от Адамовского массива, Адамовский антиклинорий; 106, 107 — из плагиогнейсов лога Яршала, там же; 108, 109 — из биотит-амфиболовых сланцев р. Кумак, там же; 110 — из биотит-амфиболовых гнейсов лога Яршала, там же; 111, 112 — из биотит-роговообманковых мигматитов условного протерозоя к югу от Адамовского массива, там же; 113—118 — из биотитовых гнейсо-гранитов (гранитизированных гнейсов), Тикельдытауский антиклинорий; 119—122 — из биотитовых плагиогнейсов, там же; 123—127 — из гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов, там же; 128, 129 — из биотитовых плагиогранито-гнейсов, там же; 130, 131 — из биотит-амфиболовых гнейсов юго-восточного экзоконтакта Котансинского массива, там же; 132, 133 — из гранат-биотитовых гнейсов р. Берсуат, к северу от Тикельдытауского антиклинория; 134—143 — из биотит-кварц-полевошатовых сланцев, Нурбайский антиклинорий; 144 — из биотит-амфиболовых сланцев, там же; 145 — из гранитизированных биотит-кварц-полевошатовых сланцев, там же; 146 — из гранат-ставролит-биотит-кварц-улистых сланцев, там же.

Результаты изучения химического состава и оптических свойств биотита из главных гранитоидных массивов Южного Урала были опубликованы авторами ранее [268]. На основании этих и дополнительно полученных данных ниже дается краткая сравнительная характеристика биотитов из гранитоидов выделенных формаций. Все изученные биотиты по химическому составу относятся к магнезиально-железистым разновидностям. На классификационной диаграмме аннит-флогопит-истонит-сидерофиллит фигуративные точки химических составов биотитов попадают в поле, ограниченное отношениями $Mg : Fe = 1,5:1-1:3$, вытянутое вдоль линии, соединяющей флогопитовый и сидерофиллитовый углы диаграммы. Подавляющая часть биотитов попадает в истонит-сидерофиллитовый квадрант диаграммы (рис. 40).

Биотиты из гранитоидов тоналит-грондъемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций характеризуются большей магнезиальностью, чем биотиты из гранитов адамеллит-гранитной и гранитной формаций. Максимальная магнезиальность установлена в биотитах из умеренно кислых пород (кварцевых диоритов, гранодиоритов) батолитового типа тоналит-гранодиоритовой формации. По магнезиальности с ними сопоставимы биотиты из кварцевых диоритов и плагиогранодиоритов тоналит-грондъемитовой и гибридных гранодиоритов верхнепалеозойской гранитной формаций. По сравнению с батолитовым типом биотиты из гранитоидов вулcano-плутонических комплексов тоналит-гранодиоритовой формации имеют пониженную магнезиальность (см. рис. 41). Биотиты из кислых гранитоидов тоналит-грондъемитовой формации иногда приближаются по магнезиальности к биотитам из гранитов адамеллит-гранитной и гранитной формаций.

Анцит
 $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$

Сидерофиллит
 $K_2Fe_5Al(Si_5Al_3O_{20})(OH)_4$

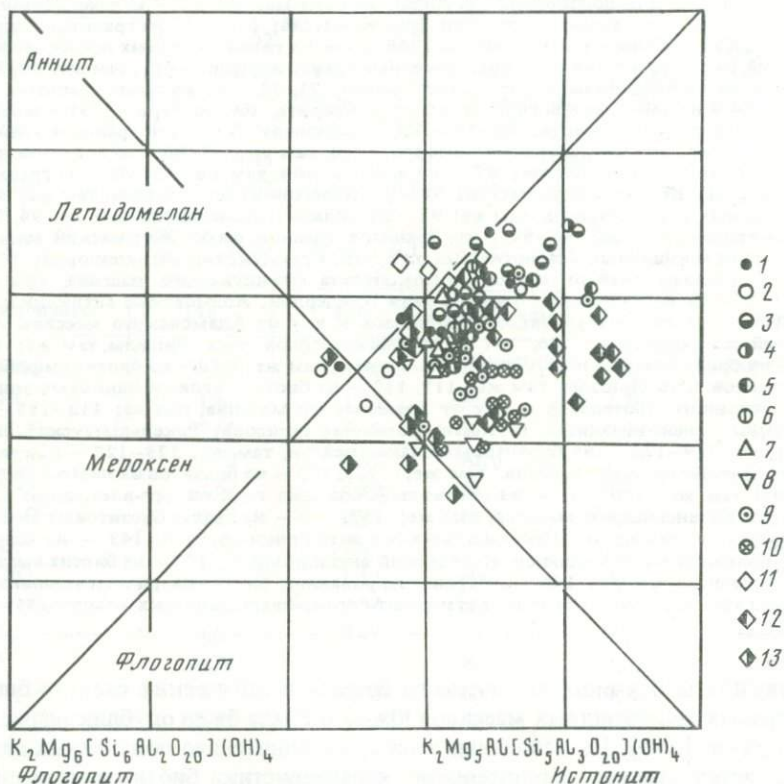


Рис. 40. Диаграмма состава биотитов [80]

1–9 – из различных гранитоидов: 1–4 – гранитной формации интрузивно-замещенного типа главной фазы (1) и жильной серии (2), интрузивно-автометасоматического типа главной фазы (3) и жильной серии (4); 5 – малых посторогенных интрузий; 6 – адамеллит-гранитной формации; 7, 8 – тоналит-гранодиоритовой формации вулcano-плутонического (7) и батолитового (8) типов; 9 – тоналит-трондземитовой формации; 10–13 – из вмещающих пород; 10 – биотит-кварц-полевошпатовых и биотит-амфибол-кварц-полевошпатовых сланцев; 11 – гранито-гнейсов, 12 – биотитовых и гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов и сланцев; 13 – инъекционных биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев

Указанное повышение магнезиальности биотитов от коровых гранитоидов – адамеллит-гранитная и гранитная формации – к гранитоидам “базальтоидного” происхождения, прямо или косвенно связанных с проявлением базальтоидного магматизма, в целом определяется увеличением в этом направлении основности пород и соответственно повышением температуры их кристаллизации. Влияние гидростатического (общего) давления на магнезиальность биотитов выражена менее отчетливо. Гидростатическое (общее) давление, по-видимому, играет второстепенную роль как фактор, способствующий растворению в расплаве флюида и снижению температуры кристаллизации расплава и соответственно снижению магнезиальности биотита. С этих позиций магнезиальность биотита от глубинных к мезоабис-

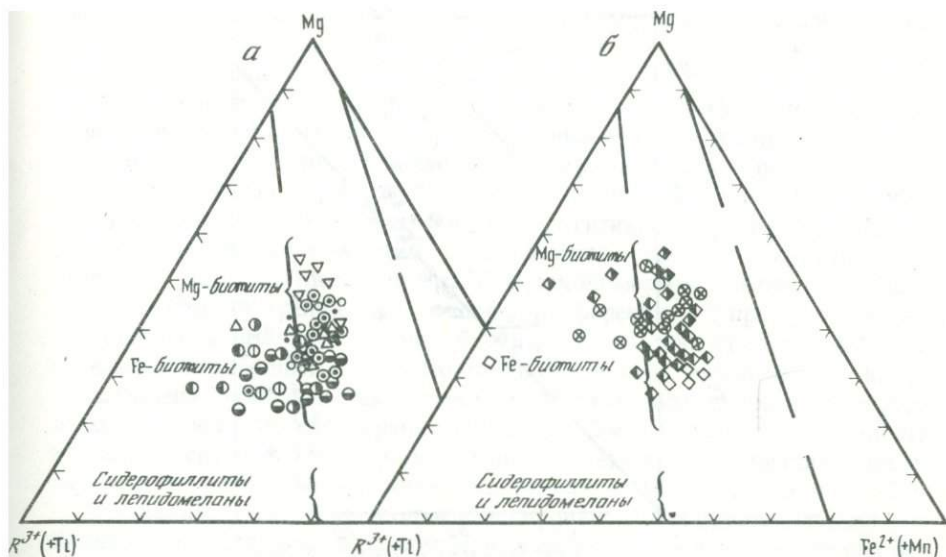


Рис. 41. Диаграммы соотношений главных компонентов (в ФЕ) триоктаэдрической координации в биотитах [379] из гранитоидов (а) и вмещающих пород (б)
Условные обозначения те же, что и на рис. 40

сальным и гиабиссальным гранитам при одной и той же кремнекислотности пород должна повышаться. Сказанное подтверждается повышенной магнезиальностью биотитов в лейкогранитах и гранит-порфирах (см. табл. 12) малых постороженных гиабиссальных интрузий, кристаллизовавшихся при низких давлениях флюидной фазы по сравнению с биотитами из глубинных гранитов верхнепалеозойских батолитовых массивов, кристаллизовавшихся при повышенных давлениях флюидной фазы [282, 331]. Этим как будто подтверждается влияние глубины становления гранитоидных пород на изоморфное замещение $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$ в биотите.

В то же время значительные вариации магнезиальности биотитов из глубинных батолитовых гранитов главной фазы даже в пределах одного массива, тесно связанные с изменением основности пород (гибридизм, контаминация), свидетельствуют об отсутствии влияния общего давления на магнезиальность биотитов. Если учесть, что по кислотности—щелочности все изученные гранитоиды принадлежат к единой известково-щелочной серии, то главными факторами, влияющими на магнезиальность биотитов, являются состав и температура кристаллизации (флюидонасыщенность) природных гранитных систем [100, 181, 183, 188, 325, 410].

Развитие в природных гранитоидных комплексах прямой [28, 187, 215, 317] и обратной зависимости [187, 212, 292, 390, 409] между магнезиальностью биотитов и глубиной кристаллизации содержащих их гранитоидов, по-видимому, обусловлено поведением летучей фазы при кристаллизации природных гранитных систем, и в первую очередь кислорода: чем выше содержание флюидной фазы и ниже активность кислорода в кристаллизующейся гранитной системе, тем выше и железистость кристаллизующегося в ней биотита, и наоборот. Надо иметь в виду, что эта закономерность

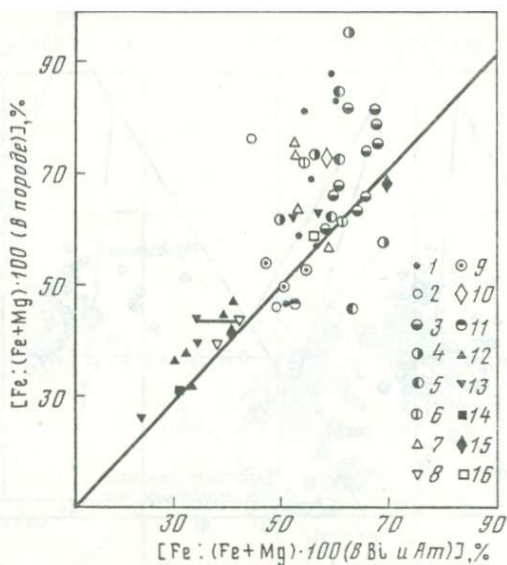


Рис. 42. Диаграмма зависимости коэффициентов общей железистости роговой обманки и биотита от общей железистости пород

1–9 – обозначения те же, что и на рис. 40; 10 – биотит из гранито-гнейсов; 11–16 – амфиболы: 11 – из гранодиоритов гранитной формации, 12 – из габбро и гранодиоритов вулканоплутонических интрузий тоналит-гранодиоритовой формации, 13 – из габбро и гранодиоритов батолитовых интрузий тоналит-гранодиоритовой формации, 14 – из габбро тоналит-гранодиоритовой формации, 15 – из амфиболитов Нурбайского антиклинория, 16 – из габбро-диоритов тоналит-гранодиоритовой формации

также проявлена при гомодромном развитии магматических очагов с постепенным повышением лейкократовости и снижением температур кристаллизации к конечным дифференциатам [111, 331, 410]. В данном случае снижение магнезиальности биотитов в большей степени связано с изменением состава пород, чем с флюидонасыщенностью кристаллизующейся гранитной системы, хотя повышение флюидонасыщенности также способствует увеличению железистости биотитов. Об этом свидетельствует снижение магнезиальности биотитов из гранитов жильной серии верхнепалеозойских батолитовых массивов по сравнению с биотитами из гранитов главных фаз (см. рис. 40, 41). Указанная закономерность более отчетливо выражена для массивов, кристаллизовавшихся в условиях слабо проницаемой кровли при повышенном давлении флюидной фазы (Суундукский, Адамовский, Котансинский массивы и др.).

В целом железистость биотитов прямо коррелируется с железистостью гранитоидных пород от ранних к поздним гранитоидным формациям (рис. 42). В гранитоидах тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной формаций железистость биотитов сопоставима с железистостью включающих их пород, что подтверждает их безмагнетитовые парагенезисы. В гранитоидах тоналит-гранодиоритовой формации отмечается четкое увеличение железистости пород по сравнению с железистостью заключенных в них биотитов в связи с увеличением до 1–2% аксессуарного магнетита. Аналогичная зависимость установлена для ряда поздних дифференциатов глубин-

ных интрузий верхнепалеозойской гранитной формации независимо от условий их кристаллизации и низкого содержания (до 0, *n* %) акцессорного магнетита (см. рис. 42).

Увеличение железистости поздних лейкократовых дифференциатов глубоких интрузий по сравнению с заключенными в них биотитами, с одной стороны, свидетельствует о повышении содержания железа по сравнению с содержанием магния, с другой — об увеличении парциального давления кислорода и соответственно увеличения его фугитивности. Этим объясняются развитие магнетита в некоторых лейкогранитах и аплитах в качестве единственного темноцветного минерала и закономерное увеличение общей железистости от ранних к поздним дифференциатам при относительно постоянной железистости в них биотита. Такая тенденция в изменении коэффициентов общей железистости биотитов и заключающих их пород обусловлена различным характером изменения фугитивности кислорода в ходе кристаллизации гранитоидных систем. Повышение активности кислорода способствует кристаллизации магнетита в ассоциации с менее железистым биотитом, чем железистость пород [187, 332, 353, 409, 430].

Как видим, эта тенденция одинаково проявлена при кристаллизации глубоких и малоглубинных гранитоидных систем, хотя в последних она выражена более отчетливо и установлена во многих природных комплексах. Сказанное дает основание считать положение [74, 325, 332] о замещении в гипабиссальных гранитоидах биотитов магматической стадии кристаллизации постмагматическими более магнезиальными разновидностями биотита с выделением свободного магнетита по реакции $Bi_{Fe} + O_2 = Bi_{Mg} + Mt + Or (Mu)$ не универсальным. Если бы такие замещения в гранитоидах малых глубин были проявлены повсеместно, то наблюдалось бы параллельное увеличение магнезиальности биотитов и общей железистости включающих биотиты пород, что в изученных гранитоидах не наблюдается. Наоборот, в указанном случае при увеличении общей железистости пород от 62 до 72% магнезиальность биотитов практически остается постоянной (см. рис. 42). Это подтверждается самостоятельным развитием в гипабиссальных условиях гранитоидов с высокожелезистым [70, 187, 317] и низкожелезистым [213, 292] биотитом в ассоциации с магнетитом, а также высокими температурами кристаллизации биотитов, установленными различными геотермометрами [180, 213]. Рассчитанная температура кристаллизации гранодиоритов Каиндинского массива по биотит-роговообманковому геотермометру Л.Л. Перчука [224] находится в соответствии с данным выводом (см. гл. IV).

В настоящее время является общепризнанным мнение, что повышение температуры кристаллизации гранитов вызывает понижение железистости и увеличение TiO_2 в биотитах. В изученных биотитах отчетливо видна обратная тенденция к увеличению содержания TiO_2 при увеличении их общей железистости от ранних к поздним гранитоидным формациям (рис. 43). В отличие от ранних гранитоидов в верхнепалеозойских гранитах увеличение железистости биотитов опережает рост содержания в них TiO_2 . Абсолютное содержание TiO_2 в биотитах из верхнепалеозойских гранитов, за исключением ряда проб, выше содержания TiO_2 в биотитах из умеренно кислых гранитоидов и составляет 2,8–3,6%, т.е. возникает явное несоответствие с выводом [49] об обязательном повышении TiO_2 в биотитах с увеличением

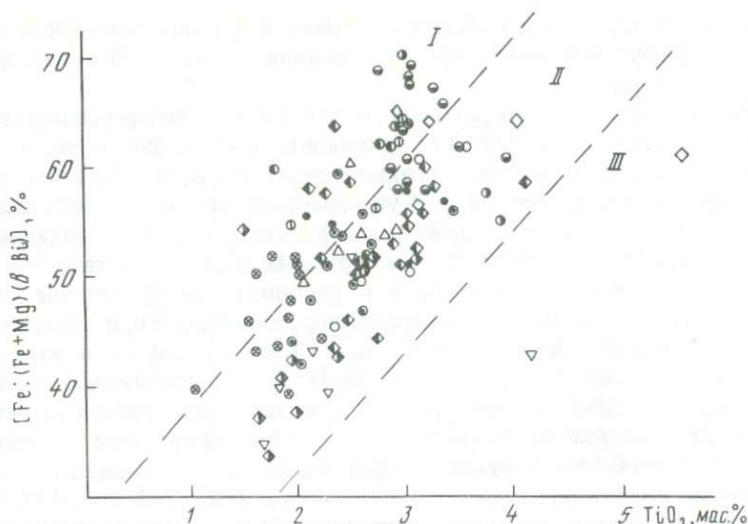


Рис. 43. Диаграмма зависимости между общей железистостью и содержанием TiO_2 в биотитах

Условные обозначения те же, что и на рис. 40. I—III — поля фаций [340]: I — эпидот-амфиболитовая, II — амфиболитовая, III — гранулитовая

их магнезиальности и температуры кристаллизации. Наоборот, наиболее магнезиальные высокотемпературные биотиты из умеренно кислых гранитоидов батолитового типа тоналит-гранодиоритовой и тоналит-трондьемитовой формаций являются наименее титанистыми. Содержание титана увеличивается в биотитах из гранитоидов вулканоплутонических ассоциаций, т.е. наименее глубинных. Максимальное содержание TiO_2 установлено в биотитах гипабиссальных гранодиоритов Каиндинского массива.

Таким образом, содержание титана в биотитах из гранитоидов глубинных и мезоабиссальных фаций определяется железистостью биотитов и не зависит от температуры кристаллизации. Для этих условий наиболее магнезиальные и высокотемпературные биотиты характеризуются минимальными содержаниями титана, что полностью соответствует содержанию титана и магнезиальности в биотитах из кианит-андалузит-кордиеритовых гнейсов [128]. Надо сказать, что данные С.П. Кориковского [128] о пониженных содержаниях титана в низкожелезистых ($f < 40\%$) биотитах высокотемпературных метаморфических фаций оспариваются [96, 183]. Такое возражение, видимо, приемлемо для биотитов из метаморфических пород гранулитовой фации [96], хотя иногда в них также проявлена тенденция к прямой зависимости содержания титана от общей железистости [340, С. 206].

В амфиболитовой фации тенденция прямой зависимости общей железистости от содержания титана в биотитах устанавливается не только для гранитоидов [268], но и для метаморфических пород [96]. Близкие выводы получены С.В. Гуидотти с соавторами [386] при исследовании биотитов из пелитовых сланцев и адамеллитов. На большом фактическом материале было установлено, что в биотитах из этих пород по мере увеличения содержания магния (или уменьшения железистости) уменьшается содержа-

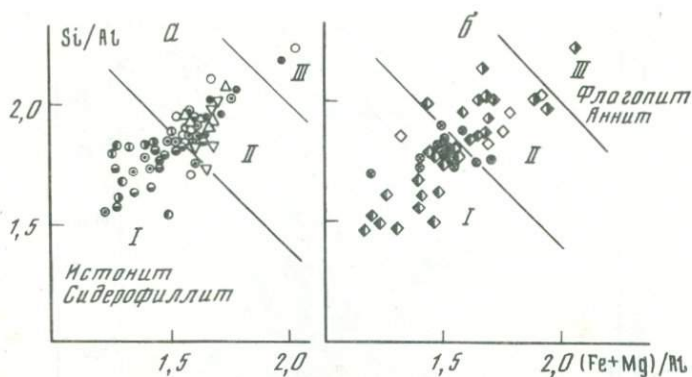


Рис. 44. Диаграммы относительной глиноземистости биотитов [188] из гранитоидов (а) и вмещающих пород (б)

Условные обозначения те же, что и на рис. 40

ние группы R_3 и Ti^{4+} . В отличие от глубинных условий в гипабиссальных условиях содержание титана в биотитах в основном определяется температурой кристаллизации [49, 183], т.е. титанистость биотита из гранитоидов может служить индикатором температуры только с учетом железистости биотитов и условий их кристаллизации. Вывод [49] об использовании содержания TiO_2 в биотитах в качестве критерия условий кристаллизации природных гранитных систем не является универсальным, в связи с чем использовать содержание TiO_2 в биотитах для определения условий кристаллизации заключающих их гранитоидных пород надо с большой осторожностью. Содержание TiO_2 в биотитах также нельзя использовать в качестве критерия условий становления гранитоидных пород в случае обогащения биотита фтором [268].

Для биотитов характерны высокие относительно слабо изменяющиеся значения (21–26%) общей глиноземистости, что позволяет говорить о слабом изменении кислотности–щелочности при кристаллизации гранитоидов [100, 188]. На классификационной диаграмме А.А. Маракушева и И.А. Тарарина [188] фигуративные точки химических составов биотитов располагаются в полях первой и второй группы щелочности, отражая состав наиболее кислых типов пород (рис. 44). К первой группе щелочности относятся биотиты из верхнепалеозойских гранитов, кристаллизовавшихся в условиях слабо проницаемой кровли и накопления флюидной фазы (Суундукский, Котансинский массивы), а также лейкограниты малых посторогенных интрузий Ушкаттинской группы и лейкоплагиограниты тоналит-трондьемитовой формации. Ко второй – биотиты из средних и умеренно кислых пород тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций и из верхнепалеозойских гранитов, кристаллизовавшихся в условиях потери летучей фазы и влияния процессов контаминации (Карабутакский массив). Пониженная общая глиноземистость установлена лишь у биотитов из гибридных микроклинсодержащих гранодиоритов краевой фации Котансинского массива, вследствие чего они попадают в третью группу щелочности и относятся к субщелочному типу пород (см. рис. 44). Это подтверждает и их парагенезис – роговая обманка–биотит–ортоклаз, харак-

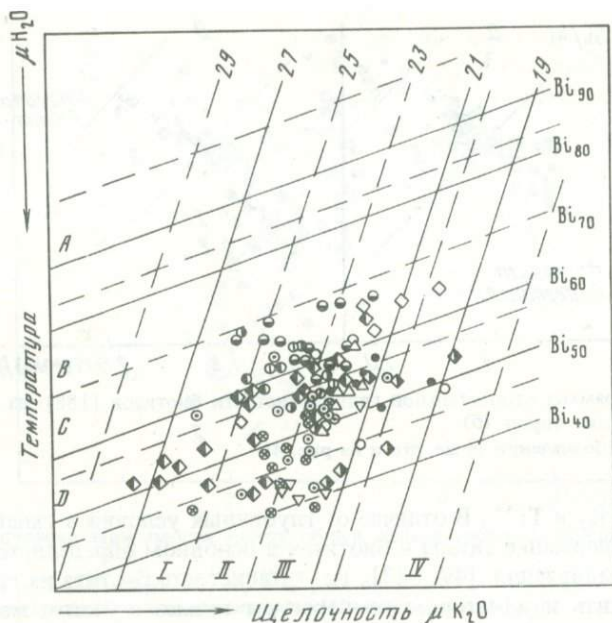


Рис. 45. Диаграмма изменения глиноземистости и железистости биотитов в зависимости от химических потенциалов калия и воды [100]

Условные обозначения те же, что и на рис. 40

теризующий породы повышенной щелочности [122]. Соотношение общей железистости и общей глиноземистости биотитов на диаграмме В.С. Иванова [100] также свидетельствует о слабом изменении кислотности—щелочности и значительных вариациях температур при кристаллизации биотитов (рис. 45). Таким образом, по общей глиноземистости биотиты из коровых и базальтоидных гранитоидов, хотя и тяготеют к разным группам щелочности, существенно перекрываются и слабо различаются. Повышенная общая глиноземистость биотитов в коровых и базальтоидных гранитоидах, по-видимому, связана с существенным участием корового материала при их формировании. Глиноземистость как показатель среды кристаллизации гранитов [188] свидетельствует в пользу того, что биотиты из неконтаминированных гранитов кристаллизовались в наиболее кислой среде, чем биотиты из других гранитоидов района. Рост общей глиноземистости биотитов в гранитах определяется снижением щелочности и в меньшей степени зависит от температуры кристаллизации [100, 120, 188]. Общее давление не оказывает существенного влияния на глиноземистость биотитов.

В кристаллографических формулах биотитов из гранитоидов вариации глинозема в октаэдрической и тетраэдрической позициях составляют соответственно 0,19–0,67 и 1,00–1,40 формульных единиц (ФЕ). Между Al_{IV} и Al_{VI} установлена достаточно отчетливая обратная зависимость в биотитах всех выделенных формаций (рис. 46). Известно, что отношение Al_{VI}/Al_{IV} в биотитах обратно температуре и прямо пропорционально глубине кристаллизации гранитоидных пород [120]. При этом температура считается главным фактором, влияющим на распределение Al_{IV} и Al_{VI} в

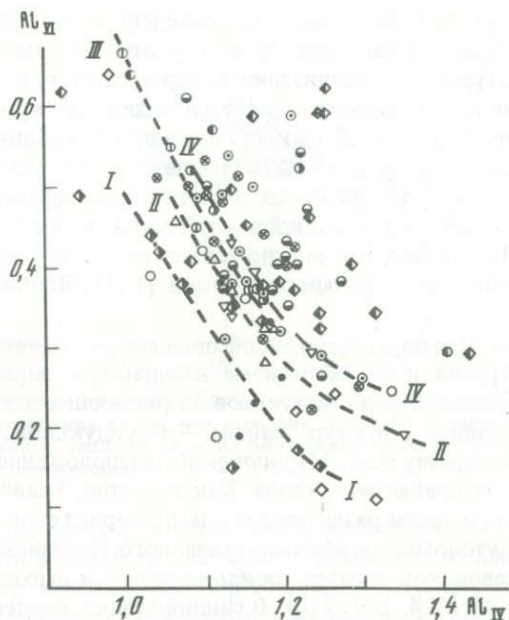


Рис. 46. Диаграмма зависимости между Al_{IV} и Al_{VI} в биотитах
Условные обозначения те же, что и на рис. 40

кристаллической структуре биотита, что позволяет предполагать повышние отношения Al_{VI}/Al_{IV} в биотитах по мере увеличения кремнекислотности пород в составе одноглубинных магматических очагов.

В изученных гранитоидных формациях четко выраженной прямой зависимости между отношением Al_{VI}/Al_{IV} в биотитах и кремнекислотностью содержащих их пород не установлено (кроме Суундукского массива). В Суундукском массиве, кристаллизовавшемся в условиях слабо проницаемой кровли, от ранних к поздним фазам в биотитах закономерно снижается содержание Al_{IV} и повышается Al_{VI} , что безусловно связано с падением температуры кристаллизации и повышением флюидонасыщенности остаточных расплавов. Таким образом, содержание Al_{VI} в биотитах является показателем давления флюида (воды) при кристаллизации [212]. Если это так, то отсутствие четко выраженной зависимости между отношением Al_{VI}/Al_{IV} в биотитах и кремнекислотностью гранитоидных пород (даже в пределах одной формации) объясняется различным давлением флюида (воды) при кристаллизации биотитов. Гидростатическое (общее) давление не влияет на вхождение алюминия в октаэдрическую координацию в биотите.

Минимальные отношения Al_{VI}/Al_{IV} (0,16) характерны для высокотемпературных гиабиссальных гранодиоритов Каиндинского массива, максимальные (0,6–0,55) – для поздних лейкократовых гранитов Суундукского массива и малых молибденоносных посторогенных интрузий Ушкаттинской группы, т.е. для высокофлюидных дифференциатов верхнепалеозойских гранитных магм. Высокие отношения Al_{VI}/Al_{IV} свойственны также грейзенизированным гранитам адамеллит-гранитной и гранитной

формаций (см. табл. 12). Как видно из приведенных данных, установленная ранее [120] обратная зависимость между отношением Al_{VI}/Al_{IV} в биотите и температурой кристаллизации подтверждается. В глубинных условиях содержание Al_{VI} в биотитах является надежным критерием температуры (флюидонасыщенности) кристаллизации природных гранитных систем; Al_{IV} менее четко реагирует на температурные условия кристаллизации биотитов, что подтверждается значительным перекрытием содержания Al_{IV} в биотитах из гранитоидов глубинных и малоглубинных интрузий (см. рис. 46). Вывод этот можно соотнести с полученными данными по биотитам из гранитоидов Дальнего Востока [154], Японии [393] и других регионов.

Биотиты гнейсов. Для определения изофациальности условий становления гранитоидных интрузий и метаморфизма вмещающих пород рамы были изучены биотиты из инъекционных гнейсов и кристаллических сланцев всех главных антиклинорных структур района — Суундукской, Нурбайской, Адамовской, Тикельдытауской, Мариновской, расположенной к северу от Тикельдытауской за пределами района. Как известно, Главный гранитный пояс Южного Урала в своем развитии дважды претерпел существенное влияние зонального плутонометаморфизма, связанного со становлением интрузий силур-нижнедевонской тоналит-трондьемитовой и верхнепалеозойской гранитной формаций [214, 267, 278]. В ранний этап становления плагиогранитных интрузий сопровождалось образованием инъекционных плагиогранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Наименее измененные метаморфические породы этого этапа, не подвергшиеся влиянию более позднего верхнепалеозойского плутонометаморфизма, установлены в Нурбайском горст-антиклинории. В составе антиклинория преобладают вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения условного ордовика—нижнего силура, метаморфизованные в местах влияния плагиогранитоидных массивов до биотит-кварц-полевошпатовых, биотит-гранат-ставролит-углисто-кварцевых, биотит-амфибол-полевошпатовых сланцев и амфиболитов. Плагиогранитоиды и вмещающие кристаллические сланцы в доверхнедевонское время были интенсивно катаклазированы и перекристаллизованы в условиях фации зеленых сланцев [267].

Из минеральных парагенезисов ранних стадий метаморфизма наиболее распространенными являются кварц-плагиоклаз-биотит, кварц-плагиоклаз-биотит-роговая обманка, кварц-ставролит-альмандин-биотит-плагиоклаз. Преобладающий первичный состав плагиоклаза указанных парагенезисов отвечает основному олигоклазу. Присутствие в гальках базальных конгломератов, развитых в основании верхнетурнейско-нижневизейских отложений в районе Нурбайской структуры, плагиогранитоидов и биотит-кварц-полевошпатовых сланцев с красновато-бурым биотитом, характерным для ранних минеральных парагенезисов этих групп пород, позволяет говорить о сопряженности становления плагиогранитоидных массивов и метаморфизма вмещающих ордовик-нижнесилурийских терригенно-осадочных отложений. Для установления изофациальности условий кристаллизации были изучены биотиты из низкокальциевых биотит-кварц-полевошпатовых и умеренно кальциевых биотит-амфибол-полевошпатовых сланцев и залегающих в них плагиогранитоидов (см. табл. 12).

Фигуративные точки химических составов биотитов из вмещающих

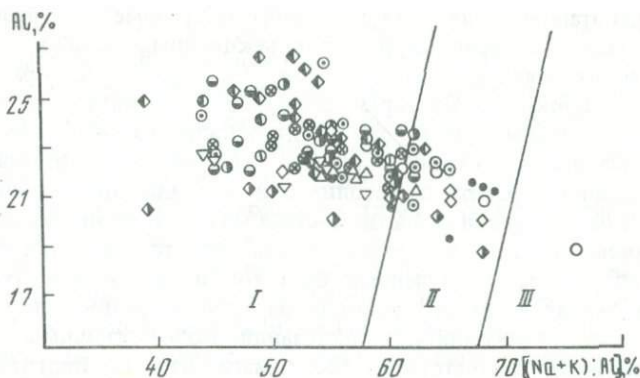


Рис. 47. Диаграмма соотношений общей глиноземистости Al и $(Na + K)/Al$ в биотитах. Условные обозначения те же, что и на рис. 40. I–III – поля биотитов [340]; I – из гранат-биотитовых гнейсов, II – из биотитовых гнейсов, III – из биотит-амфиболовых гнейсов и биотит-пироксеновых гнейсов

кварц-полевошпатовых сланцев на всех классификационных диаграммах располагаются в одних и тех же полях с биотитами из плаггиогранитоидных пород (см. рис. 40, 44). Все они относятся к группе железо-магнезиальных биотитов. Также как и биотиты из плаггиогранитоидов, характеризуются повышенными магниезностью и глиноземистостью, низкой титанистостью, близкой степенью окисленности железа, сходством отношений Al_{VI}/Al_{IV} – все это позволяет говорить о близких условиях кристаллизации биотитов из вмещающих кристаллических сланцев и плаггиогранитоидов. Об этом свидетельствует и принадлежность биотитов к единым полям биотитов высокоглиноземистых метаморфических пород (гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов), с одинаковым увеличением отношений $(Na + K)/Al$, т.е. закономерным изменением состава в ряду флогопита-ангита-истонита-сидерофиллита (рис. 47). В то же время биотиты из плаггиогранитоидов в целом отличаются от биотитов из кристаллических сланцев повышенным содержанием калия ($K_2O = 9,09–9,44\%$), более низким содержанием хрома и пониженной степенью окисленности железа (см. табл. 12).

Пониженные значения коэффициента железистости ($f = 39,1–51,8\%$) и высокие относительно постоянные значения коэффициента глиноземистости ($al = 21,4–25,5\%$) в биотитах из кварц-полевошпатовых сланцев свидетельствуют о высоких температурах и низкой щелочности при их кристаллизации (см. рис. 45). Наличие реликтовых ассоциаций с биотитом – гранатом – ставролитом и гранатом – роговой обманкой позволяют считать, что метаморфизм вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных отложений условного ордовика – нижнего силура в Нурбайской структуре происходил в условиях ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма [54, 55]. Расположение части анализов в поле эпидот-амфиболитовой фации связано с преобразованием пород при наложенных процессах пропилитизации. Повышенная калиевоность и пониженная степень окисленности железа в биотитах из плаггиогранитоидов свидетельствуют о более высоких температурах их кристаллизации по сравнению с биотитами из вмещающих кристаллических сланцев [151].

С поздним этапом проявления зонального плутонометаморфизма связано формирование калиево-натриевых инъекционных гнейсов, различных кристаллических сланцев и амфиболитов. Эти породы, как правило, развиты в зонах экзоконтактов верхнепалеозойских батолитовых гранитных массивов и в линейных зонах проявления локального динамотермального метаморфизма и гранитизации. Наиболее уверенно доказывается временная сопряженность гранитных батолитов и окаймляющих их инъекционных гнейсов на основании сходства состава кварц-полевошпатовых инъекций с составом гранитов, в первую очередь присутствия в них калиевого полевого шпата. Состав изученных биотитов из инъекционных гнейсов в основном определяется минеральным парагенезисом пород и в меньшей степени зависит от условий кристаллизации. Более основным минеральным парагенезисам соответствуют более магнезиальные биотиты. Наиболее магнезиальные биотиты развиты в амфиболитах и биотит-плагиоклаз-амфиболовых сланцах. На всех классификационных диаграммах они занимают поля железо-магнезиальных биотитов с высоким содержанием магния.

Развитие инъекционных гнейсов по вулканогенно-осадочным и терригенно-осадочным ниже-среднепалеозойским образованиям по мере повышения их степени гранитизации и приближении состава к гранито-гнейсам сопровождается повышением железистости биотитов, состав которых приближается к составу биотитов из гранитов. В этом случае биотиты из инъекционных гнейсов на классификационных диаграммах располагаются в тех же полях, что и биотиты из верхнепалеозойских гранитов. Для них также характерны повышенная глиноземистость, прямая зависимость содержания титана от коэффициента общей железистости и закономерное увеличение отношений $(Na + K)/Al$ с повышением степени гранитизации пород. Сходство состава биотитов из гранитов верхнепалеозойских батолитовых массивов и окаймляющих их инъекционных гнейсов, образованных по ниже-среднепалеозойским вулканогенно-осадочным и терригенно-осадочным породам, позволяет предполагать изофациальность условий их кристаллизации. Подобные соотношения составов биотитов из верхнепалеозойских гранитов и вмещающих инъекционных гнейсов установлены в Суундукском антиклинории.

Иной состав биотитов установлен из инъекционных гнейсов, развитых при становлении верхнепалеозойских гранитных массивов в более древних (PR ?) метаморфических комплексах. К ним относятся биотитовые и гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы центральной части Адамовского, Тикельдытауского и Мариновского антиклинориев. Изученные биотиты из указанных инъекционных гнейсов характеризуются максимальной глиноземистостью ($al = 24,2-26,8\%$) и низкой степенью окисленности железа. Минимальная степень окисленности железа ($6,6-10,7\%$) установлена для биотитов из инъекционных гнейсов Тикельдытауского и Мариновского антиклинориев (см. табл. 12). Для биотитов из аналогичных пород Адамовского антиклинория значение коэффициента окисленности железа увеличивается до $38,1\%$. В этом же направлении от Тикельдытауского к Мариновскому и далее Адамовскому антиклинорию в биотитах из инъекционных гнейсов уменьшаются содержания Al_{VI} и отношения Al_{VI}/Al_{IV} (см. рис. 46), что безусловно связано с различными условия-

ми их формирования и в первую очередь с изменением давления флюида (воды) и парциального давления кислорода [120, 182, 213].

Биотиты на всех классификационных диаграммах четко выделяются в самостоятельные поля и характеризуют наиболее кислые высокоглиноземистые группы. От высокоглиноземистых биотитов из гранитов они отличаются более низкими значениями коэффициента железистости и несколько пониженным содержанием титана, хотя максимальные содержания титана в них аналогичны (рис. 43, 45).

Для установления изофаціальности условий кристаллизации исследованы сосуществующие гранаты и биотиты из верхнепалеозойских гранитов и из вмещающих их гранит-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых инъекционных гнейсов Тикельдытауского антиклинария [280]. Между гранитами и гнейсами установлены как секущие контакты, так и постепенные переходы, что свидетельствует о широком развитии процессов гранитизации. Инъекционные гнейсы относятся к низкокальциевой калиево-натриевой серии пород, слабо измененных процессами диафтореза. В них установлены два этапа гранитизации и мигматитообразования: ранний — натриевый, поздний — калиево-натриевый, генетически связанный со становлением и развитием верхнепалеозойских гранитных батолитовых массивов. Гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, красновато-бурого биотита, граната и силлиманита. Содержание последних двух минералов редко превышает 1–3%. Присутствие биотита и граната в гранитных инъекциях свидетельствует о их равновесии и генетической связи с поздним этапом мигматизации.

Все гранаты из инъекционных гнейсов относятся к пироп-альмандиновому ряду, характеризуются низким содержанием кальциевого и спессартинового компонентов и устойчивым содержанием пироповой молекулы [280]. Повышенное содержание кальциевого компонента (13,80%) отмечается лишь для высококальциевых плагиогнейсов, что обусловлено составом вмещающих пород [85]. Гранаты из гранитов относятся к спессартин-альмандиновому ряду, характеризуются низким содержанием пиропового и кальциевого компонентов (3–6%), высокими значениями коэффициента общей железистости и повышенным содержанием спессартиновой молекулы (18,5–33,9%). Высокие содержания марганца в гранатах, по-видимому, отражают постмагматические или высокофлюидные позднемагматические кислотные стадии кристаллизации гранитов [129].

Сосуществующие с гранатом биотиты из гнейсов относятся к ряду истонит-сидерофиллита. В отличие от них биотиты из гранитов относятся к ряду аннит-сидерофиллита [268]. По сравнению с биотитами из гнейсов они характеризуются пониженными содержаниями Al_2O_3 и K_2O и повышенными значениями коэффициента общей железистости (см. табл. 12).

По соотношению железистости и кальциевого компонента в гранатах условия кристаллизации инъекционных гнейсов соответствуют высоким ступеням амфиболитовой фации метаморфизма [85]. Это подтверждается принадлежностью биотитов из гнейсов к кианит-альмандиновой и силлиманит-альмандиновой фациям [53]. Об этом же свидетельствуют высокие температуры их кристаллизации, рассчитанные по биотит-гранатовому геотермометру Л.Л. Перчука (см. рис. 64). Присутствие в гнейсах

силлиманита, полиморфные превращения которого происходят при 620–622 °С и $P = 5,5$ кбар [222], а также рассчитанные данные по биотит-гранатовому геотермобарометру [340] позволяют при формировании инъекционных гнейсов Тикельдыгауского антиклинория принять температуру 640–725 °С и давление 4–5 кбар. Рассчитанные по биотит-гранатовому геотермометру температуры кристаллизации гранитов (400–550 °С) отражают вторичные постмагматические равновесия минералов. Сравнительный анализ биотитов и гранатов свидетельствует об отсутствии изофациальности условий кристаллизации поздних минеральных равновесий в гранитах и вмещающих их гнейсах, что объясняется постмагматической перекристаллизацией гранитов, минеральные равновесия в которых наступают в постмагматическую стадию [7, 331].

Отсутствие процессов отжига в инъекционных гнейсах, развитых по древним метаморфическим комплексам в экзоконтактах верхнепалеозойских гранитных плутонов, по-видимому, обусловлено их высокой степенью метаморфизма до становления верхнепалеозойских плутонов и устойчивостью в них ранних минеральных парагенезисов [284]. Эти парагенезисы сохраняются до тех пор, пока не произойдет существенная гранитизация гнейсов и превращение их в гнейсо-граниты, тневые граниты и т.д. В последнем случае повышается железистость биотитов и состав приближается к составу биотитов из верхнепалеозойских гранитов. Такие биотиты широко развиты в гнейсо-гранитах Адамовского и Тикельдыгауского антиклинориев (см. рис. 40, 41).

АМФИБОЛЫ

В породах гранитоидных формаций представлены магнезиально-железистой высококальциевой роговой обманкой, приближающейся к ряду чермакит–феррочермакита (рис. 48). Все они характеризуются пониженной общей щелочностью и глиноземистостью. Содержание кальция в указанном ряду роговых обманок изменяется от 1,07 до 1,86 ФЕ, а преобладающие коэффициенты щелочности и глиноземистости составляют соответственно 5,4–26,8 и 6,6–15,9% (см. табл. 12). Более значительные вариации установлены по железистости (рис. 49). Минимальными значениями коэффициента общей железистости (23,7–33,9%) характеризуются роговые обманки из габбро, ассоциирующие с гранитоидами тоналит-грандьемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций. В роговых обманках из умереннокислых гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации коэффициент железистости увеличивается до 34,3–46,1%. Более высокожелезистые роговые обманки установлены в верхнепалеозойских контаминированных гранитах и кварцсодержащих диоритах тоналит-грандьемитовой формации ($f = 46,4–56,5$).

Для них также характерны повышенные содержания коэффициента общей глиноземистости (11,9–15,9%), калия (0,15–0,22 ФЕ) и тетраэдрического алюминия (1,45–1,66 ФЕ), что приближает их к составу роговых обманок гранулитовой фации (рис. 50). Повышенная общая глиноземистость и калиево-роговость роговых обманок как индикатор глубины свидетельствуют о более глубоких условиях их кристаллизации [134, 135, 180] по сравнению с кристаллизацией амфиболов из пород

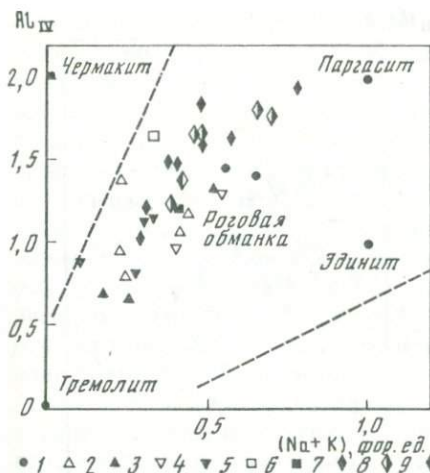


Рис. 48. Диаграмма состава амфиболов в координатах $Al_{IV}-(Na+K)$ [80]

1 — из гранодиоритов гранитной формации; 2–5 — тоналит-гранодиоритовой формации: 2 — из гранодиоритов вулканоплутонических интрузий, 3 — из габбро вулканоплутонических интрузий, 4 — из гранодиоритов батолитовых интрузий, 5 — из габбро батолитовых интрузий; 6 — из габбро-диоритов тоналит-трондьемитовой формации; 7 — из габбро тоналит-трондьемитовой формации; 8 — из амфиболитов, габбро-амфиболитов, амфиболовых сланцев; 9 — из биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев; 10 — из плаггиоклаз-роговообманковых роговиков

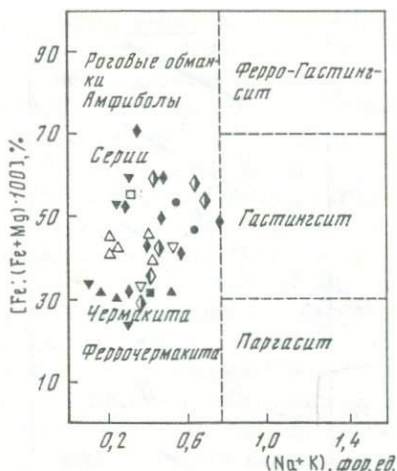


Рис. 49. Диаграмма состава амфиболов в координатах F (общая железистость)– $(Na+K)$ [29]

Условные обозначения те же, что и на рис. 48

тоналит-гранодиоритовой формации. А более высокие содержания Al_{IV} как индикатора температуры кристаллизации [95, 368] позволяют относить роговые обманки к высокотемпературным образованиям, близким к условиям образования магматической стадии кристаллизации заключающих их пород. При этом необходимо отметить, что в роговых обманках из гранитоидных пород содержание магния уменьшается (рис. 51), а общая глиноземистость увеличивается от верхнепалеозойской гранитной к силур-раннедевонской тоналит-трондьемитовой формации, т.е. в этом направлении происходит смещение составов роговых обманок в более высокоглиноземистую область. Это позволяет сделать вывод о более высоких давлениях при кристаллизации роговых обманок в гранитоидах тоналит-трондьемитовой формации, чем давления при кристаллизации роговых обманок гранитоидов верхнепалеозойских интрузий.

Амфиболы из гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации по отношению Al_{IV}/Al_{VI} обычно соответствуют роговым обманкам амфиболитовой фации. По сравнению с высокожелезистыми амфиболами из верхнепалеозойских контаминированных гранитов и плаггиогранитоидов в амфиболах уменьшаются содержания калия (0,07–0,18 ФЕ) и значения коэффициента общей глиноземистости (7,8–11,6%). Последнее хорошо согласуется с менее глубинными условиями их кристаллизации по сравнению с кристаллизацией роговых обманок из пород тоналит-трондьемитовой и верхнепалеозойской гранитной формаций. Сходимость коэф-

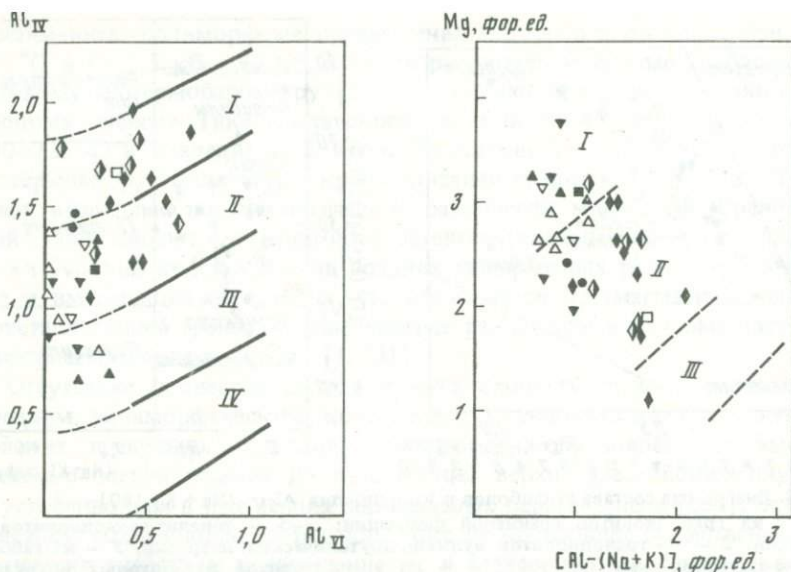


Рис. 50. Диаграмма зависимости $Al_{IV}-Al_{VI}$ в амфиболах

Условные обозначения те же, что и на рис. 48. *I-IV* — поля фаций метаморфизма [95, 368]: *I* — гранулитовой, *II* — амфиболитовой, *III* — эпидот-амфиболитовой, *IV* — зеленых сланцев

Рис. 51. Диаграмма зависимости $Mg-[Al-(Na+K)]$ в амфиболах

Условные обозначения те же, что и на рис. 48. *I-III* — поля фаций амфиболов [180]: *I* — из субвулканических и гипабиссальных гранитоидов; *II* — из абиссальных гранитоидов и метаморфических пород андалузит-силлиманитового типа метаморфизма, *III* — из метаморфических пород кианит-силлиманитового типа метаморфизма

фициентов общей глиноземистости в роговых обманках из гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и из ассоциирующих с ними габброидов свидетельствует об общих малоглубинных условиях их формирования. Это подтверждается повышенным содержанием в роговых обманках магния [180] и расположением фигуративных точек химического состава на диаграмме $Mg-[Al-(Na+K)]$ в поле субвулканических и гипабиссальных гранитоидов (см. рис. 51), а также менее железистым составом роговой обманки по сравнению с составом сосуществующего биотита (см. рис. 42), что является одним из признаков гипабиссальных условий их кристаллизации [180, 333]. Пониженные содержания Al_{IV} и Mg в роговых обманках из пород тоналит-гранодиоритовой формации и расположение фигуративных точек в поле амфиболитовой и особенно в эпидот-амфиболитовой фации (см. рис. 50), а также в поле абиссальных гранитов явно свидетельствует о их аутометасоматическом или более позднем метасоматическом происхождении. Особенно это характерно для роговых обманок из габброидов, реликты пироксена в которых нередко наблюдаются при микроскопическом исследовании.

Амфиболы из метаморфических пород, вмещающих гранитоидные массивы, также относятся к магниезиально-железистым роговым обманкам ряда чермакита-феррочермакита с приближением единичных анализов

к гастингситу (см. рис. 49). Для них характерны выдержанные содержания кальция (1,55—1,80 ФЕ) и более варьирующие значения коэффициента общей щелочности, что связано с изменением содержаний суммы щелочей. Увеличение суммы щелочей в роговых обманках прямо коррелируется с повышением степени их метаморфизма. По коэффициенту общей железистости они не отличаются от роговых обманок из интрузивных пород. По содержанию Al_{IV} попадают в поле роговых обманок амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (см. рис. 50). Наиболее высокие значения Al_{IV} установлены в роговых обманках из метаморфических пород древних (PR ?) блоков Тикельдытауского и Адамовского антиклинориев, что говорит о высоких температурах кристаллизации и относительной устойчивости роговых обманок к процессам перекристаллизации под влиянием верхнепалеозойских гранитных плутонов. Этот вывод подтверждается слабой перекристаллизацией метаморфических пород в контактах верхнепалеозойских плутонов [284] и более высокими температурами парагенезисов по сравнению с конечными минеральными равновесиями гранитов (см. гл. IV).

Роговые обманки с повышенным содержанием Al_{IV} по сравнению с другими в целом характеризуются большей глиноземистостью и меньшим содержанием магния (см. рис. 51). Это обусловлено большим давлением при их кристаллизации [180] по сравнению с роговыми обманками верхнепалеозойских плутонометаморфических комплексов. Данный вывод особенно применим к роговым обманкам из метаморфических пород, сопровождающих становление массивов тоналит-трондьемитовой формации, что полностью согласуется с выводом о более высоких давлениях при формировании силур-раннедевонских плагиигранитоидных массивов, чем давления при формировании верхнепалеозойских гранитных батолитов. Таким образом, первичные роговые обманки из метаспоров по составу четко делятся на две группы. Первая отражает более высокие давления при становлении допалеозойских метаморфических комплексов древних блоков и плутонометаморфитов, сопровождающих массивы тоналит-трондьемитовой формации, вторая характеризуется параметрами меньших давлений и тесно связана со становлением верхнепалеозойских гранитных батолитов и окружающих их одновозрастных плутонометаморфических комплексов.

Мы отдаем себе отчет об относительности полученных значений давлений и температур по минеральным геотермобарометрам. Тем не менее в целом указанные условия, по-видимому, приближаются к реальным, так как полностью увязываются с геологическими наблюдениями. Здесь мы также не рассматриваем амфиболы актинолитового ряда, формирование которых связано с перекристаллизацией метаморфических пород в условиях фации зеленых сланцев.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Проблема происхождения гранитоидов в течение последних пятидесяти лет неоднократно обсуждалась на примере различных регионов многими исследователями как в отечественной, так и в зарубежной печати. Главным достижением в решении этой проблемы за истекший период является доказательство гетерогенности происхождения гранитоидных серий. Надо сказать, что, несмотря на многие классификации о гетерогенном происхождении гранитоидных серий (вулcano-плутонические, коровые—смешанные—мантийные, водные—маловодные—безводные, граниты типов *S* и *J* и т.д.), бóльшая часть выводов по этой проблеме в той или иной степени носит дискуссионный характер. Это объясняется, с одной стороны, сложностью самой проблемы (гетерогенностью и конвергентностью происхождения гранитоидных пород), с другой — недостаточной изученностью природных гранитных систем, о чем свидетельствует отсутствие четких критериев отнесения тех или иных гранитоидных серий к подразделениям принятых классификаций: производных коровых, смешанных или мантийных магм [132], водных или безводных [57, 87, 88, 331], вулканических и плутонических [322, 363], типов *S* и *J* [374, 405] и т.д. Тем не менее анализ фактического материала в этом направлении является одним из главных в изучении петрогенезиса гранитоидных пород. При этом надо всегда иметь в виду, что проблема происхождения гранитоидов, как правило, проблема тектоническая и не может решаться вне связи с тектоническим развитием структур земной коры [147, 348]. Примером этому является развитие гранитоидов Главного гранитного пояса Южного Урала.

В Главном гранитном поясе Южного Урала выделяются четыре основные группы гранитоидных пород, объединенных близостью состава и сходством тектоно-магматических особенностей формирования: 1) синорогенные натриевые гранитоиды, 2) синорогенные калиево-натриевые гранитоиды, 3) гранитоиды зон активизации, 4) гранитоиды вулcano-плутонических ассоциаций. На имеющемся фактическом материале кратко разберем петрогенетические особенности формирования выделенных групп гранитоидных пород в свете существующих в настоящее время основных гипотез происхождения гранитов.

СИНОРОГЕННЫЕ НАТРИЕВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

К ним относятся крупные плагиогранитоидные массивы силур-нижнедевонского возраста, выделенные нами [264, 267] на восточном склоне Южного Урала в самостоятельную тоналит-грандьемитовую формацию. Происхождение плагиогранитоидных массивов Южного Урала связано с общей проблемой формирования тоналитов—грандьемитов в складчатых областях. В фанерозойских складчатых областях тоналит-грандьемитовые серии установлены в континентальных окраинах и островных дугах в связи с развитием предполагаемых зон субдукции [26, 241]. В геологической истории развития геосинклинальных складчатых областей ста-

новление натриевых тоналит-трондьемит-плагиогранитоидных серий всегда предшествует калиево-натриевому синорогенному гранитоидному магматизму с различным перерывом во времени [217]. Проблема происхождения тоналит-трондьемитовых серий является слабо изученной не только на Урале, но и в других регионах. Она возникла лишь в последние десятилетия в связи с изучением так называемых архейских серых гнейсов, близких по составу трондьемитам и знаменующих собой возникновение первоначальной континентальной коры. В геосинклинальных складчатых областях появление тоналит-трондьемитовых серий означает конец геосинклинальной и начало переходной стадии в развитии эвгеосинклиналей [217] как в пределах континентальных окраин, так и собственно в геосинклинальной зоне. В любом случае появление их связано с начальным периодом закрытия геосинклинального бассейна, т.е. ранним периодом сжатия в эвгеосинклинали.

Природа тоналит-трондьемитовых серий еще во многом остается неясной. Существует несколько гипотез о их происхождении. Главные из них следующие: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовой или андезитовой магм с образованием кумулятов; 2) частичное плавление в сухих или водных условиях мафических пород нижней части земной коры и верхней мантии (эклогитов, габбро, амфиболитов); 3) анатектическое выплавление при метаморфических процессах; 4) метасоматически-палингенные преобразования пород; 5) метасоматические преобразования пород. В природе все эти процессы, по-видимому, могут иметь место. Однако большинство исследователей, занимавшихся изучением тоналит-трондьемитовых серий, считают их магматическими образованиями [18, 26, 27, 232, 233 и др.]. Не совсем ясна в этих сериях роль габброидов. Одни исследователи относят и габброиды и тоналиты—трондьемиты к производным единых магматических очагов [4, 15, 26], другие, напротив, полностью отрицают генетическую связь габброидов с тоналитами—трондьемитами-плагиогранитами [9, 81, 366].

В тоналит-трондьемитовой формации Южного Урала проблема происхождения габброидов также не имеет однозначного решения. Часть габброидов представлена габбро-амфиболитами и, по-видимому, образована при метаморфической перекристаллизации основных вулканитов под влиянием плагиогранитоидных массивов. Об этом свидетельствует и отклонение фигуративных точек ряда химических анализов габброидов от общего тренда индекса дифференциации (рис. 52). Другая часть габброидов, несомненно, связана с формированием пород тоналит-трондьемитовой серии, что подтверждается пересыщенностью этих габброидов кремнеземом, повышенной общей щелочностью [267] и повышенной щелочностью амфиболов (см. рис. 49). По плагиоклаз-роговообманковому геотермометру Л.Л. Перчука [224], кристаллизация габброидов (габбро-диоритов) происходила при температуре не ниже 700 °С (рис. 53) и при давлении, отвечающем кианит-силлиманитовому типу метаморфизма. Естественно, что указанная температура отражает поздние стадии кристаллизации пород. В то время как повышенные давления и щелочность (натриевость) находятся в соответствии с условиями становления интрузий тоналит-трондьемитовой формации. Надо сказать, что роговые обманки из контаминированных верхнепалеозойских гранитов и окружающих их амфи-

Рис. 53. Диаграмма распределения кальция между плагиоклазом и амфиболом [244]

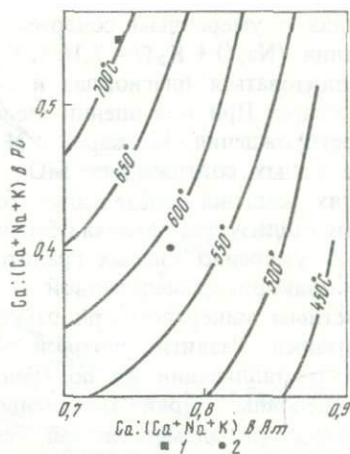
1 — габбро-диориты Нурбайского массива;
2 — плагиоклаз-роговообманковые роговики южного экзоконтакта Карабутакского массива

теризуются другими геодинамическими обстановками формирования: раннегеосинклинальные базальтоиды формируются в условиях растяжения земной коры, трондьемиты—плагиограниты — в условиях сжатия.

В отличие от габброидов гранитоиды тоналит-трондьемитовой формации образуют непрерывный ряд от кварцсодержащих диоритов до лейкоплагиогранитов (см. рис. 52). Для них характерны (без учета низкотемпературных вторичных ассоциаций) следующие главные минеральные парагенезисы: 1) $Pl_{40-35} + Am + Bi + Q$, 2) $Pl_{35-15} + Bi_{54-56} + Q$, 3) $Pl_{10} + Bi + Q \pm (Or)$, 4) $Pl_{40-25} + Am + Bi + Q + Or$, 5) $Pl_{25-15} + Bi + Q + Or$.

Как видно из приведенных парагенезисов, кристаллизация пород формации происходила при избытке кремнезема и низком химическом потенциале K_2O на всех этапах кристаллизации и в общем отвечала схеме Боуэна. Это определили появление кварца в породах габбро-диоритового состава и отсутствие в серии нормальных гранитов. Минеральные парагенезисы ранних этапов кристаллизации пород (диориты, кварцевые диориты) сопоставимы с кварцевыми безортотклавовыми гранитоидами нормальной щелочности первого поля диаграммы минеральных парагенезисов гранитоидов в координатах $\mu K_2O - \mu Na_2O$ по Д.С. Коржинскому [122]. По сравнению с нормальными гранитами кристаллизация более поздних кислых разностей происходила в условиях пониженной щелочности, обусловленной низким значением химического потенциала K_2O и повышенной кремнекислотностью. Начиная с плагиогранодиоритов в породах натриевой серии (плагиоклаз An_{35}) кристаллизуется парагенетическая ассоциация плагиоклаз—кварц—биотит, что существенно отличает их от пород нормальных известково-щелочных калиево-натриевых серий, в составе которых при аналогичных содержаниях SiO_2 наряду с биотитом обычно развит роговая обманка. Биотитовые плагиогранодиориты—плагиоадамеллиты (трондьемиты) установлены среди аналогичных серий Центрального антиклинария Камчатки [317] и в районе Тронхейм, Норвегия [27].

Развитие биотита в качестве единственного темноцветного минерала в умеренно кислых натриевых гранитоидах тоналит-трондьемитовой формации при нормальной известковистости пород (см. рис. 5) можно объяснить повышенной кремнекислотностью и пониженной щелочностью (за счет калия) исходного расплава, что подтверждается кристаллизацией парагенезисов минералов при плавлении природных образцов гранитов. Н.И. Хитаровым [337] было показано, что при плавлении каибского гранита в условиях $P_{H_2O} = 1000 \div 3000 \text{ кг/см}^2$ и $T = 900^\circ C$ из гранитного рас-



плава с умеренным содержанием щелочей и пониженным содержанием калия ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,16\%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,35\%$) первыми всегда начинают кристаллизоваться плагиоклаз и биотит, а затем — калиевый полевой шпат и кварц. При повышении щелочности и калиевости расплава (гранит из месторождения Каджаран; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,85\%$, $\text{K}_2\text{O} = 4,47\%$) при тех же самых содержаниях SiO_2 (70%) и даже при более низких содержаниях кальций-железо-магнезиальной составляющей наряду с биотитом кристаллизуется роговая обманка.

В умеренно кислых гранитоидах калиево-натриевой серии — тоналит-гранодиорит-адамеллитовой — биотит также является главным темноцветным минералом при отсутствии или подчиненном развитии роговой обманки. Развитие роговой обманки в гранодиоритах свидетельствует о кристаллизации их по тренду обычных калиево-натриевых известково-щелочных серий. Появление в формации калиево-натриевой тоналит-гранодиорит-адамеллитовой серии нельзя считать закономерным. Единая исходная плагиогранитная магма не могла дать такую серию ни в конце, ни в начале кристаллизации. В то же время появление в плагиогранитоидных комплексах таких незаконномерных серий хорошо согласуется с данными экспериментальных исследований Г. Платена [235] по анатектическому магмообразованию, подтвердившему влияние исходных пород на состав генерируемых расплавов: "...следует отметить, что расплавы, формирующиеся в условиях минимальных температур, при анатексисе гнейсов не могут иметь одинаковый состав: чем основнее плагиоклаз гнейсов, тем больше содержание ортоклаза в расплаве" [54, С. 213]. В том же направлении происходит увеличение в расплаве кремнезема.

Эвтектический состав натриевых гранитоидов соответствует $Pl_{10} + Bi + Q \mp (Or)$. Такой парагенезис характерен для плагиоаплитов и плагиопегматитов. Присутствие более кислого плагиоклаза в указанных котектических парагенезисах, как правило, связано с процессами их перекристаллизации в условиях фации зеленых сланцев. В связи с чем парагенетическая ассоциация $Pl_{40-35} + Am + Bi + Q$ является реликтовой. Биотит в остальных минеральных парагенезисах часто замещается хлоритом, а плагиоклаз — серицитом.

По средним химическим составам породы умеренно кислой группы по сравнению с аналогичной группой пород тоналит-гранодиоритовой формации устойчиво пересыщены глиноземом и обеднены магнием (рис. 54, 55). Повышение глиноземистости и снижение магния объясняется существенным участием при их формировании кремниевое-натриевых растворов, что привело к повышению лейкократовости пород — характерному признаку пород тоналит-трондьемитовых серий [26]. Наиболее отчетливые различия в трендах кристаллизации между натриевыми сериями тоналит-трондьемитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций установлены для пород кислой группы — плагиогранитов (трондьемитов) — лейкоплагиогранитов. Как видно из средних химических составов, в кислых породах натриевой серии вулканоплутонических комплексов с увеличением кремнекислотности и снижении глиноземистости в ряду плагиоадамеллит-лейкоплагиогранит происходит увеличение общей железистости и уменьшение содержания калия (см. рис. 54). Сходное поведение

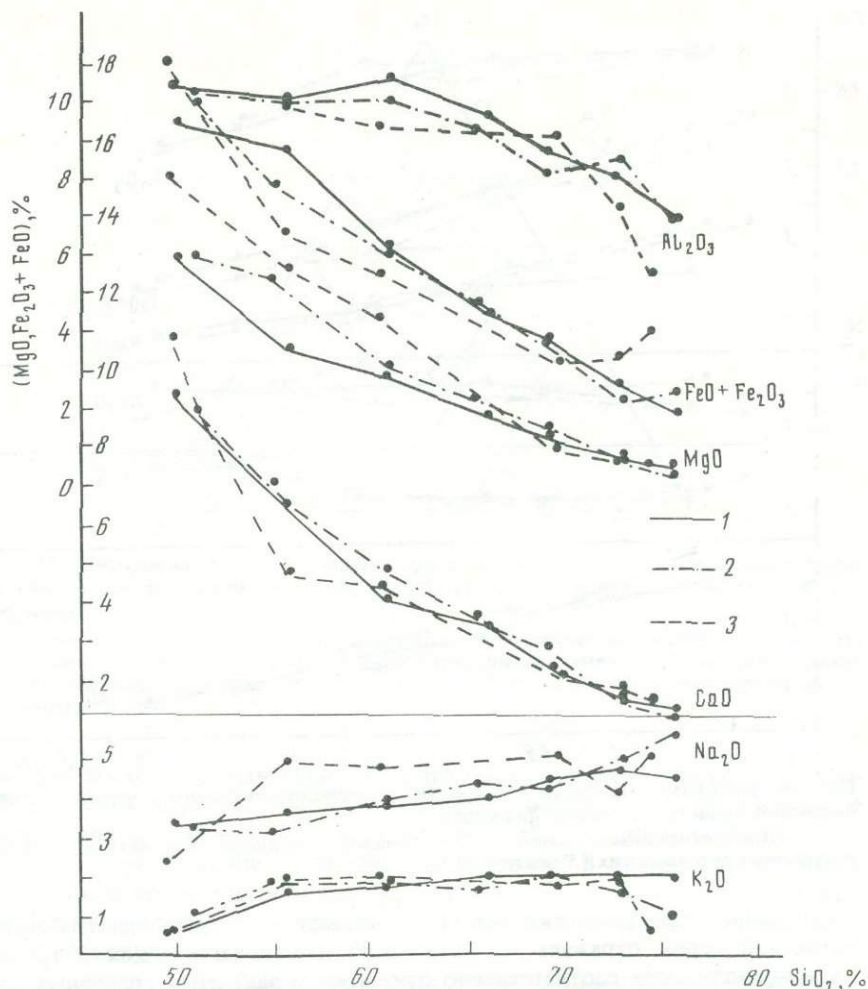


Рис. 54. Диаграмма распределения средних содержаний окислов в породах натриевой серии гранитоидов формаций

1 — тоналит-трондьемитовая; 2, 3 — тоналит-гранодиоритовая батолитовых (2) и вулканоплутонических (3) интрузий

окислов отмечается при кристаллизации кислых гранитоидов натриевой серии батолитового типа. В отличие от тоналит-гранодиоритовой формации в тоналит-трондьемитовой формации содержание калия в плаггиоадамеллитах—плаггиогранитах—лейкоплаггиогранитах остается постоянным. Эволюция кислых пород натриевой серии тоналит-гранодиоритовой формации, особенно в вулканоплутонических комплексах, в ряду плаггиоадамеллит—лейкоплаггиогранит сопровождается увеличением общей железистости от ранних к поздним дифференциатам. В то время как в поздних дифференциатах тоналит-трондьемитовой формации общая железистость снижается, т.е. повышается магнезиальность по сравнению с магнезиальностью аналогичных пород вулканоплутонических комплексов.

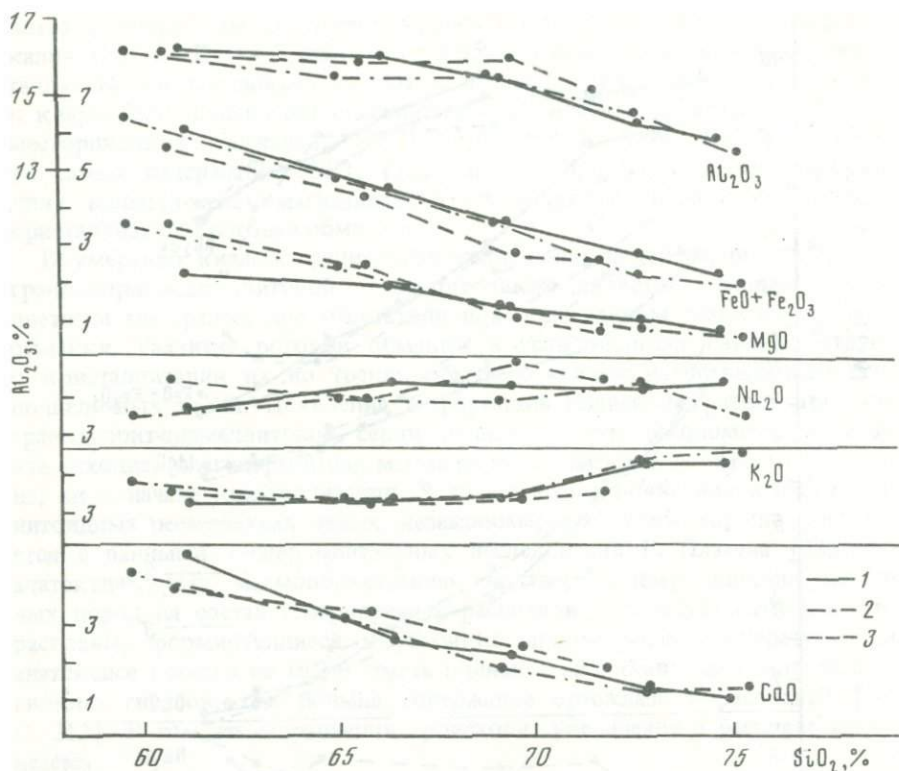


Рис. 55. Диаграммы распределения средних содержаний окислов в породах калиево-натриевой серии гранитоидных формаций

1 — тоналит-грандьемитовая; 2, 3 — тоналит-гранодиоритовая батолитовых (2) и вулcano-плутонических (3) интрузий

Указанное поведение окислов при кристаллизации сравниваемых пород натриевой серии отражает магматический и метамагматический тренды их кристаллизации соответственно открытых и закрытых гранитных систем. Характерно, что кислые породы натриевой серии тоналит-гранодиоритовой формации (плагииграниты—лейкоплагииграниты) кристаллизовались при постоянном содержании нормативного кварца в отношении $Ab:Q:Or$, при уменьшении ортоклазового компонента и увеличении альбитового (рис. 56). В то время как кристаллизация от плагиигранитов к лейкоплагиигранитам в тоналит-грандьемитовой формации происходила при увеличении в отношении $Ab:Q:Or$ нормативного кварца и снижении альбитового компонента, т.е. полностью соответствовала метамагматическому тренду кристаллизации синорогенных гранитов. Этим подтверждается сходство в развитии синорогенного гранитоидного магматизма тоналит-грандьемитовой и верхнепалеозойской гранитной формаций. Несоответствие магматическому и метамагматическому трендам кристаллизации кислых групп пород натриевой серии тоналит-гранодиоритовой формации можно объяснить метамагматической альбитизацией исходных плагиигранитов или частичным плавлением уже закристаллизованных плагиигранитов.

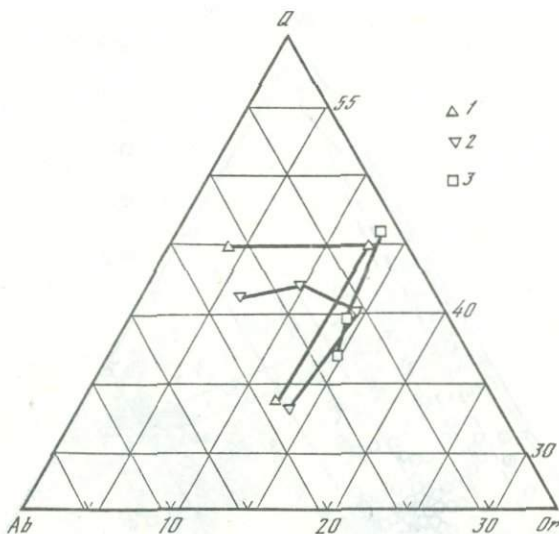


Рис. 56. Диаграмма $Ab-Q-Or$ средних нормативных составов кислых гранитоидов натриевой серии тоналит-гранодиоритовой (1, 2) и тоналит-трондьемитовой (3) формаций

1-3 — серии: 1 — плагиоадамеллит-плагиогранит-лейкоплагиогранит вулcano-плутонических интрузий, 2 — плагиогранодиорит-плагиоадамеллит-плагиогранит-лейкоплагиогранитовая батолитовых интрузий, 3 — плагиоадамеллит-плагиогранит-лейкоплагиогранитовая

тов при постоянном давлении воды, что также вызовет обогащение расплава альбитом и уменьшение содержаний ортоклаза [235]. Закономерное увеличение при этом общей железистости лейкоплагиогранитов позволяет отдать предпочтение магматической гипотезе. В любом случае они не могут быть прямыми дифференциатами плагиогранитной магмы, так как обязательным условием при этом является повышение в отношении $Ab:Q:Or$ кварца.

Геологические наблюдения убедительно подтверждают метасоматически-палингенное происхождение пород тоналит-трондьемитовой формации Южного Урала. Здесь наблюдается аналогичный механизм магматического замещения пород земной коры, проявившийся при образовании верхнепалеозойских синорогенных батолитовых гранитных массивов, но только с участием кремниево-натриевых растворов. Прямая зависимость между индексом дифференциации и содержанием кремнезема в породах не вызывает сомнения о преобладающей роли расплава в формировании трондьемитов-плагиогранитов. Обратная зависимость между содержанием нормативного альбита и индекса дифференциации от нормативного кварца при постоянном SiO_2 в плагиогранитоидах свидетельствует об изменении кислотности-щелочности при их кристаллизации. Изменение кислотности-щелочности может быть объяснено изменением водного давления при кристаллизации плагиогранитов и последующим проявлением щелочного метасоматоза: ранней альбитизации этапа зеленокаменного изменения пород, проявленного вслед за формированием

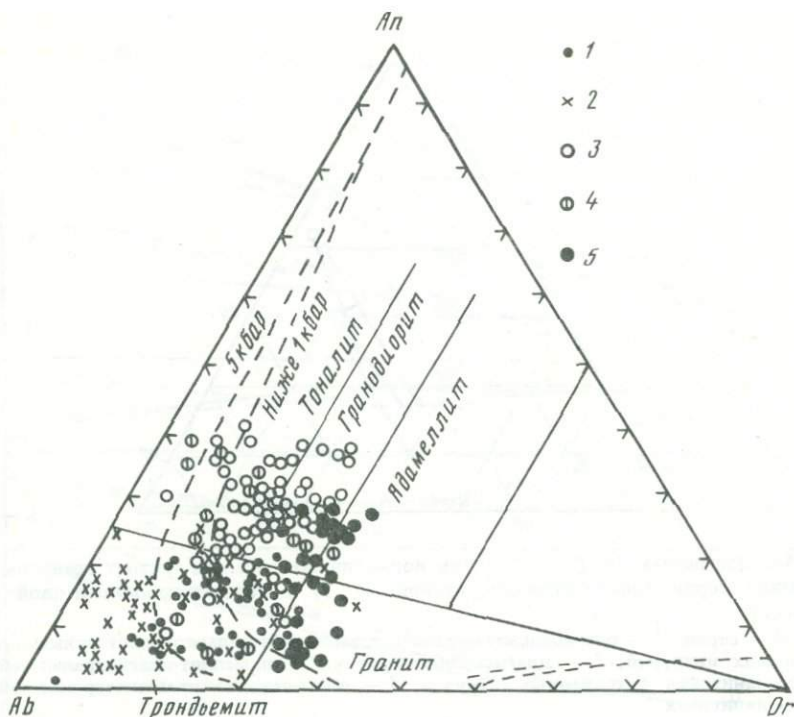


Рис. 57. Диаграмма $Ab-An-Or$ нормативного состава (CIPW) пород тоналит-трондьемитовой формации; классификационные границы по [412]

Пунктирные линии ограничивают поле плагиоклаза по [220] 1 — плагиоадамеллиты, плагиограниты, лейкоплагиограниты главной фазы; 2 — плагиоадамеллиты, плагиограниты, лейкоплагиограниты жильной серии; 3 — кварцевые диориты, плагиогранодиориты главной фазы; 4 — кварцевые диориты, плагиогранодиориты жильной серии; 5 — тоналиты, гранодиориты, адамеллиты, малокалиевые граниты

трондьемитов—плагиогранитов, и поздней микроклинизации, связанной с формированием верхнепалеозойских батолитовых массивов [267]. Метасоматическими процессами также объясняется разброс фигуративных точек химических составов кислых и умеренно кислых гранитоидных пород натриевой и калиево-натриевой серий (см. рис. 52).

Если учесть, что в плагиогранитоидах микроклинизация развита локально, то главным процессом, влияющим на изменение кислотности—щелочности пород, является увеличение альбитового компонента или натрия в гранитной системе. Замещение занозистым и шахматным альбитом плагиоклаза в плагиогранитах однозначно говорит о проявлении процессов альбитизации. Однако только постмагматической альбитизацией нельзя объяснить общее увеличение натриевости пород. Здесь мы полностью согласны с выводами [26, 27, 220] о повышении щелочности за счет эволюции гранитных расплавов и стремлении конечных расплавов к водной низкоанортитовой кварц-альбитовой котектике в противоположность калиево-натриевым сериям, стремящимся к кварц-ортоклаз-альбитовой котектике. Эти два фундаментальных тренда в развитии природных гра-

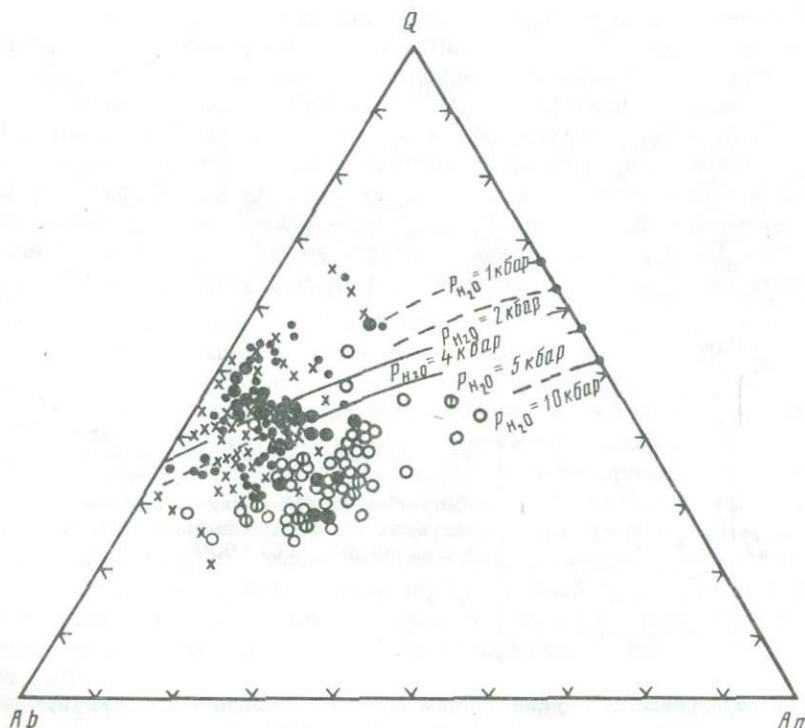


Рис. 58. Диаграмма $Ab-Q-An$ нормативного состава (CIPW) пород тоналит-трондьемитовой формации; котектические кривые при P_{H_2O} 1, 2, 10 кбар построены по [423], для 4 кбар по [397], для 5 кбар по [434]

Условные обозначения те же, что и на рис. 57

нитных магматических систем полностью определяют состав и эволюцию выделенных известково-щелочных гранитных серий.

О магматической природе натриевости свидетельствует четкое смещение тренда индекса дифференциации за счет увеличения натрия при $SiO_2 = 68-69\%$ в плагиогранитах и последующая прямая зависимость его от кремнекислотности пород (см. рис. 52). Увеличение натрия в плагиогранитах, по существу, аналогично увеличению калия в верхнепалеозойских синорогенных гранитах при $SiO_2 = 70-71\%$, и, также как и для гранитов, объясняется повышением гомогенизации расплава и приближением его состава к составу кварц-полевошпатовый котектики, т.е. к составу гранита. Это подтверждается смещением виртуальных точек химического состава наиболее кислых плагиогранитов-трондьемитов на диаграмме $Ab-Q-An$ (рис. 57, 58) в область котектических значений при $P_{H_2O} = 1$ кбар и 2 кбар. В то же время значительная часть трондьемитов-плагиогранитов, по-видимому, кристаллизовалась при давлении не менее 5-10 кбар, что подтверждается обособлением роя фигуративных точек химических составов на продолжении котектической кривой ликвидуса при $P = 10$ кбар (см. рис. 58). Последнее находится в соответствии с повышенной баричностью роговых обманок из габбро-амфиболитов и габбро-диоритов, ассоциирующих с трондьемитами-плагиогранитами.

Вариации нормативных содержаний кварца и альбита при одних и тех же значениях SiO_2 в плагиигранитах позволяют говорить о неравновесности условий кристаллизации исходного расплава. Учитывая относительное постоянство в плагиигранитах ортоклазовой составляющей при $\text{SiO}_2 = 69 \pm 0,3\%$, можно сказать, что главными варьирующими компонентами в данном случае являются кварц и альбит. Изменение содержаний кварца и альбита при одних и тех же содержаниях SiO_2 в гранитной системе возможны в условиях гетерогенного парциального давления воды [51, 88]. По экспериментальным данным во всех случаях в гранитных системах при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ уменьшение кварца и увеличение альбитового

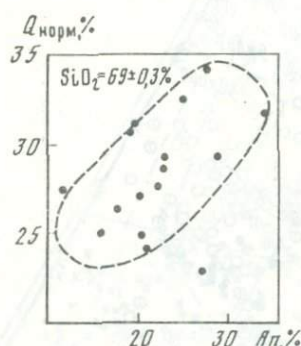


Рис. 59. Диаграмма зависимости между нормативным составом плагияноклаза (An) и содержанием кварца в плагииадамеллитах тоналит-трондьемитовой формации при $\text{SiO}_2 = 69 \pm 0,3\%$

компонента связаны с увеличением водного давления и снижением температуры кристаллизации [391, 401, 427, 434]. Проявление этого процесса в плагиигранитах (трондьемитах) при постоянном содержании кремнезема подтверждается тенденцией к прямой зависимости между основностью плагияноклаза и содержанием нормативного кварца (рис. 59) или, что то же, обратной зависимостью между нормативными содержаниями кварца и альбита.

Частичная метасоматическая альбитизация плагияноклазов, учитывая при $\text{SiO}_2 = 69 \pm 0,3\%$ реальный состав плагияноклаза и характер замещения его альбитом (каемки альбита вокруг зерен, альбитизированные отдельные зерна) объем на объем, не может дать таких трендов кристаллизации, так как в этом случае общее содержание кремнезема в породе должно возрастать параллельно увеличению степени альбитизации плагияноклазов вследствие уменьшения их основности, а содержание плагияноклаза не будет котектическим. Отсутствие четко выраженного магматического тренда кристаллизации на рис. 52 объясняется постмагматическим перераспределением кварца в гранитах, что подтверждается развитием в них кварца нескольких генераций.

Из сказанного следует, что в природных гранитных системах в процессе кристаллизации близких по кремнекислотности фаций (фаз) проявляются условия (статика процесса), сходные с экспериментально установленными при изучении искусственных гранитных систем. В то время как эволюция природных гранитных систем от ранних к поздним образованиям (динамика процесса) по условиям развития в общем случае не соответствует экспериментально изученным гранитным системам [87, 88, 201, 235]. Причина здесь кроется не в отсутствии соответствия природных

процессов эксперименту, а в отсутствии экспериментов, соответствующих развитию природных процессов, т.е. приближающихся к эволюции природных гранитных систем.

Сопоставляя нормативные соотношения $Q:Ab:Or$ в гранитоидах с соотношениями этих компонентов из экспериментальных гранитных систем Г. Винклера [54] и Г. Платена [235], начальную температуру генерации магмы можно принять равной 670–700 °С. Наиболее полное совпадение рассчитанных соотношений $Q:Ab:Or$ с составом расплава-минимума при $P_{H_2O} = 2$ кбар и $T = 670$ °С безанортитовой экспериментальной системы [54] отмечается для адамеллитов. Однако низкие отношения $Ab/An = 3,5$ в адамеллитах позволяют предполагать, что конечная температура адамеллитового расплава была градусов на 100–150 выше начальной температуры его генерации. В противном случае мы должны допустить, что состав гранитного расплава представлял собой эвтектическую жидкость со взвешенными в ней кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов [417], что противоречит их котектическим соотношениям.

Развитие высокомагнезиального биотита в роговиковых сланцах западного контакта Нурбайского массива, присутствие в плагиогранитах реликтов голубоватого кварца, так широко развитого в чарнокитовых и трондьемитовых [220] сериях многих районов мира, и низкотриклинного слабоупорядоченного калиевого полевого шпата — все это свидетельствует, наряду с высокой температурой, о пониженных парциальных давлениях воды в области кристаллизации плагиогранитов, не превышающих 2 кбар.

Итак, суммируя сказанное, можно сделать вывод, что генерация плагиогранитной магмы происходила при магматическом замещении пород земной коры с участием кремниевонариевых растворов при общем давлении 5–10 кбар, высокой температуре порядка 800 °С и относительно низком парциальном давлении воды, не превышающем 2 кбар. Кристаллизация плагиогранитоидов, судя по развитию инъекционных плагиогнейсов, происходила в условиях мезозоны. Появление пород калиево-натриевой серии в тоналит-трондьемитовой формации, по-видимому, обусловлены процессами анатексиса или селективного плавления субстрата при подчиненной роли процессов магматического замещения.

СИНОРОГЕННЫЕ КАЛИЕВО-НАТРИЕВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

К этой группе относятся гранитоиды верхнепалеозойской батолитовой гранитной формации. Вопрос о формировании верхнепалеозойских гранитоидов восточного склона Урала является частью общей проблемы происхождения синорогенных плутонических калиево-натриевых гранитоидных серий. Большинство исследователей в настоящее время все более склонны считать, что плутонические гранитоиды — результат палингеного плавления сиалической коры при преобладающей роли или анатексиса [54, 84, 196, 235, 351], или метасоматически-палингеного (магматического) замещения под воздействием глубинных "сквозьмагматических" растворов [121, 146, 209, 210, 250]. Учитывая геологическое строение плутонов, многоминеральность и относительную выдержанность состава слагающих их гранитоидов, большинство исследователей делают вывод

о преобладающей роли гранитного расплава при образовании гранитов [22, 23, 76, 121, 353, 357, 331], т.е. о зависимости состава гранитов от котектических соотношений слагающих их минералов. Как показали экспериментальные исследования [142], это в равной степени относится и к биотиту: при $P = 1$ кбар, $T = 810^\circ\text{C}$ в присутствии воды и 785°C в присутствии 3 М раствора HCl в системе $Q\text{--}Or\text{--}Bi$ установлена эвтектика, содержащая примерно 6% биотита, т.е. биотит в природных котектических "водных" гранитах является обязательным компонентом.

После блестящих экспериментальных исследований, проведенных О. Таттлом и Н. Боуэном [427], Г. Платеном [235] и Г. Винклером [55], многие исследователи стали считать вопросы физико-химических условий происхождения плутонических калиево-натриевых гранитов решенными. На основании отождествления этих экспериментов с природными объектами появились многочисленные работы, в которых авторы утверждали, что плутонические калиево-натриевые граниты произошли из магм, имеющих близкие температуры генерации и кристаллизации (порядка $640\text{--}700^\circ\text{C}$) и формировавшихся при высоких давлениях воды (порядка 3–5 кбар), равных или близких общему давлению. Эти исследователи давление воды в исходном расплаве приравнивают к литостатическому давлению вышележащих слоев и считают глубину формирования гранитных батолитов равной 15–20 км [17, 331, 364]. Считается, что такие относительно низкотемпературные высоководные гранитные магмы, содержащие около 8% воды (экспериментально установленное количество растворенной в гранитном расплаве воды при этих условиях), не способны подниматься в верхние этажи земной коры, так как снижение давления вызовет потерю летучей фазы и быструю их изотермическую кристаллизацию [306, 364, 427]. Эти представления доказываются сходством нормативных соотношений $Ab\text{--}Or\text{--}Q$ в природных гранитах с экспериментально установленными при данных $P_{\text{H}_2\text{O}}$ соотношениями $Ab:Or:Q$ в расплавах-минимумах и эвтектических расплавах в системе $Ab\text{--}Or\text{--}Q\text{--}\text{H}_2\text{O}$ [427]. Считается, что при данных $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в гранитах предельное содержание кремнезема составляет 72–73% [364].

Другие исследователи предполагают меньшие глубины формирования синорогенных калиево-натриевых гранитов [147, 196, 305, 336]. При этом равенство общего и водного давления при развитии гранитных плутонов принимается как исключение, возможное при перемещении этих плутонов в область меньших давлений. В большинстве же случаев при развитии гранитных плутонов в условиях амфиболитовой или верхов гранулитовой фаций, как наиболее вероятной области генерации синорогенных гранитных магм, по мнению ряда исследователей, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ равно 0,3–0,4 [123, 182] или 0,4–0,6 [305] $P_{\text{общ}}$. Это подтверждают $P\text{--}T$ условия гомогенизации расплавных включений из автохтонных гранитов и мигматитов амфиболитовой фации, равные $T_{\text{гом}} = 870\text{--}760^\circ\text{C}$ и $P = 5\text{--}8$ кбар, что соответствует 6–7%-ному содержанию воды в гранитном расплаве амфиболитовой фации без учета CO_2 ; с учетом CO_2 водное давление будет соответствовать парциальному давлению воды во флюиде, равному 0,6–0,2 $P_{\text{общ}}$ [132].

Таким образом, в настоящее время можно считать доказанным, что природные анатектически-палингенные граниты в большинстве случаев

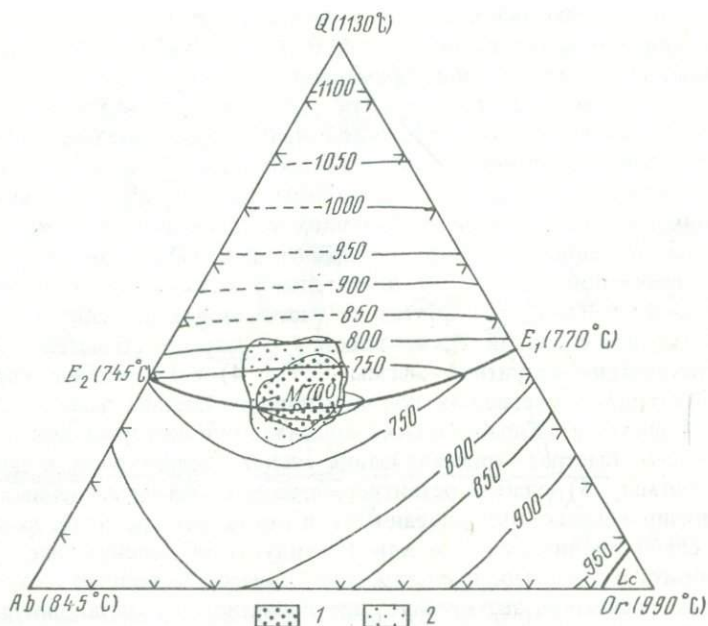


Рис. 60. Диаграмма распределения 163 нормативных составов гранитов западного пояса интрузий на проекции изотерм системы $AB-Q-Or$ при $P_{H_2O} = 2$ кбар [54]. E_1, E_2 — эвтектики; точка M характеризует состав-минимум на котектической линии; в контуре расположено: 72% всех проб (1), 86% всех проб (2)

формируются при участии гранитной магмы, недосыщенной водой [88, 112, 353]. Такая магма способна перемещаться в верхние этажи земной коры до выполнения условий $P_{H_2O} = P_{общ}$ [306]. В этих условиях из-за неравновесности состава в магме появляется избыточная фаза полевых шпатов, которые будут кристаллизоваться первыми, а оставшийся расплав будет соответствовать тройному минимуму новых $P-T$ -условий [87]. При постоянном общем давлении, т.е. когда область генерации и область кристаллизации примерно совпадают, насыщение такой магмы водой, например в условиях слабо проницаемой кровли и постоянного притока глубинных растворов, должно повышать содержание свободной SiO_2 [87], что диаметрально противоположно выводам [364]. Авторы обеих гипотез единодушны в том, что формирование синорогенных гранитов происходит из относительно низкотемпературных расплавов, сопоставимых с расплавами-минимумами в экспериментально изученных гранитных системах.

Многочисленные нормативные пересчеты [54] состава плутонических природных гранитов на диаграмме $Ab-Q-Or$ действительно ложатся в область экспериментально установленных наиболее низкотемпературных гранитных расплавов. Такая же картина получена и для гранитов Южного Урала (рис. 60). Анализируя материал по геологии и составу гранитов, надо сказать, что приведенные гипотезы не могут полностью объяснить процессы кристаллизации природных гранитных систем, тем более это невозможно объяснить какой-либо одной гипотезой. Так, с точки зрения

гипотезы о максимальной водонасыщенности исходной гранитной магмы при формировании синорогенных батолитов невозможно объяснить: 1) значительное вертикальное перемещение гранитной магмы в Джарлинском грабене (см. рис. 1) (здесь, по данным геофизических исследований [56], граниты Карабутацкого массива интродуцируют более чем километровую толщу осадочного нижнего карбона); 2) широкое развитие вокруг гранитных массивов инъекционных гнейсов и слабую мобилизацию гранитного расплава во вмещающих породах на уровне их эрозионного среза, что свидетельствует о разрыве областей генерации и кристаллизации гранитной магмы; 3) значительное отклонение котектических соотношений $Pl-Or-Q$ в гранитах от рассчитанных по данным экспериментальных исследований также говорит о разрыве областей генерации и кристаллизации гранитной магмы [87]; 4) ассимиляцию гранитной магмой останцов вмещающих пород основного состава даже в условиях открытой системы (Карабутацкий массив), при котором должна была бы наступить быстрая кристаллизация низкотемпературной водной гранитной магмы; 5) слабое развитие метасоматически-измененных пород (грейзенизированных, окварцованных) в контактах гранитов, даже в условиях слабо проницаемой кровли (Суундукский массив), дает основание говорить о том, что, представление о высокой водности глубинных гранитных расплавов значительно преувеличено; 6) установленные по геологическим данным малоглубинные (3–4 км) условия кристаллизации верхнепалеозойских гранитных плутонов [296, 308] не соответствуют представлениям о глубинных (15–20 км) условиях их формирования, определенных на основании изучения состава и минеральных парагенезисов гранитов.

С позиций гипотезы анатектического выплавления коровых гранитных магм невозможно объяснить гомодромную последовательность развития гранитоидных серий от гранодиоритов–адамеллитов к гранитам и лейкогранитам и общую дебазификацию замещаемых пород, что отмечалось многими исследователями. Использовать для объяснения развиваемые представления [374] о гранитах как смеси реститовых минералов (плагноклаз, биотит, гранат и др.) и расплава не соответствует закономерному изменению их состава, хотя возможное присутствие реститового материала нами не отрицается (см. гл. II).

Если исходить из общепринятого представления о том, что валовый состав гранитоидов, приближающихся к эвтектике, отражает условия генерации исходных магм и принять $P_{\text{общ}} = P_{H_2O}$, то кристаллизация гранитов в автохтонных и аллохтонных блоках в ряду адамеллит–гранит–лейкогранит, согласно диаграмме М.И. Дубровского [87], происходила соответственно при температуре 650–670 °С и давлении 5,0–1,2 кбар и 7,0–3,0 кбар (рис. 61). Близкие температуры и давления кристаллизации гранитов установлены при изучении породообразующих минералов на основании биотит–роговообманкового геотермобарометра Л.Л. Перчука (рис. 62, 63). По термобарометрическим данным по расплавленным включениям в плутонических гранитах [24, 132], указанные $P-T$ условия, по-видимому, являются приближенными к реальным. Развитие в юго-западном контакте Карабутацкого массива пород фации роговообманковых роговиков мощностью до 500 м позволяет говорить о значи-

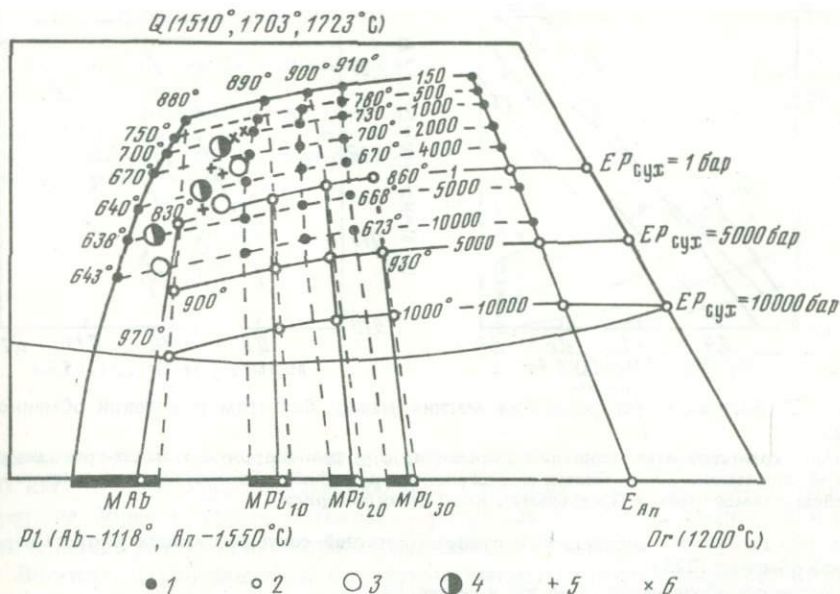


Рис. 61. Диаграмма фазового равновесия системы $Pl-Or-Q-H_2O$ [87]

E — эвтектики; M — расплавы-минимумы с соответствующим плагиоклазом. I — фигуративные точки при $P_{общ} = P_{H_2O}$; 2 — фигуративные точки при $P_{общ} = P_{сух}$; $3, 4$ — средние составы адамеллитов, гранитов, лейкогранитов гранитной формации аллохтонных (3) и автохтонных (4) блоков; 5 — средние составы адамеллитов, гранитов, лейкогранитов адамеллит-гранитной формации; 6 — граниты малых постороженных интрузий

тельном превышении температуры кристаллизации верхнепалеозойских гранитов по сравнению с температурой водной кварц-альбит-ортоклазовой котектики [427]. Согласно расчетам распределения изотерм вокруг гранитных тел при давлении от 200 до 2000 бар, такие мощности роговиков в контактах интрузий могут формироваться при температурах магмы, близкой к $800^\circ C$ [54, 55].

Таким образом, начальная температура кристаллизации верхнепалеозойских гранитов была близка к $800^\circ C$, что полностью совпадает с определением температуры кристаллизации плутонических гранитов по расплавному включениям в абиссальных и мезоабиссальных условиях амфиболитовой фации [24, 249, 346]. Определенные по биотит-роговообманковому геотермометру температуры кристаллизации гранитов, по-видимому, отражают поздние стадии кристаллизации гранитов или контактовые фации [54]. Минимальные температуры $400-550^\circ C$ конечных минеральных равновесий в гранитах установлены по биотит-гранатовому геотермометру [280] (рис. 64). Приведенные температуры подтверждают длительность кристаллизации гранитных плутонов и неодновременность установления в них минеральных равновесий.

Указанные выше значительные вариации по $P_{общ}$ при кристаллизации гранитоидных пород, являющихся, по существу, фациями единых плутонов, не могут быть объяснены с позиций обязательного уменьшения давления по мере увеличения кремнекислотности расплава. Остановимся

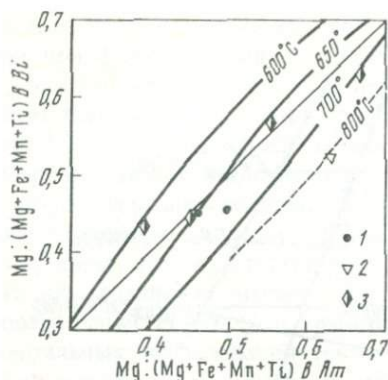


Рис. 62. Диаграмма распределения магния между биотитом и роговой обманкой [222]

1 — гранодиориты гранитной формации; 2 — гранодиориты тоналит-гранодиоритовой формации; 3 — биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые инъекционные гнейсы Адамовского и Тикельдытауского антиклинориев

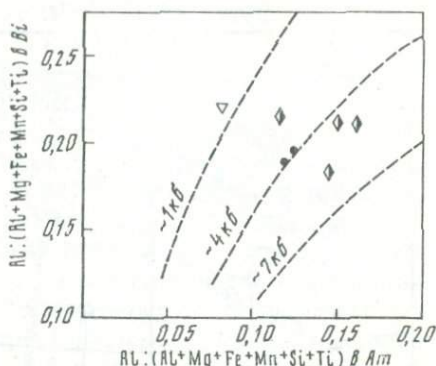


Рис. 63. Диаграмма соотношения глиноземистостей сосуществующих биотита и роговой обманки [223]

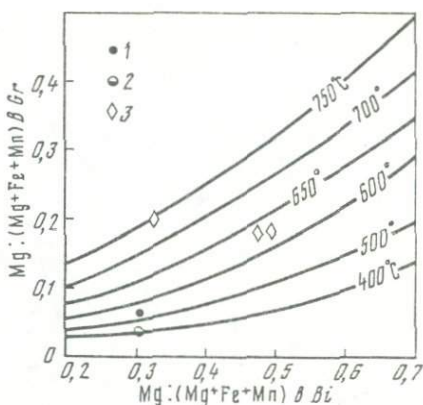
Условные обозначения те же, что и на рис. 62

на этом подробнее. Как было сказано, общее давление при кристаллизации гранитов, установленное по физико-химическим параметрам (3–5 кбар), не соответствует геологическим условиям кристаллизации апикальных частей гранитных плутонов, кристаллизация которых происходила на глубине не более 3–4 км [296, 308]. Такое несоответствие геологических и петрологических данных по давлению может быть снято тангенциальным сжатием, влияние которого на восточном склоне Южного Урала установлено в виде проявления постнижнекаменноугольных надвигов. Это хорошо увязывается с представлением о надвигании в конце нижнего карбона с востока кристаллических масс на осадки эвгеосинклинали в момент формирования гранитных плутонов Урала [219]. Элементарные расчеты показывают, что при компенсации литостатического давления на глубине 15–20 км тангенциальное сжатие не должно превышать 2–3 кбар. Этим самым компенсируется необходимое по петрологическим данным общее давление при кристаллизации апикальных частей гранитных батолитов на указанных глубинах.

Существует мнение, что при незначительной мощности кровли и большой площади развития гранитных массивов (несколько тысяч квадратных километров) гранитный расплав при сложной тектонике должен изливаться на поверхность, в связи с чем кристаллизация апикальных частей гранитных батолитов предполагается возможной только на глубинах 12–15 км от поверхности [167, 249]. Этот вывод имеет ряд серьезных возражений. Во-первых, как показали расчеты [313], в зонах тектонического сжатия, какими являются синорогенные гранитные пояса, исключая влияние чешуйчато-надвиговых структур, прочность кровли, представленной породами основного состава, при мощности 5 км и площади массива около 200 км² способна выдержать максимальное стрессовое

Рис. 64. Диаграмма распределения магния между биотитом и гранатом в верхнепалеозойских гранитах и вмещающих инъекционных гнейсах [223]

1, 2 — граниты биотитовые главной фазы Котансинского (1) и Желтинского (2) массивов; 3 — силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы



давление до 4 кбар, при мощности кровли 2 км и площади массива 50 км² — до 2 кбар. По мнению В.Д. Старкова [313], встречающиеся в природе более крупные массивы — результат последовательного или параллельного развития нескольких магматических очагов.

Во-вторых, синорогенные гранитные магмы являются наиболее низкотемпературными с минимальным разрывом температур между ликвидусом и солидусом, вследствие чего магмы должны обладать высокой вязкостью и малой подвижностью даже в условиях максимального насыщения флюидом [221]. Наконец, формирование крупных магматических очагов, скорее всего, связано с продвижением фронта магматического замещения [121], а не внедрением жидкой магмы, хотя последнее, по-видимому, и имеет место на поздних стадиях развития. Процессы магматического замещения установлены в Котансинском и Желтинском массивах, а также к югу от Котансинского массива в верховьях р. Иргиз, где при замещении гранитным материалом blastsиллиманитов наблюдаются сохранность ориентировки тонких реликтовых полосчатых включений субстрата и постепенное растворение их в гранитах. Наблюдаемая мощность таких зон составляет первые сотни метров. Об этом же свидетельствуют реликты бурого биотита в гранитах, как ранней стадии формирования гранитных магм. Все это позволяет разрешить возникшее противоречие несоответствия геологических и петрологических выводов глубине кристаллизации синорогенных гранитных плутонов [284].

Сложнее с объяснением на диаграммах обратной зависимости водного давления от кремнекислотности пород в ряду адамеллит—гранит—лейкогранит—пегматит (см. рис. 61). Как известно, при развитии природного гранитоидного синорогенного магматического очага в этом направлении происходит увеличение водного давления с максимальным накоплением флюида в пегматитовом процессе и параллельным увеличением кремнекислотности пород. По данным экспериментальных исследований гранитной системы $Ab-Or-Q-An-H_2O$ [54, 235, 427], установлена обратная зависимость: с повышением водного давления в расплавах-минимумах закономерно снижается содержание нормативного кварца и увеличивается содержание альбитовой составляющей. Это значит, что прямое использование нормативных составов гранитоидных пород для опреде-

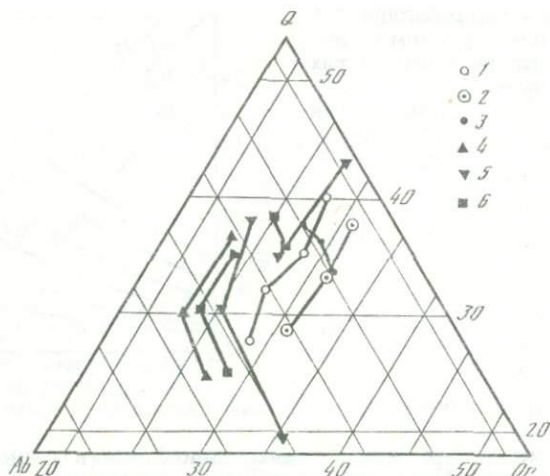


Рис. 65. Диаграмма $Ab-Q-Or$ средних нормативных составов (CIPW) умеренно кислых и кислых гранитоидов калиево-натриевой серии

1, 2 — гранитная формация: 1 — гранодиориты—адамеллиты—граниты—лейкограниты автохтонных блоков, 2 — адамеллиты—граниты—лейкограниты аллохтонных блоков; 3 — адамеллит-гранитная формация: адамеллиты—граниты—лейкограниты; 4, 5 — тоналит-гранодиоритовая формация: 4 — тоналиты—гранодиориты—адамеллиты вулканоплутонических интрузий; 5 — тоналиты—гранодиориты, адамеллиты и граниты—лейкограниты батолитовых интрузий; 6 — тоналит-троицдемитовая формация: тоналиты—гранодиориты—адамеллиты и граниты—лейкограниты

ления водного давления при их кристаллизации по диаграммам экспериментальных исследований [427] не корректно [136], так как они отражают статику, а не динамику гранитного процесса.

На поставленный вопрос не дают ответа и сводные диаграммы М.И. Дубровского [87, 88], хотя в них автор и обосновывает положение, что при постоянном общем давлении "котектические составы, более насыщенные водой, содержат больше свободной SiO_2 " [88, с. 16]. По этой сводной диаграмме в ряду нормативных составов пород адамеллит—гранит—лейкогранит при кристаллизации закономерно должно снижаться водное давление и повышаться температура кристаллизации (см. рис. 61). При этом в гранитоидах автохтонных блоков вариации давления составят от 5 до 1,2 кбар, а температура соответственно от 645 до 710 °С. Здесь мы встречаемся с той же трудностью, что и при использовании диаграммы Таттла и Боузена, а именно: со снижением водного давления и повышением температур по мере увеличения кремнекислотности гранитного расплава. В природных системах, наоборот, водное давление повышается в конечных выплавках гранитных батолитов, о чем свидетельствует не только присутствие легматитов, но и развитие в лейкогранитах мусковита и максимального микроклина [50, 282, 407].

В целом тренд кристаллизации для средних составов пород ряда адамеллит—гранит—лейкогранит в батолитовых синороженных массивах аллохтонных и автохтонных блоков характеризуются повышением нормативного кварца с закономерным уменьшением альбитовой составляю-

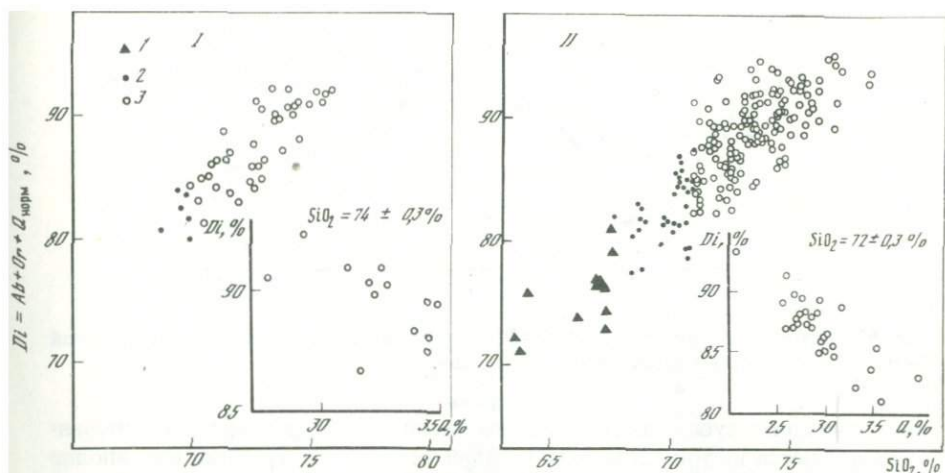


Рис. 66. Диаграммы зависимости индекса дифференциации (Di) от SiO_2 и от нормативного кварца (Q) при постоянных содержаниях SiO_2 в гранитоидах

I — гранодиориты; 2 — адамеллиты; 3 — граниты; I — адамеллит-гранитная формация; II — гранитная формация

щей при постоянстве ортоклазовой составляющей в соотношении $Q:Ab:Or$ (рис. 65). Такая направленность развития процесса кристаллизации не может быть объяснена ни последовательным анатектическим выплавлением исходных магм для различных гранитов, ни кристаллизацией этого ряда из единого перемещенного в верхние этажи земной коры закрытого магматического очага. При последовательном анатектическом выплавлении с увеличением SiO_2 в расплавах и изменением в исходном субстрате Ab/An отношений должно изменяться содержание калия [235]. При кристаллизации известково-щелочных гранитов из единого закрытого постепенно остывающего магматического очага при постоянстве $P_{общ}$ и увеличении $P_{фл}$, стремящегося к равенству $P_{общ} = P_{фл}$ к концу кристаллизации, должно происходить увеличение альбитовой составляющей [427]. Оба приведенных случая не могут объяснить развитие природных процессов гранитообразования.

Прямая зависимость между содержанием SiO_2 и индексом дифференциации в гранитах (рис. 66) подтверждает вывод [121, 331] о преобладающей роли гранитного расплава при гранитообразовании. Значительные вариации индекса дифференциации при одних и тех же содержаниях SiO_2 и обратная зависимость между индексом дифференциации и содержанием нормативного кварца в гранитах свидетельствуют о широком развитии при гранитообразовании в мезозоне и, вероятно, в катазоне, метасоматически-палингенных процессов [121]. В меньшей степени влияют релиты, что в конечном счете определяет отклонение состава гранитов от котектических соотношений. Наряду с влиянием водного давления процессами магматического замещения объясняется значительное перекрытие по нормативному кварцу различных групп гранитоидных пород (см. рис. 30).

При метасоматически-палингенном или магматическом [121] замеще-

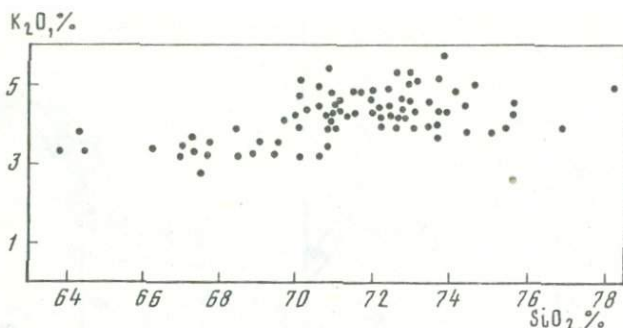


Рис. 67. Диаграмма зависимости K_2O-SiO_2 в верхнепалеозойских гранитах главной фазы Суундукского и Карабутакского массивов

нии исходного субстрата виртуальными вполне подвижными компонентами являются не только натрий и калий [122], но и кремний как вполне подвижный избыточный компонент [209]. Последнее подтверждается магматическим замещением (гранитизацией) в гранитных батолитах останцов кровли основных пород. С этих позиций закономерное уменьшение альбитового компонента при увеличении SiO_2 в ряду адамеллит-гранит-лейкогранит может быть объяснено повышением кремнекислотности расплава от адамеллита к лейкограниту, что вызовет повышение активности натрия, как менее основного, чем калий, компонента, и расширение на диаграммах его поля кристаллизации [123]. В орогенном гранитном процессе при повышении кислотности расплава подвижность щелочных компонентов минимальна [209]. В данном случае содержание калия в отношении $Na:K:Si$ остается постоянным во флюиде, что отражается на диаграмме $Ab-Q-Or$ постоянством ортоклазового компонента при снижении альбитового компонента и увеличении кварца (см. рис. 65), хотя истинное содержание калия повышается от гранодиоритов-адамеллитов ($K_2O = 3,5\%$) к гранитам-лейкогранитам ($K_2O = 4 \pm 0,5\%$) (рис. 67, 68). Сказанное снимает противоречие между природными и экспериментальными гранитными системами, как не сравнимыми по динамике развития.

В экспериментальных системах увеличение содержаний нормативного кварца и уменьшение альбита в расплавах-минимумах связаны с уменьшением P_{H_2O} , в то время как в природных синорогенных гранитных системах этот процесс во всех без исключения случаях обратный [201], т.е. идет увеличение давления флюида к концу кристаллизации, о чем свидетельствует постоянное развитие в них гранитных пегматитов.

Значительные вариации по содержанию альбитового компонента в природных гранитах при постоянном содержании в них SiO_2 (рис. 69) отражают изменение щелочности-кислотности расплава на фоне увеличения общей кислотности сложного метасоматически-палингеного гранитного процесса. При этом вариации нормативных соотношений $Ab:Q:Or$ в гранитах на одноименной диаграмме перекрывают поля от 500 бар до 5000 бар (см. рис. 69). Ввиду отсутствия явных признаков альбитизации в верхнепалеозойских синорогенных гранитах объяснить это, скорее всего, можно гетерогенностью водного давления в составе крупных синорогенных маг-

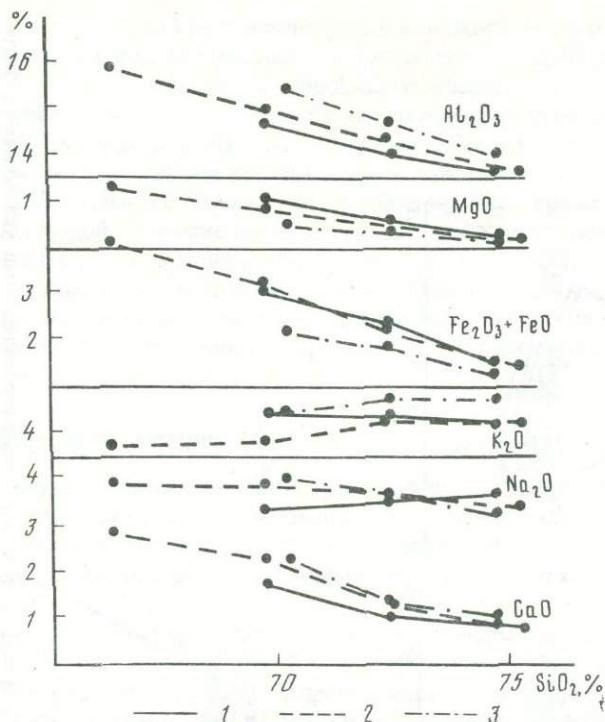


Рис. 68. Диаграммы распределения средних содержаний окислов в гранитоидах

1 — адалеллит-гранитная формация; 2, 3 — гранитная в автохтонных (2) и аллохтонных (3) блоках

матических очагов [51]. С повышением водного давления в гранитах увеличивается содержание альбитового компонента, уменьшается содержание кварца, и наоборот [427]. Небольшие глубины кристаллизации апикальных частей массивов при значительных тектонических движениях, что может вызвать появление трещиноватости кровли и частичную неравномерную потерю летучей фазы, не противоречит такому предположению. Нельзя отрицать и влияние процессов постмагматической калишпатизации, широко проявившейся в верхнепалеозойских синорогенных гранитных батолитовых массивах на стадии пегматитогенеза [282].

По данным геофизических исследований, максимальные глубины развития гранитных батолитов Южного Урала составляют до 8–12 км [32, 56]. Учитывая вероятную мощность кровли, формирование гранитных батолитов происходило в верхней части земной коры на глубине 4–16 км, т.е. в области составляющей 1/3 мощности земной коры, что характерно и для других складчатых поясов [216, 387]. Значительные изменения общего давления от 3–5 кбар в апикальных до 6–8 кбар в прикорневых частях дают основание говорить о гетерогенных условиях формирования гранитных батолитов по температуре и давлению флюида. Максимальные температуры свойственны корневым частям гранитных батолитов [249].

Таким образом, формирование верхнепалеозойских синорогенных гра-

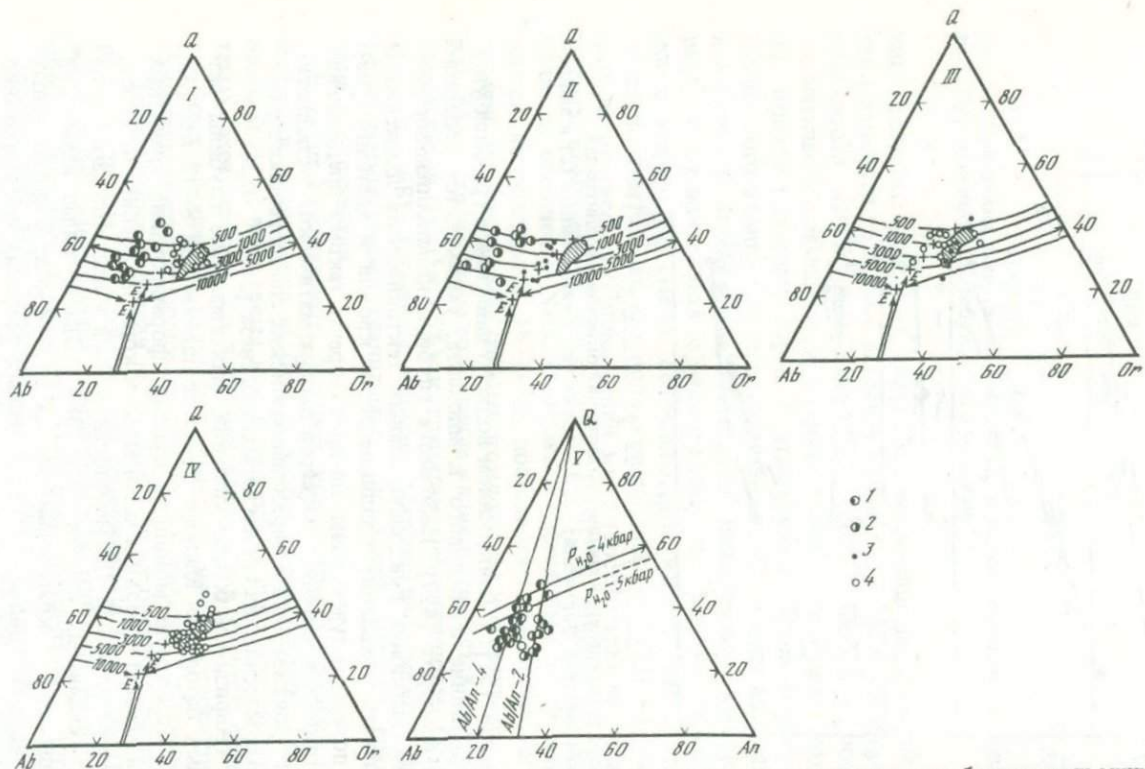


Рис. 69. Диаграммы нормативных соотношений $Ab-Q-Or$ и $Ab-Q-An$ в гранитоидах в сравнении с изобарическими минимумами в системах $Ab-Q-Or-H_2O$, $Ab-Q-An-H_2O$ при различных давлениях воды; кривые ликвидусов проведены для системы $Ab-Q-Or-H_2O$ [403, 427], и для системы $Ab-Q-An-H_2O$ [391, 434]

I – плагиоадамеллиты; 2 – плагиогранодиориты; 3 – адамеллиты; 4 – граниты; заштрихованный контур – максимум концентраций нормативных составов природных гранитов; E – эвтектики при $P_{H_2O} = 5$ и 10 кбар; крестики – расплавы-минимумы при $P_{H_2O} = 0,5, 1$ и 3 кбар; I-V гранитоиды формаций: I – тоналит-грандьемитовой, плагиоадамеллиты $SiO_2 = 69 \pm 0,3\%$, граниты $SiO_2 = 74 \pm 0,3\%$; II – тоналит-гранодиоритовой, плагиогранодиориты $SiO_2 = 67 \pm 0,5\%$, адамеллиты $SiO_2 = 68 \pm 0,5\%$; III – адамеллит-гранитной, адамеллиты $SiO_2 = 70 \pm 0,5\%$, граниты $SiO_2 = 74 \pm 0,5\%$; IV – гранитной, граниты $SiO_2 = 72 \pm 0,5\%$; V – плагиоадамеллиты $SiO_2 = 69 \pm 0,3\%$ тоналит-грандьемитовой (1) и плагиогранодиориты $SiO_2 = 67 \pm 0,5\%$ тоналит-гранодиоритовой (2) формаций

нитных батолитов Южного Урала происходило в верхней части земной коры на глубине 4–16 км под воздействием восходящих K, Na, Si содержащих мантийных тепловых потоков (сквозьмагматических растворов) при одинаковом участии метаморфических и магматических процессов в условиях перепада температур (640–800 °C) и давлении (3–8 кбар) от апикальных к корневым частям магматических очагов и широком участии процессов магматического замещения с образованием гранитных магм, недосыщенных водой. Развитие синорогенного гранитного процесса в серии гранодиорит–адамеллит–гранит–лейкогранит–пегматит характеризуется метаматическим трендом кристаллизации, главной особенностью которого является уменьшение альбитового компонента при увеличении кремнекислотности пород и постоянстве ортоклазового компонента в отношениях $Ab:Q:Or$.

ГРАНИТОИДЫ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ

К данной группе относятся гранитоиды адамеллит-гранитной формации и малых интрузий. Характерной особенностью формирования гранитоидов является приуроченность к глубинным тектоническим нарушениям, что определяет их вытянутые формы и мезо-гипабиссальные условия кристаллизации.

Гранитоиды адамеллит-гранитной формации сопоставимы с гранитоидами вулканических ассоциаций [396] и в ряде случаев к югу от района (в Мугоджарском антиклинории) сопровождаются комагматичными вулканиками [113]. На диаграмме $Ab-Q-Or$ нормативные составы калиево-натриевых пород этой группы полностью совпадают с контурами нормативных составов верхнепалеозойских гранитов (см. рис. 60). В то же время слабая упорядоченность и низкая триклинность в них калиевого полевого шпата позволяют предполагать более высокие температуры и скорости кристаллизации по сравнению с верхнепалеозойскими гранитами. Значительное перекрытие на диаграммах $Ab-Q-Or$ нормативных составов гранитов синорогенной плутонической и вулканической ассоциаций свидетельствует о недостаточной корректности диаграммы для их разделения и определения условий кристаллизации. Надо сказать, что это в такой же степени относится и к природным субсолвусным и гиперсолвусным гранитам других регионов [353].

Сходство нормативных соотношений $Ab:Q:Or$ в гранитоидах плутонических и вулканических серий, несмотря на различие температуры кристаллизации, может быть объяснено для области перекрытия близкими составами исходного расплава. Экспериментальными исследованиями Г. Винклера [54] и Г. Платена [235] было показано, что при плавлении глинистых пород температуры начальных выплавов и содержание в них ортоклазового компонента повышаются параллельно увеличению в исходном материале An/Ab отношений, в то время как выплавленная жидкость всегда имеет низкие значения An/Ab отношений. Используя этот эксперимент, можно предполагать, что при кристаллизации таких перегретых магм состав гранитов, по-видимому, приближается к составу гранитов плутонических ассоциаций. По экспериментальным исследованиям Г. Винклера [54], перегретость исходных расплавов при неизменном отношении в них An/Ab

может достигать 140°C . Экспериментальные исследования Н.И. Хитарова с соавторами [337] по плавлению природных образцов гранита позволяют поднять значения температуры перегретости исходных гранитных магм до 200°C .

Если принять равенство $P_{\text{общ}} = P_{\text{фл}}$, то по соотношениям $Pl:Q:Or$ средних нормативных составов кристаллизация гранитов адамеллит-гранитной формации в ряду адамеллит-гранит-лейкогранит происходила при температуре $650\text{--}670^{\circ}\text{C}$ и давлении $3,0\text{--}4,6$ кбар, т.е. в условиях, аналогичных условиям кристаллизации синорогенных батолитовых гранитов (см. рис. 61). Это наводит на мысль или о возможной регенерации гранитов адамеллит-гранитной формации в верхнепалеозойский тектоно-магматический этап (что возможно), или о недостаточной корректности предлагаемых диаграмм (что более вероятно) по определению действительных условий кристаллизации этих групп гранитов [136]. На основании изучения состава сосуществующих полевых шпатов кристаллизация гранитов происходила при температуре более 650°C . Указанные значения $P\text{--}T$ очень условны и могут считаться только как приближенные. Что касается водного давления при кристаллизации гранитов зон активизации, то ряд косвенных признаков (малых глубин формирования в условиях сколовых трещин и, возможно, трещин растяжения, развития роговиков в контактах, слабой упорядоченности калиевых полевых шпатов и др.) позволяет нам присоединиться к предположению [331] о более низких парциальных давлениях воды при кристаллизации данных гранитов по сравнению с гранитами синорогенных гранитных батолитов Урала. Более точно определить $P_{\text{H}_2\text{O}}$ при кристаллизации гранитов адамеллит-гранитной формации не представляется возможным. Применение диаграмм экспериментально изученных систем не дает в этом случае однозначного ответа даже для гранитов со строго заданным содержанием кремнезема. Как видно на рис. 69, нормативные составы адамеллита и гранита при заданных содержаниях SiO_2 на диаграмме $Ab\text{--}Q\text{--}Or$ располагаются в области котектических линий $P_{\text{H}_2\text{O}}$ от $0,5$ до $4,0$ кбар. Как и для верхнепалеозойских гранитов такую неоднородность составов мы объясняем гетерогенностью водного давления при кристаллизации гранитов и последующей их постмагматической перекристаллизацией (микроклинизацией и др.).

Аналогичные соотношения между индексом дифференциации и содержанием кремнезема и нормативного кварца в гранитах адамеллит-гранитной формации с таковыми в синорогенных гранитах (см. рис. 66) свидетельствуют о близости процессов кристаллизации гранитов этих формаций, т.е. преобладающей роли магматического расплава при их формировании [331]. В отличие от синорогенных гранитов эволюция серии адамеллит-гранит-лейкогранит в адамеллит-гранитной формации характеризуется иным трендом дифференциации. Для них, наоборот, характерна прямая зависимость между содержанием альбита и отношением Ab/An в ряду адамеллит-гранит-лейкогранит. На диаграмме $Ab\text{--}Q\text{--}Or$ это выражается постоянством альбитового компонента в отношениях $Ab:Q:Or$ при увеличении кварца и снижении ортоклаза от ранних к поздним дифференциатам (см. рис. 65). Такая направленность развития природных гранитоидных серий может быть объяснена магматической дифференциацией в условиях закрытой системы без существенного привноса щелочей и кремния, а тренд

кристаллизации в отличие от метамагматического, характерного для синорогенных гранитоидных серий, называется магматическим.

Сходство состава и единая направленность дифференциации с верхнепалеозойскими гранитными батолитами позволяют предположить для адамеллит-гранитной формации единый с гранитной формацией механизм генерации исходных магм, но проявившийся в условиях повышенного литостатического давления. Существенное различие между ними заключается в более высоких температурах кристаллизации гранитоидов адамеллит-гранитной формации, т.е. большей перегретости исходных расплавов и, по-видимому, большем разрыве областей генерации и кристаллизации магмы [331].

В отличие от адамеллит-гранитной формации малые интрузии характеризуются неоднородностью состава и гетерогенными условиями кристаллизации.

Обширная группа натриевых и малокалиевых умеренно кислых доба-толитовых малых интрузий на основании неоднородного состава и частой связи с дайками габбро-диабазов, диабазовых порфиритов относится к сложным образованиям, возникшим при контаминации коровым материалом базальтовой магмы. Более кислые гранитоиды малых интрузий этого типа — результат плавления глубинных частей земной коры под влиянием очагов базальтовой магмы, формирующей на восточном склоне Южного Урала поздненижнекаменноугольные наложенные вулканические пояса — Магнитогорский, Иргизский, Валерьяновский [103, 281].

Среди малых посторогенных интрузий по петрогенетическим особенностям отчетливо выделяются две группы гранитоидов, кристаллизовавшихся из "сухих" и более "обогащенных водой" расплавов.

К первой группе относятся розовато-красные граниты и гранит-порфиры Алтуйского массива (см. рис. 1). Лейкократовый состав при низком содержании кальция и широкое развитие микропегматитовых структур свидетельствуют о соответствии гранитов этой группы гранитной эвтектике. Несмотря на присутствие альбита, преобладающее развитие в гранитах калиево-натриевых полевых шпатов позволяет относить гранитоиды этой группы, согласно классификации Таттла и Боуэна [427], к гиперсольвусным гранитам, кристаллизовавшимся в условиях высоких температур и низких давлениях флюидной фазы. Появление самостоятельного альбита в гиперсольвусных гранитах возможно за счет перекристаллизации в присутствии воды в постмагматическую стадию [427] и, по-видимому, при гетерогенном давлении воды в расплаве [51] или при поступлении метеорных вод в закристаллизованные, но достаточно высокотемпературные еще не остывшие граниты [408]. Валовый химический состав таких гранитов наиболее соответствует экспериментально изученным гранитным системам и в отличие от синорогенных гранитов может быть использован для определения условий кристаллизации. Фигуративная точка среднего нормативного состава гранитов Алтуйского массива на диаграмме $Pl-Q-Or$ располагается на котектической линии с $T = 715^\circ C$ и $P_{H_2O} = 0,7$ кбар, что, вероятно, близко к реальным условиям их кристаллизации. Об этом свидетельствуют и высокие содержания кварца в микропегматитах (40%), и состав калиево-натриевых полевых шпатов [331]. Тесная связь интрузий с глубинными разломами, локальность их проявлений, значительная пере-

гретость исходных магм и близповерхностные условия кристаллизации — все эти факты позволяют нам присоединиться к предположению [121] о значительном участии вещества мантии при формировании гранитоидов данной группы.

Ко второй группе относятся граниты и гранит-порфиры малых интрузий Средне-Ушкаттинского массива, низкокальциевые граниты Кумакской дайки и Башкироводольского массива (см. рис. 1). Характерной особенностью гранитов этой группы является постоянное развитие процессов грейзенизации и проявлений редкометалльного рудогенеза (молибденоносные штокверки, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и др.). Все граниты представлены двуполевошпатовыми разновидями и, по классификации Таттла и Боуэна [427], относятся к субсолевусным гранитам. На основании изученного состава биотитов кристаллизация их происходила в условиях пониженных температуры и щелочности (см. рис. 45). Фигуративные точки средних нормативных составов гранитов этой группы на диаграмме $Pl-Q-Or$ располагаются в области котектических линий с $P_{H_2O} = 1,2 \div 4,6$ кбар и $T = 650 \div 710$ °C (см. рис. 61). При этом граниты Башкироводольского массива и малых интрузий Ушкаттинской группы характеризуются меньшими давлениями воды (1,2–1,4 кбар) и повышенными температурами кристаллизации (690–710 °C), чем граниты Кумакской дайки ($P_{H_2O} = 4,6$ кбар, $T = 650$ °C). Такое несоответствие по условиям кристаллизации, по-видимому, обусловлено различным составом флюидной фазы.

Согласно А.А. Маракушеву [184], растворимость летучих соединений в гранитном расплаве в ряду $CO_2-NH_3-SO_4-H_2O-P_2O_5-HF-Li_2O-B_2O_3$ возрастает от CO_2 к B_2O_3 . Наиболее растворимые летучие соединения значительно влияют на состав гранитов и на направление кристаллизации. По экспериментальным данным [13], повышение содержания в летучей фазе фтора вызывает обогащение остаточных расплавов кремнеземом, уменьшение — обогащение полевошпатовым компонентом, т.е. повышение парциального давления воды изменяет направление кристаллизации в сторону обогащения альбитовым компонентом, что мы и наблюдаем в низкокальциевых гранитах Кумакской дайки. Это, безусловно, является частным случаем совпадения природных процессов кристаллизации с экспериментально установленными Таттлом и Боуэном [427] при изучении системы $Ab-Q-Or-H_2O$. Наоборот, повышенные содержания лития в гранитах малых интрузий Ушкаттинской группы [276] и повышенные содержания фтора в гранитах Башкироводольского массива [70] способствовали увеличению кремнекислотности гранитов.

Частая сопряженность субсолевусных гранитов малых интрузий с более ранними гранитами позволяет относить их к производным коровых магм, возникающих за счет частичного переплавления гранитов в зонах глубоких разломов под влиянием поднимающихся мантийных тепловых потоков.

ГРАНИТОИДЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

По вопросу о происхождении гранитоидов вулcano-плутонических ассоциаций, как и по другим вопросам происхождения гранитоидных пород, имеется огромная литература. Это один из ключевых до сих пор нерешен-

ных проблемных вопросов магматической петрологии. На Урале по данной проблеме многочисленные публикации Г.Б. Ферштатера [331, 334], в которых можно проследить эволюцию взглядов на происхождение гранитоидов вулканоплутонических ассоциаций Уральской эвгеосинклинали за последние десять лет. Мы не собираемся проводить анализ существующих точек зрения на происхождение гранитоидов вулканоплутонических ассоциаций, а приведем лишь краткую петрогенетическую характеристику условий кристаллизации гранитоидных серий вулканоплутонических ассоциаций Главного гранитного пояса Южного Урала.

На Южном Урале к этой группе относятся гранитоидные массивы тоналит-гранодиоритовой формации, завершающей развитие базальтоидного магматизма позднедевонского краевого вулканоплутонического пояса [264, 278]. В пределах вулканогенных прогибов они представлены двумя субформациями: однородными крупными массивами (до 300 км²) батолитового типа и небольшими массивами пестрого состава (20–50 км²) вулканоплутонических комплексов, пространственно связанных с вулканотектоническими структурами (куполами, кальдерами проседания) и полями проявления базальтоидного вулканизма.

Батолитовые массивы в пределах вулканических поясов приурочены к поднятиям и, как правило, ассоциируют с массивами тоналит-гранодиоритовой формации. Слагающие их умеренно кислые гранитоиды интродуцируют плагиогранитоиды ранней орогенной стадии и характеризуются ортоклаз-биотит-роговообманковой ассоциацией, не характерной для пород тоналит-гранодиоритовой формации. В пределах наложенных вулканогенных прогибов они обычно несколько обособлены от центров (полей) максимального проявления базальтоидного магматизма. В то же время расположение их в вулканических прогибах, одновременность формирования с вулканоплутоническими комплексами, развитие мощных колонн базальтоидов под некоторыми массивами (западная часть Джабыгасайского массива), установленных по данным геофизических исследований — все это говорит о принадлежности гранитоидных батолитовых массивов к вулканической ассоциации и о тесной связи с заложением и развитием краевого вулканоплутонического пояса. Батолитовые массивы не могут быть отнесены к сильно эродированным вулканоплутоническим комплексам, так как последние в пределах вулканогенных прогибов часто развиты в центрах максимального проявления базальтоидного магматизма и даже при значительной эрозии (Бурыктальская кальдера) сохраняют непостоянство состава слагающих их пород.

Согласно индексу дифференциации (рис. 70), гранитоиды вулканоплутонических и батолитовых комплексов тоналит-гранодиоритовой формации входят в состав непрерывной серии габбро—диорит—тоналит—гранодиорит—адамеллит, комагматичной серии базальт—андезит—дацит и, по-видимому, имеют с последней сходный механизм формирования. В настоящее время происхождение таких серий объясняется несколькими гипотезами, краткое критическое рассмотрение которых было проведено Г.Л. Добрецовым [83]. Наиболее распространенными из них являются следующие гипотезы: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы; 2) ассимиляция базальтовой магмой силикатического вещества земной коры; 3) вертикальная миграция магматических очагов в земной коре;

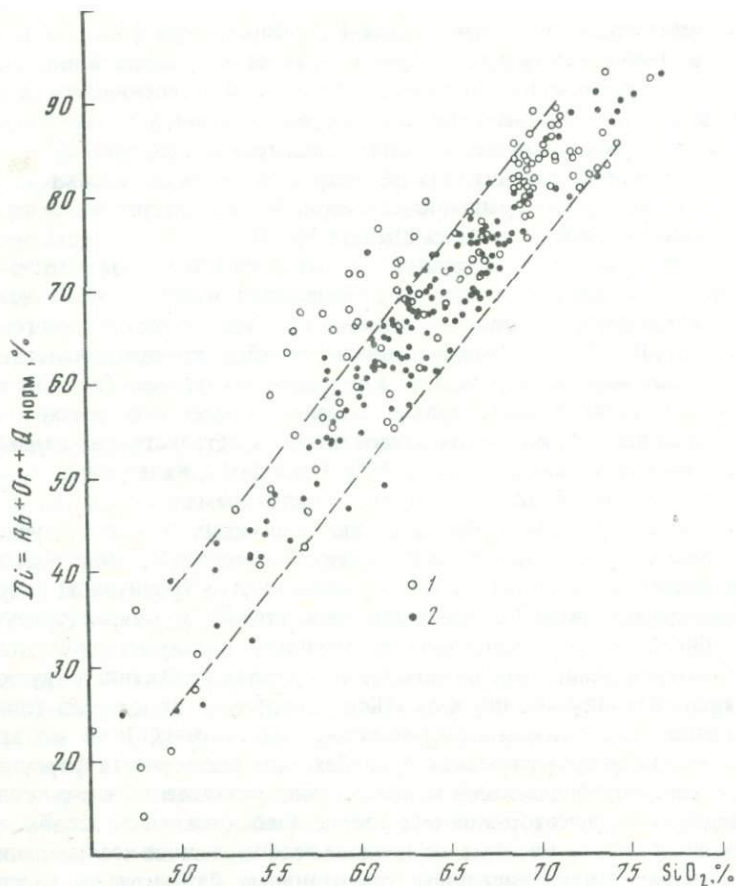


Рис. 70. Диаграмма зависимости индекса дифференциации (Di) от SiO_2 в гранитоидах тоналит-гранодиоритовой формации

1 — батолитовых интрузий; 2 — вулканоплутонических интрузий

4) взаимодействие (синтексис) независимых друг от друга по условиям и месту генерации базитовой и гранитной магм.

В природных магматических процессах все указанные явления, не считая гипотезы о вертикальной миграции магматических очагов, установлены, но масштабы проявления этих процессов в земной коре далеко не ясны. Каждый исследователь, принимая одну из указанных гипотез, считает ее единственно возможной в столь сложном процессе, как формирование природных гранитных магматических систем, происхождение которых, по-видимому, объяснить какой-либо одной гипотезой невозможно. Последнее подтверждается эволюцией состава изученных гранитоидных серий. Отсутствие однонаправленного тренда при кристаллизации гранитоидов вулканических ассоциаций натриевой и калиево-натриевой серий (см. рис. 56, 65) говорит о том, что исходные для них магматические природные гранитные системы на разных стадиях формирования вели себя

различно. Анализ фактического материала позволяет сделать вывод о том, что это в такой же степени относится и к их вулканическим эквивалентам.

На ранних стадиях формирования гранитоидные серии изученных вулканических ассоциаций кристаллизовались по типу закрытых систем, что подтверждается магматическим трендом их кристаллизации от тоналитов к гранодиоритам в батолитовом и от тоналитов—гранодиоритов к адамеллитам в вулкано-плутонических комплексах, т.е. постепенным увеличением в этом направлении содержаний альбитового компонента и Ab/An отношений в породах при постоянстве альбитового компонента, снижении ортоклазового компонента и увеличении кварца в отношении $Ab:Q:Or$. Кристаллизация более кислых гранитоидов указанных комплексов происходила в открытых условиях по метаматматическому тренду кристаллизации при постоянстве ортоклазового компонента, уменьшении альбитового компонента и увеличении кварца в $Ab:Q:Or$ отношении (см. рис. 65). При увеличении кремнекислотности в породах происходят уменьшение содержания альбитового компонента и увеличение Ab/An отношений, т.е. увеличение кремнекислотности полностью соответствует тренду кристаллизации синорогенных гранитов. Разрыв тренда кристаллизации между сериями тоналит—гранодиорит—адамеллит и гранит—лейкогранит в субформации батолитовых интрузий подтверждает самостоятельность и независимость их развития.

Таким образом, анализ нормативного состава гранитоидных пород дает нам возможность оценивать направление тренда кристаллизации гранитоидных серий и по ним судить о характере развития природных гранитоидных систем. В условиях открытых систем возможно как взаимодействие (синтаксис) базальтовых и гранитных магматических расплавов [82, 83, 155], так и привнос в базальтовые или гранитные магматические очаги таких отдельных компонентов, как кремний, натрий и калий [121, 210]. Последнее подтверждается в средних составах пород четким снижением альбитового компонента и слабым изменением Ab/An отношений при переходе от адамеллитов к гранитам в вулкано-плутонических комплексах. С указанных позиций вполне объяснима установленная [334] унаследованность в химическом составе гранитоидов котектических соотношений $Ca:Mg:Fe$, свойственных базальтоидным группам пород. Отсутствие закономерных трендов в изменении нормативного состава гранитоидных серий вулканических ассоциаций не дает оснований связывать их происхождение с процессами кристаллизационной дифференциации единой исходной базальтовой или андезитовой магмы.

По данным биотит-роговообманкового геотермобарометра Л.Л. Перчука [222], кристаллизация гранитоидов вулканических ассоциаций происходила в малоглубинных условиях при температуре не ниже $800^{\circ}C$ (см. рис. 62, 63), что сопоставимо с выводами Д.С. Штейнберга [364]. Низкая упорядоченность калиевых полевых шпатов позволяет говорить [282, 331] о пониженном парциальном давлении воды при их кристаллизации. А широкое развитие связанных с гранитоидами метасоматических процессов (окварцевание, турмалинизация, серицитизация и др.) свидетельствует о высокой общей флюидонасыщенности исходных магм на уровне формирования массивов.

В заключение кратко остановимся на соотношении железа и кремния

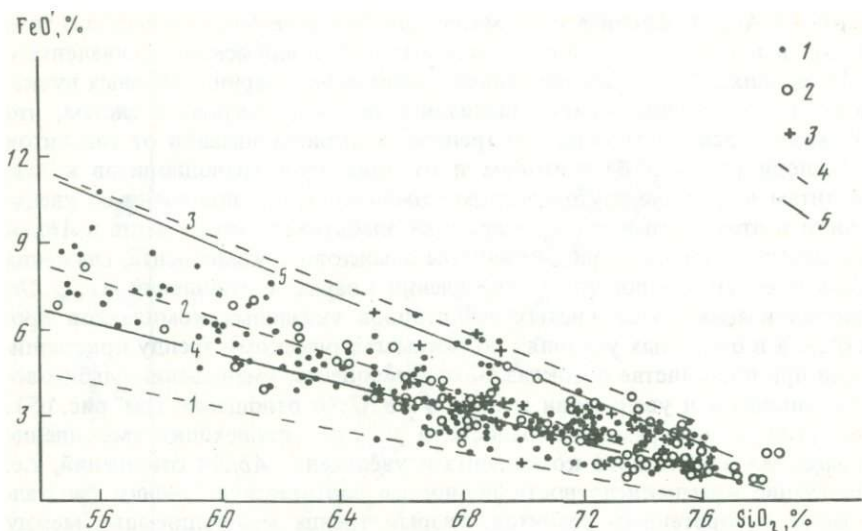


Рис. 71. Диаграмма зависимости $\text{FeO}'\text{-SiO}_2$ в гранитоидах тоналит-гранодиоритовой формации

1, 2 — натриевая серия фазы: 1 — главная, 2 — жильная; 3 — калиево-натриевая серия; 4 — вариационные линии гранитоидных серий [29] сиалической (1), эпиандезитовой (2), эпитолеитовой (3); 5 — то же [364] глубинные (4) и малоглубинные (5)

при кристаллизации гранитоидных пород. Разделение гранитоидных серий по содержанию железа наиболее полно разобрано Д.С. Штейнбергом [364] и А.Н. Виноградовым [29]. По мнению Д.С. Штейнберга, гранитоиды гипабиссальных вулканических ассоциаций всегда содержат больше железа по сравнению с гранитоидами более глубинных plutonic ассоциаций, поэтому автором на диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)\text{-SiO}_2$ выделены [364] два тренда кристаллизации, соответствующие глубинным и малоглубинным ассоциациям гранитоидных пород (рис. 71). А.Н. Виноградов, разделив гранитоиды по предполагаемым условиям генерации магм на абиссальные и гипабиссальные, считает, что абиссальные магмы, генерированные в "сухих" и "водных" условиях при селективном плавлении пород сиала, характеризуются низкими содержаниями железа. Более высокие содержания железа характерны для гипабиссальных магм, образующихся при участии магмы основного состава. При этом содержание железа увеличивается от андезитовой к толеитовой серии, что позволило А.Н. Виноградову выделить сиалический, эпиандезитовый и эпитолеитовый тренды кристаллизации гранитоидных пород (см. рис. 71–73).

Как видно из приведенных диаграмм, все гранитоиды Главного гранитного пояса Южного Урала по соотношению FeO'/SiO_2 соответствуют тренду кристаллизации эпиандезитовых гранитоидных серий. Если принадлежность тоналит-гранодиоритовой, тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной формаций к эпиандезитовой серии можно предполагать, то коровое происхождение батолитовых массивов верхнепалеозойской гранитной формации Урала не вызывает сомнения, в связи с чем не может быть и речи об отнесении их к андезитовой серии. Подобное несоответствие по содержанию железа в коровых гранитных комплексах Забайкалья с трендами кристал-

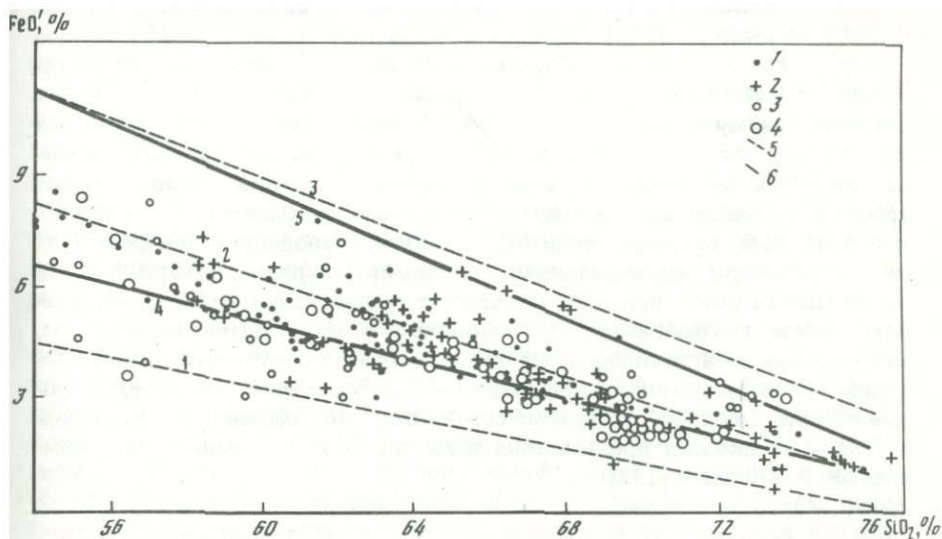


Рис. 72. Диаграмма зависимости $\text{FeO}'\text{-SiO}_2$ в гранитоидах тоналит-гранодиоритовой формации

1, 2 – батолитовых интрузий различных серий: 1 – натриевой, 2 – калиево-натриевой; 3, 4 – вулканоплутонических интрузий различных серий: 3 – натриевой, 4 – калиево-натриевой; 5, 6 – вариационные линии те же, что и на рис. 71

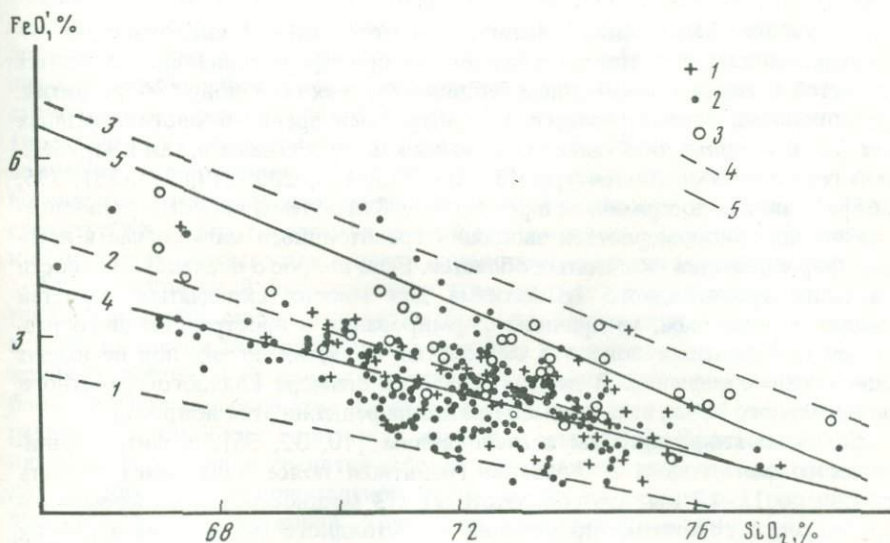


Рис. 73. Диаграмма зависимости $\text{FeO}'\text{-SiO}_2$ в гранитоидах

1 – адалмеллит-гранитная формация; 2, 3 – гранитная формация: батолитовых (2) и дайкообразных (3) интрузий; 4, 5 – вариационные линии те же, что и на рис. 71

лизации гранитоидных серий А.Н. Виноградова отмечается Я.А. Косалсом и Ю.И. Темниковым [132].

Предложенное Д.С. Штейнбергом [364] деление гранитоидов по содержанию железа на глубинные и малоглубинные также не всегда отвечает действительному соотношению содержаний железа и кремнезема в гранитах и условиям их кристаллизации. Если гранитоиды батолитовых верхнепалеозойских интрузий ложатся на тренд глубинных гранитов (этот тренд и строился по данному типу уральских гранитов), то расположение на этом же тренде гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации не увязывается с гипабиссальными условиями их кристаллизации. В связи со сказанным надо признать, что деление гранитоидных серий по содержанию железа в гранитоидах на глубинные и малоглубинные, коровые, эпидезитовые и эпитолитовые не может считаться универсальным. По-видимому, в природе существуют различные по содержанию железа коровые и "базальтоидные" гранитные серии, что было отмечено Я.А. Косалсом и Ю.И. Темниковым при изучении пегматитоносных гранитоидных комплексов Забайкалья [132].

Глава V

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПОЯСОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Эволюция гранитоидного магматизма отражается в закономерном изменении состава гранитоидных серий в истории формирования складчатых областей в связи с изменением геодинамических обстановок их развития. Эта проблема рассматривается с разных точек зрения в многочисленных статьях и крупных обобщающих работах как отечественной, так и зарубежной геологической литературы [33, 34, 145, 186, 200, 217, 245, 331, 335, 365]. Главным достижением в решении этой проблемы является установление общих закономерностей эволюции гранитоидного магматизма в истории формирования складчатых областей. Если вопрос о последовательности развития гранитоидного магматизма для многих складчатых областей является решенным, то причины формирования и пространственного размещения гранитных поясов в складчатых областях до сих пор не имеют однозначного решения. В данной главе на примере Главного гранитного пояса Южного Урала остановимся кратко на решении этих вопросов.

Согласно геофизическим исследованиям [10, 32, 56], развитие гранитоидного магматизма в Главном гранитном поясе охватывает область глубин до 15–17 км, что соответствует 1/3 мощности земной коры и сопоставимо с глубинами проявления гранитоидного магматизма в других складчатых областях [216, 387]. В более глубоких горизонтах земной коры развитие гранитов не установлено ни на Урале, ни в других регионах. Анализ данных, экспериментальных исследований также не дает оснований предполагать генерацию гранитоидных магм с содержанием свободного кремнезема выше 20% в нижних горизонтах земной коры [72, 87]. В пределах

Главного гранитного пояса Урала указанные глубины в земной коре являются областью преобладающего развития гранито-метаморфического слоя, ниже которого до поверхности Мохоровичича (до 45–50 км) расположен гранулит-базитовый слой [10, 309]. Надо иметь в виду, что указанные мощности гранито-метаморфического и гранулит-базитового слоев характеризуют континентальную стадию развития уральской складчатой области и не могут быть отнесены к начальным стадиям ее формирования.

Главные этапы континентализации земной коры в уральской палеозойской складчатой области связаны с периодами развития синорогенного гранитоидного магматизма, дважды проявившегося в истории ее формирования.

Наиболее раннее проявление гранитоидного магматизма в Главном гранитном поясе Южного Урала относится к позднесилурийско-нижнедевонскому времени и связано со становлением гранитоидных пород тоналит-грондьемитовой формации. Как было показано, все они принадлежат к известково-щелочной серии и характеризуются повышенным содержанием свободного кремнезема, пониженной общей щелочностью и преобладанием в составе натрия над калием. В главном гранитном поясе гранитоиды соответствующего состава и возраста трассируются крупными и мелкими массивами на протяжении более тысячи километров от Восточно-Мугоджарского антиклинория на юге до Мурзинского на севере. Выдержанность состава гранитоидов на всем протяжении пояса свидетельствует о единстве источников их формирования и единых условиях генерации плагиогранитоидной магмы.

На современном эрозивном срезе массивы тоналит-грондьемитовой формации расположены в крупных положительных структурах (антиклинориях, антиклиналь-плутонах), в составе которых преобладают породы допалеозойского и палеозойского гранито-метаморфического слоя — граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы. Положительные структуры в пределах пояса окаймлены отрицательными структурами (прогибами, вулканическими депрессиями) глубиной до 6–7 км [56], выполненными терригенно-карбонатными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. Чередование положительных и отрицательных структур в верхних горизонтах земной коры явилось основной предпосылкой пространственного размещения синорогенных гранитоидных массивов.

Главной причиной формирования этих структур были процессы рифтогенеза начальной стадии заложения Уральской эвгеосинклинали, которые в зоне восточной континентальной окраины Уральского палеоокеана из-за хрупких деформаций привели к разрыву верхних слоев земной коры на блоки и растаскиванию этих блоков вследствие пластических деформаций, развитых в глубоких горизонтах земной коры [102]. Проявление механизма деформации в гранитном поясе подтверждается развитием блоков допалеозойской континентальной коры, слабо подверженных процессам деструкции при заложении Уральской геосинклинали (Мугоджарский, Тикельдытауский, Мурзинский блоки и др.). Присутствие ордовикских аркозовых песчаников на восточном склоне Южного Урала [179] также свидетельствует о наличии в нижнем палеозое достаточно развитой допалеозойской континентальной коры. Образованные при рифтогенезе вдоль континентальной окраины отрицательные структуры явились ареной

проявления интенсивного базальтоидного магматизма и осадконакопления на протяжении всей истории развития уральской эвгеосинклинали, а положительные — ареной проявления гранитоидного магматизма и широкого развития процессов гранитизации.

Устойчивая приуроченность гранитоидного магматизма к положительным блокам гранито-метаморфического слоя тесно связана с составом и физическими свойствами слагающих пород положительных и отрицательных структур, в первую очередь различной их относительной вязкостью. Известно, что чем ниже вязкость и выше прочность горных пород, тем большие пластические деформации в них возникают [66]. Б.В. Залесский и Ю.А. Розанов [94] установили ряд минералов, отражающих последовательное увеличение их относительной вязкости. Для породообразующих минералов ряд последовательного увеличения вязкости: биотит—амфибол—пироксен—полевошпат—кварц. Как видно из этого ряда, полевошпат и кварц имеют наибольшую относительную вязкость. Это значит, что при больших всесторонних давлениях, происходящих в земной коре в период синорогенного гранитообразования, породы, существенно сложенные этими минералами (граниты, гранито-гнейсы, некоторые кристаллические сланцы), будут обладать меньшими пластическими деформациями, чем породы, сложенные темноцветными минералами (базальтоиды и их туфы), т.е. будут более хрупкими. Экспериментальные исследования по деформации горных пород в условиях высоких всесторонних давлений и высоких температур подтверждают большую пластичность базальтоидов, чем гранитов [59, 252, 259].

Таким образом, различное проявление физических свойств горных пород в условиях тектонических сжатий создает в верхних горизонтах земной коры (до глубин, соответствующих давлению 5–6 кбар) в структурах гранито-метаморфического слоя высокопроницаемые области с широким проявлением хрупких и пластически-хрупких деформаций, а в отрицательных структурах (вулканических поясах, депрессиях) — пластические деформации. Последние в земной коре в период сильных горизонтальных сжатий (орогенезов) в связи с высокой пластичностью слагающих их горных пород ведут себя как непроницаемые или плохо проницаемые среды, в связи с чем весь ювенильный тепловой поток гранитизирующих компонентов концентрируется в наиболее проницаемых (трещиноватых) областях жестких блоков гранито-метаморфического слоя. Более высокое гипсометрическое положение в земной коре верхних частей блоков гранито-метаморфического слоя по отношению к "закупоренному" дну отрицательных структур создает настоящие "гранитные ловушки" — места скопления гранитизирующих трансмагматических растворов и развития метасоматически-палингенных гранитоидных магм (рис. 74). "Гранитные ловушки" являются основной областью формирования в земной коре синорогенных гранитных массивов. Эта область ограничена снизу на глубине 15–20 км зоной проявления пластических деформаций [47, 153], отвечающей, по-видимому, гранулит-диоритовому и гранулит-базитовому слоям, сверху — зоной чешуйчато-надвиговых деформаций пород верхнего структурного этажа. Зона чешуйчато-надвиговых деформаций играет исключительно важную роль в формировании синорогенных гранитных массивов, так как является экранирующей при их становлении.

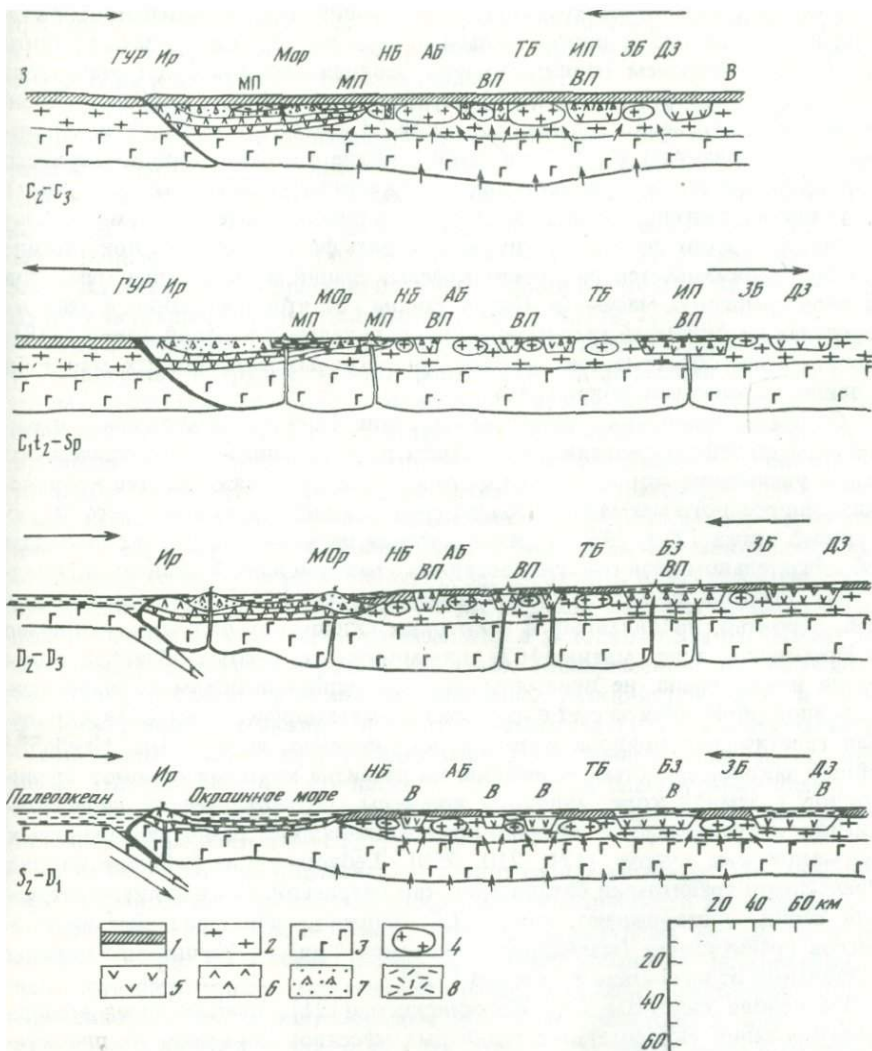


Рис. 74. Схема развития Главного гранитного пояса

1 – зона складчатых и чешуйчато-надвиговых деформаций; 2 – гранитно-метаморфический слой (зона хрупких и пластически-хрупких деформаций); 3 – диорит-базальтовый слой (зона пластических деформаций); 4 – области синорогенных “гранитных ловушек”; 5 – вулканиты геосинклиальной стадии; 6 – вулканиты ранней переходной стадии; 7 – вулканиты поздней переходной стадии; 8 – вулканиты наложенных позднекаменноугольных прогибов; Ир – Ирендыкская островная дуга; НБ – Нурбайский блок; АБ – Адамовский блок; ТБ – Тикельдыгауский блок; БЗ – Бурькстальская зона; ЗБ – зауральский блок; ДЗ – Денисовская зона; В – вулканогенные пояса геосинклиальной стадии; ВП – позднедевонский вулканоплутонический пояс; МОр – Магнитогорско-Орская островная дуга, ГУР – Главный Уральский разлом; МП – Магнитогорский прогиб; ИП – Иргизский прогиб

Учитывая возможное трехкратное увеличение горизонтальных напряжений по отношению к вертикальным в верхних горизонтах земной коры [101], при большом горизонтальном давлении порода будет выдавлена вверх, в период формирования синорогенных гранитных plutонов глубина ее распространения должна быть около 4 км. Согласно экспериментальным исследованиям [5, 173], на этой глубине в горных породах верхнего структурного этажа (вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных) в условиях тангенциальных сжатий произойдет значительное уменьшение пористости, и они способны будут удерживать флюидную фазу, присутствие которой доказывается развитием краевых фаций мусковитовых гранитов в ряде гранитных массивов. При коровом гранитообразовании в этих же пределах глубин (4—6 км) развиты породы зеленосланцевой фации [418], являющейся областью становления синорогенных батолитовых массивов Главного гранитного пояса Урала.

Объемы проявления синорогенного гранитоидного магматизма в значительной степени определяются составом пород гранито-метаморфического слоя, увеличение мощности которого происходит в каждый этап проявления синорогенного магматизма за счет гранитизации осадков верхнего структурного этажа [219, 225]. В данном случае нельзя согласиться с выводом об обязательном развитии синорогенных гранитоидных батолитов в складчатых областях только за счет осадочных пород [374]. Этот частный случай, вероятно, проявленный в некоторых складчатых областях, например в Иртышской зоне смятия [162], для многих складчатых областей, в том числе и для Урала, не приемлем, так как основной объем коровых гранитоидов образуется за счет пород гранито-метаморфического слоя, первичная генетическая природа которых, как правило, не известна. Наиболее общей закономерностью, влияющей на развитие крупных объемов гранитоидов в земной коре, являются процессы метаморфической дифференциации и гранитизации, обычно предшествовавшие развитию гранитных магматических очагов [121, 210, 250]. Геологические наблюдения над уральскими граничными батолитами, как натриевой, так и калиево-натриевой серии, подтверждают вывод Д.С. Коржинского о воздействии процессов гранитизации (магматического замещения) на вмещающие породы независимо от их состава и генезиса [121].

На основе гипотезы Д.С. Коржинского [121], предложенная модель формирования синорогенных гранитных массивов объясняет их плоскую караваеобразную форму, особенно характерную для верхнепалеозойских гранитов, установленную по геофизическим данным как на Урале [32], так и в других складчатых областях [216, 387]. По предложенной модели округлые или несколько вытянутые в плане формы массивов подтверждают значительное участие магматического расплава при их формировании, так как по законам физики в условиях всестороннего давления и ограниченного снизу и сверху пространства подобную форму могут принимать только жидкие тела, стремящиеся к минимальному объему [66]. Большая вытянутость массивов тоналит-гранодиоровой формации по сравнению с синорогенными батолитовыми массивами поздней орогенной стадии подтверждает более высокие стрессовые давления при их формировании. Этот вывод находится в полном соответствии с составом амфиболов пород сравниваемых формаций (см. гл. III). В то же время

при внедрении синорогенные гранитные интрузии давят на породы рамы и создают вокруг сложные конформные структуры, что дает основание относить их к диапировым образованиям [216].

Формирование пояса интрузий тоналит-трондьемитовой формации вдоль восточной континентальной окраины Уральского палеоокеана связано по времени с заложением и развитием расположенной к западу нижнедевонской Ирландской палеоостровной дуги. Такая сопряженность во времени этих структур, по-видимому, отражает заложение и развитие зоны Бенюфа в области Главного глубинного уральского разлома [102, 388]. Начиная с этого времени восточный склон Южного Урала развивается по типу активных континентальных окраин [274, 278, 279].

Таким образом, начало формирования Главного гранитного пояса и становление интрузий тоналит-трондьемитовой формации связаны с началом закрытия Уральского палеоокеана и, как во многих складчатых областях, тесно связаны с развитием зоны субдукции [26]. Фазовые превращения в зоне субдукции базальтов в эклогиты явились основным источником кремниевно-натриевых гранитизирующих растворов при формировании пояса трондьемитов-плагиогранитов. Горизонтальное перемещение литосферных плит в ранний период закрытия геосинклиналей, по-видимому, создает достаточное давление, необходимое для перехода в зоне субдукции базальтов в эклогиты. Таким образом, отпадает предположение [83] о невозможности перехода базальтов в эклогиты из-за отсутствия необходимого для этого перехода давления. Экспериментальные исследования [251], теоретический анализ возможных реакций [243, 303] и изучение природных реакций эклогитообразования [171] свидетельствует о вероятном проявлении в нижних горизонтах земной коры такого процесса. Низкие значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плагиогранитоидах ряда складчатых областей, равные 0,703–0,707, подтверждают мантийный источник их формирования [25].

В то же время при образовании тоналит-трондьемитовых (плагиогранитных) серий широко развиты процессы метасоматического и магматического замещения пород земной коры верхних структурных этажей, что однозначно говорит об участии при формировании тоналитов-плагиогранитов высокотемпературных мантийных гранитизирующих растворов [121]. При синорогенном гранитообразовании состав гранитоидов задавался составом исходного флюида, о чем свидетельствует присутствие в гранитоидах гранитизированных останцов различного минерального состава. После кристаллизации трондьемиты-плагиограниты и вмещающие их породы на протяжении всего пояса испытали процессы пропилитизации и зеленокаменного перерождения. Это существенно отличает ранний этап синорогенного гранитообразования от позднего этапа становления синорогенных гранитных батолитовых плутонов. По такому же плану, видимо, происходило формирование тоналит-плагиогранитных серий варисской геосинклинали Большого Кавказа [344], Западного Саяна [241] и других складчатых областей [26].

После формирования синорогенной натриевой серии тоналитов-трондьемитов-плагиогранитов дальнейшая эволюция гранитоидного магматизма в Главном гранитном поясе Урала связана с заложением и развитием вторичных вулканогенных прогибов и становлением в них умеренно кислых натрие-

вых и калиево-натриевых гранитоидных серий вулканоплутонического батолитового и смешанного типов. Такое развитие магматизма установлено в варисской геосинклинали Кавказа [344] и других областях.

В Уральской складчатой области к этому периоду относятся заложение и развитие краевого вулканоплутонического пояса и Магнитогорско-Орской вулканоплутонической структуры, сходной с развитием островных дуг [274]. Краевой вулканоплутонический пояс унаследовал ранние отрицательные структуры Главного гранитного пояса Урала, т.е. формировался вдоль восточной континентальной окраины Уральского палеоокеана на достаточно континентализированной коре. В противоположность ему, Магнитогорско-Орская вулканоплутоническая структура была заложена на метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев силурийских вулканогенных океанических осадках, перекрывавших местами блоки древней деструктурированной коры (Домбаровский блок и др.). Заложение краевого вулканоплутонического пояса и Магнитогорско-Орской вулканоплутонической структуры сопряжено во времени и, по-видимому, взаимосвязано с заложением и развитием расположенного к западу Гайского палеорифта, прослеженного в субмеридиональном направлении на протяжении 200 км при ширине 5 км [116]. По данным В.П. Клемина [116], здесь кровля силурийских базальтов океанической стадии развития геосинклинали резко погружается на глубине до 2–2,5 км. Формирование таких депрессий в земной коре в этот этап нельзя объяснить раздвигом Русской платформы и Сибирского континента.

Среднедевонская активизация западной окраины Сибирского палеоконтинента происходила в обстановке общего поднятия и закрытия Уральского палеоокеана (сжатия?), о чем свидетельствуют слабое развитие на восточном склоне Южного Урала в отложениях живетского яруса среднего девона карбонатных осадков и преобладание вулканомиктовых отложений, содержащих иногда окаменелые остатки флоры. Если учесть, что развитие этапа активизации идет после формирования плагиогранитных серий в земной коре, связанных с фазовым переходом в глубинах земли базальтов в эклогиты, то формирование зон активизации (вертикальных депрессий, вторичных вулканических поясов) можно объяснить отслоением эклогитов как более тяжелых образований, погружением и растворением их в разуплотненной аномально нагретой мантии [16]. Предложенный Е.В. Артюшковым с соавторами [16] механизм образования структур вертикального погружения в земной коре, тесно связанных с фазовым переходом базальтов в эклогиты в нижней части земной коры, по-видимому, является общим и широко проявленным в переходную стадию развития геосинклинали складчатых областей.

Указанная сопряженность в развитии структур тектоно-магматической активизации западной окраины Сибирского континента и близлежащих краевых морей установлена для многих складчатых областей и широко проявлена в зоне современных активных континентальных окраин [131].

Состав гранитоидов в этот период по отношению к ранней тоналит-трондьемитовой серии изменяется в сторону повышения основности и калиевоности пород в вулканогенных прогибах с появлением местами субщелочной серии (Еленовский массив) и образования калиево-натриевой

адамеллит-гранитной серии в активизированных блоках древней континентальной коры.

Дальнейшая эволюция гранитоидного магматизма в Главном гранитном поясе связана с проявлением на восточном склоне Южного Урала поздненижнекаменноугольного предбатолитового рифтинга и формированием в это время наложенных внутриконтинентальных вулканических поясов — Магнитогорского, Иргизского, Валерьяновского [103, 104]. С этим этапом связано формирование умеренно кислых и кислых малых добатолитовых интрузий, гибридный состав которых однозначно говорит о происхождении их за счет растворения базальтовой магмой сиалического материала коры [281]. Близкий состав и возраст формирования малых интрузий в Алтайской складчатой области [99] позволяют говорить о широком проявлении поздненижнекаменноугольного рифтогенеза в западной части Урало-Монгольского складчатого пояса.

Химический состав гранитоидов этого этапа отвечает составу известково-щелочной серии, а состав сопровождающих их малых интрузий габброидов (диабазов, габбро-диабазов, габбро-долеритов) сопоставим с составом континентальных толеитовых базальтов [281].

Начиная с серпуховского века поздненижнекаменноугольный рифтогенез на восточном склоне Южного Урала сменился интенсивным горообразованием (сжатием), связанным с полным закрытием (захлопыванием) уральской геосинклинали [219]. В этот этап на Урале происходит формирование наиболее крупных масс синорогенных гранитоидных пород батолитовой формации. Все они представлены породами калиево-натриевой известково-щелочной серии. Становление батолитовых массивов знаменует собой зрелый континентальный тип земной коры [225]. Таким образом, с формированием гранитных батолитовых массивов была завершена полная континентализация деструктурированной в ордовикско-нижнесилурийское время континентальной коры западной окраины Сибирского палеоконтинента. На весь этот процесс потребовалось около 200 млн лет.

Формирование гранитных батолитов в земной коре происходило по единому плану (единой модели) с синорогенными массивами тоналит-трондьемитовой формации, только с участием калиево-кремниевых растворов. Они использовали одни и те же гранитные ловушки в структуре земной коры. Этим объясняется их постоянная структурная и пространственная совмещенность с тоналит-плагиигранитными массивами и переработка тоналитов—плагиигранитов более поздними калиево-натриевыми процессами гранитообразования. В полном соответствии с предложенным механизмом формирования синорогенных массивов находятся их относительно малая мощность (8–12 км) и лепешковидные формы тел. Механизм формирования синорогенных плутонов был разобран при характеристике условий формирования тоналит-трондьемитовой формации и во избежание повторений здесь не производится.

Смена натриевых гранитоидных серий на калиево-натриевые в истории развития складчатых областей не имеет однозначного объяснения. Одни исследователи появление калиево-натриевых и калиевых серий в земной коре связывают с поступлением калия из мантии [121, 125, 127], другие — этот переход ставят в зависимость "от режима вод" (например, Г.Л. До-

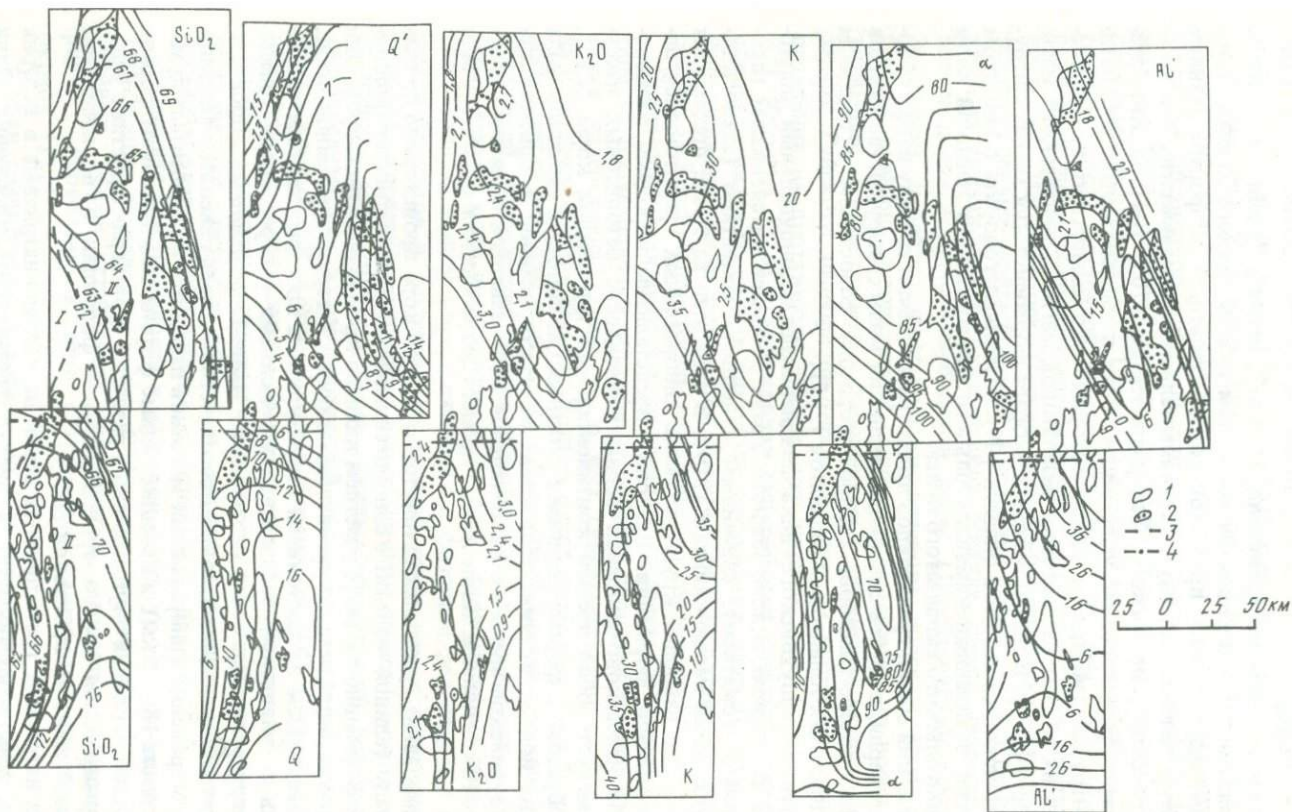


Рис. 75. Карта трендов (уравнение 3-й степени, для α Мугоджарского блока – 5-й степени) петрохимических характеристик средне-палеозойских гранитоидов известково-щелочной натриевой серии Урало-Тобольского поднятия

1, 2 – гранитоиды калиево-натриевые (1) и натриевые (2); 3 – граница между Магнитогорским прогибом (I) и Урало-Тобольским поднятием (II); 4 – граница совмещения Урало-Тобольского (северного) и Мугоджарского (южного) блоков

брецов [83. С. 227]). Развитие в складчатых областях "сухих" и "водных" калиево-натриевых гранитоидных серий свидетельствует о независимости их происхождения от флюидонасыщенности (водности) генерируемых расплавов, что дает нам основание присоединиться к выводу о существенном поступлении калия в виде высокотемпературных гранитизирующих растворов из мантии [121].

Эволюция гранитоидного магматизма в гранитном поясе завершается в пермское время становлением малых гранитных интрузий, связанных с проявлением посторогенного этапа тектоно-магматической активизации [277]. Выделенный Г. Штилле [365] этот этап до сих пор сохраняет свое значение как в объеме, так и в характере проявления магматизма в истории развития геосинклинальных складчатых областей. Проявление интерседентного магматизма на восточном склоне Урала в пермское время свидетельствует о стабилизации земной коры Уральской складчатой области, т.е. переходе ее в платформенное состояние. В целом этап посторогенной тектоно-магматической активизации, по-видимому, связан со спадом тектонических напряжений в земной коре после мощных горообразовательных процессов (стрессового сжатия). Этим объясняются преобладание в данный этап блоковых тектонических движений и локальность проявления посторогенного магматизма, чем этот этап существенно отличается от тектонического развития рифтогенных структур в земной коре вообще, и в частности от поздненижекаменноугольного рифтогенеза, проявленного на восточном склоне Южного Урала.

Таким образом, в Главном гранитном поясе Уральской складчатой области, заложеном на западной окраине Сибирского палеоконтинента, на всем протяжении истории формирования устойчиво сохранялся известково-щелочной тип гранитоидного магматизма, несмотря на последовательную смену натриевой и калиево-натриевой серий.

С целью подтверждения места локализации и определения региональных петрохимических особенностей Гранитного пояса Южного Урала для гранитоидов натриевой и калиево-натриевой серий были рассчитаны поверхности трендов главных петрохимических характеристик — SiO_2 , K_2O , $K = K/(\text{Na} + K)$ (%), щелочности $\alpha = (\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ (°/00), глиноземистости $\text{Al}' = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мол. кол-ва), кремнекислотности $Q = \text{SiO}_2/(\text{MgO} + \text{FeO}' + \text{CaO})$ для Урало-Тобольского и Мугоджарского блоков (рис. 75, 76).

Использованы данные 1137 химических анализов. Обработка материалов производилась на ЭВМ БЭСМ-4М в вычислительном центре объединения "Уралгеология" по программе, реализующей метод линейной множественной корреляции. Вычислены поверхности трендов 3-й, а для некоторых петрохимических характеристик 4-й и 5-й степени.

Согласно тренд-анализу, на ранних этапах развития Главного гранитного пояса гранитоидный магматизм известково-щелочной натриевой серии развивался в зоне пересыщенных глиноземом пород, сопоставимой с переходной зоной сочленения континентальной и океанической литосферных плит [58, 218, 234], что подтверждается закономерным повышением трендов SiO_2 и Al' в натриевых гранитоидах от зоны сочленения Магнитогорского прогиба с Урало-Тобольским поднятием в сторону Урало-Тобольского поднятия (см. рис. 75). Расположение изолиний нулевых значений

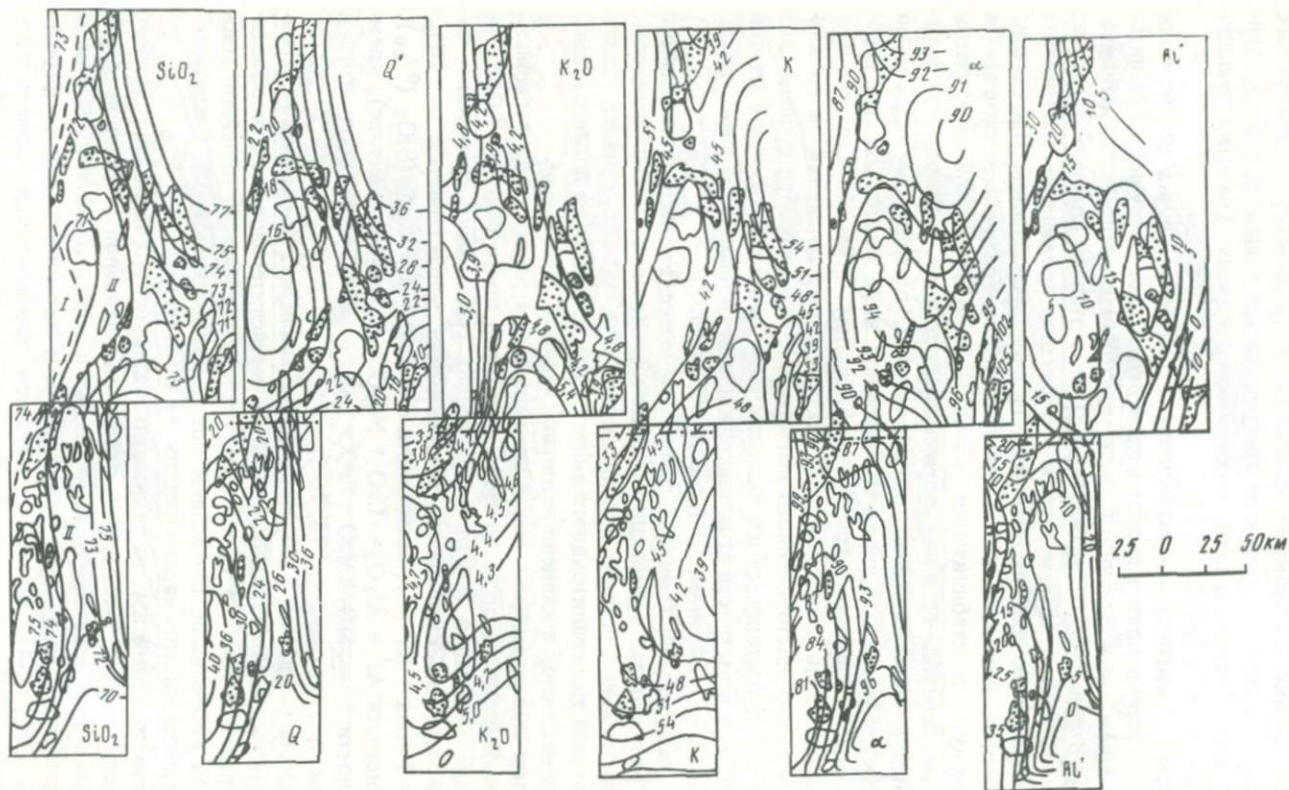


Рис. 76. Карты трендов (уравнение 3-й степени) петрохимических характеристик позднепалеозойских гранитоидов известково-щелочной калиево-натриевой серии Урало-Тобольского поднятия
 Условные обозначения те же, что и на рис. 75

глиноземистости в трендах натриевых гранитоидов Урало-Тобольского и Мугоджарского блоков согласуется с границей зоны сочленения указанных структур, т.е. соответствует границе переходной зоны активных континентальных окраин палеоокеанической структуры [234].

Закономерное увеличение SiO_2 и глиноземистости в гранитоидах натриевой серии Магнитогорского прогиба в сторону Урало-Тобольского поднятия свидетельствует о развитии в силурийско-нижнедевонское время (период становления наиболее ранних гранитоидов натриевой серии) достаточно мощной континентальной земной коры в зоне гранитного пояса, следовательно, в это время Тагило-Магнитогорский прогиб и зона Главного гранитного пояса развивались параллельно, как две независимые структурно-фациальные зоны. Это, безусловно, не может относиться к проявлению тектонической активности указанных структур, сопряженное развитие которых с точки зрения тектоники является общим законом соотношения соседних платформ и геосинклиналей [30].

Присутствие силурийских вулканитов в зоне Главного гранитного пояса не влияло на основные различия в общей направленности развития магматизма этих зон — базальтоидного в Тагило-Магнитогорской зоне и гранитоидного в зоне Главного гранитного пояса. Об этом свидетельствует и закономерное увеличение с востока на запад в метаморфизованных ордовикско-силурийских отложениях вулканогенных пород в Урало-Тобольском блоке и отсутствие в гранитном поясе островодужных вулканических комплексов, связанных с ранним периодом становления гранитоидов натриевой серии. Островные дуги и их магматиты развивались в Магнитогорском прогибе западнее зоны гранитного пояса (вулкано-плутонические ассоциации Ащевутаевского поднятия) параллельно с заложением и развитием в позднем девоне в его пределах Восточно-Уральского краевого вулкано-плутонического пояса, т.е. аналогично окраинно-материковым и островодужным вулканическим поясам в Азиатско-Тихоокеанской активной окраине.

Несоответствие максимумов SiO_2 и изолиний нулевых значений глиноземистости в трендах Урало-Тобольского и Мугоджарского блоков объясняется значительным смещением к западу Мугоджарского блока по отношению к Урало-Тобольскому после становления гранитоидов известково-щелочной натриевой серии. Блоковое строение Главного гранитного пояса подтверждается четким разделением поверхности тренда SiO_2 на ряд обособленных полей. При этом максимальные значения поверхности тренда SiO_2 в натриевых гранитоидах, развитых в блоках с докембрийской континентальной корой (Тикельдытауский, Мугоджарский), составляют 69–72%, уменьшаясь до 66–69% в гранитоидах, сформированных на регенерированной в палеозойское время континентальной коре, т.е. изменение тренда SiO_2 тесно связано с увеличением мощности гранито-метаморфического слоя. В этом же направлении в натриевых гранитоидах происходит увеличение поверхности тренда глиноземистости и кремнекислотности (см. рис. 75).

Поверхности трендов K_2O и K натриевых гранитоидов в отличие от указанных петрохимических характеристик слабо коррелируют с составом субстрата и отчетливо коррелируют с зонами глубинных тектонических нарушений что подтверждается четко выраженным субмеридиональным

максимумом в поверхности трендов K_2O и K вблизи зоны сочленения Магнитогорского прогиба с Урало-Тобольским поднятием. Поверхность тренда щелочности натриевых гранитоидов характеризуется менее устойчивой зависимостью от тектонических нарушений, чем K_2O и K . В целом следует подчеркнуть, что большинство петрохимических характеристик натриевых гранитоидов имеет северо-западную направленность изолиний поверхности тренда, секущих субмеридиональные структуры Уральской эвгеосинклинали.

Последующее развитие калиево-натриевых гранитоидов в Главном гранитном поясе, особенно в блоках с регенерированной в палеозойское время континентальной корой, происходило по гранитоидам ранней известково-щелочной натриевой серии. Наиболее отчетливо это проявляется в поверхности трендов SiO_2 и кремнекислотности (см. рис. 76). Поверхности трендов SiO_2 и кремнекислотности поздних калиево-натриевых гранитоидов коррелируют с трендами аналогичных петрохимических характеристик ранних натриевых гранитоидов, отражая тем самым унаследование состава натриевых гранитоидов калиево-натриевыми. Это подтверждает мнение о метасоматически-палингенном коровом происхождении верхнепалеозойских синорогенных батолитовых гранитных массивов Урала и о использовании ими одних и тех же гранитных ловушек с синорогенными гранитоидами тоналит-трондьемитовой формации. Исключение составляет позднепалеозойский борлинский комплекс ультракислых интрузий, развитых в области низких значений изолиний тренда SiO_2 и кремнекислотности ранних натриевых гранитоидов Мугоджарского блока, что свидетельствует о наложенном ювенильном характере борлинского комплекса.

Происхождение борлинского комплекса следует связывать с значительным притоком мантийного вещества, в первую очередь калия, и относить его к мантийно-коровым образованиям. Значительное смещение в сторону Магнитогорского прогиба повышенных значений тренда SiO_2 и глиноземистости калиево-натриевых гранитоидов в Урало-Тобольском блоке подтверждает гипотезу [219, 225] постепенного наращивания в позднепалеозойское время гранито-метаморфического слоя от восточного края палеоокеанической структуры к центру за счет гранитизации вещества океанической коры, в то время как понижение тренда глиноземистости в восточной части этого блока отражает слабое развитие гранитоидов известково-щелочной калиево-натриевой серии. Выраженное в тренде повышение роли калия в сумме щелочей калиево-натриевых гранитоидов в восточной части Урало-Тобольского блока коррелирует с увеличением в этом направлении мощности гранито-метаморфического слоя. В Мугоджарском блоке смещения поверхности тренда глиноземистости калиево-натриевых гранитоидов в сторону Магнитогорского прогиба не наблюдается, что обусловлено слабым проявлением здесь верхнепалеозойско-синорогенного гранитоидного магматизма, т.е. слабым разрастанием гранито-метаморфического слоя в позднепалеозойский тектоно-магматический этап.

Поверхности тренда K_2O и K калиево-натриевых гранитоидов Урало-Тобольского блока коррелируют с поверхностью трендов SiO_2 и кремнекислотности, тесно связанных с составом субстрата, что также свидетельствует о метасоматически-палингенном происхождении верхнепалеозой-

ских батолитовых гранитных массивов Урала. В Мугоджарском блоке изолинии тренда K_2O и K калиево-натриевых гранитоидов имеют северо-восточное направление – секущее по отношению к общему субмеридиональному направлению гранитных интрузий и, также как и для натриевых гранитоидов, контролируемое тектоническими нарушениями, что подтверждает гипотезу о ювенильном (мантийном) поступлении калия в зоны генерации гранитоидных магм [125]. В отличие от K_2O и K поверхность трендов щелочности и глиноземистости калиево-натриевых гранитоидов в Мугоджарском блоке четко коррелируют с поверхностью трендов SiO_2 и кремнекислотности, отражая состав и условия генерации исходных гранитоидных магм. Об этом свидетельствует и соответствие трендов SiO_2 , кремнекислотности, щелочности, глиноземистости над борлинским (повышенные поля) и кайрактинским (пониженные поля) комплексами.

Большинство петрохимических характеристик калиево-натриевых гранитоидов в отличие от натриевых характеризуются субмеридиональным направлением изолиний поверхности трендов, согласных с направлением уральских геологических структур. Тренды петрохимических характеристик гранитоидов известково-щелочной натриевой и калиево-натриевой серий отражают геологическую историю развития и состав гранитоидного магматизма Главного гранитного пояса в тесной связи с этапами формирования гранито-метаморфического слоя Уральской эвгеосинклинали.

Развитие изолиний нулевых значений глиноземистости вдоль западной границы докембрийского Мугоджарского блока позволяет сделать вывод о том, что наряду с гипотезой постепенного приращения гранито-метаморфического слоя за счет гранитизации вещества океанической коры [225] также широко развито явление регенерации ранее растянутой континентальной коры за счет привноса вещества мантии в виде щелочно-кремниевых гранитизирующих растворов [125]. Последнее, по-видимому, играет главную роль при формировании гранито-метаморфического слоя вдоль древних континентальных окраин. Итак, деструкция–растяжение–регенерация определяют главные стадии формирования новой континентальной коры и связанные с ней процессы гранитообразования. Процессы деструкции ранней континентальной коры являются одной из стадий (подготовительной) формирования новой континентальной коры, гранито-метаморфического слоя и гранитных поясов в складчатых областях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволили выяснить эволюцию гранитоидного магматизма, место и причины возникновения Главного гранитного пояса в Уральской складчатой области.

Главный гранитный пояс формировался в зоне активной континентальной окраины Уральского палеоокеана вдоль западной границы Сибирского палеоконтинента, т.е. на деструктурированной континентальной коре, о чем свидетельствует присутствие здесь реликтовых блоков древней (допалеозойской) континентальной коры. Заложение гранитного пояса вдоль окраины континента было предопределено процессами рифтогенной стадии развития Уральской геосинклинали и образованием в верхней части земной коры положительных и отрицательных структурных зон (блоков). Первые из них явились ареной проявления гранитоидного магматизма и широкого развития процессов гранитизации, вторые — ареной проявления вулканизма, вулканоплутонизма и осадконакопления на протяжении всей истории развития Уральской палеозойской геосинклинали.

Формирование гранитного пояса в Уральской складчатой области, как и в других складчатых областях, связано с процессами континентализации земной коры и наращиванием гранито-метаморфического слоя [219, 225]. В настоящее время предполагается, что эти процессы в истории развития складчатых областей определяются приращением гранито-метаморфического слоя за счет перехода океанической коры в кору континентальную [177, 219, 225]. Проведенные исследования показали, что наряду с возможными процессами приращения гранито-метаморфического слоя за счет геосинклинальных осадков [225, 275] также, по-видимому, широко развиты процессы регенерации деструктурированной (растянутой) допалеозойской континентальной коры за счет привноса из мантии щелочно-кремниевых компонентов [121] в области хрупких и пластически-хрупких деформаций положительных структурных зон (блоков) верхних горизонтов земной коры. В этапы синорогенного гранитообразования эти области представляют "гранитные ловушки", где происходит гранитообразование под воздействием мантийных щелочно-кремниевых компонентов [121] на породы допалеозойского гранито-метаморфического слоя, прошедших ранее стадии метаморфизма и консолидации, т.е. процессы деструкции допалеозойской континентальной коры являются одной из стадий (подготовительной) формирования Главного гранитного пояса в Уральской складчатой области.

Начало формирования гранитного пояса относится к позднесилурийско-раннедевонскому времени и связано с началом закрытия Уральской палеоокеанической структуры и заложением зоны Беньофа вдоль Главного уральского глубинного разлома [102, 388]. Об этом свидетельствуют заложение и развитие в позднесилурийско-раннедевонское время к западу от окраины Сибирского палеоконтинента Ирландской островной дуги. С этого времени восточный склон Южного Урала развивался по типу активных континентальных окраин. В этот период в условиях сильных тангенциальных сжатий вдоль западной окраины палеоконтинента в положительных структурных блоках земной коры, представляющих "гранитные ловушки", под влиянием кремниво-натриевых гранитизирующих "трансмагматических" растворов [121] происходит метасоматически-палинггенное формирование пояса тоналит-грондemit-плагиогранитных интрузий. Появление кремниво-натриевых трансмагматических растворов связывается с зоной субдукции и минеральным фазовым переходом базальтов в экло-

гиты [26, 241, 303]. В результате становления плагиигранитных интрузий происходит частичная регенерация деструктированной допалеозойской континентальной коры и формируется наиболее ранний палеозойский гранито-метаморфический слой в Уральской эвгеосинклинали; с его участием происходит развитие всего последующего гранитоидного магматизма.

Дальнейшая эволюция гранитоидного магматизма связана с заложением и развитием структур позднедевонского краевого вулканоплутонического пояса и Магнитогорско-Орской тыловой островной дуги. В этот этап в пределах окраинных морей и происходит заложение серии среднедевонских рифтогенных структур в Домбаровском, Гайском районе и др. Среднедевонская активизация проявилась очень широко на восточном склоне Южного Урала, захватив полностью Урало-Тобольское поднятие, Мугоджарский блок и Магнитогорский прогиб. Активизация происходила в обстановке общего поднятия и закрытия Уральского палеоокеана в связи с образованием структур вертикального погружения в земной коре предположительно за счет погружения и растворения в разуплотненной аномально нагретой мантии отслоенных от нижних горизонтов земной коры пластин эклогитов [16]. Эта стадия, по-видимому, является общей для многих складчатых областей и обычно выражена развитием "вторичных геосинклиналей" [335]. Гранитоидный магматизм данного этапа представлен известково-щелочной натриевой и калиево-натриевой сериями с существенным преобладанием натрия над калием в составе гранитоидных пород.

Последующая стадия развития гранитоидного магматизма в Главном гранитном поясе связана с проявлением поздненижнекаменноугольного рифтинга на восточном склоне Южного Урала. В этот этап формируются малые добатолитовые интрузии габбро-диорит-гранитного состава известково-щелочной серии и крупные наложенные вулканогенные пояса — Магнитогорский, Иргизский, Валерьяновский [103, 281]. Проявление рифтинга, видимо, не имеет связи с общей эволюцией развития Уральской эвгеосинклинали, а, скорее всего, обусловлено движением слабо консолидированных "жестких" массивов (Кокчетавского) Сибирского палеоконтинента.

Окончательное формирование гранитного пояса закончилось в конце карбона в связи с главной фазой складчатости верхнепалеозойского тектоно-магматического этапа и становлением синорогенных батолитовых гранитоидных плутонов. В этот этап в зоне Главного уральского глубинного разлома произошло полное закрытие Уральского палеоокеана [102, 388] и было завершено формирование зрелой континентальной коры в Уральской эвгеосинклинали [219, 225]. Гранитоидный магматизм в зоне Главного гранитного пояса закончился в пермское время формированием малых самостоятельных посторогенных интрузий умеренно кислого и кислого состава. Развитие их связано со спадом тектонических напряжений в земной коре после мощных горообразовательных процессов, что существенно отличает этот этап от поздненижнекаменноугольного рифтогенного этапа, проявленного на восточном склоне Южного Урала. Таким образом, формирование Главного гранитного пояса в Уральской складчатой области продолжалось около 200 млн лет, в течение которых устойчиво сохранялся известково-щелочной тип гранитоидного магматизма, несмотря на закономерную смену ранних натриевых серий более поздними калиево-натриевыми.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А., Кориневский В.Г.* К истории тектоно-магматического развития западных Мугоджар // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 253–258.
2. *Абрамович И.И., Груза В.В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Петрохимические исследования. Л.: Недра, 1972. 238 с.
3. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Природа петрохимической специализации гранитоидных комплексов натрового ряда // Л., 1975. Т. 241. С. 44–53 (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та).
4. *Абрамович И.И., Азукина З.В., Серова Д.Л.* О сходстве химизма магматических комплексов одного формационного типа (на примере плагиогранитовой формации) // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. 1968. Т. 150. С. 4–13.
5. *Авчан Г.М.* Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1972. 145 с.
6. *Ажгирей Г.Д.* Проблемы происхождения континентальной земной коры // Междунар. геол. конгр., 24 сес.: Докл. сов. геологов. Проблема 3. М.: Наука, 1972. С. 71–75.
7. *Александров А.А.* Исследование равновесных температур кристаллизации гранитоидов на основе петрохимических данных: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1970. 15 с.
8. *Амишинский Н.Н.* Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов: (На примере Алтая). Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. 200 с.
9. *Амишинский Н.Н., Поляков Г.В., Антонов П.С.* и др. Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. Л.: Недра, 1981. 215 с.
10. *Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Кейльман Г.А., Горонович Е.Б.* Геофизическая характеристика гранитоидных комплексов Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971. С. 30–44. (Тр. II Урал. петрогр. совещ.; Т. 4).
11. *Антипин В.С., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И., Знаменский Е.Б.* О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья // Геохимия. 1969. № 6. С. 698–708.
12. *Антоненко А.Н., Дубровин Г.К., Сергеев О.В.* Особенности глубинного строения восточного обрамления Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным на примере Южной продолжения Урала (Мугоджары) // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. С. 134–143.
13. *Анфилогов В.Н., Глюк Д.С.* Взаимодействие фтора с гранитным расплавом при давлении 1000 кг/см² (экспериментальные данные) // Тр. ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. 1975. Вып. 110. С. 165–174.
14. *Апельцин Ф.Р.* Формация малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 715–718.
15. *Арт Дж.Г.* Некоторые элементы примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и

- связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.
16. *Артошков Е.В., Безр М.А., Соболев С.В., Янишин А.Л.* Механизм образования геосинклинальных поясов // Сов. геология. 1982. № 1. С. 14–27.
 17. *Афанасьев Г.Д.* К проблеме гранитов // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 42–59.
 18. *Афанасьев Г.Д.* Этапы развития магматизма // Геология СССР. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. Т. 9, С. 550–554.
 19. *Афанасьев Г.Д.* Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970, № 11. С. 3–26.
 20. *Афанасьев Л.М., Браун К.Н.* Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 124–128.
 21. *Афанасьев Г.Д., Виноградов А.П., Овчинников Л.Н.* и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных // Междунар. геол. конгр., 22 сес.: Докл. сов. геол. Проблема 3. М.: Наука, 1964. С. 287–288.
 22. *Баддингтон А.* Происхождение гранитных пород северо-западного Адирондака // Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во Иностран. лит., 1950. Сб. 2. С. 188–228.
 23. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностран. лит., 1963. 108 с.
 24. *Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П.* и др. Температурные условия кристаллизации главнейших типов изверженных горных пород (по данным гомогенизации включений расплавов в минералах) // Междунар. геол. конгр., 25 сес.: Доклады сов. геологов. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976. С. 340–353.
 25. *Балашов Ю.А.* О сопряженности корового и мантийного магматизма // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 4. С. 969–971.
 26. *Баркер Ф.* Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 9–18.
 27. *Баркер Ф., Миллард Х.Т.* Геохимия трондьемитов из Норвегии и ассоциирующих с ними пород // Там же. С. 374–383.
 28. *Батиева И.Д., Бельков И.В.* Породообразующие биотиты из гранитоидов центральной части Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. № 8. С. 5–27.
 29. *Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р.* и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
 30. *Бевзенко П.Е.* Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 320 с.
 31. *Белгородский Е.А.* Вулканогенные формации и фации Алапаевско-Челябинской зоны на примере Кунашакского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1980. 18 с.
 32. *Беллавин О.В.* Некоторые результаты применения гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971. Т. 4. С. 45–53.
 33. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
 34. *Белоусов В.В.* Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
 35. *Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
 36. *Беммелен Р.* Горообразование. М.: Изд-во иностран. лит., 1956. 104 с.
 37. *Берлянд Н.Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геология. 1982. № 11. С. 78–89.
 38. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 335 с.
 39. *Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 216 с.
 40. *Белякин Д.С.* К петрографии Среднего Урала // Тр. Гл. геол.-развед. упр. 1931. Вып. 56. С. 47–61.
 41. *Билибина Т.В., Богданов Ю.В.* О перспективах золотоносности в районе Мугоджар // Геология руд. месторождений. 1959. № 5. С. 104–111.

42. Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. Серые гнейсы и проблема направленности в развитии континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 8–22.
43. Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И. и др. Магматические формации в эволюции литосферы // Там же. 1983. № 1. С. 3–16.
44. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40, № 6. С. 8–42.
45. Борнemann-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
46. Бородин Н.С., Феригатер Г.Б., Самаркин Г.И. Варисская тонально-гранодиоритовая формация Южного Урала // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 411–414.
47. Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с.
48. Бухер В.Х. Эксперименты и мысли о сущности орогенеза // Вопросы зарубежной современной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. С. 433–451.
49. Бушляков И.Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186, № 4. С. 924–927.
50. Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 40–73.
51. Валуи Г.А. Режим воды в процессе кристаллизации гранитов прибрежной зоны Приморья // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т, 1978. С. 81–83.
52. Васильковский Н.П. Геологическая история Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1981. 308 с.
53. Великoславинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 189 с.
54. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
55. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1979. 326 с.
56. Виноградов А.М. Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1971. № 11. С. 135–138.
57. Виноградов А.Н. О петрохимических типах гранитов вулканических ассоциаций // Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 82–91. (Тр. ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР; Вып. 100).
58. Вистелиус А.Б., Иванов Д.Н., Романова М.А. О химическом составе мезозойских и палеогеновых гранитоидов Северо-Восточной Азии и региональной оловоносности этой территории // Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. Вып. 2. С. 118–124.
59. Волярович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. 152 с.
60. Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформ. Уфа: Башкир. фил. АН СССР, 1972. 174 с.
61. Гаррис М.А. Главнейшие возрастные комплекты магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 83–97. (Тр. Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
62. Гаррис М.А., Шанин Л.Л., Устюжанина Л.С. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода // Тр. 7-й сес. Комис. по опр. абсолютного возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 166–187.
63. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 256 с.
64. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
65. Гинзбург И.В., Ефремова С.В., Воловикова И.М., Елесева О.П. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры // Сов. геология. 1962. № 3. С. 67–82.
66. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
67. Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. Соотно-

- шение устойчивости микроклина и санидина // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Т. 2. С. 204–230.
68. Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. Калиевые полевые шпаты структурно-промежуточные между микроклином и санидином // Там же. С. 231–260.
69. Горбачев С.З., Бубнов В.Д., Ерешко Э.М., Волков Ю.Ф. Плагิโอграниты Среднего хребта, их возраст и взаимоотношения с породами метаморфического комплекса Камчатки // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976. Ч. 3. С. 63–74.
70. Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
71. Грабежев А.И., Юников Б.А. Степень триклинности калиевого полевого шпата как один из критериев глубины формирования эндогенных рудных месторождений // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 1. С. 198–200.
72. Грин Д.Х., Ламберт И.Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 92–105.
73. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131.
74. Гринберг Г.А. Распределение железа, магния и марганца между сосуществующими биотитами и амфиболами позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: Якут. фил. АН СССР, 1974. С. 108–121.
75. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
76. Гроут Ф. Происхождение гранитов // Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. Сб. 2. С. 271–286.
77. Гудков П.П. Район золотых приисков А.С. Антонова и О.П. Вишневской в Орском уезде Оренбургской губернии // Изв. Томск. технол. ин-та. 1915. Т. 39. С. 1–37.
78. Далмев Т.Н., Айзенштадт В.И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент: Фан, 1972. 226 с.
79. Дворцова К.И. Метаморфические толщи Урало-Тобольского водораздела // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 13, ч. 1. С. 98–109.
80. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы М.: Мир, 1966. Т. 2–3.
81. Дистанова А.Н. Раннепалеозойские гранитоидные формации юго-западного Забайкалья и Восточной Тувы // Магматические формации и петрология магматических горных пород. Новосибирск: Наука, 1981. С. 45–53.
82. Добрецов Г.Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий // Геология и геофизика. 1971. № 5. С. 38–44.
83. Добрецов Г.Л. Варисийский гранитоидный магматизм Казахстана. Л.: Недра, 1985. 252 с.
84. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. Возможная геологическая модель магматического процесса // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 130–138.
85. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В. и др. Фашии метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
86. Добрецов Н.Л., Андреев Г.В., Гордиенко И.В. и др. Модельная корреляция эндогенных процессов (на примере Забайкалья) // Геология и геофизика. 1983. № 12. С. 22–31.
87. Дубровский М.И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: Материалы к симпозиуму. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 54–68.
88. Дубровский М.И. Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 352 с.
89. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. 211 с.
90. Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 591 с.
91. Заварицкий А.Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1926. 233 с.
92. Заварицкий А.Н. Граниты и аплиты // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1950. Ч. 79, № 2. С. 81–85.
93. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.

94. *Залесский Б.В., Розанов Ю.А.* Физико-механический эксперимент в петрографии // Тр. IV совещ. по эксперимен. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 2. С. 39–54.
95. *Закруткин В.В.* Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита // Геология и геофизика. 1961. № 9. С. 72–80.
96. *Закруткин В.В.* Об изменении химического состава биотитов при метаморфизме // Там же. 1970. № 3. С. 64–73.
97. *Завишлевич А.Н.* Батолитовые гранитоиды Витимского плоскогорья и сопредельных районов (Баргузинский комплекс): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Уде, 1975. 19 с.
98. *Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И.* Геодинамическая модель формирования структур, палеомантии и металлогении Тихоокеанского пояса // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1979. С. 16–31.
99. *Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузбный В.С., Ведерников П.Г.* О доба- толитовых порфировых интрузивах Рудного Алтая и их рудоносности // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130, № 2. С. 391–393.
100. *Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 20–30.
101. *Иванов С.Н.* Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР за 1969 г. Свердловск, 1970. С. 212–233.
102. *Иванов С.Н., Иванов К.С., Пучков В.Н.* Формирование структуры Южного Урала в палеозое // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 177–180.
103. *Иванов С.Н., Самаркин Г.И., Пумпянский А.М.* О природе Тюменско-Кустанайского прогиба // Там же. 1985. Т. 280, № 1. С. 170–173.
104. *Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф.* Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Там же. 1984. Т. 274, № 2. С. 387–391.
105. *Ивсенен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
106. *Изох Э.П.* Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземастых гранитов. Новосибирск: Наука, 1965. 139 с.
107. *Изох Э.П.* Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов // Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975. Вып. 2. С. 35–57.
108. *Изох Э.П., Налетов Б.Ф.* Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов // Зап. Вессюэ. минерал. о-ва. 1974. Ч. 103, вып. 2. С. 205–218.
109. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
110. *Йодер Г.С., Стюарт Д.Б., Смит Д.Р.* Тройные полевые шпаты // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 330–342.
111. *Ичетовкин Н.В.* Биотиты из поздне-мезозойских гранитоидов Яно-Кольской области // Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972. С. 167–180.
112. *Казанский В.И., Летников Ф.А., Прохоров К.В.* Флюидный режим при формировании Кировоградско-Новоукраинского массива и сопряженных с ним разломов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 3. С. 723–726.
113. *Карагодин С.С.* Позднекаледонская андезит-липарит-гранитовая формация Мугоджар // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1972. С. 76–113 (Тр. Ин-та геологии и геохимии; Вып. 93).
114. *Кириченко Г.И.* Геологическое строение Таналык-Суундукского района. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1940. 70 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 122).
115. Классификация и номенклатура магматических горных пород / О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
116. *Клемин В.П.* Глубинное строение Магнитогорского мегасинклино-

- рия // Докл. АН СССР, 1981. Т. 258, № 1. С. 176–178.
117. *Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1972. № 8. С. 957–970.
 118. *Коптяев А.Ф., Зейгермахер А.Л.* Геологическое положение и условия образования Башкироводоляского массива гранитоидов: (Южный Урал) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Уф АН СССР, 1971. С. 188–191. (Тр. II Урал. петрогр. совещ.; Т. 4.).
 119. *Коптев-Дворников В.С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4. С. 63–80.
 120. *Коренбаум С.А., Валуц Г.А., Стрижкова А.А.* и др. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья // Там же. 1973. № 5. С. 37–51.
 121. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Там же. 1952. № 2. С. 56–69.
 122. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
 123. *Коржинский Д.С.* Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 21–30.
 124. *Коржинский Д.С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 3. С. 54–62.
 125. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Междунар. геол. конгр., 23 сес.: Докл. сов. геологов. Проблема 1. М.: Наука, 1968. С. 69–74.
 126. *Коржинский Д.С.* Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3–6.
 127. *Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами // Междунар. геол. конгр., 25 сес.: Докл. сов. геологов. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976. С. 320–328.
 128. *Кориковский С.П.* Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160, № 1. С. 189–192.
 129. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембри Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
 130. *Кориковский С.П.* Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 138–164.
 131. Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, 1984. 138 с.
 132. *Косалс Я.А., Темников Ю.И.* Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 231 с.
 133. *Костик Г.А.* Магматические формации Прииргизья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Актюбинск, 1972. 38 с.
 134. *Костюк Е.А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 312 с.
 135. *Костюк Е.А., Соболев В.С.* Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфических породах // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164, № 4. С. 898–901.
 136. *Косухин О.Н.* Об оценках водонасыщенности гранитоидных расплавов // Генетическая минералогия по включениям в минералах. Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР. 1978. С. 53–59.
 137. *Красный Л.И.* Геологоструктурное районирование и полезные ископаемые Боливии // Сов. геология. 1973. № 7. С. 95–121.
 138. *Кропоткин П.Н.* Явления сжатия и растяжения в земной коре и возможности их изучения // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 290–306.
 139. *Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н.* и др. Эволюция вещества

- при ультраметаморфизме. Л.: Наука, 1972. 180 с.
140. *Ксенофонтов О.К.* Магматические и эндогенные рудные формации области сочленения варисцид Урала и каледонид Казахстана (Тургайский прогиб): Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1975. 63 с.
 141. *Кузубный В.С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
 142. *Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б.* Изменение эвтектических отношений в кислых расплавах при растворении летучих компонентов // Кислотно-основные свойства химических элементов минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 180–196.
 143. *Кузнецов Ю.А.* О проблеме происхождения магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 1. С. 81–97.
 144. *Кузнецов Ю.А.* О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 60–66.
 145. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
 146. *Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 7–20.
 147. *Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. 1967. № 10. С. 108–121.
 148. *Куплетский Б.М.* Обзор современных взглядов на происхождение гранитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1942. № 3. С. 3–29.
 149. *Куплетский Б.М.* Гранитоидные интрузии Восточного склона Среднего Урала и их редкометалльное оруденение. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 104 с. (Тр. Ин-та геол. наук; Вып. 83; Сер. петрогр., № 26).
 150. *Куплетский Б.М.* Количественно-минералогический состав гранитоидов // Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Ч. 1. С. 153–166.
 151. *Лазебник К.А.* Биотит как индикатор условий образования гранитов // Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973. С. 138–149.
 152. *Лавес Ф.* Фазовые отношения щелочных полевых шпатов // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. Т. 2. С. 152–203.
 153. *Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А.* Исследования воздействия высоких температур и давлений на изменение скорости в изверженных и метаморфических горных породах: Геофиз. сб. АН УССР. Киев: Наук. думка, 1969. Вып. 31. С. 75–93.
 154. *Левашов Г.Б., Стрижкова А.А.* Соотношение Al_{IV} и Al_{VI} в биотитах как показатель условий кристаллизации и формационной принадлежности гранитоидов // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток.: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 167–169.
 155. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема генезиса магматических пород и пути к ее решению. Л., Изд-во АН СССР, 1934. 58 с.
 156. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема магмы I // Учен. зап. ЛГУ. 1937. № 17. С. 191–200.
 157. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема магмы II // Изв. АН СССР. 1939. № 1. С. 3–24.
 158. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Избранные труды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 4. 446 с.
 159. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А.* Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
 160. *Левковский Р.З.* Субплатформенные гранитоидные комплексы Северо-Запада Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 155 с.
 161. *Левитан Г.М.* О начале орогенного этапа в герцинидах Урала // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 4. С. 916–919.
 162. *Леонтьев А.Н.* Формации позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 166 с.
 163. *Летников Ф.А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 215 с.
 164. *Летников Ф.А.* К геохимии слюд в

- гранитоидах // Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1976. С. 49–56.
165. *Летников Ф.А.* Влияние флюидного режима на формирование гранитоидных комплексов // *Проблемы геохимии эндогенных процессов.* Новосибирск: Наука, 1977. С. 7–14.
166. *Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // *Тр. ЦНИГРИ.* 1936. Вып. 81. С. 1–207.
167. *Литвиновский Б.А., Занзиевич А.Н.* Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 144 с.
168. *Лозовая Л.С., Лозовой М.В.* О возрасте гранитоидов Кумакского района // *Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы.* Уфа: Башкир. фил. АН СССР, 1961. С. 23–34.
169. *Ломизе М.Г.* Окраинно-материковые вулканические пояса, геодинамические обстановки и режим развития // *Междунар. геол. конгр., 26 сес.: Докл. сов. геологов.* Геология контин. окраин. М.: Наука, 1980. С. 147–157.
170. *Лобач-Жученко С.Б., Яскевич Н.И.* Плагιοгранитная серия (гранитоиды первой группы) // *Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии.* Л.: Наука, 1969. С. 61–67.
171. *Лутц Б.Г.* Минеральные превращения в нижних частях земной коры и в верхней мантии // *Проблемы строения земной коры и верхней мантии.* М.: Наука, 1970. С. 172–175.
172. *Луцицкий В.И.* Петрография. М.: Госгеолтехиздат, 1949. Т. 2. 437 с.
173. *Луцицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д.* Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск: Наука, 1967. 74 с.
174. *Львов Б.К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
175. *Львов Б.К., Ветрин В.Р., Кетрис М.П.* Геологическое положение и петрографические особенности гранитоидов Джаябьско-Суундукского района (Южный Урал) // *Вопросы магматизма и метаморфизма.* Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Т. 2. С. 54–95.
176. *Львов Б.К., Кетрис М.П., Петрова Н.И.* Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Урала // *Магматические формации, метаморфизм, металогения Урала.* Свердловск: УФ АН СССР, 1971. Т. 4. С. 9–20.
177. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 318).
178. *Малахова Л.В.* Комагматизм и происхождение плагιοгранитов и кварцевых альбитофинов // *Вулканизм Южного Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 38–42. (Тр. Ильмен. заповедника; Вып. 12).
179. *Мамаев Н.Ф.* Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М.: Наука, 1967. 143 с.
180. *Мануйлова М.М., Зарубин В.В.* Распределение элементов между сосуществующими роговыми обманками и биотитами из гранитоидов различных фаций глубинности // *Актуальные вопросы современной петрографии.* М.: Наука, 1974. С. 239–249.
181. *Мануйлова М.М., Зарубин В.В., Михайлова Ю.И.* Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинности гранитоидов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1975. № 12. С. 37–49.
182. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
183. *Маракушев А.А.* Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1966. № 7. С. 21–38.
184. *Маракушев А.А.* Минералогия // *Петрография.* М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. С. 35–73.
185. *Маракушев А.А.* Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг // *Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов.* Геохимия, минералогия, петрография. М.: Наука, 1976. С. 253–262.
186. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и структурная эволюция земной коры // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.* 1984. № 4. С. 6–24.
187. *Маракушев А.А., Тарарин И.А.*

- О глубинности формирования гранитоидов // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса // Междунар. геол. конгр., 22 сес.: Докл. сов. геологов. Проблема 16. М.: Наука, 1964. С. 119–136.
188. *Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–27.
 189. *Марин Ю.Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
 190. *Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г.* Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. Л.: Недра, 1983. 151 с.
 191. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 275 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 78).
 192. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967. 255 с.
 193. *Махлаев Л.В.* Докембрийская гранитная серия Таймыра и генетические ряды в ее составе: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 54 с.
 194. *Махлаев Л.В., Короткевич А.Ф.* О триклинности калиевых полевых шпатов в гранитоидах различного генезиса (на примере докембрийских гранитов Таймыра) // Тр. СНИИГИМС. 1970. Вып. 105. 61 с.
 195. *Менерт К.* Новое о проблеме гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 154 с.
 196. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 327 с.
 197. *Милов А.П.* Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.
 198. *Миловский А.В., Матвеева С.С., Леоненко Е.И.* Гранитизация горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1985. 213 с.
 199. *Мирлин Е.Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 252 с.
 200. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
 201. *Мюллер Р., Саксена С.* Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 517 с.
 202. *Наливкин Д.В.* Геология СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 813 с.
 203. *Наливкин Д.В.* Палеогеография Уральской геосинклинали в палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 3–11.
 204. *Нилли П.* Лейкогранитовые, трондjemитовые и лейкосенинитогранитовые магмы и анатексис // Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. Сб. 2. С. 338–385.
 205. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 57–82. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
 206. *Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 173–204. (Тр. II Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
 207. Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск: Наука, 1976. 155 с.
 208. *Осборн Э.Ф.* Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм // Новости зарубежной геологии. Л.: ВСЕГЕИ, 1966. Вып. 37. С. 1–60.
 209. *Павленко В.С.* Петрохимия и петрология гранитоидного палингенеза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. № 1. С. 69–114.
 210. *Павленко В.С.* Геохимия и металлоносность палингенных гранитных пород складчатых областей. М.: Наука, 1985. 191 с.
 211. *Павлов В.А.* Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. М.: Наука, 1964. 128 с.
 212. *Панях Н.А.* Химический состав биотитов как показатель особенностей генезиса гранитоидов массива Улахан-Сис (Северо-Восток СССР) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1973. № 3. С. 112–117.
 213. *Панях Н.А., Федорова М.Е.* Равновесие роговая обманка–биотит в гранитоидах // Там же. № 4. С. 94–98.

214. Панков Ю.Д., Рапопорт М.С., Самаркин Г.И. Девонская тоналит-плагиогранитовая формация Восточно-Уральского поднятия // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 2. С. 428–430.
215. Панов Е.Н. Биотит изверженных горных пород Северо-Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. 1971. № 5. С. 28–37.
216. Парфенов Л.М. Некоторые новые аспекты изучения гранитных батолитов // Там же. 1980. № 12. С. 147–150.
217. Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к тектонической карте Северной Евразии (масштаб 1:5000000). М.: Наука, 1980. 221 с.
218. Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей // Междунар. геол. конгр., 24 сес.: Докл. сов. геологов. Проблема 3. М.: Наука, 1972. С. 27–37.
219. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. Тектоника Урала: Объясн. зап. к тектонической карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
220. Пейн Дж.Г., Стронг Д.Ф. Генезис трондjemитов Тукклингейт, север центрального Ньюфаунленда: частичное плавление в корнях островной дуги // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 354–373.
221. Персигов Э.С. Обобщенные закономерности, модель расчёта прогнозирования вязкости магматических расплавов // Междунар. геол. конгр., 27 сес.: Тезисы. Секция 08–09. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 420–422.
222. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
223. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.
224. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
225. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
226. Петренко А.А. Геология Еленовского медно-турмалинового месторождения и признаки медного оруденения в Северных Мугоджарах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 1. С. 97–104.
227. Петренко А.А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1949. Т. 24, вып. 1. С. 3–37.
228. Петренко А.А. Геологическое строение Северных Мугоджар (казахстанская часть Южного Урала) // Тр. Лаб. геологии угля. 1953. Вып. 1. С. 1–309.
229. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972. 135 с.
230. Петров П.А., Журавель Р.Ф. К петрохимической характеристике Таннуольского комплекса Тувы // Тр. Зап.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1977. Вып. 4. С. 29–34.
231. Петрова М.А. Петрохимические типы базальтовых магм разных структурных зон и сопоставление их с базальтами Луны // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 1. С. 25–33.
232. Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск.: Изд-во СО АН СССР, 1961. 111 с.
233. Пинус Г.В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы) // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 67–75.
234. Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 6. С. 1446–1448.
235. Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 211–226.
236. Плошко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа: (Геология, петрография и акцессорная минерализация). М.: Наука, 1965.
237. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Корреляция состава габброидных и гранитоидных интрузий салаирит Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 5. С. 1198–1201.
238. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.И. и др. Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне Маинского плагиогранитного комплекса (Западный Саян) // Вопросы магматической геологии Сибири. Новоси-

- бирск: Наука, 1978. С. 21–40.
239. *Пономарева А.П., Налетов Б.Ф.* Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. Новосибирск: Наука, 1979. 181 с.
240. *Попов В.С., Перцев Н.Н.* Об оценках интрузивного давления // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 67–78.
241. *Пополитов Э.И., Философова Т.М., Селиванова Г.И.* Геохимические особенности и генезис плагιοгранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны // Геохимия. 1973. № 11. С. 1636–1642.
242. *Пронин А.А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. М.; Л.: Наука, 1965. 160 с.
243. *Пушин В.А., Хитаров Н.И.* Эклогиты как источник кварцнормативных магм // Геохимия. 1978. № 10. С. 1506–1512.
244. *Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
245. *Раген Э.* Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.
246. *Рапопорт М.С.* Геология и магматизм района Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск. 1972. 26 с.
247. *Райхлин А.И., Соседко Т.А.* Калиево-натриевые полевые шпаты в каменноугольных гранитоидах Северо-Западного Тургая // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1970. Ч. 99, № 4. С. 424–431.
248. *Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строе и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 182 с.
249. *Рейф Ф.Г.* Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
250. *Рид Х.* Размышления о граните // Проблема образования гранитов. М.: Изд-во/инстр. лит., 1949. Сб. 1. С. 143–294.
251. *Рингвуд А.Э., Грин Д.Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 78–117.
252. *Розанов Ю.А.* Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200 °С. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 84 с.
253. *Романов Б.М.* Гранитная формация Урала и ее редкометалльная металлогения // Геология и полезные ископаемые Урала. М.; Л.: 1947. Вып. 1. С. 178–184.
254. *Рудник В.А.* Гранитообразование и тектогенез (на примере восточных районов СССР) // Геология докембрия: Междунар. геол. конгр., 22 сес.: Докл. сов. геологов. Проблема 4. Л.: Наука, 1968. С. 237–242.
255. *Рудник В.А., Беляев Г.М., Богданова М.В.* и др. Направленность петрохимической эволюции магматизма // Проблемы геохимии. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 19–43. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 241).
256. *Рукавишников Ф.И.* Геолого-петрографический очерк района Айдырлинских золото-вольфрамовых месторождений на Южном Урале // Тр. ГИН АН СССР. 1938. Вып. 34. 34 с.
257. *Рукавишников Ф.И.* Материалы к характеристике гранитов Суундукского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 5. С. 128–143.
258. *Русин А.И.* Догерцинские гранитоидные комплексы Восточно-Мугоджарского антиклинария (Мугоджары): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата. 1972. 24 с.
259. *Рябинин Ю.Н., Береснев Б.И., Мартынов Е.Д., Прищетов В.Ф.* Влияние давления на формационные свойства горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 4. С. 49–54.
260. *Рябчиков И.Д.* Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 49–60.
261. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
262. *Рябчиков И.Д., Щербина В.В.* Влияние давления на изоморфное замещение в минералах // Геохимия. 1965. № 10. С. 1207–1211.
263. *Савельева Г.Н., Шляхова Х.Т.* Плагιοграниты Вайкаро-Сынинского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1970. Сб. 6. С. 222–231.

264. Самаркин Г.И. Гранитоидные формации Южного Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР за 1969 г. Свердловск: УФ АН СССР, 1970. С. 92–96.
265. Самаркин Г.И., Пумпянский А.М. Эволюция нижнекаменноугольного базальтоидного магматизма Валерьяновского вулканического пояса в связи с металлогенной // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень: Тюмен. отд-ние Всесоюз. минерал. о-ва, 1983. С. 141–144.
266. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. О природе субвулканических тел Еленовского рудного поля на Южном Урале // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР за 1971 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. Ч. 13а. С. 13.
267. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Каледонская плагиогранитная формация Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 54–65.
268. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Биотиты в гранитоидах Главного гранитного пояса Южного Урала // Геохимия. 1973. № 8. С. 1189–1195.
269. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Состав гранитоидных галек из верхнедевонских и нижнекаменноугольных конгломератов восточного склона Оренбургского Урала // Петрография обломочных пород восточного склона Урала и Мугоджар. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 33–41.
270. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. О двух типах гранитоидов в верхнепалеозойской гранитной формации Южного Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1975 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 33–35.
271. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Влияние состава сиалической коры на состав, геохимическую и металлогеническую специализацию позднегерцинской гранитной формации Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: (Тез. годичной конф.). Тюмень: Тюмен. отд-ние Всесоюз. минерал. о-ва, 1979. С. 54–57.
272. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. О геологическом развитии Главного гранитного пояса Уральской эвгеосинклинали // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: (Тез. докл. II годичной конф.). Тюмень: Тюмен. отд-ние Всесоюз. минерал. о-ва, 1980. С. 107–110.
273. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Эволюция состава и металлогении гранитоидных серий, развитых в блоках с различной мощностью гранито-гнейсового слоя Главного гранитного пояса Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф. Свердловск, 1981. Т. 2. С. 63.
274. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. О составе позднедевонских вулкано-плутонических комплексов Магнитогорского прогиба и Урало-Тобольского поднятия на восточном склоне Южного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: Тез. докл. III годичной конф. Тюмень: Тюмен. отд-ние Всесоюз. минерал. о-ва, 1982. С. 83–85.
275. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Поведение редких элементов при ранней плагиогранитизации вулканогенно-осадочных комплексов в зоне Главного гранитного пояса Уральской эвгеосинклинали // Минеральные преобразования океанической коры: Тез. докл. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 58–59.
276. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Литий-бериллиевые отношения в гранитоидах как показатель условий формирования гранитоидных серий // Тез. докл. XI симпоз. по геохимии магматич. горных пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 101.
277. Самаркин Г.И., Чувашов Б.И. О завершенности позднегерцинского тектоно-магматического этапа на Урале // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 4. С. 934–937.
278. Самаркин Г.И., Нечухин В.М., Самаркина Е.Я. О выделении позднедевонского краевого вулкано-плутонического пояса на восточном склоне Урала // Там же. 1980. Т. 255, № 4. С. 945–949.
279. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Гапонцев Г.П. Тренды химического состава натриевых и калиево-натриевых гранитоидов Главного

- гранитного пояса Уральской эвгеосинклинали // Там же. 1982. Т. 263, № 5. С. 1200–1204.
280. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Галимов А.Г. Сосуществующие граниты и биотиты из батолитовых гранитов и вмещающих инъекционных гнейсов Тикельдытауского антиклинария (Южный Урал) // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1984 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 90–93.
281. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Лядский П.В. О выделении формации доботолитовых самостоятельных малых интрузий в Главном гранитном поясе Южного Урала // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281, № 1. С. 133–137.
282. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Спиридонов Э.М. Состав и условия кристаллизации калиевых полевых шпатов из гранитоидов Главного гранитного пояса Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 24–34.
283. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Юнчиков Б.А. Состав калиевых полевых шпатов из гранитоидных галек S_1 конгломератов Южного Урала // Минералогия и петрография Урала. Свердловск: Урал. политехн. ин-т, 1978. С. 61–63.
284. Самаркин Г.И., Лядский П.В., Самаркина Е.Я., Мудров И.А. Влияние тектонических условий формирования на петрохимический состав и рудоносность позднегерцинских гранитных массивов Оренбургского Урала // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 257–269.
285. Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. Л.: Наука, 1976. 137 с.
286. Седова И.С., Котов Н.В. Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 8. С. 49–65.
287. Седова И.С., Котов Н.В. Фазовые превращения калиевых полевых шпатов гранито-гнейсов и гранитоидов в процессах деформаций пород при прогрессивном и наложенном региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 52–67.
288. Сергиевский В.М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогения Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 27–30. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
289. Сергиевский В.М., Горецкая Е.Н., Мазина Е.А. и др. Сопоставление магматизма Урала и сопредельных регионов (Русская платформа, Казахстан, Средняя Азия, Таймыр) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 97–110. (Тр. II Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
290. Сердюченко Д.П. О кристаллохимической роли титана в слюдах // Докл. АН СССР, 1948. Т. 59, № 4. С. 739–742.
291. Серебряков В.А. Значение свойств калиево-натриевых полевых шпатов для выяснения условий образования гранитов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1963. № 16. С. 234–254.
292. Симонова Л.И. Верхнепалеозойские гранитоиды Ерментауского блока (Северный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 34–48.
293. Сивича С.М., Шашкин К.С. Плагиограниты Срединного хребта, их возраст, фациальные черты и место в структурной эволюции камчатских метаморфид // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 102–119.
294. Сирин Н.А. Основные этапы магматических и металлогенических проявлений на восточном склоне Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 111–120. (Тр. I Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).
295. Сиротин К.М. О происхождении вкрапленников микроклина в гранитах Орского Зауралья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 7. С. 51–56.
296. Сиротин К.М. Петрология верхнепалеозойских гранитоидов Орского Зауралья. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1974. 443 с.
297. Смирнов В.Н. Габбро-гранитоидные серии Восточной зоны Урала // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1453–1457.

298. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* О возрасте гранитных интрузий Урала // Там же. 1953. Т. 90, № 6. С. 1139–1141.
299. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 3. Свердловск. 1961. 85 с. (Тр. УФ АН СССР; Вып. 60).
300. *Смирнова И.А.* Ащевутахский интрузивно-вулканический комплекс, его петрология и металлогения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977. 25 с.
301. *Смышляев В.Н.* Плагιοгранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1963. С. 92–106.
302. *Соболев В.С.* Проблемы смещения магм при образовании изверженных пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Вып. 6, ч. 110. С. 641–645.
303. *Соболев В.С.* Роль перехода базальт–эжлогит в формировании структуры и эволюции континентальной коры // Междунар. геол. конгр., 27 сес.: Тез. докл. М.: Наука, 1984. С. 110–111.
304. *Соболев В.С., Ушакова Е.Н.* Парагенетические типы биотитов магматических пород и новые данные о соотношении в них железистости и содержания алюминия // Геология и геофизика. 1979. № 9. С. 13–24.
305. *Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Связь процессов магнообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967. С. 170–182.
306. *Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л.* и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 24–35.
307. *Соболев И.Д.* Основные черты магматизма Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 5–21.
308. *Соболев И.Д.* О гранитных формациях Урала // Тр. I Урал. петрограф. совещ. 1963. Т. 3. С. 5–10.
309. *Соболев И.Д.* Основные черты глубинного строения Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 28–37.
310. *Соколов Г.А.* Геологические исследования в районе бассейна р. Большая Караганка и верховьев р. Суундук // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 56. С. 1–37.
311. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 311 с.
312. *Старков В.Д.* Тектонический режим и гранитообразование в эвгеосинклинальных зонах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 64 с.
313. *Старков В.Д.* Влияние стрессового давления на глубину становления гранитоидов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень: Тюмен. отд-ние Всесоюз. минерал. о-ва, 1985. С. 57–60.
314. *Старков В.Д., Знаменский Н.Д.* Гранитоидный магматизм Восточно-Мугоджарского поднятия. М.: Наука, 1977. 132 с.
315. *Судовиков Н.Г.* Ультраморфизм и гранитообразование // Вестн. ЛГУ. 1959. № 6. С. 51–62.
316. *Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С.* и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
317. *Тарарин И.А.* Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 144 с.
318. *Тарарин И.А.* Происхождение гранитоидов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 677–680.
319. Термобарометрия метаморфических пород / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1977. 207 с.
320. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
321. *Тесаловский М.Д., Мудров И.А., Хромых Л.С., Горячкина И.М.* Палеозойские магматические формации Южного Урала (Оренбургская область), их корреляция и некоторые вопросы металлогении // Тр. II Урал. петрогр. совещ. 1969. Т. 1. С. 271–281.
322. *Устиев Е.К.* Проблемы вулканиз-

- ма—плутонизма. Вулкано-плутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 3—30.
323. Устиев Е.К. О составе родоничальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса // Там же. 1965. № 3. С. 3—19.
324. Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1977. 346 с.
325. Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. (Тр. ИГГ АН СССР; Вып. 454). Новосибирск: Наука, 1980. 327 с.
326. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. 1970. 551 с.
327. Файф Н. Несколько мыслей о гранитных магмах // Механизм интрузии магмы. М.: Мир, 1972. С. 173—187.
328. Федчин Ф.Г., Грачева А.А. Корреляция мелового палеогенового магматизма Сихоте-Алиня и Центрального Приохотья // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 32—43.
329. Ферштатер Г.Б. Полевые шпаты гранитоидов Урала как индикаторы условий их формирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 6. С. 1457—1459.
330. Ферштатер Г.Б. Главные типы гранитоидов Урала, их геологическая позиция и металлогения // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 107—127.
331. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
332. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Чашухина В.А. Феррофации гранитоидов // Геохимия. 1978. № 2. С. 147—159.
333. Ферштатер Г.Б., Бушляков И.Н., Бородин Н.С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала // Там же. 1970. № 9. С. 1066—1076.
334. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
335. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
336. Хитаров Н.И. Об условиях плавления гранитного субстрата // Геохимия. 1957. № 2. С. 102—108.
337. Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования) // Там же. 1969. № 3. С. 273—287.
338. Хохлов П.И. О происхождении гранитоидов Приреченского тела (Иртышская зона смятия) // Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1973. С. 78—83.
339. Хрычев Б.А., Лысяков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. Строение земной коры по профилю Темиртау—Куйбышев // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 88—93.
340. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1977. 288 с.
341. Челищев Н.Ф. Ионообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 204 с.
342. Червяковский С.Г., Червяковский Г.Ф. О субщелочных и щелочных породах Магнитогорского погружения на Южном Урале // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1970 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 14—15.
343. Чернов В.И. Региональная альбитизация магматических пород и проблема плагиогранита (на примере Рудного Алтая) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43, № 3. С. 141—142.
344. Чесноков С.В., Красивская И.С. Вариссийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985. 94 с.
345. Чувашов Б.И., Самаркин Г.И. Гранит-порфировая интрузия в верхнепалеозойских терригенных отложениях восточного склона Урала // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1972 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 30—32.
346. Чупин В.П. Анатектиты западной части Алданского щита и условия их образования (по данным включений в минералах): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1975. 28 с.

347. *Шарапов В.Н., Маламед В.Г.* О возможных размерах магматических очагов в коре при палингенезе // Геология и геофизика. 1974. № 12. С. 105–112.
348. *Шейнманн Ю.М.* О тектонических условиях магмообразования // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 183–193.
349. *Шенгелия Д.М.* Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 251 с.
350. *Шенкман Я.Д.* Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. М.: Недра, 1980. 132 с.
351. *Шинкарев Н.Ф.* О проблеме происхождения гранитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Т. 103, № 4. С. 402–411.
352. *Шинкарев Н.Ф.* Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 303 с.
353. *Шинкарев Н.Ф., Изаников В.В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983.
354. *Шипулин Ф.К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение // Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965. С. 152–266.
355. *Шкодзинский В.С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезис мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
356. *Шкодзинский В.С.* Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы // Геохимия. 1981. № 1. С. 45–62.
357. *Штейнберг Д.С.* К петрохимии гранитоидов Урала // Тр. Горно-геол. ин-та. 1944. УФ АН СССР. Вып. 3. С. 1–79.
358. *Штейнберг Д.С.* Закономерности вещественного состава гранитоидов Урала // Зап. Урал. геол. о-ва. 1948. Вып. 1. С. 38–40.
359. *Штейнберг Д.С.* Интрузивные формации Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 22–44.
360. *Штейнберг Д.С.* Важнейшие проблемы магматизма Зауралья // Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай: УФ АН СССР, 1970. С. 6–8.
361. *Штейнберг Д.С.* О классификации магматических горных пород (магматитов) на естественно-исторической и физико-химической основе // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 184–195.
362. *Штейнберг Д.С., Малахова Л.В.* О генетическом значении степени окисления железа в биотите в магматических горных породах // Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР. 1965. Вып. 70. С. 21–26.
363. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б.* Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 4. С. 918–921.
364. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г.* Фации глубинности гранитоидов Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1968. Т. 97, № 4. С. 385–393.
365. *Штудиле Г.* Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 254 с.
366. *Ярыгин В.И.* Основные черты геологии и петрографии Лебедского плутона (горный Алтай) // Изв. Томск. политехн. ин-та. 1971. Т. 177. С. 118–126.
367. *Ячук В.И.* Интрузивные комплексы междуречья Кана и Маны (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1970. № 6. С. 39–48.
368. *Bard J.P.* Composition of hornblendes formed during the hercynian progressive metamorphism of the Arcena metamorphic belt (SW Spain) // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 28, N 2. P. 117–134.
369. *Barth T.F.W.* The feldspars geologic thermometers // Neues Jb. Mineral. Abh. 1951. Bd. 82, N 1/2. S. 143–154.
370. *Barth T.F.W.* On the constitution of the alkali feldspars // Tschermaks miner. and petrogr. Mitt. 1965. Bd. 10, N 3. S. 14–33.
371. *Brown G.C., Fife W.S.* The production of granitic melts during Ultrametamorphism // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 28, N 4. P. 310–318.
372. *Cann G.R.* Upward movement of granitic magma // Geol. Mag. 1970. Vol. 107, N 4. P. 335–340.
373. *Carmichael I.S.E., Turner F.J., Verhoogen J.* Igneous petrology. N.Y.: McGraw-Hill, 1974. 739 p.
374. *Chappel B.W., White A.J.R.* Two cont-

- rasting granite types // *Pacif. Geol.* 1974. N 8. P. 173–174.
375. *Christie O.H.J., Falkum T., Ramberg I.B., Thoresen K.* Petrology of the Grimstad granite. II. Petrography, geochemistry, cristallography of alkali feldspars and gneises // *Norg. geol. unders.* 1970. N 265. P. 1–78.
376. *Crosby Percy.* Composition and structural state of alkali feldspars from charnockitic rocks of Whiteface Mountain New York // *Amer. Mineral.* 1971. Vol. 56, N 9/10. P. 1788–1811.
377. *Dhana Raju R., Krishns Rao J.S.R.* Feldspars from the granitic rocks of Chipurupalle-Razam area, Strikakulam district, Andhra Pradesh // *Proc. Ind. Acad. Sci.* 1972. Vol. 76, N 2. P. 57–70.
378. *Engel A.E.J., Engel C.G.* Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York, Pt II: Mineralogy // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1960. Vol. 71, N 1. P. 1–57.
379. *Foster M.D.* Interpretation the composition of trioctahedral micas // *Geol. Surv. Profess. Pap. B.* 1960. Vol. 354. P. 11–49.
380. *Frasl G.* Anzeichen schmelzflussigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyranite, Porphyranitgneise und Augengneise Osterreichs // *Jb. Geol. Bundesand.* 1954. N 97. S. 39–51.
381. *Gorbatshev R.* Coexisting varicolored biotites in migmatitic rocks and some aspects of element distribution // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1972. Bd. 118, N 1. S. 1–22.
382. *Gorbatshev R.* The influence of some compositional relations on the partition of Fe and Mg between biotite and Ca-amphibole // *Ibid.* 1977. Bd. 130, N 1/2. S. 3–11.
383. *Greenland L.P., Gottfried D., Tilling R.I.* Distribution of manganese between coexisting biotites and hornblende in plutonic rocks // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1968. Vol. 32, N 11. P. 1149–1163.
384. *Griggs D.T.* Deformation of rocks under high confining pressures // *J. Geol.* 1936. Vol. 49, N 5. P. 541–577.
385. *Griggs D.T., Turner F.J., Heard H.C.* Deformation of rocks at 500°C to 800°C // *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1960. N 79. P. 39–104.
386. *Guidotti C.V., Cheney J.T., Conato-*
- re P.D.* Interrelationship between Mg/Fe ratio and octahedral Al content in biotite // *Amer. Mineral.* 1975. Vol. 60, N 9/10. P. 849–853.
387. *Hamilton W., Myers W.B.* The nature of batholiths // *Geol. Surv. Profess. Pap.-C.* 1967. Vol. 554. P. 1–30.
388. *Hamilton W.* The uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81, N 9. P. 2553–2576.
389. *Harker R.I.* The occurrence of orthoclase and microcline in the granitic gneises of the Carn-Chinnead-Inchbae complex, E. Ross-shier // *Geol. Mag.* 1954. Vol. 91, N 2. P. 129–136.
390. *Haslam H.W.* The crystallisation of intermediate and Acid magmas at Ben Nevis, Scotland // *J. Petrol.* 1968. Vol. 9, N 1. P. 84–104.
391. *Hoffmann C.* Natural granitic rocks and the granite systems $Qz-Or-Ab-An$ (H_2O) and $Qz-Ab-An-(H_2O)$ // *Neues Jb. Mineral. Monatsh.* 1976. N 7. S. 289–306.
392. *Hyndman D.W.* Controls on sources and depth of emplacement of granitic magma // *J. Geol.* 1981. Vol. 9, N 6. P. 244–249.
393. *Joshikazu H.* Some considerations on the color of biotites and its relations of biotites and its relations to metamorphism // *J. Geol. Soc. Jap.* 1959. Vol. 65. P. 760–785.
394. *Kanisawa S.* Chemistry of biotites and hornblendes of some granitic rocks in the San'in Zone, South-West Japan // *Ibid.* 1976. Vol. 82, N 8. P. 543–548.
395. *Kato Y., Onuki H., Tanaka H.* Compositional dependence of the Mg/Fe²⁺ distribution coefficient between biotite-hornblende pairs from calc-alkaline granitic rocks // *J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. and Econ. Geol.* 1977. Vol. 72, N 6. P. 252–258.
396. *Kennedy W.Q.* Crustal layers and the origin of magmas: petrological aspects of the problem // *Bull. Volcanol. Ser.* 2. 1938. Vol. 3. P. 24–40.
397. *Kennedy W.Q., Anderson E.M.* Crustal layers and the origin of magmas // *Ibid.* P.
398. *Kornfält K.-A.* X-ray and optical observations on the K-feldspars from the Ragunda area, Central Sweden // *Sver. geol. unders. C.* 1969. N 636. P. 1–33.
399. *Kumar A.* The effect of stress rate and temperature on the strength of

- basalt and granite // *Geophysics*. 1968. Vol. 33, N 3. P. 501–510.
400. *Laves F.* The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, N 5. P. 548–571.
401. *Luth W.C.* The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ to 20 kb and the relationship between H_2O content $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and P_{total} in granitic magmas // *Amer. J. Sci. A.* 1969. Vol. 267. P. 325–341.
402. *Luth W.C., Tuttle O.F.* The alkali feldspar solvus in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // *J. Mineral. Soc. Amer.* 1966. Vol. 51, N 9/10. P. 1359–1373.
403. *Luth W.C., Jahrs E.H., Tuttle O.F.* The granite system at pressure of 4 to 10 kilobares // *J. Geophys. Res.* 1964. Vol. 69, N 4. P. 759–773.
404. *Mac Gregor M., Wilson G.* On granitization and associated processes // *Geol. Mag.* 1939. Vol. 76. P. 193–215.
405. *Mahmood A., Bennani A.* S-type characteristics of the hercynian granitoids of the central Paleozoic massif, Morocco // *Ibid.* 1984. Vol. 121, N 4. P. 301–309.
406. *Marmo V.* On granites // *Bull. Commis. geol. Finl.* 1962. N 201. P. 1–77.
407. *Marmo V.* On granites: A revised study // *Ibid.* 1976. N 227. P. 1–83.
408. *Martin R.F., Bonin B.* Water and magmagenesis: the association hypersolvus granite – subsolvus granite // *Canad. Mineral.* 1976. Vol. 14, N 3. P. 228–237.
409. *Murakami N.* Two contrastive trends of evolution of biotite in granitic rocks. // *J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. and Econ. Geol.* 1969. Vol. 62, N 4. P. 223–248.
410. *Nockolds S.R.* The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks // *Amer. J. Sci.* 1947. Vol. 245, N 7. P. 401–420.
411. *Nockolds S.R.* Average chemical compositions of some igneous rocks // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1954. Vol. 65, N 10. P. 1007–1032.
412. *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *Geol. Surv. Profess. Pap. B.* 1965. Vol. 525. P. 79–84.
413. *Orville P.M.* Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1960. Vol. 17. P. 104–108.
414. *Orville P.M.* Alkali ion-exchange between vapor and feldspar phases // *Amer. J. Sci.* 1963. Vol. 261, N 3. P. 201–237.
415. *Phillips B., Muan A.* Phase equilibria in the system $\text{CaO-iron oxide-SiO}_2$ in air // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1959. Vol. 42, N 9. P. 413–423.
416. *Pitcher W.S.* The nature, ascent and emplacement of granite magmas // *J. Geol. Soc. London.* 1979. Vol. 136, N 6. P. 627–662.
417. *Piwinski A.J., Wyllie P.J.* Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon // *J. Geol.* 1968. Vol. 76, N 2. P. 205–234.
418. *Reverdatto V.V., Kalinin A.S.* Two models of the origin of granitoid magma and accompanying metamorphism in mobile belts of the earth's crust // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 67, N 1/2. P. 101–121.
419. *Rimszite J.* Studies of rocks forming micas // *Bull. Geol. Surv. Canad.* 1967. N 149. P. 1–82.
420. *Schäfer J.F., Bowen N.L.* The system $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ // *Amer. J. Sci.* 1955. Vol. 253, N 12. P. 681–746.
421. *Seck H.A.* Koexistierende Alkalifeldspate und Plagioklase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ bei Temperaturen von 650°C bis 900°C // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1971. Bd. 115, N 3. S. 315–345.
422. *Seck H.A.* Der Einfluß des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspate und Plagioklase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 31, N 1. P. 67–86.
423. *Stewart D.B.* Four-phase curve in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ between 1 and 10 kilobars // *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.* 1967. Vol. 47, N 1. P. 35–59.
424. *Tainosho Yoshiaki.* Biotites of the granitoids ibaragai, north part of the prefecture Osaca, Japan // *Bull. Fac. Educ. Kobe Univ.* 1973. N 48. P. 123–149 (pez. англ.).
425. *Tilling R.I.* Zonal distribution of variations in structural state of alkali feldspar within the Rader Creek Pluton, Boulder Batholith, Montana // *J. Petrol.* 1968. Vol. 9, N 3. P. 331–357.
426. *Tuttle O.F.* L'Origine et la classification des granites a la lumiere des

- etudes experimentales dans le systeme $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ // *Sci. Terre*. 1955. P. 299-309.
427. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ // *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1958. N 74. P. 1-153.
428. *Wendlandt R.F.* The system $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaO}$: stability of phlogopite as a function of vapor composition at high pressures and temperatures // *Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. (D.C.)*. 1977. P. 441-448.
429. *White A.J., Chappell B.W.* Ultramorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 43, N 1/2. P. 7-22.
430. *Wones D.R., Eugster H.R.* Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral.* 1965. Vol. 50, N 9. P. 1228-1272.
431. *Wyart J., Sabatier G.* Echange des atoms dans les feldspaths. Action de l'eau // *Cursillos y conf. Inst. investig. "Lucas Mallada"*. 1961. N 8. P. 23-26.
432. *Wyllie P.J.* Crustal anatexis: an experimental review // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 43, N 1/2. P. 41-71.
433. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Pt II. The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite // *Amer. J. Sci.* 1961. Vol. 259, N 2. P. 128-143.
434. *Yoder H.S.* Albite-anorthite-quartz-water at 5 kb // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1967. Vol. 66. P. 477. T. 478.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I	
Основные черты геологического развития Главного гранитного пояса Южного Урала	7
Глава II	
Основные черты геологии и петрохимии гранитоидных формаций	16
Тоналит-грандьемитовая формация ($S_2 - D_1$)	18
Тоналит-гранодиоритовая формация ($D_3 - C_1$)	47
Адамеллит-гранитная формация ($D_3 - C_1$)	65
Формация малых доботолитовых интрузий ($C_1 t_2 - Sp$)	74
Гранитная формация (C_3)	80
Формация малых посторогенных интрузий (P)	92
Глава III	
Породообразующие минералы	98
Кварц	98
Плагиоклазы	99
Калиевые полевые шпаты	102
Биотит	110
Амфиболы	138
Глава IV	
Петрогенезис гранитоидных пород	142
Синорогенные натриевые гранитоиды	142
Синорогенные калиево-натриевые гранитоиды	153
Гранитоиды зон активизации	165
Гранитоиды вулканоплутонических ассоциаций	168
Глава V	
Эволюция гранитоидного магматизма и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях	174
Заключение	188
Литература	190

2 р. 30 к.

4910