

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ—ТРЕТИЧНЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклаз является наиболее широко распространенным минералом горных пород (за исключением ультрабазитов) всех изученных магматических формаций. Такая широкая распространенность наряду с большим температурным интервалом кристаллизации и обычно отчетливой зональностью, позволяющей фиксировать различные этапы кристаллизации магматического расплава, легкость определения состава и детально разработанные оптические методы определения степени упорядоченности — все это делает плагиоклаз чрезвычайно удобным объектом изучения и позволяет различать его в породах каждой формации не только по составу, но и по истории и условиям кристаллизации.

Методика исследования

В процессе исследований были просмотрены многие сотни шлифов, изучены структурные особенности и парагенетические ассоциации плагиоклаза во всех формациях. Данные о количественном содержании минерала в породах формаций были получены как путем визуальных подсчетов, так и путем подсчетов на интеграционном столике Андина.

Состав плагиоклазов определялся на столике Федорова зональным методом [в зоне $\wedge (010)$], детально разработанным В. С. Коптевым-Дворниковым (1951), и изучался для нескольких, наиболее типичных интрузивных массивов каждой формации, причем для каждого из них изучались отдельно составы плагиоклазов всех петрографических разностей пород. Количество замеров, принятое как минимальное для характеристики одной разности, равнялось 50, а в ряде случаев достигало 80—100. Общее количество использованных в работе определений составов плагиоклазов — более двух тысяч.

Измерялась основность не только ядер кристаллов, но и периферических зон. При петрографическом изучении удалось показать, что внешние юны, обрастающие ядра кристаллов, соответствуют по основности и времени выделения образованию новых центров кристаллизации. Для определения составов плагиоклазов использовалась низкотемпературная кривая (Марфунин, 1962). На основании полученных данных были построены вариационные кривые распределения составов плагиоклазов для всех разностей пород отдельных интрузивных массивов каждой формации (см. рис. 2—11). На кривых для устранения случайных максимумов, возникающих за счет ошибки измерения 2% An , составы плагиоклазов были объединены поинтервально через 5% An . Наряду с кривыми, построенными при допущении низкотемпературного типа

оптики плагиоклазов, на графиках нанесены кривые, полученные после исправления исходных данных с учетом степени упорядоченности плагиоклазов для каждого массива каждой формации.

Степень упорядоченности определялась ортоскопическим методом на столике Федорова с помощью диаграммы А. С. Марфунина (1962) состав — степень упорядоченности кислых и средних плагиоклазов. Определение производилось по ориентировке двойниковой оси плагиоклазов и проверялось данными, полученными по ориентировке полюса плоскости двойникования.

На основании такой проверки и сравнения с результатами опытов других авторов, точность определения степени упорядоченности принята равной $\pm 0,2$. Для пород каждой формации было сделано от 30 до 40 измерений, общее число их равно 150.

В целях наглядного сопоставления степени упорядоченности плагиоклазов пород разных формаций была построена диаграмма (см. рис. 12) состав — степень упорядоченности.

Результаты наблюдений

Формация габбро-плагиогранитов

Плагиоклазы этой формации изучались на примере двух интрузивных массивов: в верховьях ручья Кагнисин и в верховьях р. Средняя Воровская. Первый из этих массивов образовался в течение двух последовательных фаз внедрения, второй — в течение одной фазы.

В связи с этим характер зональности плагиоклаза и кривые распределения его составов для каждого из этих массивов несколько отличаются и будут проанализированы особо. Следует отметить, что для габбро-плагиогранитовой формации Центральной Камчатки двухфазовые массивы более типичны, чем однофазовые, поэтому изучение плагиоклазов Кагнисинского массива дает представление об общих закономерностях вариаций составов этого минерала для пород формации в целом, а изучение плагиоклазов массива в районе Средней Воровской позволяет судить о характере отклонений от этих общих закономерностей.

В породах габбро-плагиогранитовой формации плагиоклаз является главнейшим минералом: 55—65% по объему — в породах I фазы и не менее 40—50% — в породах II фазы. Распределение его в отдельных разностях пород неравномерное и достигает максимума в I фазе в кварцевых диоритах (60—70%), а во II фазе — в плагиогранитах и некоторых разностях гранодиоритов (48—58%). Величина кристаллов плагиоклаза также заметно колеблется — от 0,1—0,2 до 2,0—3,0 и даже 4,0 мм по длинной оси, причем в ородах I фазы кристаллы его, как правило, более крупные, чем в породах II фазы. Наличие в одних и тех же породах кристаллов плагиоклаза, довольно резко разнящихся по величине, делает неравномернозернистые и порфирисвидные структуры характерными для пород формации и в особенности для пород I фазы.

По форме выделения плагиоклазы представляют собой широкие, реже удлинённые таблички (отношение длины к ширине обычно 2:1, реже 3—4:1). Мелкие зерна часто (особенно в породах II фазы) не имеют четких граней.

Как правило, плагиоклаз sdвойникован. Законы двойникования весьма разнообразны, хотя и отличаются по частоте встречаемости. Наиболее обычный из них альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский, реже встречается периклиновый, эстерельский, альбит-эстерельский, манебахский.

Степень упорядоченности плагиоклаза (см. рис. 12) колеблется в пределах 0,60—1,00, причем максимальное количество определений

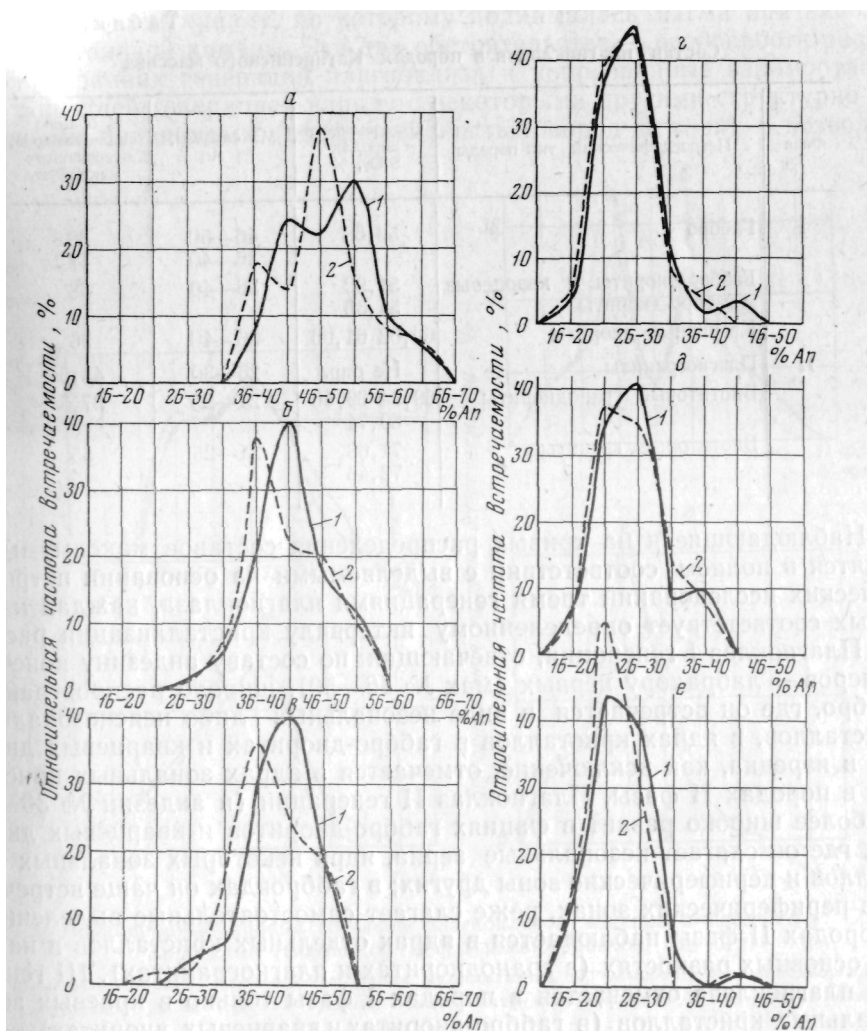


Рис. 2. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива в районе ручья Кагнисин (формация габбро-плагиогранитов, Cr_2-Pg)

1 — без учета степени упорядоченности (по низкотемпературной кривой); 2 — с учетом степени упорядоченности (путем интерполяции)

I — фаза: а — габбро (50 замеров); б — габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты (50), в — кварцевые диориты (50); II — фаза: г — плагиограниты (62), д — биотитовые гранодиориты (61), e — биотитовые граниты (88)

(18 из 35) отвечает цифре 0,75—0,80. Она и принимается в качестве характеристики степени упорядоченности плагиоклаза пород габбро-плагиогранитовой формации.

Анализ кривых распределения составов плагиоклазов в породах габбро-плагиогранитовой формации (рис. 2, 3) показывает наличие простых единичных, реже двойных максимумов, постепенно сдвигающихся в сторону большей натровости плагиоклазов при переходе от пород с большей основностью к породам с меньшей основностью. Интервал основности обычно неширокий.

Кагнисинский массив. Основные максимумы на кривых распределения составов плагиоклазов очень четкие: не менее 36—40% количества замеров для каждого типа пород приходится на их долю (рис. 2). О составах плагиоклазов, отвечающих максимумам, можно судить по данным табл. 1.

Состав плагиоклазов в породах Кагнисинского массива

Фаза	Петрографический тип породы	Содержание в породах SiO ₂ , %	Максимумы, % An	% общего числа замеров, отвечающих максимуму
I	Габбро	50,68	46—50	38
			36—40	18
	Габбро-диориты и кварцевые габбро-диориты	51,92 54,36	36—40	38
	Кварцевые диориты	60,02 61,06	36—40	36
II	Плагииграниты	Не опр.	26—30	43,5
	Биотитовые гранодиориты	69,34 69,46	21—25	37,5
		69,74		
	Биотитовые граниты	71,68 72,46	21—25	55

Наблюдающиеся на кривых распределения составов максимумы находятся в полном соответствии с выделяемыми на основании петрографических исследований тремя генерациями плагиоклаза, каждая из которых соответствует определенному интервалу кристаллизации расплава. Плагиоклаз I генерации, отвечающий по составу андезину конечных номеров — лабрадору первых (мах № 46—50), широко распространен в габбро, где он встречается в виде незональных либо неяснозональных кристаллов, в ядрах кристаллов в габбро-диоритах и кварцевых диоритах и изредка, как исключение, отмечается в ядрах зональных кристаллов в породах II фазы. Плагиоклаз II генерации (и андезин № 36—40) наиболее широко развит в фациях габбро-диоритов и кварцевых диоритов, где он слагает незональные зерна, ядра некоторых зональных кристаллов и периферические зоны других; в габброидах он чаще встречается в периферических зонах, реже слагает самостоятельные выделения, а в породах II фазы наблюдается в ядрах отдельных кристаллов в наиболее основных разностях (в гранодиоритах и плагиигранитах). III генерация плагиоклаза отмечается в породах I фазы только в краевых зонах зональных кристаллов (в габбро-диоритах и кварцевых диоритах), тогда как в породах II фазы к ней принадлежит подавляющее большинство зерен. Состав III генерации плагиоклаза постепенно изменяется от олигоклаза № 26—30 в плагиигранитах до олигоклаза № 21—25 в биотитовых гранодиоритах и гранитах, причем если в гранодиоритах содержание плагиоклаза № 26—30 еще значительное (35%) по сравнению с преобладающим составом (38% олигоклаза № 21—25), то в гранитах его уже меньше (28% против 55% олигоклаза № 21—25).

Количество зон в зональных кристаллах обычно невелико — 2—3 (по составу они соответствуют определенным генерациям плагиоклаза) и лишь изредка в наиболее кислых разностях пород достигает 5—7. Наиболее резко проявлена зональность в плагиоклазах эндоконтактовых фаций. Граница между зонами, отвечающими по составу I и II генерациям плагиоклаза, более или менее постепенная, тогда как зоны III генерации отделены от предыдущих резкой границей раздела, что особенно хорошо заметно в плагиоклазах пород II фазы внедрения, где иногда наблюдается даже коррозия кислыми внешними зонами (№ 25—28) более основного ядра (№ 33—35).

Следует подчеркнуть также тот факт, что плагиоклазы ранних генераций (I и II) сохраняются в породах II фазы внедрения только в апикальных эндоконтактах массива и в наиболее глубоко эродированном участ-

ке, отвечающем каналу, по которому поднималась магма при заполнении интрузивной камеры. Эти два обстоятельства — особенности распределения ранних генераций плагиоклаза и коррозионные взаимоотношения с поздней генерацией наряду с некоторыми другими структурно-текстурными признаками (порфировидностью пород и т. п.) — позволяют

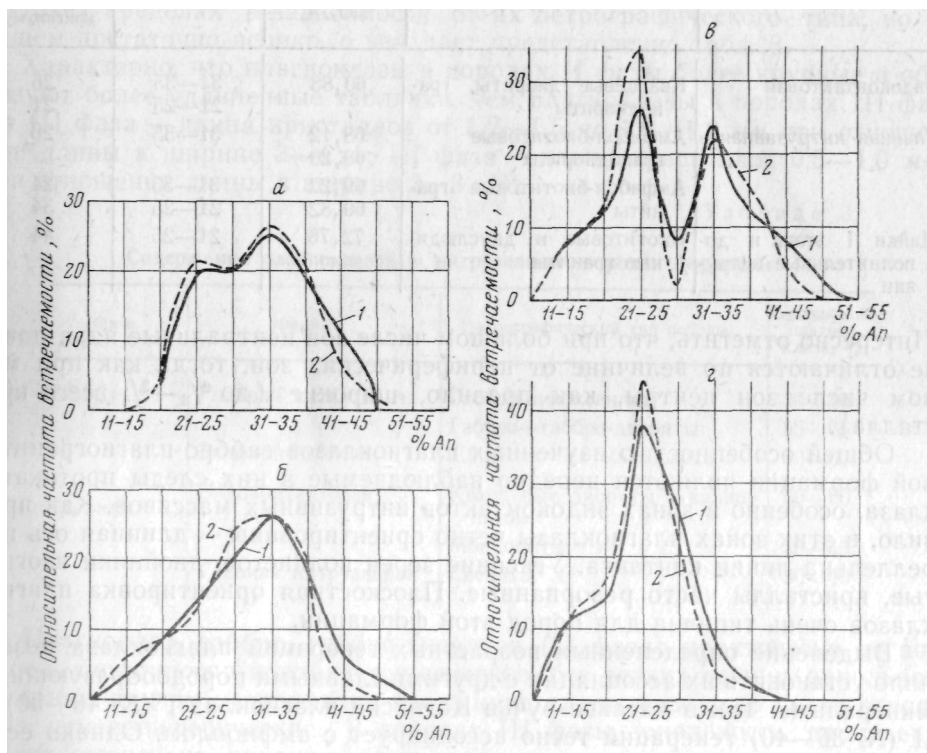


Рис. 3. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива в бассейне р. Средняя Воровская (формация габбро-плагиогранитов, $\text{Cr}_2\text{-Pg}$)

а — кварцевые диориты, гранодиориты фации эндоконтактов (80 замеров); б — гранодиориты главной интрузивной фации (80); в — граниты главной интрузивной фации (50); г — жилы гранитов — дайки I этапа (50)

1, 2 — то же, что и на рис. 2

говорить о большей скорости остывания и более неравновесных условиях кристаллизации расплава в указанных зонах массива по сравнению с его центральными частями.

Массив в районе р. Средняя Воровская. Плагиоклазы этого массива имеют значительно более широкий диапазон основности (кроме самых кислых разновидностей пород) или большее количество зон. Хотя валовый состав плагиоклаза в исследуемом массиве близок к такому в Кагнисинском массиве, значения максимумов на кривых распределения составов плагиоклазов здесь несколько иные и максимумы более растянуты (рис. 3 и табл. 2).

Как видно на рис. 3, здесь четко выделяются две генерации плагиоклаза: одна, отвечающая по составу андезину № 31—35, и другая — олигоклазу № 21—25. Плагиоклаз каждой из этих генераций может слагать отдельные зерна, но значительно чаще встречаются зональные кристаллы, ядра которых сложены плагиоклазом I генерации, а периферические части — плагиоклазом II генерации, причем граница раздела резкая. Для каждой генерации плагиоклаза характерна тонкая, почти непрерывная зональность, нередко повторяющаяся. Зоны, как правило, очень узкие. Общее число зон в кристалле обычно 4—5, но нередко достигает 7—8.

Состав плагиоклазов массива в районе р. Средняя Воровская

Фация	Петрографический тип породы	Содержание в породе SiO_2 , %	Максимумы, % An	% общего числа замеров отвечающих максимуму
Эндоконтактовая	Кварцевые диориты, гранодиориты	60,88	31—35 21—25	26 21
Главная интрузивная	Амфибол-биотитовые гранодиориты	68,12 68,20	31—35	26
	Амфибол-биотитовые граниты	69,22 69,82	31—35 21—25	24 34
Дайки I этапа и дополнительные интрузии	Биотитовые и двуслюдяные граниты	72,76	21—25	44

Интересно отметить, что при большом числе зон центральные ядра почти не отличаются по величине от периферических зон, тогда как при малом числе зон центры, как правило, широкие (до $1/3-3/4$ всего кристалла).

Общей особенностью изученных плагиоклазов габбро-плагиогранитовой формации являются нередко наблюдаемые в них следы протокатаклаза, особенно в зонах эндоконтактов интрузивных массивов. Как правило, в этих зонах плагиоклазы четко ориентированы — длинная ось параллельна линии контакта. Угасание зерен волнистое, двойники изогнутые, кристаллы часто разорванные. Плоскостная ориентировка плагиоклазов очень типична для пород этой формации.

Выделение определенных возрастных генераций плагиоклаза позволило установить их ассоциации с другими главными породообразующими минералами. Так в массиве ручья Кагнисин плагиоклаз I (№ 46—50) и II (№ 36—40) генераций тесно ассоциирует с амфиболом. Однако если начало выделения амфибола совпадает с началом кристаллизации плагиоклаза I генерации (в ядрах зерен его нередко вросстки амфибола), то основная часть амфибола выделялась совместно с плагиоклазом II генерации, корродируя и цементируя кристаллы раннего плагиоклаза. Плагиоклаз III генерации (№ 21—25) ассоциирует с биотитом, а его крайние зоны (олигоклаз № 18—20) — с преобладающей массой кварца и калиевого полевого шпата (начало выделения калиевого полевого шпата соответствует по времени образованию олигоклаза № 24—25).

Основные и средние плагиоклазы замещаются карбонатом, хлоритом, агрегатами соссюрита или кварца с эпидотом, для кислых плагиоклазов характерна пелитизация, реже серицитизация. Обычными включениями в плагиоклазе являются апатит и магнетит.

Формация габбро-сиенитов — трахиандезигов

Плагиоклазы интрузивной фации изучались на примере нескольких массивов в районе рек Кувагдач, Евсейчиха, верховьев рек Озерная Камчатка и Левая Андриановка. Для всех этих массивов были получены данные об упорядоченности плагиоклазов, их составе и характере распределения по петрографическим разностям пород, а для двух первых — построены вариационные кривые распределения составов минерала.

Избранные в качестве объекта детального изучения массивы района рек Евсейчиха и Кувагдач сформированы каждый в две фазы внедрения, но если в первом случае последовательные порции расплава привели к образованию единого, сложно построенного тела, то во втором их проявления пространственно несколько разобщены. Наблюдающиеся разли-

чия в условиях формирования интрузивных массивов сказываются и на характере зональности и распределении составов плагиоклазов по типам пород.

Количество плагиоклаза в породах формации колеблется в довольно широких пределах в зависимости от их петрографического типа, но в общем достаточно велико, о чем дает представление табл. 3.

Характерно, что плагиоклазы в породах II фазы более крупные и образуют более удлинённые таблички, чем плагиоклазы в породах III фазы (II фаза — длина кристаллов от 1,2—1,5 до 1,6—1,8 мм при отношении длины к ширине 3—4: 1; III фаза — длина кристаллов 0,5—1,0 мм при отношении длины к ширине 2—3 : 1).

Таблица 3

Содержание плагиоклазов в интрузивных породах формации

Фаза	Фация	Петрографический тип породы	Содержание плагио-клаза, %
Габбро	Главная интрузивная	Габбро-пироксениты	30—40
		Габбро—габбро-диориты	55—65
	Эндоконтактовая	Диориты без калишпата	50—60
Сиениты	Эндоконтактовая	Кварцевые диориты с калишпатом	50—60
	Главная интрузивная	Монцониты	40—45
		Сиениты	30—40

Плагиоклаз габбро, габбро-диоритов (II фаза) практически не зонален, лишь иногда проявляется нечеткое, без резких границ, зональное угасание, причем центральные части кристаллов несколько более основные, чем периферические. В породах III фазы зональность проявлена более интенсивно, однако и здесь в большинстве случаев она непрерывная, без резкой разницы в составах зон. И лишь в фациях эндоконтактов обычны кристаллы с четкими зонами.

Спектр законов двойникования плагиоклазов данной формации неширокий; преобладающие типы: альбитовый, альбит-эстерельский, реже встречаются карлсбадский и альбит-карлсбадский.

Плагиоклазы интрузивной фации обладают низкотемпературной, либо приближающейся к таковой оптикой. Степень упорядоченности в них колеблется от 0,70 до 1,00 (см. рис. 12). Наиболее обычные значения около 0,90, так что плагиоклазы этой формации можно считать практически упорядоченными. Интересно отметить, что плагиоклазы эффузивной фации обладают не высокотемпературной, а промежуточной оптикой: степень упорядоченности их 0,25—0,40 (см. рис. 12).

Для кривых распределения составов плагиоклазов интрузивных пород характерно наличие единичных, очень четко проявленных максимумов с узким интервалом основности для всех разностей пород, за исключением эндоконтактовых фаций массива в районе р. Евсейчихи (см. рис. 4, 5 и табл. 4).

По данным таблицы и кривым распределения (рис. 4, 5) видно, что при переходе от более основных разностей пород к более кислым происходит постепенная закономерная смена максимумов от более кальциевых плагиоклазов к более натровым, и только в случае кварцевых диоритов и монцонитов, развитых в эндоконтактовых зонах фазы сиенитов, в сложном массиве района р. Евсейчихи в кислых разностях происходит наследование максимумов, свойственных более основным породам.

Характер распределения составов плагиоклазов наряду с другими морфогенетическими их особенностями (отсутствие или слабое проявление

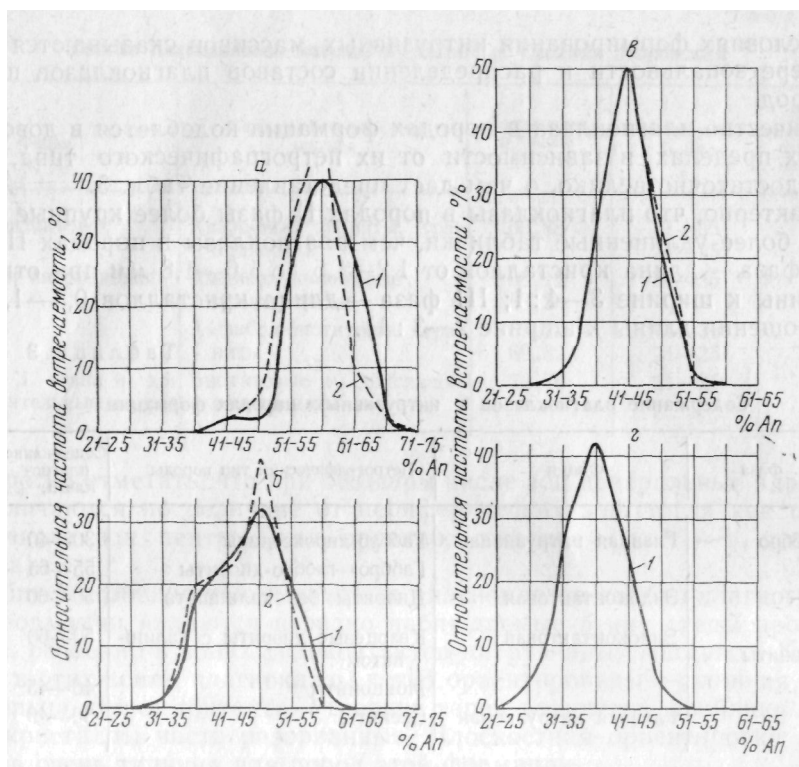


Рис. 4. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива в районе р. Кувагдач (формация габбро-сиенитов — трахиандезитов, Pg)
Фаза габбро: а — габбро, б — диориты без калишпата; фаза сиенитов: в — диориты с калишпатом, г — сиениты. (На каждую разность пород по 50 замеров.) 1, 2 — то же, что и на рис. 2

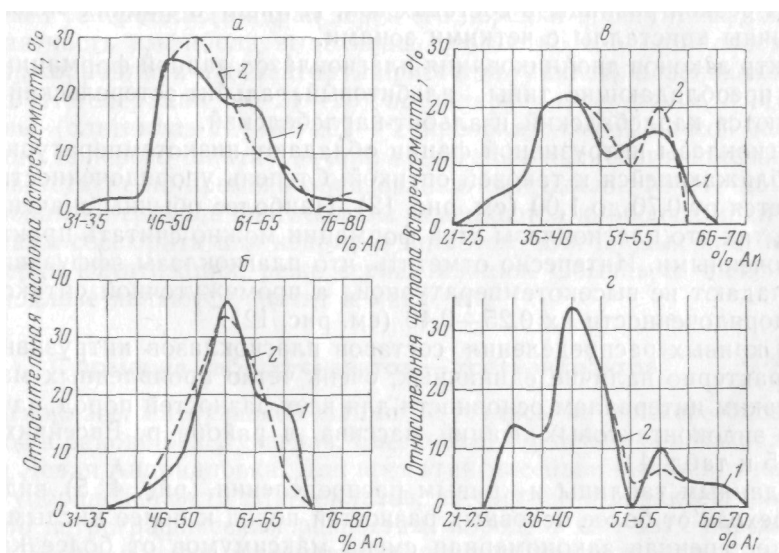


Рис. 5. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива в районе р. Евсейчи (формация габбро-сиенитов — трахиандезитов, Pg)
Фаза габбро: а — амфибол-пироксеновое и пироксеновое габбро, б — калишпатизированное и амфиболизированное габбро; фаза сиенитов: в — кварцевые диориты с калишпатом, г — амфиболовые монзониты, кварцевые монзониты. (На каждую разность пород по 50 замеров.)
1, 2 — то же, что и на рис. 2

Состав плагиоклазов в интрузивных породах формации

Местоположение массива	Фаза	Фация	Петрографический тип породы	Содержание в породах SiO ₂ вес. %	Максимумы, % Al	% общего числа замеров, отвечающих максимуму
р. Кувагдач	Габбро	Главная интрузивная	Амфибол изированное габбро	45,34 46,00 49,46	56—60	50
		Эндоконтактовая	Диориты без калишпата	53,72	46—50	40
	Сиениты	Эндоконтактовая	Диориты с калишпатом	56,32 59,06	41—45	50
р. Евсейчиха	Габбро	Главная интрузивная	Сиениты	56,74	36—40	42
		Главная интрузивная	Амфиболизированное габбро	39,26	56—60	34
	Сиениты	Эндоконтактовая	Биотит-пироксеновое габбро	44,74 49,16	51—55	30
			Кварцевые диориты с калишпатом	Не опр.	56—60 41—45	20 22
			Монцониты	48,42 50,68 51,10	41—45 31—35	34 16

ние зональности во всех фациях пород, за исключением эндоконтактов фазы сиенитов, высокая степень упорядоченности и т. д.) позволяет, на наш взгляд, говорить о равновесных условиях кристаллизации расплава в магматических камерах. Появление двойных максимумов в эндоконтактовой фации сложного массива района р. Евсейчиха хорошо согласуется с геологическими данными, по которым породы, слагающие эту фацию, являются гибридными.

Ассоциации плагиоклазов определенного состава с другими первичными породообразующими минералами устанавливаются с большим трудом в связи с тем, что все породы подверглись интенсивной автометасоматической и метасоматической переработке, и значительная часть минералов имеет метасоматический генезис. Можно только сказать, что в породах фазы габбро плагиоклаз состава лабрадора ассоциирует с моноклинным пироксеном и небольшим количеством первичного амфибола, а в гибридных фациях фазы сиенитов (в монцонитах) с пироксеном и амфиболом близок по времени выделения более кислый плагиоклаз (андезин).

Интенсивное проявление метасоматических процессов приводит, как правило, к замещению плагиоклазов вторичными минералами: эпидотом, альбитом, агрегатами соссюрита, в меньшей степени — хлоритом, скаполитом.

Ориентировка протокатаклаза для плагиоклазов этой формации не характерна.

Формация габбро-гранодиоритов

Авторами были изучены плагиоклазы нескольких интрузивных массивов, относящихся к этой формации как дифференцированные по фазам фения (массивы в районе рек Юртиная и Утудумец, Кенсол, Средняя Воровская), так и дифференцированные в интрузивных камерах

(массивы в районе перевала Кирганикского, ключа Начального, р. Лунтос, ручья Кагнисин), причем для интрузий по рекам Юртиная и Утудумец, Кенсол и по ключу Начальному были получены данные об упорядоченности плагиоклазов и построены вариационные кривые распределения составов их по типам пород. Следует оговориться, что для массива у р. Кенсол изучалось распределение составов только центральных зон кристаллов плагиоклаза.

Статистическое изучение составов плагиоклазов, степени их упорядоченности, законов двойникования, размеров и формы кристаллов, характера взаимоотношений с другими главными породообразующими минералами показало, что в соответствующих по основности петрографических разностях пород плагиоклазы массивов различного типа обладают близким составом и одинаковыми морфогенетическими особенностями, что позволило нам дать их единое описание для формации в целом.

Содержание плагиоклаза в породах габбро-гранодиоритовой формации весьма велико, оно составляет в среднем около 50—65% в массивах, дифференцированных в интрузивных камерах, 55—65% — в I фазе и 45—55% — во II фазе массивов, дифференцированных по фазам внедрения. Колебания содержания плагиоклаза в различных петрографических типах пород значительны, причем для дифференцированных по фазам массивов иногда устанавливается даже существенно плагиоклазовая (лабрадоритовая) субфаза, предшествующая внедрению основной массы пород I фазы. Характер распределения содержания плагиоклаза (в %) по петрографическим типам пород следующий:

Лабрадориты	75—80	Габбро	50—55
Лейкократовые габбро и габ- бронориты	65—70	Кварцевые диориты	55—60
Габбро-диориты	55—60	Гранодиориты	45—55
		Граниты	35—45

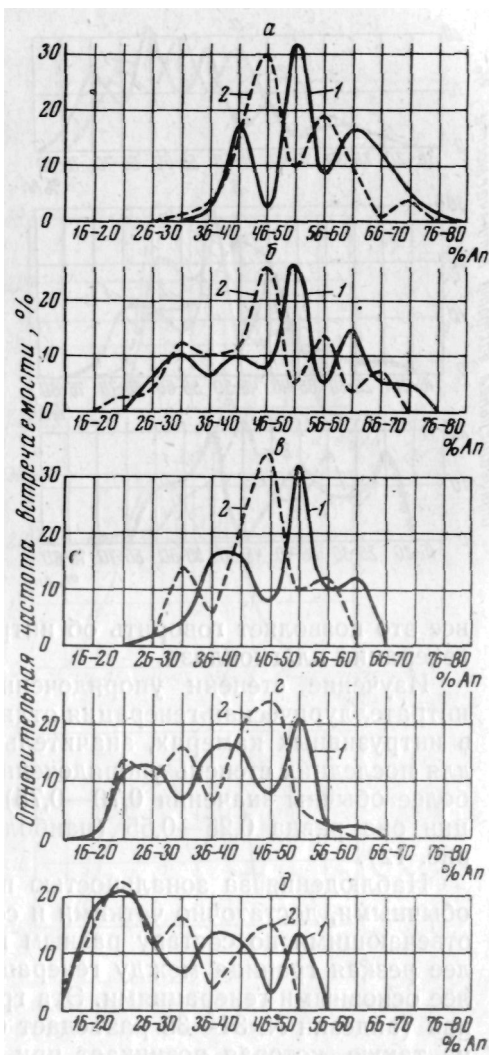
В любом петрографическом типе пород формации обычно присутствуют достаточно резко отличающиеся один от другого по величине кристаллы плагиоклаза, которые можно объединить в две группы: одна с размерами по длинной оси 1,5—2,5 (до 3,0—4,0) мм, другая — 0,3—0,8 (до 1,0) мм. Плагиоклазы первой группы преобладают в кислых разностях пород, а второй группы — в основных. Эндоконтактные разности обычно содержат кристаллы обеих групп в примерно равных количествах, из-за чего порода приобретает порфировидный облик. По форме кристаллы плагиоклаза длиннотаблитчатые (отношение длины к ширине 3—4: 1), лейстовидные (5—6: 1), и лишь наиболее крупные выделения в порфировидных разностях имеют вид широких, почти изометричных таблич.

Огромное большинство кристаллов плагиоклаза сдвойничено, причем в основных породах — это сложные комплексные двойники, иногда перекрещивающиеся сростки типа крестов. Наиболее обычными законами двойникования являются альбитовый, часто в комбинации с периклиновым, альбит-карлсбадский, карлсбадский.

При рассмотрении вариационных кривых распределения составов плагиоклазов по типам пород (см. рис. 6—8) обращает на себя внимание обилие максимумов для каждого типа, совпадение главных максимумов для близких по кислотности пород, развитие и увеличение роли максимумов, соответствующих более натровым плагиоклазам при переходе от более основных разностей пород к более кислым и, наконец, что самое главное, наличие сквозного максимума (№ 46—50), проходящего не только через все фазы и типы пород одного массива, независимо от их основности, но и через все изученные массивы.

Рис. 6. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива рек Юртиная и Утудумец (формация габбро-гранодиоритоз, N)

I фаза: а — габбро (80 замеров); б — габбро-диориты (80); II фаза: в — кварцевые диориты фации эндоконтактов (50); г — гранодиориты главной интрузивной фации (100); д — монцитонитовые граниты главной интрузивной фации (80)
1, 2 — то же, что и на рис. 2



Очевидно, максимумы на кривых распределения составов соответствуют возрастным генерациям плагиоклаза, что подтверждается при петрографическом изучении шлифов и сравнении парагенезисов плагиоклаза определенного состава с другими минералами. Кривые распределения составов плагиоклаза (см. рис. 6—8) показывают обилие генераций минерала как для формации в целом (не менее 5), так и для каждого петрографического типа пород (от 3 до 4).

Данные табл. 5 позволяют количественно оценить роль плагиоклазов разных генераций (и разного состава) для каждого петрографического типа пород интрузивных массивов в районе ключа Начального, рек Юртиная, Утудумец и Кенсол. Причем, если для двух первых массивов при построении вариационных кривых распределения составов плагиоклазов и при составлении табл. 6 орались составы как центральных, так и периферических зон кристаллов, то для массива у р. Кенсол Пыли использованы только составы центральных ядер. Последнее обстоятельство дает возможность при сравнении соответствующих кривых и чанных табл. 5 оценить роль новых и уже имеющихся центров кристаллизации при образовании новых генераций плагиоклаза.

Проведенный подобным образом анализ показывает, что образование новых генераций плагиоклаза при переходе от более основных пород к более кислым идет преимущественно не за счет новых центров кристаллизации, а вследствие обрастания уже имеющихся ядер: максимумы на кривых распределения составов плагиоклазов массива в районе р. Кенсол единичны (см. рис. 8). Причем следует заметить, что преобладающие составы центральных зон кристаллов в большинстве случаев (в 4 из 6) точно соответствуют «сквозной» генерации плагиоклаза (№ 46—50).

Указанные закономерности четко согласуются с наблюдающейся в шлифах многоступенчатой зональностью плагиоклазов (число зон обычно 4—6, а нередко и 6—8) и наличием в ядрах кристаллов преимущественно плагиоклаза № 46—50 во всех типах пород, тогда как плагиоклаз других генераций (№ 56—60 и № 66—70 в основных разностях пород и № 31—35 в кислых) в ядрах кристаллов встречается реже.

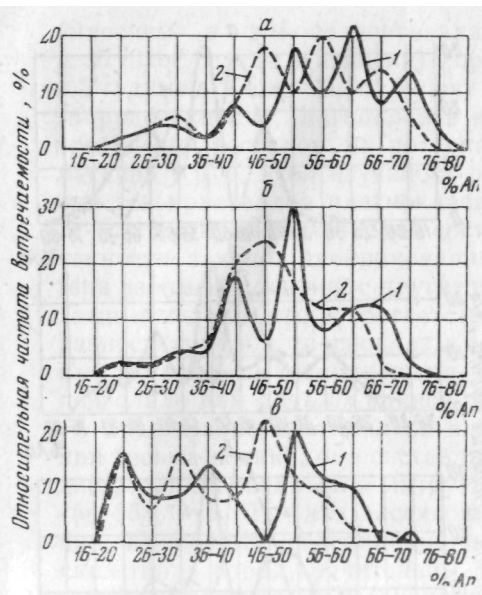


Рис. 7. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива в районе ключа Начального (формация габбро-гранодиоритов, N_1) а — габбро-порфириды (дайки-апофизы), б — габбро-диориты, в — порфировидные гранодиориты. (На каждую разность пород по 50 замеров.) 1, 2 — то же, что и на рис. 2

«Сквозной» характер генерации плагиоклаза состава № 46—50, преобладание ее в ядрах кристаллов, ассоциация с высокотемпературными минералами (авгитом и амфиболом I генерации) и коррозия более низкотемпературными (амфиболом II), относительно выдержанные размеры ядер и, наконец, наличие кристаллов плагиоклаза № 46—50 как твердой фазы в движущейся магме при заполнении ею интрузивной камеры, о чем свидетельствуют результаты петроструктурного анализа —

все это позволяет говорить об интрателлурическом происхождении этой генерации плагиоклаза.

Изучение степени упорядоченности плагиоклазов показывает, что интрателлурическая генерация отличается от генераций, образовавшихся в интрузивных камерах, значительно меньшей упорядоченностью. Если для последних степень упорядоченности колеблется от 0,65 до 0,80 (наиболее обычные значения 0,70—0,75), то для интрателлурической генерации она равна 0,25—0,55 (наиболее обычные значения около 0,50; см. рис. 12).

Наблюдения за зональностью плагиоклазов показали, что наряду с обычными, достаточно четкими и согласными границами между зонами, отвечающими по составу разным генерациям, существует одна, наиболее резкая граница между генерацией состава андезин № 31—35 и более основными генерациями. Эта граница нередко отчетливо коррозионная (андезин № 31—35 разъедает более основное ядро), очень похожая на такую, которая возникает при обычном реакционном замещении в ряду темноцветных минералов (рис. 9).

Ядра кристаллов широкие (от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ по ширине кристалла), периферические зоны узкие. Для плагиоклазов основных и эндоконтактных разностей пород характерна периодическая зональность. В ядрах кристаллов, отвечающих по составу № 46—50, обычные мелкие округлые включения моноклинного пироксена, рудного минерала, реже амфибола. Если ядра более основные (№ 56—60 и 66—70), то кайма, состоящая из таких мелких включений, отделяет их от внешних зон. Для плагиоклазов габброидов характерно присутствие тонкой рудной пыли.

Об ассоциациях определенных генераций плагиоклаза с другими минералами дает представление табл. 6.

Плагиоклазы в породах габбро-гранодиоритовой формации иногда ориентированы, однако чаще ориентировка устанавливается только для интрателлурической генерации при массовых замерах положения I (010) кристаллов в ориентированных шлифах.

Степень изменения плагиоклазов очень невелика. Обычными процессами изменения являются альбитизация и серицитизация для кислых разностей, хлоритизация и соссюритизация — для основных.

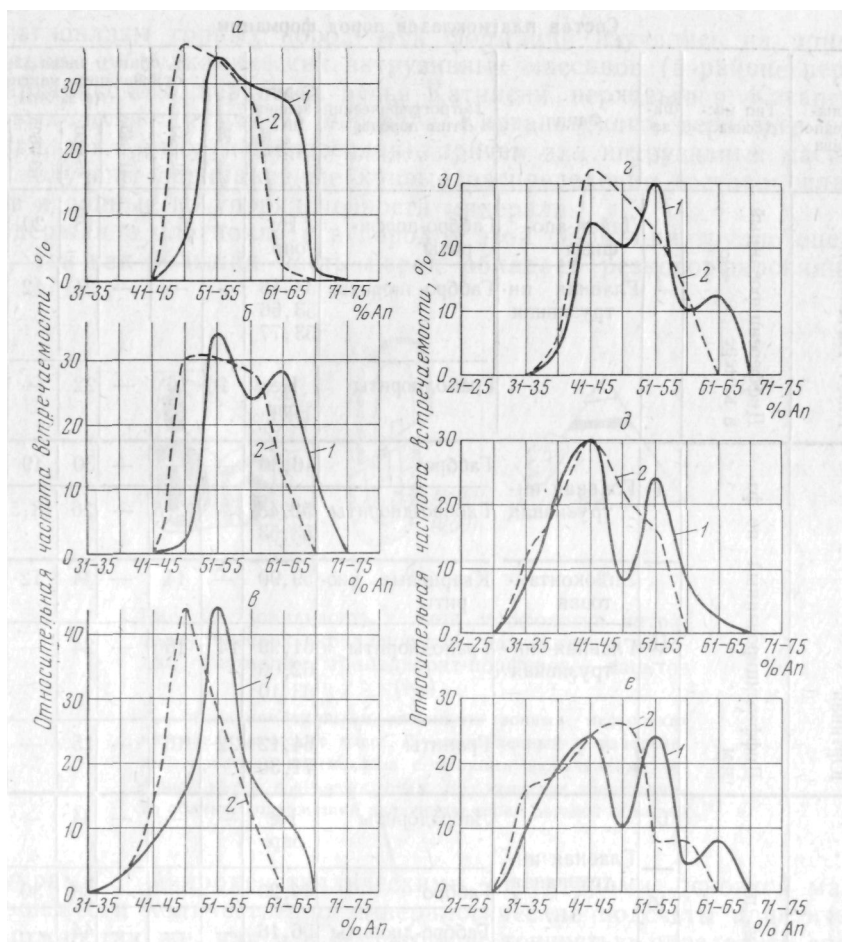


Рис. 8. Вариационные кривые составов плагиоклазов массива в районе р. Кенсол (формация габбро-гранодиоритов, N_1)

1 фаза: а — лабрадориты, габбро-лабрадориты, б — габбро, в — габбро-диориты; II фаза: г — кварцевые диориты, д — гранодиориты, е — граниты. (На каждую разность по 50 замеров.)

1, 2 — то же, что и на рис. 2

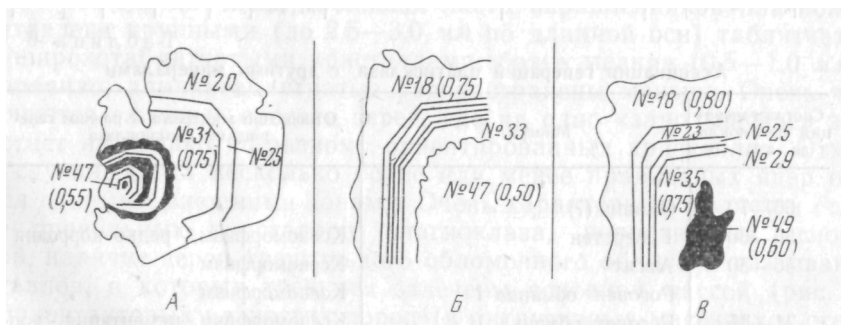


Рис. 9. Характер зональности плагиоклазов с центральными интра-теллурическими ядрами в породах формации габбро-гранодиоритов (N_1)

Цифры на рисунке — номер плагиоклаза и степень упорядоченности его (в скобках). Ширина зон в кристалле (Л) от центра к периферии (в мм): 1—0,03, 2—0,025, 3—0,02, 4—0,035, 5—0,02, 6—0,03, 7—0,02, 8—0,02, 9—0,03, 10—0,27, 11—0,05—0,09, 10—0,20

Состав плагиоклазов пород формации

Местонахождение массива	Тип массива	Фаза	Фация	Петрографический тип породы	Содержание SiO ₂	% общего числа замеров, отвечающих максимуму (в % An)						
						21-25	31-35	41-45	46-50	56-60	66-70	71-75
Ключ Начальный	Дифференцированный в камере		Дайки-апофизы	Габбро-порфиды	Не опр.	—	6	—	18	20	14	—
			Главная интрузивная	Габбро-диориты	53,46 53,66 53,77	—	—	—	24	12	—	—
			Гранодиориты		Не опр.	16	16		22	—	—	—
Водораздел рек Утудумец Юртинная	Дифференцированный по фазам	I	Главная интрузивная	Габбро	46,30	—	—		30	19	—	—
				Габбро-диориты	52,48 53,53	—	12,5	—	26	13,5	7	—
			Эндоконтактовая	Кварцевые диориты	59,90	—	14	—	14	12	—	—
		II	Главная интрузивная	Гранодиориты	61,99 62 00 63,10	14	16	—	24	—	—	
				Граниты	64,12 71,36	22	16	—	15	—	—	
р. Кенсол	Дифференцированный по фазам	I a	Главная интрузивная	Лабрадориты	Не опр.	—	—	—	34	—	—	
				Габбро	44,20	—	—	—	30	30	—	
		II	Главная интрузивная	Габбро-диориты	56,16	—		—	44	—		
				Кварцевые диориты	60,72	—	—	32	—	—	—	
				Гранодиориты	64,94 65,08	—	—	30	—	—	—	
				Граниты	65,56 66,14	—	—	—	26		—	

Таблица 6

Ассоциация генераций плагиоклаза с другими минералами

Состав генераций плагиоклаза в % An	Минерал	Отношение минерала к ранним генерациям плагиоклаза
66—70	Оливин (?)	
56—60	Гиперстен	Ксеноморфизм, редко коррозия
46—50	Авгит	Ксеноморфизм
	Роговая обманка I	Ксеноморфизм
31—35	Роговая обманка II	Ксеноморфизм, цементация, коррозия
21—25	Биотит	Выполнение интерстиций, коррозия
21—25	Кварц	Выполнение интерстиций, коррозия, цементация
16—20	Калишпат	Коррозия, цементация, выполнение интерстний

Формация гранодиорит-порфиров — дацитов

Плагиноклазы горных пород этой формации изучались на примере нескольких субвулканических интрузивных массивов (в районе перевала Кирганикского, верховьев ручья Кагнисин, верховьев р. Касанги) и дайковых полей (в районе перевала Кирганикского, верховьев ручья Касанги, рек Кенсол и Поперечная), причем для интрузивных массивов были получены вариационные кривые распределения составов плагиноклазов и данные по упорядоченности минерала.

Содержание плагиноклаза в породах этой формации трудно оценить точно, так как большая часть пород обладает резкопорфировидными

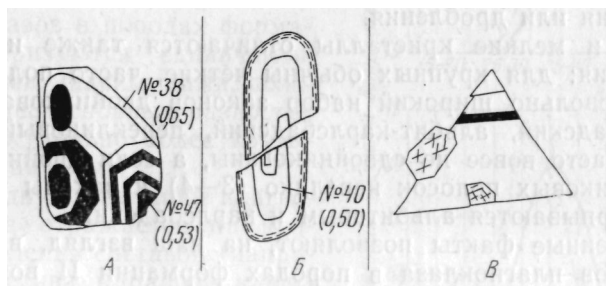


Рис. 10. Зональность и типы морфологии интра-теллурических вкрапленников плагиноклаза в породах формации гранодиорит-порфиров — дацитов (N_2)

А — облекание едиными внешними зонами нескольких интра-теллурических ядер; *Б* — оплавленный и разорванный кристалл плагиноклаза с мелкими включениями основной массы в краевых зонах; *В* — кристалл треугольного облика, содержащий включения зерен роговой обманки

структурами с микрокристаллическими структурами основной массы, где произвести количественно минералогические подсчеты практически невозможно так же, как и с достаточной точностью определить состав плагиноклаза. В связи с этим исследовались только плагиноклазы вкрапленников, о чем и будет изложено ниже.

Следует заметить, что хотя общее количество вкрапленников в породах колеблется в довольно широких пределах в зависимости от фациального положения пород, плагиноклаз в большинстве случаев является преобладающим минералом вкрапленников, составляя до 60—70% от общего их числа. Большая часть вкрапленников плагиноклаза представлена крупными (до 2,5—3,0 мм по длинной оси) таблитчатыми либо широко-таблитчатыми кристаллами; более мелкие (0,5—1,0 мм) и, как правило, длиннотаблитчатые распространены меньше. Очень часто встречаются сложные сростки зерен, где на одно «зародышевое» зерно нарастает несколько по-разному ориентированных кристаллов. Отмечаются случаи, когда несколько более или менее правильных ядер облекаются едиными внешними зонами. Очень характерным является оплавление правильных кристаллов плагиноклаза, коррозия их основной массой, наличие зерен треугольного обломочного облика и разорванных кристаллов, в которых трещины залечены основной массой (рис. 10). В эндоконтактных разностях пород (в интрузивных массивах и особенно дайках) часто наблюдается прототектоническое дробление вкрапленников плагиноклаза, которые при этом вытягиваются в тонкие полоски, параллельные линии контакта, либо «завихряются» от неровностей стенок. Макроскопически ориентировка плагиноклазов в центральных

частях интрузивных массивов и крупных дайках улавливается довольно редко и с большим трудом.

Обычно плагиоклазы зональные, зональность очень тонкая, почти непрерывная, вследствие чего минерал гаснет волнообразно. На фоне непрерывной зональности четко выделяются 2—4 более отчетливые и более отличающиеся по составу зоны. Обычно одна из них более основная, чем ядро, и зональность при этом обратная или повторяющаяся, причем центр значительно более широкий, чем краевые зоны. Иногда одна из внешних зон плагиоклаза содержит многочисленные включения стекла. Следует отметить, что сказанное относится только к крупным кристаллам плагиоклаза. Мелкие же, как правило, имеют прямую зональность с небольшим числом зон, не образуют сростков, не несут следов плавления или дробления.

Крупные и мелкие кристаллы отличаются также и по характеру двойникования: для крупных обычно четкие, часто полисинтетические двойники, довольно широкий набор законов двойникования (альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский, переклиновыи), мелкие же кристаллы часто вообще не сдвойникованы, а если двойники и есть, то число двойниковых полосок невелико (3—4) и законы двойникования обычно исчерпываются альбитовым и карлсбадским.

Перечисленные факты позволяют, на наш взгляд, выделить среди вкрапленников плагиоклаза в породах формации II возрастные генерации: интрателлурическую и кристаллизовавшуюся в магматической камере. Отличительными особенностями первой генерации являются крупные и довольно выдержанные размеры кристаллов, оплавление и коррозия их основной массой, наличие зерен обломочного облика, протектоническое дробление в эндоконтактных зонах, наличие сростков, где несколько ядер облекаются одними внешними зонами, обычные случаи обратной зональности. По количеству плагиоклазы интрателлурической генерации заметно преобладают над плагиоклазами генерации, образовавшейся в конкретных магматических камерах.

Изложенные представления четко подтверждаются при изучении степени упорядоченности плагиоклазов. Оказывается, что во внешних зонах зональных кристаллов она более высокая, чем в преобладающей части центральных ядер (см. рис. 12, 10). Те из центральных ядер, упорядоченность которых соответствует упорядоченности периферических зон крупных зональных кристаллов, относятся по всем остальным признакам ко II генерации.

В целом же плагиоклазы в породах данной формации характеризуются довольно низкой степенью упорядоченности, несколько варьирующей в разных интрузивных массивах. Так, для плагиоклазов интрузивных массивов района перевала Кирганикского и ручья Кагнисии они равны 0,50 для I генерации (ядра крупных кристаллов) и 0,75 для II генерации (мелкие кристаллы и периферические зоны крупных), для плагиоклазов интрузивного массива верховьев р. Касанги — 0,25 для центральных ядер (I генерация) и 0,50 — для периферических зон (II генерация). Таким образом, в целом можно говорить о промежуточной оптике плагиоклазов этой формации, причем оптика интрателлурической генерации приближается иногда к высокотемпературной.

Кривые распределения составов плагиоклазов, построенные для трех интрузивных массивов — в районе ручья Кагнисин, перевала Кирганикского и р. Касанги (рис. 11) — несколько отличаются одна от другой, в связи с отличием составов пород в сравниваемых Массивах (от кварцевых диорит-порфиринов до порфиридных гранитов). Следует, однако, заметить, что для пород, близких по составу, хотя и относящихся к разным массивам (ручей Кагнисин, перевал Кирганикский), основной максимум (41—45% An) совпадает. В целом кривые распределения состава

Рис. 11. Вариационные кривые составов плагиоклазов в субвулканических интрузиях формации гранодиорит-порфиров — дацитов (N₂)

a — массив гранодиорит-порфиров верховьев ручья Кагнисин; *б* — массив кварцевых диорит-порфиров района перевала Кирганинского, массив порфировидных гранодиоритов и гранитов в верховьях р. Касанги; *в* — порфировидные гранодиориты; *г* — резко порфировидные граниты (На каждую разность по 50 замеров). 1, 2 — то же, что и на рис. 2

вов плагиоклазов в породах формации характеризуются единичными либо двойными максимумами, пологими для более основных разностей пород и относительно более крутыми для ультракислых.

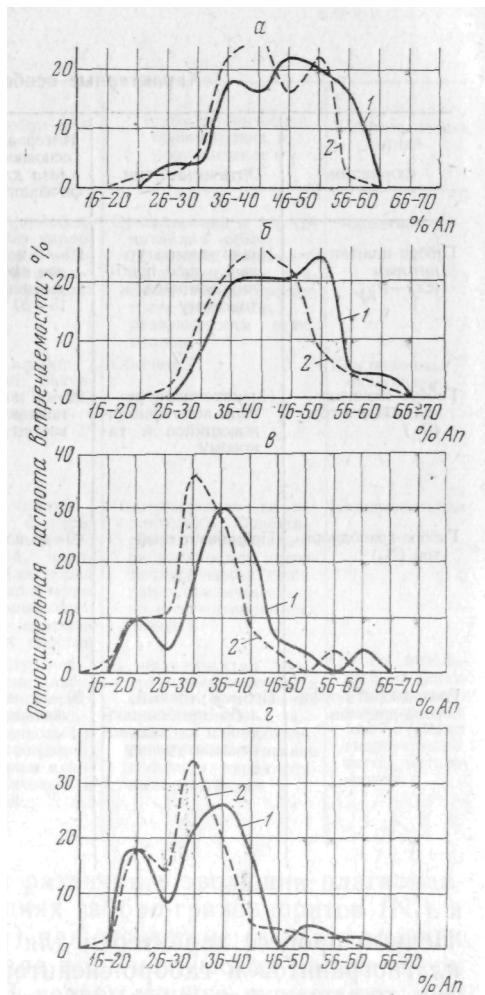
Наличие двух генераций плагиоклаза иногда отражается на кривых распределения составов (например, для массива в районе ключа Кагнисин I генерация отвечает составу № 41—45, а II — № 51—55), но далеко не всегда, так как в породах заметно преобладает интрателлурический плагиоклаз I генерации. Простые пологие максимумы на кривых распределения составов прекрасно согласуются с наблюдаемой в шлифах непрерывной зональностью плагиоклазов с очень постепенным изменением состава от зоны к зоне.

Степень изменения плагиоклазов в породах обычно невелика для интрузивных массивов, но заметно усиливается в дайках и особенно зонах гидротермального метасоматоза. Наиболее обычными продуктами замещения являются альбит и эпидот, нередко встречаются также серицит, карбонат, хлорит, цеолит. Часто распределение вторичных продуктов отчетливо подчиняется зональности: внешние зоны кристаллов сохраняются чистыми, а ядра нацело замещены.

Обсуждение результатов

Анализ кривых распределения составов плагиоклазов пород различных третичных плутонических и вулcano-плутонических формаций Центральной Камчатки с учетом их степени упорядоченности, зональности и других морфогенетических признаков (табл. 7, см. рис. 2—12) позволяет легко идентифицировать плутонические образования, относимые к одной формации, и различать породы разных формаций.

Эволюция плагиоклазов в последовательно сменяющихся по основности породах разных формаций неодинакова: происходит либо постепенная смена преобладающих составов плагиоклазов в сторону их большей натровости (постепенный сдвиг влево максимумов на кривых распределения составов) при переходе от более основных разностей пород к более кислым, либо наследование некоторых максимумов в более кислых разностях с постепенным изменением их относительной роли.



Характерные особенности плагиоклазов пород plutonic и вулкано-

Формация	Оптический тип	Интервал колебаний основности плагиоклаза для петрографического типа пород	Количество генераций для каждого петрографического типа пород	Инtratеллурические генерации
Габбро-плагиогранитовая (C _г - P _д)	Низкотемпературный, либо приближающийся к таковому	20—25 номеров (в наиболее кислых разностях уменьшается до 15—20 номеров)	Одна, редко две	Нет
Габбро-сиенитов—трахиандезитов (P _д)	Низкотемпературный, либо приближающийся к таковому	20—30 номеров (в эндоконтактах увеличивается до 35)	Одна, в эндоконтактовых разностях две	Нет
Габбро-гранодиоритов (N _г)	Промежуточный	40—45 номеров	Три—четыре	Одна, четко проявленная во всех разностях пород
Гранодиорит-порфиров—дацитов	Промежуточный, либо приближающийся к высоко-температурному	30—35 номеров (вкрапленники)	Две—три (одна из них—микролиты в основной массе)	Одна, очень четко проявленная, неравновесная по отношению к минералам основной массы

Первый процесс характерен для наиболее древних формаций: габбро-плагиогранитов и габбро-сиенитов — трахиандезитов, второй — для более молодых формаций габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров — дацитов.

Кроме того, он проявляется в некоторых эндоконтактовых фациях древних формаций. Следует также заметить, что в случае наследования максимумов новые генерации плагиоклаза образуются преимущественно вследствие обрастания уже имеющихся ядер.

Причина различий в характере эволюции плагиоклазов заключается, на наш взгляд, в неодинаковых условиях кристаллизации пород: равновесных (для более древних формаций), если состав плагиоклаза успевает выравняться до номера, отвечающего данной основности породы, и неравновесных (для более молодых формаций), если такое выравнивание произойти не успевает. Неравновесность процесса кристаллизации отражается на кривых распределения составов плагиоклазов: для каждого петрографического типа пород молодых формаций существует большое число резко различных по составу генераций плагиоклаза, в то время как породы более древних формаций характеризуются, как правило, одним четко выраженным максимумом.

Сказанное подтверждается также при изучении зональности плагиоклазов: в породах формации габбро-плагиогранитов и габбро-сиенитов — трахиандезитов плагиоклазы обычно незональны либо неясно зональны, тогда как в породах формаций габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров — дацитов зональность многократная, резкая, часто повторяющаяся и даже обратная.

плутонических формаций Центральной Камчатки

Степень упорядоченности	Зональность	Законы двойникования	Прототектоническая ориентировка и протокатаклаз	Степень изменения
0,70—0,90; плагиоклазы отдельных массивов не отличаются по упорядоченности	Проявлена слабо, количество зон невелико (2—3); обычна прямая зональность	Альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский; реже эстерельский, манебахский, переклиновый	Ориентировка и протокатаклаз обычные. Последний выражается в волнистом угасании зерен, пругности двойников, разорванности кристаллов	Заметная
Для № 45 и кислее 0,87—1,00, для плагиоклазов более основная № 45—0,70—0,95; плагиоклазы отдельных массивов по упорядоченности не отличаются	Не характерна либо слабо проявлена (за исключением эндоконтактовых зон)	Альбитовый, альбит-эспирельский; значительно реже карлсбадский и альбит-карлсбадский	Обычны	Как правило, интенсивная
Для плагиоклазов, кристаллизующихся в интрузивных камерах, 0,65—0,80; для интрателлурической генерации — 0,50—0,25. Для всех массивов картина одинаковая	Проявлена интенсивно, зоны многочисленны (5—7). Часто повторяющаяся зональность. Границы между зонами резкие согласные, реже коррозионные	Альбитовый, часто в комбинации с переклиновым, альбит-карлсбадский, карлсбадский. Для пород I фазы характерны сложные комплексные двойники и перекрывающиеся сростки	Протокатаклаз не характерен. Ориентировка устанавливается только для интрателлурической генерации преимущественно в ориентированных шлифах	Незначительная
Для плагиоклазов, кристаллизующихся в интрузивной камере, 0,50—0,75; для интрателлурической генерации — 0,25—0,50. Степень упорядоченности плагиоклазов меняется для различных массивов	Проявлена интенсивно. Обычна непрерывная тонкая зональность ядер, облекающихся более основными внешними зонами. Одна внешняя зона может нарастать на несколько интрателлурических ядер	Для интрателлурической генерации: альбитовый, альбит-карлсбадский, карлсбадский, переклиновый и др.; для генераций, образовавшихся в камерах, альбитовый и карлсбадский	В эндоконтактах интрузивных массивов и особенно даек обычна ориентировка кристаллов, их протокатаклаз и вытягивание в полосы, параллельные контактам	Обычно небольшая, но заметная усилюющаяся в дайках и зонах гидротермального метасоматоза

Другой не менее важной причиной различия в эволюции плагиоклазов может явиться наличие (в формациях габбро-гранодиоритов (N_1) и гранодиорит-порфиров — дацитов (N_2)) или отсутствие (в более древних формациях) кристаллического материала в магматическом расплаве при заполнении им интрузивных камер. В первом случае существуют уже готовые центры кристаллизации в виде интрателлурических генераций минералов. Однако сохранение последних возможно только в условиях неравновесного процесса кристаллизации, при неполном выравнивании состава между выделившимися кристаллическими фазами и остаточным расплавом.

Наиболее наглядное представление о различии в условиях становления интрузивных массивов разных формаций дает изучение степени упорядоченности плагиоклазов: если плагиоклазы пород формаций габбро-платиогранитов и габбро-сиенитов — трахиандезитов обладают низкотемпературной либо приближающейся к таковой оптикой, то для плагиоклазов пород габбро-гранодиоритовой формации характерна промежуточная оптика, а для плагиоклазов пород формаций гранодиорит-порфиров — дацитов — оптика промежуточная либо приближающаяся к высокотемпературной (рис. 12). Таким образом, степень упорядоченности плагиоклазов интрузивных массивов единого формационного ряда магматических образований уменьшается по направлению к конечным, наиболее молодым его членам, формирование которых происходит в приповерхностных условиях.

Следует также заметить, что для плагиоклазов одной генетической группы (образовавшихся в интрузивных камерах или интрателлурических) различных интрузивных массивов каждой формации, за

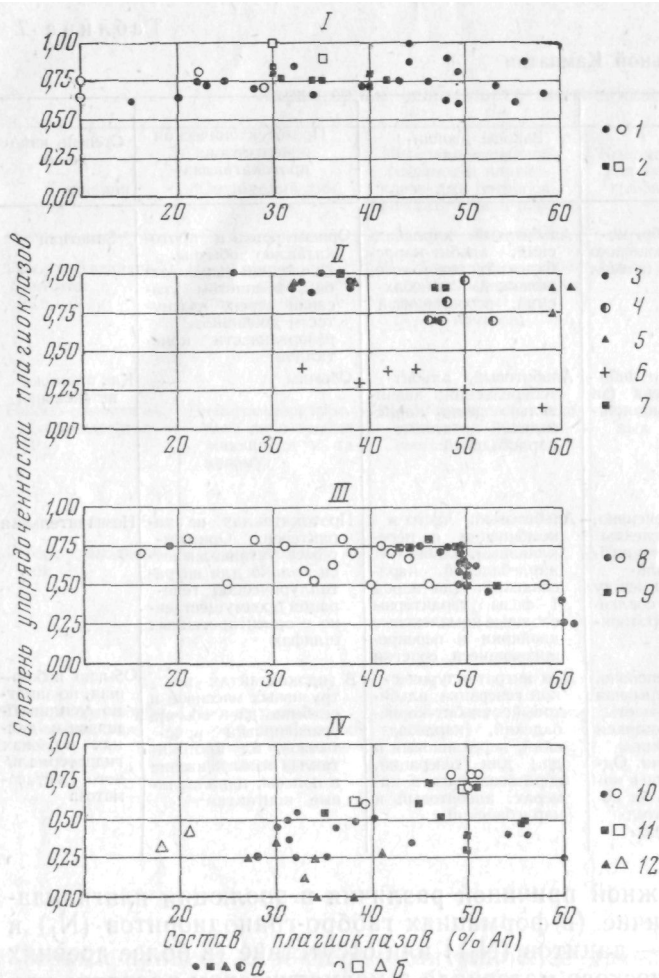


Рис. 12. Состав — степень упорядоченности плагиоклазов горных пород (Cr_2 — Tr) plutонических и вулканоплутонических формаций Центральной Камчатки

I — ф ормация габбро-плагиогр анитов (Cr_2 — Pg) — 35 замеров: 1 — массив в районе ручья Кагнисин; 2 — массив бассейна р. Средняя Воровская. II — ф ормация габбро-сиенитов — трахиандезитов (Pg) — 27 замеров: 3 — массив в верховьях р. Левая Андриановка, 4 — массив в районе р. Евсейчихи, 5 — массив у р. Кувагдач, 6 — трахиандезито-базальтовые порфиры района перевала Кирганикского, 7 — массив бассейна р. Озерная Камчатка. III — ф ормация габбро-гранодиоритов (N_1) — 39 замеров: 8 — массив в бассейне рек Угудумец и Юртинная, 9 — массив в верховьях р. Кенсол. IV — ф ормация гранодиоритпорфиров — дацитов (N_2) — 39 замеров: 10 — массив района перевала Кирганикского, 11 — массив в верховьях ручья Кагнисин, 12 — массив в верховьях р. Касанги.

a — Центральные ядра кристаллов плагиоклаза; б — внешние зоны зональных кристаллов

исключением гранодиорит-порфиров — дацитов, степень упорядоченности остается практически постоянной. Что же касается последней формации, то здесь степень упорядоченности плагиоклазов для разных массивов несколько различна.

Это, видимо, объясняется тем, что плагиоклазы поздних генераций образовались в приповерхностных условиях становления интрузивных массивов формации, когда даже небольшое увеличение глубинности сказывается на изменении степени упорядоченности, а для плагиоклазов интрателлурических генераций причиной такого явления может служить разная глубина заложения исходных очагов, наличие нескольких промежуточных очагов для одного массива и т. д.

Характерной особенностью пород формаций габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров — дацитов является наличие интрателлурических генераций плагиоклаза, устанавливающихся на основании петрографических и петроструктурных исследований.

К числу признаков, позволяющих выделить интрателлурические генерации, относятся:

а) «сквозной» характер этих генераций;

б) ассоциация их с высокотемпературными минералами (включение в них пироксена и ранней генерации роговой обманки наряду с обратными взаимоотношениями) и коррозия низкотемпературными минералами (амфиболом поздней генерации, кварцем, биотитом);

в) особенности морфологии кристаллов — обрастание несколькими по-разному ориентированных ядер едиными внешними зонами, нарастающие на одно зародышевое ядро нескольких неодинаково ориентированных кристаллов, а также ядра, корродированные внешними зонами, зерна обломочного облика, разорванные кристаллы, а в резко порфировидных или неполнокристаллических породах корродированные основной массой или оплавленные зерна;

г) выдержанные размеры;

д) кристаллизация в движущемся магматическом расплаве (по данным петроструктурного анализа).

Инtratеллурические генерации плагиоклаза обладают заметно меньшей степенью упорядоченности, чем генерации, образовавшиеся непосредственно в конкретных интрузивных камерах, и, как правило, отличаются от них также и по составу. Различия в степени упорядоченности тех и других достигают 0,25—0,30 (см. рис. 12, табл. 7). Сохранение в интрузивных породах инtratеллурических генераций плагиоклаза, состав и степень упорядоченности которых не успевают выровняться по отношению к плагиоклазам, кристаллизующимся в интрузивных камерах, еще раз подчеркивает неравновесность условий кристаллизации.

Как было показано, плагиоклазы гипабиссальных интрузий двух из четырех изученных магматических формаций обладают промежуточной оптикой, к тому же степень упорядоченности плагиоклаза в интрузивных породах этих формаций меняется в зависимости от того, является ли данный кристалл инtratеллурическим, или он образовался в камере. В связи с этим использование кривых Никитина для интерпретации низкотемпературных плагиоклазов приводит к ошибочным результатам. Данное положение прекрасно иллюстрируется на диаграммах распределения составов плагиоклазов (см. рис. 2—11), где наряду с кривыми, построенными при допущении низкотемпературной оптики плагиоклазов, приводятся кривые, исправленные с учетом степени упорядоченности. Для плагиоклазов пород формаций габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров—дацитов происходит сдвиг максимумов на один интервал, т. е. на 5 номеров основности.

Высказанное Э. П. Изохом и Ю. В. Казицыным (1959) предположение, что структурный перерыв в ряду промежуточных и максимально упорядоченных плагиоклазов при составах 30—35% An и около 70% An отражает перерыв в ряду сместимости твердых растворов, на первый взгляд, подтверждается и нами. Действительно, в тех случаях, когда наблюдались коррозионные взаимоотношения между отдельными зонами в кристаллах плагиоклаза, они приходились на границу между зоной, отвечающей по составу андезину № 30—35 (или более кислому плагиоклазу) более основным ядрам. Подобные же взаимоотношения отмечались при обрастании кислых ядер состава № 30—35 более основными внешними зонами. Границы же между другими генерациями плагиоклаза (например, № 46—50 и 61—65 или № 31—35 и 21—25), наблюдавшиеся в зональных кристаллах, резкие, согласные, но без следов коррозии и разъедания. Следует заметить, что подобные границы более обычны, чем коррозионные, и тогда, когда они приходятся на указанный интервал основности.

Однако существует и другая причина, которая может привести к возникновению аналогичных коррозионных границ между отдельными зонами в плагиоклазах, а именно: резкие изменения в условиях кристаллизации и их неравновесность. Так, в породах формаций габбро-гранодиоритов и гранодиорит-порфиров—дацитов корродированные ядра кристаллов плагиоклаза, как правило, отвечают инtratеллурическим генерациям его (см. выше), тогда как внешние зоны — генерациям, образовавшимся в интрузивных камерах. Формирование тех и других

генераций идет в принципиально иных условиях. Наблюдаемую коррозию можно сравнить с коррозией интрателлурических вкрапленников минералами основной массы в дайках и субвулканических интрузиях. С другой стороны, в эндоконтактных разностях пород многих массивов, независимо от того, есть в них интрателлурические генерации плагиоклаза или их нет, нередко наблюдается подобная коррозионная граница (массив в районе ручья Кагнисин, формация габбро-плагиогранитов). В этих случаях коррозия может быть вызвана неравновесными условиями кристаллизации, ассимиляцией некоторого количества вмещающих пород, незавершенностью реакций; в расплавах — большой скоростью кристаллизации и т. д. В то же время в центральных частях массивов, где процессы кристаллизации более равновесны, если в породах, слагающих интрузивы, интрателлурические генерации плагиоклаза отсутствуют, подобные коррозионные взаимоотношения в плагиоклазах, как правило, не наблюдаются.

Ж. А. Вейнсом (Vance, 1965) было показано наличие коррозионных границ и в случае, когда составы соприкасающихся зон не отвечают пределам, указанным Э. П. Изохом и Ю. В. Казицыным. Так, Ж. А. Вейнс наблюдал коррозию ядра плагиоклаза состава № 55 внешней зоной состава № 39, ядра № 53 зоной № 43, № 52 № 43, № 48 № 37, № 46 № 38, № 46 № 36, № 28 № 24, № 27 № 20, № 24 № 17 и т. д. По мнению этого автора, зональность такого типа (с наличием коррозионных границ между ядром и внешними зонами) может служить диагностическим признаком того, что внедрившийся материал содержал кристаллическую фазу, а сами корродированные ядра следует рассматривать как интрателлурические образования. Причина резорбции, согласно Ж. А. Вейнсу, заключена в резком изменении давления при внедрении магмы, содержащей кристаллическую фазу, в верхние структурные этажи.

В связи с изложенным следует, очевидно, признать, что причина появления коррозионных границ заключается в резком изменении условий кристаллизации генераций плагиоклаза, образывающихся на разных глубинах (в промежуточных очагах и интрузивных камерах), и не связана со структурной прерывистостью в ряду плагиоклазов, как это предполагали Э. П. Изох и Ю. В. Казицын.

Различия в степени упорядоченности плагиоклазов разных генетических групп (интрателлурических и кристаллизовавшихся непосредственно в интрузивных камерах), присутствующих совместно в одной породе, и меньшая степень упорядоченности первых по сравнению со вторыми приводят к мысли, что интрателлурические генерации плагиоклаза, попадая при поступлении магматического расплава в интрузивные камеры, т. е. в термодинамические условия, резко отличные от тех, при которых они выкристаллизовались, сохраняют свои свойства. Действительно, трудно найти какое-нибудь объяснение этому факту, разве что плагиоклазы с самого начала кристаллизуются с какой-то конечной степенью упорядоченности, и дальнейшие процессы упорядочивания на них уже не сказываются, что вряд ли вероятно. Даже если плагиоклазы кристаллизуются как соединения с различной степенью упорядоченности, то, учитывая тот факт, что при остывании интрузивных тел упорядоченность плагиоклазов может только увеличиваться, различия в степени упорядоченности плагиоклазов разного генезиса могут сохраниться только при условии консервации свойств интрателлурических. Если предположение о способности интрателлурических генераций плагиоклаза сохранять свод свойства в иных термодинамических условиях верно, то указанная особенность может служить мощным критерием для решения некоторых важных петрологических проблем, таких, как установление этапов кристаллизации магматических расплавов, наличия

или отсутствия промежуточных очагов и даже определение количества последних (что должно фиксироваться в последовательных скачкообразных изменениях состава и свойств отдельных генераций плагиоклаза) и т. д.

Детальное изучение плагиоклазов может оказать существенную помощь при выделении вулcano-плутонических формаций, в породах которых интрателлурические генерации плагиоклаза будут обладать одинаковым составом и свойствами (независимо от фациальной принадлежности пород) и в интрузивных, и в субвулканических, и в эффузивных фациях.

В качестве примера применения указанной особенности плагиоклазов рассмотрим вопрос о комагматичности пород изученной нами формации габбро-гранодиоритов миоценового возраста с близкими по возрасту вулканогенными образованиями. К. В. Прохоровым (1962, 1964) было высказано предположение, что миоценовые гранитоиды комагматичны эффузивам верхнеолигоценного-нижнемиоценового возраста. Согласно более поздним исследованиям, проведенным на территории юго-восточной Камчатки (Фаворская и др., 1965), гранитоиды связаны единым очагом со средними и кислыми эффузивами ниже-среднемиоценового возраста. Анализ особенностей состава плагиоклаза в породах двух указанных вулканогенных комплексов, проведенный нами по материалам М. А. Фаворской, и сравнение с имеющимися в нашем распоряжении результатами исследования плагиоклазов гранитоидов позволяет считать второе из указанных предположений более обоснованным.

Действительно, для эффузивов возраста N_1^2 характерен довольно пестрый состав вкрапленников плагиоклазов, хотя при общем широком наборе значений, преобладающими являются зерна с содержанием около 50% *An*. Степень упорядоченности плагиоклазов изменяется от 0,2 до 0,8. В гранитоидах миоценового возраста наблюдается абсолютно аналогичная картина (см. выше)—пестрый набор генераций плагиоклаза при составе интрателлурической генерации его 46—50% *An*. Степень упорядоченности плагиоклаза 0,25—0,50 для интрателлурической генерации и 0,65—0,80 для генераций, кристаллизовавшихся в интрузивных камерах. В то же время для плагиоклазов эффузивов возраста $Pg_3^3 - N_1^1$ характерны иные особенности распределения составов и упорядоченности (Фаворская и др., 1965).

Изложенные соображения показывают, что детальное изучение плагиоклазов в породах разных магматических формаций Центральной Камчатки не только дает ценный сравнительный материал, но и позволяет выяснить целый ряд важных генетических вопросов.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Детальное изучение калишпатов различного генезиса (из эффузивных, субэффузивных, интрузивных и метасоматических образований), выделение их структурно-оптических типов, установление закономерностей распределения этих типов дает богатый материал для характеристики каждой выделенной формации, позволяет наметить дополнительные критерии их отличий. Рассмотрение выделяемых типов калиевых полевых шпатов в качестве «упорядочивающихся серий» (Марфунин, 1962) позволяет проследить характер эволюции этого минерала на фоне общей эволюции выделенного формационного ряда.