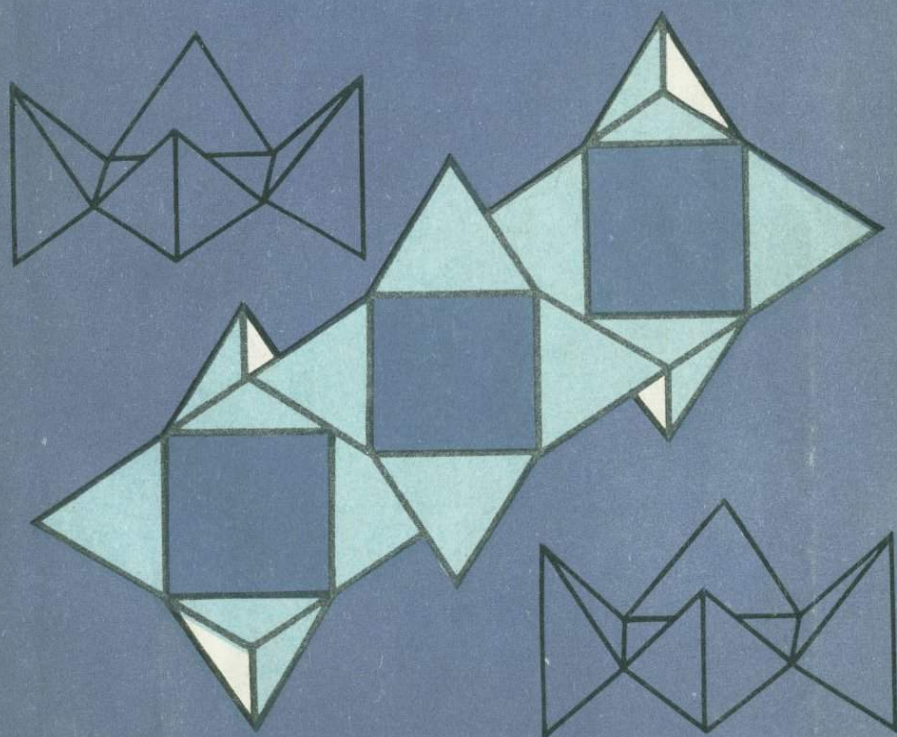


С.С. Кумеев

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ - пегрогенетические индикаторы



С.С. Кумеев

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ- петрогенетические индикаторы

3869



"НЕДРА" МОСКВА 1982



Кумеев С.С. Полевые шпаты — петрогенетические индикаторы. М., Недра, 1982, с.

Обобщены сведения по тонкой структуре полевых шпатов и приведена их современная номенклатура. Описаны методики интерпретации структуры и состава полевых шпатов — надежные индикаторы петрогенезиса. Охарактеризованы полевые шпаты термобарометрии. Доказано, что структурно-фазовые характеристики полевых шпатов по рентгенографическим данным. Показаны возможности полевошпатовой вулканогенных, интрузивных и метаморфических пород. Указаны сходство и различия полевых шпатов, которые можно использовать для регионального сравнения и типизации магматических и метаморфических комплексов.

Для петрографов, минералогов, геологов.

Табл. 11, ил. 57, список лит. — 49 назв.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *Б.М. Роненсон* (МГРИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие в последнее двадцатилетие техники рентгеновского исследования минералов привело к появлению нового, структурного направления в минералогии, основанного на особенностях кристаллического строения вещества. Полевые шпаты — наиболее распространенные порообразующие минералы различных горных пород — своей кристаллической структурой определяют условия формирования и последующие изменения материнских образований. Настоящая работа посвящена изучению полевошпатовых структур на основе рентгенодифрактометрических аналитических данных.

Экспериментальной основой проведенного исследования полевых шпатов явилась рентгеновская дифрактометрическая съемка природных образцов. Приемы стандартизации всех аналитических операций описаны в одном из разделов книги, причем большое внимание уделено статистической оценке воспроизводимости результатов и достоверности анализа на каждом этапе.

Рекомендуемая стандартная методика интерпретации фазовых и структурных состояний полевых шпатов апробирована на образцах Ильмено-Вишневогорского комплекса щелочных пород. Установлено, что минералогические свойства являются чутким индикатором петрогенетического процесса, отдельные стадии которого могут быть охарактеризованы дискретными значениями структурно-фазовых показателей.

Изучена минералогия полевых шпатов из самых различных типов горных пород разнообразных магматических, метаморфических и пегматитовых формаций различного возраста, географического положения, генезиса, фациальной принадлежности и др. Это позволило разработать некоторые критерии генетического разграничения горных пород и выявить эволюцию полевых шпатов в ходе конкретных порообразующих процессов.

Автор глубоко признателен коллегам-геологам, предоставившим образцы для анализов, А.С. Марфунину за ценные критические замечания, Н.Н. Амшинскому, И.В. Давиденко, И.Е. Каменцеву, Б.Е. Боруцкому, О.С. Ильенку, Б.М. Роненсону, Д.А. Минееву, с которыми автор консультировался на различных этапах своей работы.

Созданию настоящей книги способствовало многолетнее плодотворное сотрудничество с работниками Калмыцкого университета В.В. Виотяевым, Э.Л. Манджиевым, С.Д. Павловым, В.П. Теном. Кроме того, автор благодарит сотрудников минералогической лаборатории Калмыцкого университета, участвовавших в проведении и систематизации результатов аналитических работ и помогавших в подготовке рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Полевые шпаты — наиболее распространенная группа минералов во всех видах и типах горных пород, к которой издавна привлечено внимание геологов. В соответствии с применяемой методикой можно выделить основные этапы их изучения: 1) визуально-описательный, 2) химико-оптический, 3) структурный.

Основные исторические аспекты доструктурного исследования полевых шпатов подробно освещены в книге А.С. Марфунина [12]. Большое значение имело введение А.С. Марфуниным [12] в отечественную литературу понятия полевошпатового упорядочения и его количественной оценки. Им поставлена принципиальная проблема переосмысливания петрогенетической информативности полевых шпатов. В его книге охарактеризован также первичный этап структурного исследования полевошпатовых минералов, начатый В.Тейлором и продолженный С.Чао, А.Харгривсом, В.Коулом, Х.Серумом, Ф.Лавесом, Дж. Смитом, Х. Мегу, В.Маккензи, В.Брауном, Г. и Дж.Донней, П. Геем, Дж. Голдсмитом и др. [13, 17].

Методической основой структурного изучения являются рентгенографические методы, которые к настоящему времени превратились в главный и наиболее экспрессный метод минералогии, в частности полевошпатовой. Важные преимущества рентгеновского метода — документальная регистрация хода анализа и возможность возврата к его результату для последующей более содержательной интерпретации.

Структурное изучение полевых шпатов с начала 70-х годов вступает в новую фазу углубленного рассмотрения структур и фазовых взаимоотношений, что связано с развитием электронно-оптической техники, микронзондирования, внедрения резонансных методов и др.

Несмотря на сравнительно недавнее развитие рентгеновских методов, уже накоплен определенный аналитический полевошпатовый материал для оценки условий формирования пород. В то же время использование литературных источников для однозначного сравнения данных во многом осложнено из-за применения различными авторами неодинаковых приемов и методов интерпретации. Это влечет за собой и использование различной терминологии при описании свойств полевых шпатов и часто допускает лишь качественное сопоставление результатов.

В настоящей работе применен метод интерпретации полевых шпатов по параметрам их элементарных ячеек. Понятие структурной интерпретации в первую очередь включает использованную методологическую и аналитическую основы, а под термином структура подразумевается элементарная структура полевого шпата, его элементарная ячейка, но в это же понятие могут входить и более укрупненные детали, выявляемые в ходе рассмотрения пространственных периодических комбина-

ций ячеек. Под структурными разностями полевого шпата понимают модификации различной морфологии элементарных ячеек. Термин структурное состояние отражает упорядоченное (низкое) или неупорядоченное (высокое) распределение атомов в элементарной ячейке полевого шпата. Однако единообразия в применении термина структура добиться не удается и это связано со многими устоявшимися и традиционными понятиями минералогической и петрографической практики.

Литература по полевым шпатам весьма обширна. Следует отметить монографию Дж. В. Смита [43], который суммировал наиболее значительные работы практически по всем аспектам исследования этой группы минералов; сборник статей Манчестерской конференции 1972 г., посвященный полевым шпатам [24], материалы совещания в г. Солт-Лейк-Сити [23] и др. Тонкое строение полевых шпатов отражено в работе "Электронная микроскопия в минералогии" (1976 г.). Однако возможности использования минералогии полевых шпатов в петрогенетических целях освещены недостаточно.

В последние годы отмечается повышенное внимание исследователей к изучению полевошпатовой минералогии. Ряд рекомендаций методического плана предложены сотрудниками кафедры кристаллографии Ленинградского университета под руководством В.А. Франк-Каменецкого. Плодотворная работа по изучению структур и геохимии калиевых полевых шпатов проводится в СибГЕОХИ Б.М. Шамакиным, Г.Г. Афонинной и др. Интересные генетические обобщения на основе исследования полевых шпатов содержатся в работах Э. Э. Сендерова, Б.Е. Боруцкого. В практику минералогов входят физические методы изучения полевых шпатов (Л.Г. Кузнецова, И.В. Матяш, Н.Н. Багмут и др.); рекомендуются экспрессные методики оценки свойств полевых шпатов (Т.А. Соседко, Г.К. Кривоконова, И.Е. Каменцев, О.Г. Сметанникова и др.). Ряд работ посвящен экспериментальному и теоретическому исследованию полевошпатовых систем (Н.Ф. Челищев, И.Д. Рябчиков, В.Н. Зырянов, Л.Л. Перчук, Е.И. Кравцова, М.И. Дубровский и др.). Вопросы петрогенетического применения структурно-фазовых характеристик полевых шпатов систематически рассматриваются И.С. Седовой, Н.В. Котовым, Е.Н. Пановым, Г.А. Валуй, О.Н. Волинцом, А.В. Колосковым, А.М. Бычковым, Г.М. Яськиным и др.

В опубликованной в 1974 г. книге "Полевые шпаты гранитоидов" приведен подробный обзор работ, посвященных решению различных задач как минералогического, так и петрографического плана. Поэтому в настоящем исследовании опущены некоторые сопоставительные параллели при рассмотрении свойств полевошпатовых минералов конкретных геологических объектов.

Петрогенетические обобщения, основывающиеся на изучении полевых шпатов, чрезвычайно неоднозначны. Это не только отражение разнообразия научных направлений различных школ, но и определенные авторские предубеждения относительно преимуществ избранной теоретической модели интерпретации полевошпатовых характеристик.

Однако пока нельзя указать ни одной публикации, последовательно раскрывающей динамику объемного петрогенетического процесса с точки зрения эволюции кристаллографических особенностей полевошпатовых минералов и тех структурно-фазовых состояний и баротермических оценок, которые следуют из интерпретации этих элементарных структур. Именно этот аспект исследования, заключающийся в обосновании петрогенетической информативности полевых шпатов, в обобщении их свойств в рамках совокупностей пород различной генетической принадлежности, следует считать основной задачей настоящей работы.

Использованные в книге единицы измерения находятся в соответствии с цитируемыми первоисточниками и имеют следующую размерность в единицах СИ: $1 \text{ \AA} = 1 \times 10^{-10} \text{ м}$; $\text{кгс/см}^2 = 9,81 \times 10^4 \text{ Па}$; $1 \text{ атм} = 101\,325 \text{ Па}$; $\text{бар} = 1 \times 10^5 \text{ Па}$; $\text{килобар} = 1 \times 10^8 \text{ Па}$.

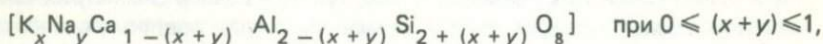
СТРУКТУРА И ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ
В ПОЛЕВЫХ ШПАТАХ

СТРУКТУРА

Современные представления о структуре полевых шпатов базируются на разработках Дж. Голдсмита, Ф.Лавеса, Х. Бамбауэра, Дж. Смита, П.Рибби, Д. Стюарта, Х. Мегоу, А.С. Марфунина, Р. Юнда и ряда других исследователей.

Структурная композиция полевых шпатов основана на трехмерной сетке или каркасе, образованном тетраэдрами AlO_4 и SiO_4 со смежными углами. В пустотах этого каркаса расположены одно- и двухвалентные катионы. Обобщенная химическая формула полевых шпатов — MT_4O_8 ; здесь $T - Al^{3+}$, Si^{4+} , а $M - Na^+$ и (или) K^+ в каркасе $AlSi_3O_8$, либо Ca^{2+} или Ba^{2+} в каркасе $Al_2Si_2O_8$. Частичная или полная замена Na на Ca сопровождается увеличением и перераспределением алюминия и соответствующей приспособляемостью каркаса. Это характерно для серии плагиоклазовых полевых шпатов. Сходными чертами обладает и гиалофановая серия ($K \neq Ba$). Из природных соединений можно еще отметить аммониевый полевой шпат — баддингтонит — $NH_4AlSi_3O_8$ и борный аналог полевого шпата — ридмержерит — $NaBSi_3O_8$. M -положения частично могут заменяться также Pb, Sr, Cs, Eu, (Gd?), а T -положения — Ga, Ge, Fe^{3+} . Кроме того, в полевых шпатах имеются небольшие количества таких элементов, как Fe^{2+} , Mg, Ti, P. К настоящему времени осуществлен синтез полевых шпатов с полной заменой M или T -положений рядом перечисленных элементов. Возможности замены атомов в полевошпатовой структуре контролируются эффективными ионными радиусами.

Природные полевые шпаты имеют формулу



где x — молярная доля ортоклаза Ор, y — молярная доля альбита Аб, $1 - (x+y)$ — молярная доля анортита Ан.

Особенности химического состава полевых шпатов позволяют выделить следующие конечные (предельные) члены: $KAlSi_3O_8$ — калиевый полевой шпат, $NaAlSi_3O_8$ — альбит (натриевый полевой шпат), $CaAl_2Si_2O_8$ — анортит (кальциевый полевой шпат), $BaAl_2Si_2O_8$ — цельзиан (бариевый полевой шпат). Существуют следующие непрерывные серии твердых растворов: $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$, $KAlSi_3O_8 - BaAl_2Si_2O_8$; а также серия $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$ (с максимальной долей Ор до 37 %).

Основой структурного изучения полевых шпатов являются их элементарные ячейки. Элементарная ячейка — условная пространственная

постройка, имеющая определенные линейные размеры в трех направлениях и соответствующие взаимосвязи атомов данного химического соединения. Повторяемость в трехмерном пространстве такой постройки позволяет логично продолжить особенности этой взаимосвязи и таким образом создать бесконечную пространственную решетку кристаллического вещества. В полевых шпатах элементарная ячейка может быть моноклинной ($a \neq b \neq c$, $\beta \neq \alpha = \gamma = 90^\circ$) и триклинной ($a \neq b \neq c$, $\beta \neq \alpha \neq \gamma$). Периодичность ребер от $\sim 7 \text{ \AA}$ до $\sim 14 \text{ \AA}$. Элементарная ячейка может считаться жесткой основой для однозначного описания свойств минерала. Работами многих исследователей установлена связь параметров ячейки полевых шпатов с их химическим составом, физическими, оптическими, структурными и другими свойствами.

Моноклинные полевые шпаты

Эту структуру Х. Мегоу [24] рассматривает на примере санидина, который обладает наиболее высокой симметрией из всех полевых шпатов и имеет пространственную группу $C2/m$. Элементарная ячейка санидина содержит четыре группы с формулой MT_4O_8 . Поскольку положение симметрично-эквивалентных атомов в пространстве для $C2/m$ является 8-кратным, то 16 T -атомов делятся на две группы по 8, которые обозначаются как T_1 и T_2 , а 32 O -атомов распадаются на четыре группы по 8: O_A, O_B, O_C, O_D . В действительности O_A находятся в специальных положениях и образуют две группы по 4: $O_A(1)$ и $O_A(2)$. В этой модели находятся также и 4 M -катиона, которые располагаются в четырехкратной группе специальных положений на зеркальных плоскостях.

Х. Мегоу иллюстрирует эту структуру построениями из тетраэдров, взяв за основу идеализированное четырехчленное кольцо, образованное четырьмя гранями различных тетраэдров таким образом, что два тетраэдра T_1 и два тетраэдра T_2 направлены вершинами в разные стороны (рис. 1, А, Б). Грань тетраэдра 2 перпендикулярна к плоскости проекции и одной грани тетраэдра 1. Перевернув через центр симметрии такое кольцо и совместив вершины разноименных тетраэдров, получим конструкцию, названную Дж. Смитом коленчатым валом (рис. 1, В, Г). Соединение осуществляется через атомы кислорода O_C . Такая модель структуры упрощенная, идеализированная, реальные структуры сложнее. В зависимости от величины ионного радиуса изменяются и длины связей M -катиона с атомами кислорода; происходит сжатие каркаса и понижение симметрии. Кристаллографически это выражается в потере зеркальной плоскости и симметрия приобретает вид $C\bar{1}$. Однако понижение симметрии тесно связано с возможностями количественного $Al - Si$ соотношения и со степенью $Al : Si$ порядка-беспорядка. Дальнейшее рассмотрение структур полевых шпатов возможно только с учетом процесса упорядочения, поэтому на данном явлении необходимо остановиться более подробно.

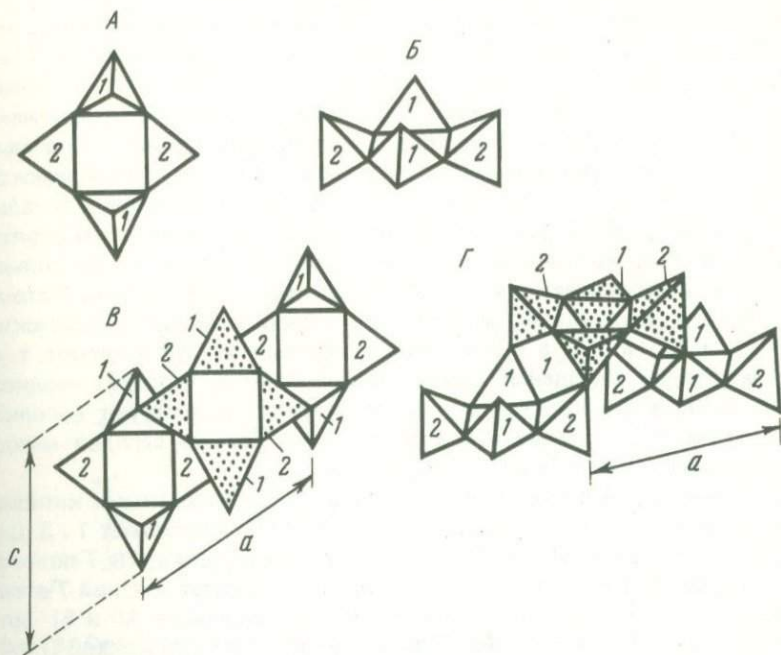


Рис. 1. Схема построения тетраэдрами структуры полевого шпата [24].

А — кольцо четырех тетраэдров в проекции на (010); Б — то же, в перспективе; комбинация трех четырехчленных колец, образующих структуру коленчатого вала; В — проекция на (010); Г — в перспективе; а, с — направление осей

Упорядоченность

Физический смысл этого явления подробно рассмотрен в зарубежной литературе Х. Мегоу [17], а в отечественной А.С. Марфуниным [12]. А.С. Марфунин обосновал понятие упорядочивающихся серий, под которыми понимаются непрерывные серии фаз, отличающиеся при постоянном составе переменным распределением атомов, радикалов, субъядеек и различным расположением спинов. При этом полностью упорядоченное состояние предполагает расположение одинаковых атомов по одной правильной системе точек, тогда как неупорядоченное состояние характеризуется равными содержаниями атомов во всех возможных структурных положениях.

Применительно к полевым шпатам явление упорядочения в самом общем смысле заключается в процессе концентрации атомов алюминия в положении T_1 .

Сущность упорядочения целесообразно раскрыть более детально. Х. Мегоу [17] различает два вида беспорядка: беспорядок решетки и беспорядок элементарной ячейки. Беспорядок решетки заключается

в разделении структуры на несколько слоев, причем каждый слой, имея одинаковое атомное строение, соединяется с каждым соседним слоем посредством сброса (сдвига) на границе. Беспорядок ячейки включает беспорядок в положении (смещение атомов со своих математически правильных позиций) и беспорядок в замещении (атомы различных химических элементов занимают одинаковый тип кристаллографической позиции). Беспорядок в положении и беспорядок в замещении складываются из нескольких типов беспорядка, причем часто они взаимосвязаны. Так, в щелочных полевых шпатах атомы Na и K занимают только одно кристаллографически четкое M -положение, в то время как T -атомы в моноклинных разностях занимают два четких кристаллографических положения (T_1 и T_2), а в триклинных полевых шпатах — четыре, т. е. при беспорядке замещения между положениями существуют неоднозначные отношения. Кроме того, в плагиоклазах существуют дополнительные сложности, связанные с отношением баланса зарядов между атомами $Si + Na \rightleftharpoons Al + Ca$ в M - и T -положениях.

В элементарной ячейке полевых шпатов с одновалентными катионами имеется 4 атома Al и 12 атомов Si и Al : Si составляет 1 : 3. Для моноклинных полевых шпатов группы $C2/m$ на каждое из 16 T -положений приходится $1/4$ Al и $3/4$ Si, которые и образуют средний T -атом.

Х.Мегоу [24] описывает три варианта распределения Al и Si для калишпатов: 1) беспорядок всех T -позиций при занятости каждой $1/4$ Al и $3/4$ Si и наличии моноклинной симметрии; это идеальный санидин; 2) поскольку в $C2/m$ T_1 и T_2 не связаны симметрией, то эти позиции могут принимать различные количества Al. В частности, в T_1 могут находиться равные количества Al и Si, а в T_2 может удерживаться Si; это идеальный ортоклаз; 3) для достижения совершенного порядка требуется понижение симметрии до $C\bar{1}$, где каждая 8-кратная позиция распадается на две независимые позиции, которые обозначаются как ρ (оригинал) и m (mirror — зеркало). Символ T_1m можно использовать и в моноклинной структуре для обозначения соответствующей позиции, но здесь он симметрично связан с $T_1\rho$ и, следовательно, символы аналогичны. В триклинном полевом шпате с ребром ячейки c , равным 7 \AA , позиция T_1m не связана симметрично с $T_1\rho$ и может иметь иную занятость алюминием. В структуре идеального микроклина весь Al концентрируется в $T_1\rho$, а не в какой-либо другой позиции.

Х.Мегоу отмечает две геометрические последовательности понижения симметрии: 1) все 8-кратные группы в моноклинной структуре распадаются на две самостоятельные 4-кратные группы в триклинной; 2) потеря симметрии между ρ - и m -положениями влияет не только на атомную занятость, но и на относительные атомные положения.

Триклинные полевые шпаты

На рис. 2 показано схематическое положение тетраэдрических позиций в проекции на (001). Здесь T -положения, связанные зеркальной плоскостью, параллельной (010), обозначены как $T_1\rho$ и T_1m , а также как

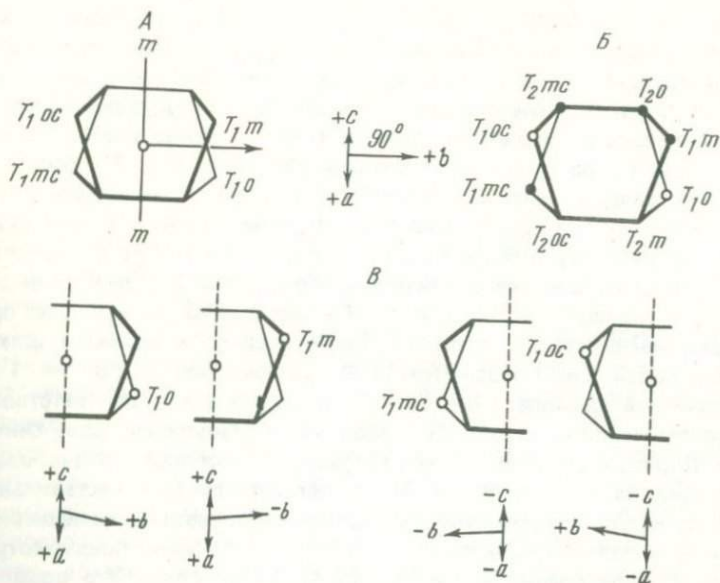


Рис. 2. Схема тетраэдрических позиций полевошпатового каркаса в проекции на (001) [23].

A — занятость алюминием положений с $C2/m$ симметрией; m — зеркальная плоскость (санидин); *B* — занятость положений с симметрией $C1$ (низкий альбит и максимальный микроклин); положения T_1o и T_1oc связаны с центром симметрии в середине структурной ячейки; *B* — различные переходы элементарной ячейки на триклинную геометрию ($\alpha \neq \gamma \neq 90^\circ$) по мере того, как Al собирается соответственно в T_1o , T_1m , T_1mc , T_1oc

T_2o и T_2m . Для симметрии $C1$ показаны положения, занимаемые Al, и геометрическое искажение структуры, являющееся результатом каждой занятости.

Обозначив, согласно Х.Кроллу (Н. Kroll, 1971 г.), возможность нахождения алюминия в каждой 8-кратной позиции через t_1 и t_2 , а в каждой 4-кратной позиции через t_1o ; t_1m ; t_2o ; t_2m для моноклинных полевых шпатов имеем $2t_1 + 2t_2 = 1,0$, поскольку вероятность нахождения атома алюминия в тетраэдре равна 1,0. В этом случае для санидина $t_1o = t_1m = t_2o = t_2m = 0,25$; для ортоклаза $2t_1 > 0,5$; $2t_2 = 1,0 - 2t_1$, причем $t_1o = t_1m$ и $t_2o = t_2m$. Если Al концентрируется в T_1o за счет T_1m , то структура является упорядочивающейся и наивысшая степень порядка выразится как: $t_1o = 1$; $t_1m = t_2o = t_2m = 0,0$. Именно такое Al: Si - распределение характеризует низкий альбит и максимальный микроклин. Промежуточные состояния порядка (промежуточный альбит и микроклин) оцениваются выражением $t_1o > t_1m > t_2o = t_2m$.

Высокий альбит, имея Al: Si - распределение, соответствующее моноклинной симметрии $t_1o = t_1m = t_2o = t_2m = 0,25$, является трик-

линным, так как радиус катиона Na^+ (0,98 Å) значительно меньше радиуса K^+ (1,33 Å) и тетраэдрический каркас смыкается вокруг малого атома натрия. Однако при температуре выше 1000° высокий альбит может быть действительно моноклинным, поскольку тепловые колебания увеличивают размер атома натрия и соответственно ячейку каркаса.

В полевых шпатах с одновалентным катионом Al : Si составляет 1 : 3; эти полевые шпаты имеют ячейку с ребром $c = 7 \text{ Å}$. Здесь Al : Si может достигать 1,8 : 2,2. Полевые шпаты, имеющие Al : Si около 2 : 2 (1 : 1), характеризуются 14 Å по c ячейкой. Можно было бы предположить, что при сохранении первичной моноклинной 7 Å ячейки весь Al занимает T_1 -позиции, а Si занимает T_2 -позиции, но это нарушает принцип незамещенности Al, который применительно к полевым шпатам сформулирован Дж. Голдсмитом и Ф.Лавесом: при Al : Si = 1 : 1 упорядоченное расположение Al будет лучше всего соответствовать электростатическому принципу валентности Паоулинга, если считать, что Al-тетраэдр окружен Si-тетраэдрами, и наоборот. Иначе говоря, в алюмосиликатах Al — O — Al связи стремятся быть нестабильными и поэтому не устанавливаются. Для сохранения правила незамещенности алюминия в полевых шпатах с Al : Si = 1 : 1 нужно предусмотреть правильное чередование Al и Si по всей структуре. Это возможно только при ячейке, удвоенной по параметру c , или 14 Å ячейке, которая одновременно может становиться объемноцентрированной. Отметим также, что Е.Бруно и А. Факхинелли [20] не исключают возможность несоблюдения правила незамещенности и особый вид Al, Si сочетаний.

Цельзиан (симметрия $12/c$), битовнит ($I 2/c$) и анортит ($I \bar{1}, P\bar{1}$) обладают 14 Å ячейками. Идеально упорядоченный цельзиан является моноклинным, вследствие большого радиуса атома бария ($1,38 \text{ Å}$), в то время как анортит — триклинный ($r_{\text{Ca}} = 1,04 \text{ Å}$). Удвоенная по c ячейка имеет в основе ту же 7 Å ячейку, но если в ячейке $C2/m$ атомы связывались зеркальной плоскостью симметрии, то теперь уже необходимо проведение псевдозеркальной операции, являющейся c -скольжением, параллельным (010). Вследствие этого симметрично-эквивалентная группа $T_1(\bar{6})$ распадается на две группы $T_1(oo)$ и $T_1(oz)$, причем $T_1(oz)$ является позицией, получаемой из $T_1(oo)$ путем перемещения решетки на $1/2 c$. Также распадаются и все остальные ряды позиций. Структурное различие цельзиана и анортита обусловлено упоминавшейся разницей ионных радиусов M -катионов: четырехчленные кольца из-за искажения их геометрии в анортите не являются симметрично-эквивалентными. Появляются 16 T -положений, из которых 8 содержат Al и 8 — Si. Экспериментально установлено, что анортиты могут кристаллизоваться со структурой типа $C\bar{1}$, которая при нагревании переходит в $I \bar{1}$ и затем в $P\bar{1}$. Группа основных плагиоклазов с симметрией $I \bar{1}$ выделяется под названием объемноцентрированной и включает битовниты и анортиты или I -анортиты, в отличие от примитивных P -анортитов. Комбинация I - и P -анортитов приводит к средним анортитовым структурам.

Таким образом, все полевые шпаты обнаруживают топологическое сходство, в основе которого лежит высший тип полевошпатовой струк-

туры — $C2/m$, или аристотип [Х. Мегоу, 24]. Остальные четыре пространственные группы, которые характеризуют полевые шпаты ($C\bar{1}$, $12/c$, $I\bar{1}$, $P\bar{1}$), являются результатом различных операций преобразования симметрии: это псевдозеркала, псевдотрансляции, псевдоцентры и псевдо C - и I -центрирование.

Плагиоклазы

Промежуточные химические члены серии альбит-анортит обладают весьма сложной структурой, что связано не только с невозможностью топологической совместимости структурных схем $Al : Si = 1:3$ и $Al : Si = 1:1$, но и с расширением каркаса при вхождении Al и его сжатия при замене Na на Ca . Структурные вариации также усложняются наличием высоких и низких плагиоклазовых серий и широкой промежуточной по температурному режиму области.

Чтобы понять структуру плагиоклаза, необходимо охарактеризовать некоторые специфические структурные термины. Домен — часть морфологической единицы кристалла, имеющая определенное число периодических повторений хотя бы в одном направлении [Ф. Лавес, 24]. В полевых шпатах доменное строение (встречается и иная транскрипция — доменное) выражается наличием областей с одинаково ориентированными ячейками, но ориентация таких областей неодинакова, что придает полевошпатовой решетке своеобразный блочный облик. Ламеллярное строение подразумевает избирательную сегрегацию доменов определенного типа, причем, как будет показано ниже, ламелли могут отличаться и структурными свойствами, и составом, и ориентацией. Употребляемый иногда термин — пластинчатое строение — менее определенен, так как кроме первичного значения иногда характеризует группу однородных ламеллей и иллюстрирует более грубые структурные черты. В плагиоклазах с 14 \AA по c ячейкой, т. е. ячейкой в два раза больше аристотипа, выделяются антифазные (внеступенчатые) домены. По Х. Мегоу [24], антифазные домены обусловлены скольжением 7 \AA подъячеек в нескольких направлениях, например, примитивная ячейка анортита представляет собой два последовательных удвоения ячейки аристотипа: одно с потерей C -гранецентрирования, другое — вдоль оси c . Антифазные домены также создают определенную систематизацию и периодичность основного мотива структуры. Они представляют интерес в связи с тем, что появляются в результате быстрого охлаждения и, обладая неупорядоченным $Al : Si$ -распределением, могут ассоциироваться с полностью упорядоченными областями. При высоких температурах такая комбинация приводит к I -анортитам и I -битовнитам.

Серию высоких плагиоклазов Х. Кролл [32] подразделяет на три структурных региона: 1) $An_0 - An_{30-40}$ — твердый раствор высокого альбита (с возможной инверсией из моноклинной модификации в триклинную в собственно альбитовом члене); 2) $An_{60-70} - An_{100}$ — твердый раствор анортита (без контактов $Al - O - Al$); 3) $An_{30-40} -$

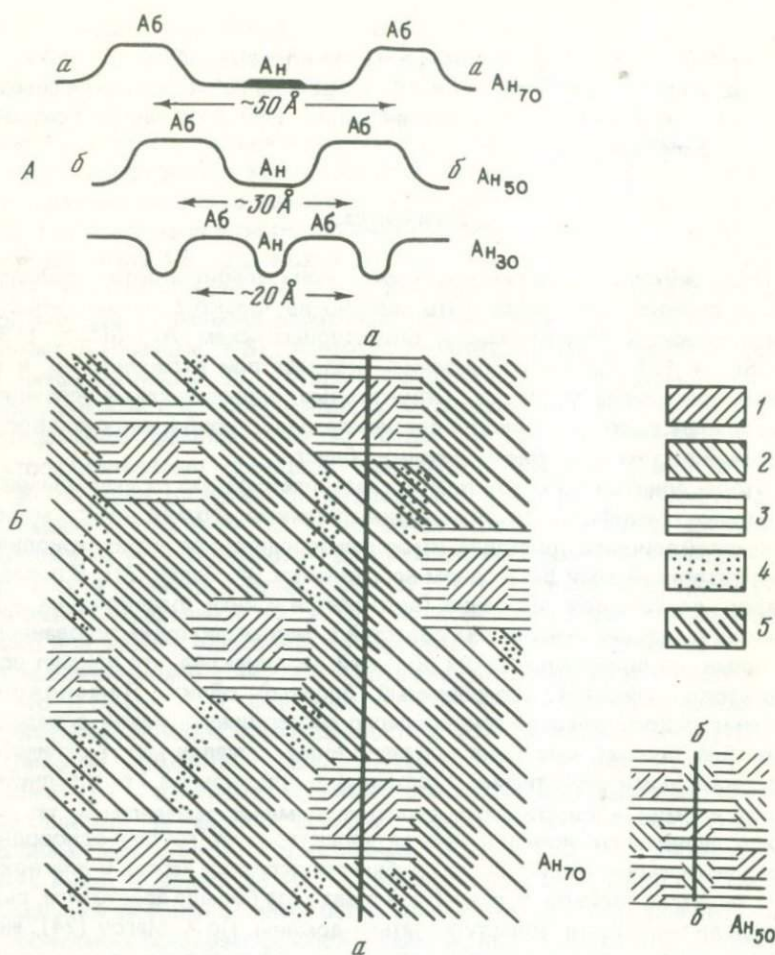


Рис. 3. Структурная модель Дж. Смита и П. Рибби (1969 г.), показывающая доменовое строение низкого плагиоклаза различного состава.

А — разрез поперек структуры: альбитоподобные домены, имеющие примерно равную ширину, отделены неупорядоченными областями от анортитоподобных доменов, обладающих неодинаковой шириной; Б — изображение доменного строения в плане (An 70); 1 — альбитоподобные домены, 2 — анортитоподобные, 3 — пограничные области, 4 — возможное включение дополнительного Si, 5 — участки с возможным приближением к *P*-анортиту

An₆₀₋₇₀ — сочетание структур высокого альбита и анортита либо через зернышки домены, либо путем непрерывного смешивания. Четкие сведения о тонкой структуре анортитов в литературе отсутствуют, но, по всей

вероятности, она является фрагментом высокого калиевого плагиоклаза (Н. Kroll, 1971 г.; К. Viswanathan, 1972 г.).

Что касается серии низкий альбит — анортит, представляющей, кстати, наибольший петрологический интерес, то здесь проявляются сложные взаимосрастания и доменные структуры, вызванные, согласно Дж. Смит и П. Рибби, кинетическими барьерами атомного рассеяния. Промежуточные члены серии носят название *e*-плагиоклазов (из-за появления специфических рентгеновских *e*-дифракций). Модифицировав предложенную С. Чао и В. Тейлором модель чередующихся пластин альбита и анортита, Дж. Смит и П. Рибби ввели понятие альбито- и анортитоподобных доменов, сочетание которых осуществляется через разупорядоченную зону толщиной в несколько ангстрем. Наличие зоны необходимо ввиду топологической несовместимости альбитовой и анортитовой схем упорядочения (иначе два атома Al будут соединяться с одним и тем же кислородом). Альбитовые домены отвечают низкому альбиту, в то время как анортитовые являются антифазовыми / -анортитовыми (или переходными к *P*-анортиту), причем скорее всего их состав ~ 85 % An. Предполагается, что Na скапливается в AlSi₃ доменах, а Ca — в Al₂Si₂ доменах. Схема Al : Si упорядочения в *e*-плагиоклазах приближается к моделям низкого альбита и анортита, но разделения на конечные химически-дискретные фазы не происходит. Рис. 3 дает схематическое изображение доменной структуры *e*-плагиоклазов различного состава, а картина прямого электронно-микроскопического наблюдения доменного строения приведена на рис. 4, А.

Таким образом, в ряду низкий альбит — анортит между конечными членами состава An₀₋₂ и An₉₅₋₁₀₀ нет упорядоченных гомогенных плагиоклазов, обладающих специфической структурой, свойственной только конкретному составу. Для описания структур *e*-плагиоклазов, так же как и в случае с анортитом, необходимо введение термина средняя структура, который имеет и чисто практическое значение, поскольку рентгеновская техника исследований пока не позволяет достоверно разделять структурные компоненты на отдельных участках плагиоклазовой серии. В то же время структура *e*-плагиоклаза не является механической смесью соответствующих пропорций конечных структур, а представляется гораздо более сложной. Эти сложности обусловлены прерывистостями в следующих диапазонах состава: An₂₋₁₆, An₃₃, An₅₃, An₇₈. Прерывистости обуславливают развитие отдельных избирательных структур, что является основой дальнейшей, уже текстурной сегрегации, наблюдаемой в перистеритах, прорастаниях Боггилд и Гуттенлошер.

Процесс упорядочения в плагиоклазах принципиально согласуется с упорядочением в щелочных полевых шпатах, но имеет и существенные различия. Увеличение количества Ca требует увеличения Al, что выражается соотношением: ΣAl (сумма алюминия по позициям тетраэдра) равным $1,0 + N_{Al}$, где N_{Al} — молярная доля An. При этом $t_{10} > t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$, т.е. для упорядоченного или частично упорядоченного состояния концентрация алюминия одинакова в трех позициях и больше в одной. При неупорядоченном распределении алюминий равномерно распола-



Рис. 4. Тонкое (доменное и ламеллярное) строение полевых шпатов [23].

А — лунный анортит; темные полосы — антифазные границы между доменами; Б — битовнит ($\sim 75\%$ Ан), сложенный чередующимися ламеллями, $\sim 65\%$ Ан (тонкие субпараллельные светлые полосы) и $\sim 90\%$ Ан (темное); под углом расположены белые ламелли альбитового двойника; В — тройной полевой шпат из ларвикита, показывающий две фазы: Or_{90} и An_{10} . Ортоклазовые ламелли — светлые, олигоклазовые сдвойникованы по альбитовому закону (А) и периклиновому (Б, темные полосы)

гается по четырем позициям. В обоих случаях в каждую позицию входит $1/4 N_{Al}$. Расчеты плагиоклазовых структур показывают, что если оценивать упорядоченность по величине $t_1 \sigma$, то с увеличением анортит-содержания происходит формальное разупорядочение плагиоклазов, поэтому практически истинную упорядоченность по этому показателю можно оценить лишь полуколичественно как меру отклонения $t_1 \sigma$ от ее значений в средних структурах низкотемпературной серии.

Охарактеризованные выше структурные схемы низко- и высокотемпературных плагиоклазовых серий являются идеальными. В природных плагиоклазах, помимо сегрегации на контрастные структурные состояния, существует множество промежуточных вариантов сочетания отдельных элементов этих схем. Эксперименты Ф.Орвилля (1974 г.), моделирующие один из возможных путей естественного процесса формирования плагиоклаза, показали, что в интервале 100 — 50 % Аб плагиоклаз является идеальной смесью конечных членов Аб и Ан, имеющих неупорядоченную 7 \AA ячейку типа высокого альбита. Плагиоклаз состава Аб 0 — Аб 10 является идеальной смесью 14 \AA анортита с упорядоченной анортитовой структурой и альбита, также с упорядоченной структурой, аналогичной анортитовой (но не структурой низкого альбита), область Аб 10 — Аб 50 имеет промежуточную по упорядоченности структуру, имеющую в основе 14 \AA ячейку, переходящую в 7 \AA ячейку высокого альбита. Такая комбинация структурных элементов низкой и высокой плагиоклазовых серий отличается от идеальных схем Х. Кролла, Дж.Смитта и П. Рибби.

Современные структурные модели полевых шпатов еще далеки от полного совершенства, но в этом направлении ведутся многочисленные и энергичные разработки как теоретического, так и экспериментально-

го характера, причем наиболее эффективным оказывается электронно-микроскопическое исследование, позволяющее реально наблюдать тонкую структуру полевых шпатов. Прямым следствием тонкой структуры плагиоклазов и их доменного строения является образование текстур распада, которые представляют собой чередование доменов различного состава и Al : Si упорядоченности, переходящие в более крупные области или ламеллы. Этот распад на структурно различные составы наблюдается в областях $An_0 - An_{25}$ (перистерит), $An_{48} - An_{58}$ (прорастание Боггилд), $An_{65} - An_{90}$ (прорастание Гуттенлошер) и, возможно, везде имеет идентичный механизм [П.Рибби, 23].

Перистериты представляют собой чередование ламелл составов An_0 и An_{25} , при этом минимальное количество альбитовых ламелл — 50% (периодичность ламелл $\sim 100 \text{ \AA}$). Альбитовая фаза более упорядочена, а более основная менее упорядочена; этот распад характерен лишь для плагиоклазов со средним валовым составом до 13% An.

Прорастания Гуттенлошер (рис. 4, Б) слагаются ламеллами e -плагиоклаза ($\sim 65\%$ An) и анортита ($\sim 90\%$ An), периодичностью от 125 до 850 \AA . Данные для прорастания Боггилд менее определены из-за близкого состава распавшихся ламелл (~ 48 и $\sim 58\%$ An). Должно быть, обе фазы являются e -плагиоклазом, но также, возможно, что одна из них неупорядоченный $C1$ плагиоклаз.

В тройных полевых шпатах наблюдается распад на триклинный сдвойникованный олигоклаз и моноклинный ортоклаз. При этом олигоклаз находится в более низком структурном состоянии, а состав распавшихся фаз испытывает небольшие вариации (см. рис. 4, В).

Иризация. Плагиоклазы с отмеченными особенностями распада, а также некоторые составы тройного полевого шпата имеют видимые интерференционные окраски. Дж. Смит и П. Рибби [23] различают иризацию, вызванную субмикроскопическим ламеллярным строением, и "шиллер" — рассеяние, производимое включениями (например, авантюрин). Эффект иризации обусловлен неровной поверхностью ламелл, не дающих монохроматического отражения, поэтому интерференционные цвета неоднородные, смешанные. Например, двояковыпуклые ламеллы дают отражение от молочно-белой до голубой окраски (лунный камень). Характер интерференционных цветов зависит и от толщины ламелл, и от их состава; голубые зоны лабрадора определяются как An_{50} , а красные — как An_{58} .

Сам механизм фазового распада рассматривается ниже, главной же причиной этого разделения, по мнению П. Рибби [23], является процесс упорядочения атомов Al, т. е. длительная Al : Si диффузия в твердом состоянии на расстояние до нескольких сотен ангстрем. Диффузия обусловлена разницей эффективных радиусов Al и Si, атомы же Na и Ca, имеющие близкие размеры радиусов, диффундируют еще медленнее. В отличие от плагиоклазов, распад в щелочных полевых шпатах протекает быстрее, так как здесь в первую очередь мигрируют слабее связанные в каркасе Na и K при относительной стабильности Al и Si:

Тонкая и грубая структура плагиоклазов, промежуточных между конечными членами серии альбит — анортит, к настоящему времени не может считаться окончательно выясненной. Охарактеризованная модель Смита — Рибби, по-видимому, будет уточняться по мере накопления экспериментальных данных. В частности, следует обратить внимание на высказывание авторов модели о том, что лишь некоторые, но не все, плагиоклазы обнаруживают распад типа Гуттенлошер, Боггилд или перистерита. Поскольку указанный распад наблюдается только среди представителей низкой серии, следует предположить, что часть плагиоклазов, кристаллизующихся при высоких температурах, затем по мере охлаждения переходила в низкое состояние; часть же сразу кристаллизовалась в низком состоянии. Это априорно предполагает развитие двух различных типов структур (M. Crawford, 1972 г.). К вопросам, требующим дополнительного решения, следует отнести некоторые неопределенности в составах расплавленных ламеллей. Г. Фоль (1971 г.) описывает плагиоклаз № 50 — 55 как распад на области An_{18} и An_{93} .

Вопрос о структурной и текстурной неоднородности в плагиоклазовых полевых шпатах подробнее освещен ниже. Акцент сделан особенно на многоплановых возможностях плагиоклазовой кристаллографии и на тех сложностях и неопределенностях, которые неизбежно появляются в ходе петрогенетической интерпретации, не учитывающей специфики тонкого строения как плагиоклазов, так и щелочных полевых шпатов.

ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ

Контроль фазовых отношений в полевых шпатах определяется их структурой, т. е. приспособляемостью каркаса к размерности эффективных ионных радиусов M -катионов при соблюдении принципа $Al - O - Al$ или необходимости связи Al только с одним O . Исследования в полевошпатовых системах помогают воссоздать картину термодинамического режима, при котором возможно существование разностей конкретного состава и упорядоченности. Однако эти сведения пока неоднозначны и далеки от завершенности.

Лабораторным синтезом воспроизведены структурно однородные серии полевых шпатов на основе химически гомогенных конечных членов: санидина и микроклина, альбита, анортита и цельзиана [28, 29, 32, 37, 49]. Каждая серия имеет определенные ограничения, накладываемые спецификой структуры конечных членов. Равновесная полная смешимость возможна только при беспорядочном $Al : Si$ -распределении и высокой температуре, однако даже в этом случае довольно трудно приспособить известные структурные схемы к гармоничному фазовому состоянию. Само фазовое изменение предполагает не только взаимную замену одно- и двухвалентных катионов, но и перераспределение и замену трех- и четырехвалентных. В этом смысле термин фазовое состояние тесно смыкается с термином структурное состояние. Наиболее характерным свойством таких серий является изменение симметрии с моноклинной на триклинную в ряду санидин — высокий альбит при составе около

37% Ор. Это и есть разграничительная точка санидина и высокого альбита. Ряд высокого гиалофана (санидин — цельзиан), имеющий полную смешимость в гидротермальном синтезе (при $P = 2$ кб и $T = 500 - 700$ °С), в случае низкого гиалофана (микроклин — цельзиан) будет иметь разрывы смешимости около $Or_{85} Cn_{15}$ и $Or_{20-35} Cn_{65-80}$. Плагноклазовая серия с калишпатовым компонентом, приводящая к образованию калиевого плагноклаза и анортоклаза, показывает максимальное Ор-содержание $\sim 37\%$. Схематическая связь структурных особенностей и фазовых соотношений показана на рис. 5, который прокомментирован Дж. Смитом петрологически, с точки зрения встречаемости определенных членов полевошпатовых серий в различных типах пород.

Понятно, что многие, и иногда даже принципиальные, вопросы трудно разрешить, если не использовать четкую терминологию, которая прием-

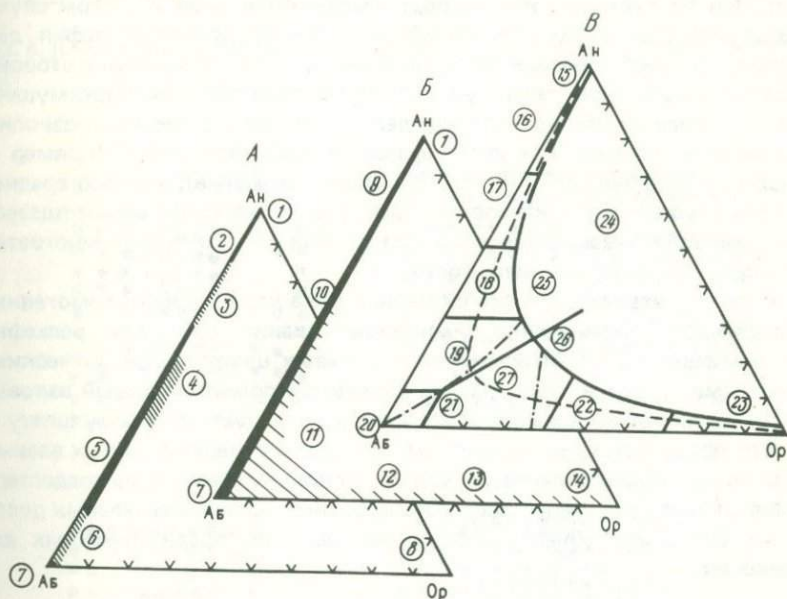


Рис. 5. Схематические диаграммы, иллюстрирующие соотношение фазового состава и структуры полевых шпатов в различных геологических условиях [43].

А — условия длительного нагревания (метаморфические и абиссальные породы); Б — условия промежуточного отжига, встречающиеся в малых телах (темные зоны — гомогенные полевые шпаты); В — условия быстрого охлаждения при низком давлении.

Цифры в кружках: 1 — Р-анортит; 2 — переходный анортит; 3 — прорастание Гуттенлошер; 4 — прорастания Боггилд; 5 — е-плагноклаз; 6 — перистерит; 7 — низкий альбит; 8 — низкий микроклин; 9 — твердые растворы анортита; 10 — промежуточная структура; 11 — антипертит; 12 — мезопертит; 13 — пертит; 14 — низкий санидин (ортоклаз); 15 — анортит; 16 — высокий битовнит; 17 — высокий лабрадор; 18 — высокий андезин; 19 — высокий олигоклаз; 20 — высокий альбит; 21 — высокий К-альбит; 22 — Na-санидин; 23 — К-санидин; 24 — поле двуполевошпатового состава; 25 — область плагноклаза; 26 — область щелочного полевого шпата; 27 — область анортоклаза

лема при обсуждении какого-то конкретного свойства минерала. На примере полевых шпатов видно, что с химической точки зрения вышеупомянутые серии суть непрерывные теоретические ряды, каждый член которого — соответствующая пропорциональная смесь различных компонентов. Структурно же, эти конечные члены резко различны и порой несовместимы и сохраняют свою дискретность в любом количественном варианте смесимости. Лишь несовершенство методических приемов исследования и неполнота знаний об истинном строении вещества пока еще позволяют оперировать какими-то средними характеристиками, степень укрупнения которых подчас далеко не очевидна. Это можно продемонстрировать на примере плагиоклазов: 7 Å ячейки и 14 Å ячейки группируются в соответствующие домены (устанавливаются электронно-микроскопическим способом). Комбинации доменов могут быть или подвержены, или не подвержены сегрегации и в этом случае диагностируется двух- или однофазный состав (рентгенография дает сведения о преобладающей фазе, но может указать и на наличие второй). Укрупнение доменов, теперь уже при сегрегации областей с преимущественной ориентацией одного определенного типа доменов, позволяет и микроскопически различать фазовую неоднородность (пример — зональные кристаллы). Химический анализ позволяет судить о среднем составе группы плагиоклазовых зерен, поскольку даже самая тщательная сепарация оказывается слишком грубой для отражения многоэтапного процесса фазовой смесимости.

Нужно учитывать, что все сказанное пока касается лишь гомогенных модификаций. Ограничения химического анализа еще более рельефны при изучении пертит-антипертитов и полевых шпатов с механическими примесями, когда в ходе анализа получается полевошпатовый валовый состав, не имеющий прямого отношения к истинному полевому шпату.

Это предупреждение необходимо для рассмотрения фазовых взаимоотношений в полевошпатовых сериях, поскольку ставит цель предостережения от излишне поспешного использования экспериментальных достижений без учета объективной оценки данных, предназначенных для сравнения.

Щелочные полевые шпаты

Непрерывную смесимость химических компонентов в полевошпатовых сериях можно пронаблюдать на многочисленных экспериментах, но существует она только при высокой температуре. С понижением температуры происходит распад твердого раствора, который характеризуется поверхностью сольвуса.

Принципиальные положения, лежащие в основе понимания фазовой композиции щелочных полевых шпатов, заключаются в том, что при высоких температурах в серии $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ в субсолидусной области существует один полевой шпат с любыми соотношениями Na- и K-составляющих. При снижении температуры происходит распад одного полевого шпата на две фазы: натриевую и калиевую. Распад обус-

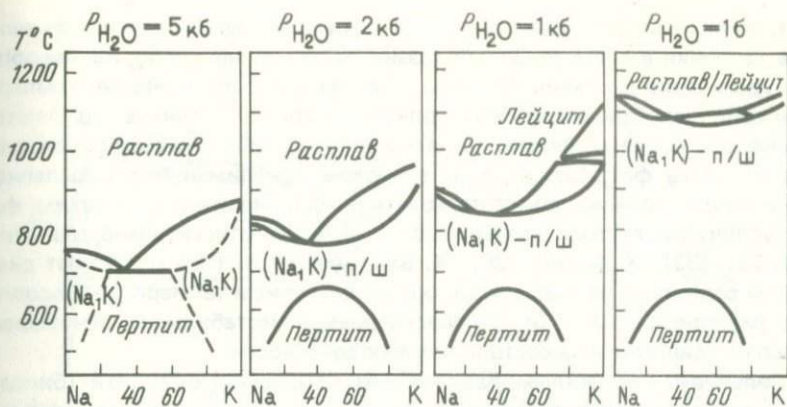


Рис. 6. Диаграммы состояний системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ для различных $P_{\text{H}_2\text{O}}$ [19]

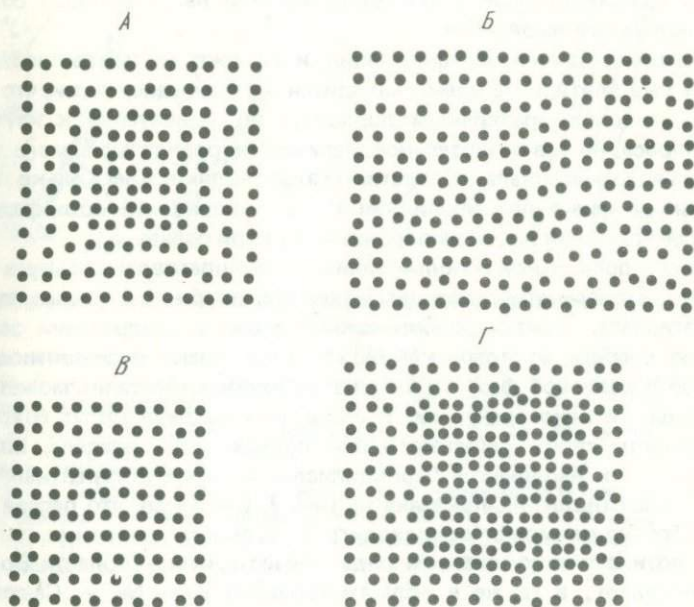


Рис. 7. Схематическое изображение характера фазового распада [24]:

A, B — когерентный, B — частично когерентный, Γ — некогерентный, A, B и Γ — без изменения симметрии, b — с изменением симметрии

ловлен положением кривой сольвуса, или кривой, характеризующей систематическое колебание состава в двухфазовых полевых шпатах относительно температуры. Температурный диапазон области существования одного щелочного шпата, ограниченный кривыми солидуса и соль-

вуса, зависит от ряда факторов, из которых важнейшим является величина давления в системе. Это показано на рис. 6, где видно, каким образом увеличение давления (в данном случае водного) понижает температуру солидуса. При достижении солидусом кривой сольвуса выделяются только два полевых шпата, причем конфигурация сольвуса обуславливает и состав фаз распада, т. е. в первом приближении, определенной температуре должны соответствовать и фиксированные составы фаз при условии известной независимости сольвуса относительно давления. Ф. Лавес [33], Х. Кролл [30], Х. Бамбауэр и др. [19] разделяют диаграммы состояний на стабильные, когда давление и температура находятся в равновесии с $Al : Si$ -распределением, и нестабильные, основывающиеся на единственном состоянии упорядоченности.

Сольвус с устойчивым равновесием называется бинодой (бинодалом) и соответствует стабильным фазам. Другой вид сольвуса называется спинойдой (спинодалом) и обеспечивает такой полевой шпат, в котором может спонтанно возникнуть диффузия щелочных ионов. Между бинодой и спинойдой возникают метастабильные полевошпатовые модификации субмикроскопической морфологии и непостоянного состава, т. е. спиноподальные выделения.

Проблема решения конфигурации и положения полевошпатового сольвуса уже длительное время находится в стадии дискуссии, что обусловлено не только различным подходом исследователей к изучению этого вопроса, но и в значительной мере неоднородностью самого экспериментального материала. Следствием этого являются несколько противоречивые данные в оценке влияния $Al : Si$ -упорядоченности, фазового состава, деформаций и т. п. на положение кривой сольвуса.

Знание и правильное использование полевошпатового сольвуса очень важно при петрогенетических рассуждениях, особенно в случае природного материала. Однако выбор сольвуса для интерпретации зависит в первую очередь от того, какой характер имеют взаимоотношения натриевой и калиевой фаз. Характер этих взаимоотношений может быть когерентным и некогерентным, т. е. ламелли распада могут сохранять неразрывность своих решеток вдоль поверхностей раздела, или эта согласованность нарушается. Принципиальная схема когерентных и некогерентных отношений показана на рис. 7. Считается, что распад в области субсолидуса может происходить не только в щелочных полевых шпатах, но и в плагиоклазовом ряду (перистериты — области Боггилд и Гуттенлошер), а также в области тройного $K - Na - Ca$ -состава с образованием антипертитов [48]. Если распавшиеся фазы некогерентны, то в породе встречаются раздельно гомогенные зерна альбита и калишпата, и эти составы определяются равновесным, или ненапряженным сольвусом.

В литературе опубликованы многочисленные экспериментальные данные по конфигурации сольвусов, но они довольно неоднородны вследствие различных исходных материалов, нестехиометрии фаз, нечеткого фиксирования равновесия и других экспериментальных погрешностей. Подробные обзоры этого вопроса встречаются в работах В.Луа и др.

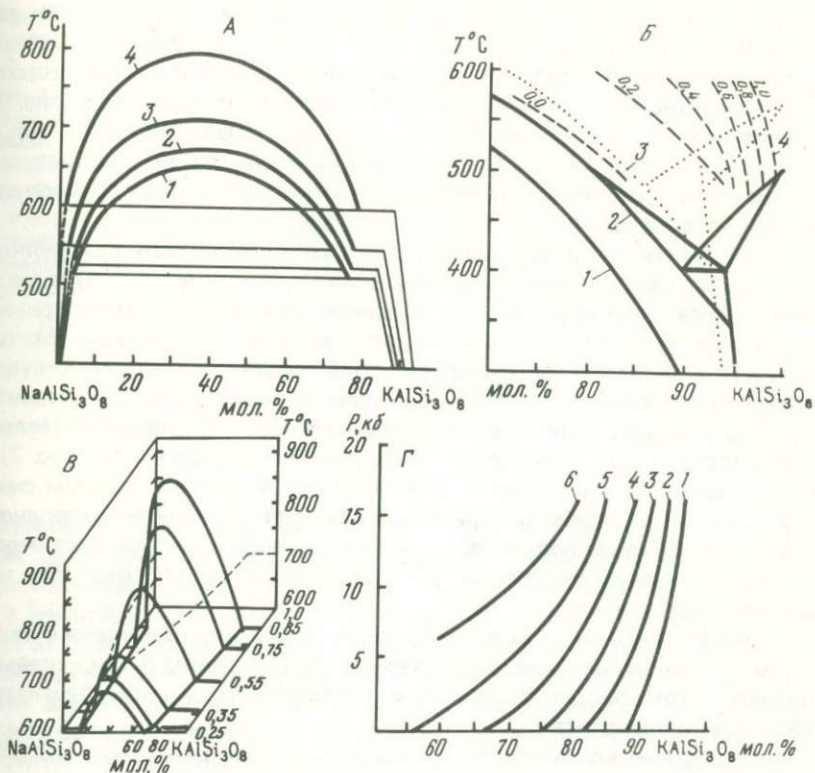


Рис. 8. Влияние температуры и давления на фазовые отношения и упорядоченность в альбит-калишпатовой системе.

А — полибарические сольвусы В. Лута [24]: 1 — 1,25 кб; 2 — 2,5 кб; 3 — 5 кб; 4 — 10 кб; Б — калиевая часть сольвусов по данным: 1 — П. Смита и И. Парсонса, (P. Smith, J. Parsons, 1974 г.), $P_{H_2O} = 1$ кб; 2 — Ф. Орвилла (P. Orville, 1963 г.), $P_{H_2O} = 2$ кб; 3 — Р. Мартина, $P_{H_2O} = 2,5$ кб [36]; 4 — положения сольвусов в зависимости от степени триклинности калишпата по Н.Ф. Челищеву (1973 г.); (опыты при $P = 1000$ кгс/см²); В — взаимосвязь критической температуры, состава и Al-концентрации в системе $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8$ (G. Müller, 1971 г.); Г — влияние давления на температуру альбит-калишпатового фазового распада [24]; 1 — 400 °C, 2 — 450 °C; 3 — 500 °C; 4 — 550 °C, 5 — 600 °C, 6 — 650 °C

[24], И. Парсонса [38], Ф. Мартина [24], Р. Юнда [23], Х. Бамбауэра и др. [19]. На рис. 8 мы видим положение кривых сольвуса, полученных в различных условиях опытов, а также связь критической температуры, состава и упорядоченности компонентов альбит-калишпатовой системы. Приведена экспериментально установленная функциональная зависи-

мость критической температуры фазового разделения от барических условий. Несмотря на неоднородность результатов, существенных расхождений в определении положения сольвуса нет, но все эти данные касаются некогерентного взаимоотношения фаз распада. На диаграмме (рис. 8, В) показано, что в природных полевых шпатах увеличение $Al:Si$ -упорядоченности сопровождается повышением критической температуры по сравнению с синтезированными высокотемпературными разупорядоченными соединениями.

Распад на составляющие пертитовые фазы может иметь как мелко-масштабную, так и крупномасштабную размерность, в результате чего формируются криптопертиты с субмикроскопическим ламеллярным строением (рентгеновские пертиты), оптически видимые микропертиты и грубые макропертиты. В первом приближении они соответствуют когерентным, полукogerентным и некогерентным пертитам. Когерентность границы двух зерен требует непрерывности размерности ламелл одного состава при соприкосновении с другим составом (см. рис. 7). Это возможно, если плоскости ламелл с одной стороны границы сжаты, а с другой — растянуты. При этом возникает эластичное однородное напряжение. В случае полукogerентности на границе ламелл появляются дополнительные дислокации и напряжение на стыке зерен уже не является однородным.

Наличие когерентности определяется аномальными размерами ячеек, причем показатель напряженности ячейки Δa [44] имеет почти нулевые значения в гомогенных разностях и увеличивается к микропертитам и далее к криптопертитам.

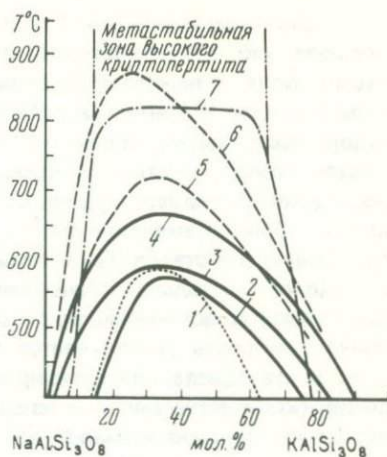
Исследованию когерентного сольвуса посвящен ряд работ [23, 24, 40, 42, 48]. Установлено, что критическая точка для упорядоченных щелочных полевых шпатов располагается около 33 % Or и $710^\circ C$, что более чем на $100^\circ C$ ниже критической температуры ненапряженного сольвуса. Подобная разница существует и для неупорядоченных полевых шпатов, где критической точкой когерентного сольвуса является состав 33 — 37 % Or и температура $570 - 580^\circ C$. Взаимоотношения обоих видов сольвуса представлены на рис. 9, где показан также экспериментальный сольвус для природного криптопертита, отстроенный без поправок на когерентность и имеющий критическую область при $750 - 830^\circ C$ и при 30 — 45 % Or (M. Tatekawa, S. Nakano, 1974 г.). Температурное различие экстремальных точек весьма существенно, но при этом необходимо учитывать, что длительное прокаливание при высокой температуре приводит к утрате когерентности. Из этого следует, что развитие криптопертитов происходит только в вулканогенных и экструзивных породах, где скорость охлаждения достаточно велика, чтобы не происходили нуклеация (зарождение кристаллов) и рост некогерентных фаз, и достаточно медленна, чтобы не возникало препятствий для диффузии щелочных ионов.

Механизм фазового распада неоднороден и заключается в спиноподобном разложении и нуклеации и росте. Спиноподобное разложение происходит в результате постоянного локального изменения состава, которое

Рис. 9. Положение линий сольвусов на диаграмме температура — состав.

1 — когерентная спинодаль, рассчитанная для кривой 3; 2 — когерентный сольвус для серии санидин — высокий альбит [42]; 3 и 4 — соответственно когерентный и ненапряженный (при $P = 1$ кб) сольвусы той же серии [40]; 5 и 6 — те же сольвусы для серии микроклин — низкий альбит [23]; 7 — ненапряженный сольвус ортоклазового криптопертита при $P_{H_2O} = 1$ кб (М.

Та тека ва, S. Nakano, 1974)



обусловлено диффузией щелочей в относительно неподвижной силикатной субструктуре. Процесс нуклеации зависит от миграции всех составляющих ионов, включая Si и Al, и происходит очень медленно, а в некоторых геологических условиях из-за крайне медленной диффузии Si и Al вообще не происходит. Тем не менее морфология двухфазовой структуры от типа механизма распада не зависит, и он по структурным данным не определяется, т. е. продукты фазового распада могут иметь различную природу. В области между ненапряженным (или гидростатическим) сольвусом и когерентным сольвусом для данного соединения распад происходит в результате нуклеации и роста. Это метастабильная часть фазовой диаграммы, называемая также зоной гетерогенной нуклеации. При охлаждении ниже когерентного спинодала действует механизм спинодального разложения: это — нестабильная часть диаграммы. Между когерентным сольвусом и спинодалом находится зона гомогенной нуклеации. Здесь возникают стабильные когерентные фазы.

Отмеченные особенности фазового распада щелочных полевых шпатов позволили П. Робину [40] представить историю охлаждения высокотемпературных разностей следующим образом: 1) мелкокомасштабные флуктуации состава и распад спинодала; 2) образование дискретных ламелл; 3) укрупнение ламелл при координации их состава с понижающейся температурой; 4) моноклинно-триклинная инверсия альбитовой фазы и двойникование; 5) аналогичная инверсия калишпата и двойникование. Инверсия калишпатов сопровождается упорядоченностью и изменениями в размерах ячеек. П. Робин также установил, что для рентгенографического определения состава наиболее удобен показатель $d(204) + 0,30 d(201)$, поскольку он не подвержен влиянию упругого напряжения, возникающего на когерентной границе. Не исключается, что температура моноклинного преобразования может зависеть от когерентности и не соответствовать температурам преобразования гомогенных модификаций.

Х. Виллейм, В. Браун и М. Гандз [48] на основании электронно-микроскопического изучения криптопертитов составили экспериментальную схему процесса пертиобразования (рис. 10). Схема учитывает две модели распада: 1) при составе 20 – 60 % Ор ламеллы, богатые Na, равномерно распределены по всему образцу и имеют когерентные границы. Состав соответствует положению когерентного спинодала, а фазовый распад контролируется спиноподальным разложением; 2) при составе около 70 % Ор Na-ламеллы имеют линзовидную форму и неправильно распределены в кристалле. Такая модель соответствует распаду нуклеацией.

Экспериментально установлено, что при нуклеации скорость роста кристаллов в водонасыщенной системе ниже, чем в недонасыщенной, причем скорость увеличивается с возрастанием переохлаждения. Механизм роста кристаллов регулируется также плотностью центров зарождения (количество центров на единицу объема расплава): при высокой плотности центров и малой скорости роста формируются структуры вулканического стекла, при низкой плотности и высокой скорости роста образуются фенокристаллы (P. Fenn, 1977 г.).

Как уже отмечалось, оптические пертиты всегда являются некогерентными, однако первичный механизм их формирования может отвечать любой модели распада, что соответственно будет отождествляться с различными критическими состояниями гомогенного материала. На примере любого геологического объекта можно проследить последовательное изменение морфологии микропертитов, которые в деталях напоминают отдельные стадии спиноподального разложения или нуклеации. Однако процесс укрупнения пертитовых микроструктур в естественных условиях слишком длителен и пока не воспроизведен опытным путем.

С целью генетической интерпретации важно рассмотреть возможные условия, способствующие зарождению распада, его интенсификации или

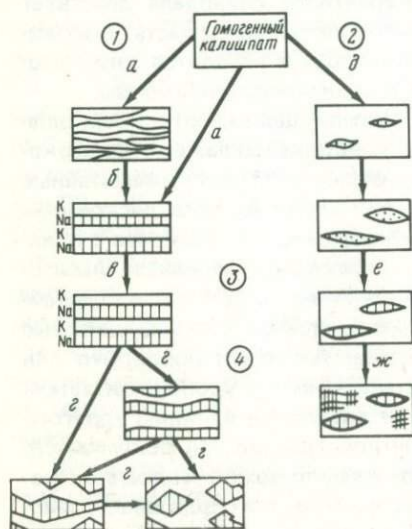


Рис. 10. Схема фазового распада криптопертитов [48].

Цифры в кружках: 1 – спиноподальный механизм, 2 – нуклеация и рост; 3 – двойникование Na-полевых шпатов; 4 – двойникование K-полевых шпатов; а – распад гомогенного моноклинного калишпата на две группы ламелл в результате спиноподального разложения; б – укрупнение ламелл; в – изменение симметрии на триклинную Na-ламелл; г – триклиннизация K-ламелл; изменение морфологии фаз распада; д – зарождение и рост линзовидных обособлений Na-состава; е – изменение симметрии на триклинную Na-линз и двойникование (протекает после образования линзовидных доменов); ж – триклиннизация и двойникование (по альбитовому и периклиновому законам) калишпатовой матрицы

торможению. Это наиболее удобно показать на примере малокальциевых систем гранит-сиенитового типа, где щелочной полевой шпат является основным компонентом. Свойства полевого шпата зависят от состава магматического расплава, $P - T$ режима образования полевого шпата из расплава и субсолидусной перекристаллизации. Полевошпатсодержащие магматические породы можно подразделить на субсольвусные и гиперсольвусные [Н.Л. Боуэн, О.Ф. Таттл, 13], т. е. кристаллизующиеся соответственно над сольвусом или на поверхности сольвуса. Первые сложены гомогенным калишпатом и кислым плагиоклазом, а вторые — пертит-антипертитовыми полевыми шпатами. Отмечаются и промежуточные трансольвусные породы, содержащие пертит в субсольвусной матрице.

Субсольвусная минералогия, в частности составы дискретных полевошпатовых разностей, в основном связана с температурой кристаллизации. Гранитоиды этого типа более глубинные и более водонасыщенные, причем активность водных флюидов проявляется в течение долгого времени остывания магматического тела. В отличие от гиперсольвусной минералогии щелочные полевые шпаты здесь не сохраняют первоначальный состав, конфигурация их зерен сложная и неправильная, границы диффузные, что является следствием субсолидусной перекристаллизации, которой способствует присутствие флюидов.

Особенности взаимоотношений полевых шпатов в области гиперсольвуса рассмотрены в работах И. Парсонса [38]. Автор делает вывод, что морфология текстур распада пертитов отражает состав и термальную историю полевых шпатов, причем основная часть пертитов является именно следствием распада, а не замещения. В гиперсольвусных породах весьма узок диапазон температур и давлений при кристаллизации полевых шпатов и исключена их перекристаллизация, т. е. образование двух гомогенных разностей. В ходе кристаллизации при понижении значений температур от магматических до более низких не происходит обогащение щелочами и полевой шпат по отношению к ним является замкнутой системой.

История охлаждения полевого шпата находит выражение в морфологии пертитовых сростаний. Сам распад начинается при прохождении полевого шпата через когерентный спинодал (или когерентный сольвус), положение которого зависит от степени порядка-беспорядка (см. рис. 9). При одновременном процессе упорядочения и распада когерентность теряется и состав полевошпатовых фаз определяется ненапряженным сольвусом.

Схема когерентного распада предусматривает миграцию щелочных ионов сквозь недеформированный каркас, т. е. отражает процесс диффузии по объему, на степень которой не влияет присутствие воды. При укрупнении элементов распада микропертитов когерентность утрачивается. Этому способствуют какводные флюиды, унаследованные в ходе роста кристаллов в виде водосодержащих дефектов, так и изменения анортит-содержания. Взаимодействие флюидов и полевого шпата происходит ниже верхней точки когерентного сольвуса, т. е. ниже

400 °С, и на той стадии охлаждения, когда активность флюидов повышается. В ходе этого взаимодействия увеличивается Al : Si -упорядоченность. Однако основной источник воды — это фракционирующий магматический расплав, где вода находится между зернами до достижения температуры когерентного сольвуса. Таким образом, процесс поступления воды контролирует характер пертитового укрупнения и конфигурацию границ кристаллов.

Что касается структурного состояния распавшихся фаз, то оно может изменяться и не быть равнозначным, но увеличение степени порядка идет в соответствии с укрупнением текстур пертитового распада. В то же время незакономерные изменения структурного состояния в основном затрагивают К-фазу, поскольку Na-фаза устойчиво изменяется в направлении к низкому альбиту.

Более сложную структурную модель пертиитообразования можно найти у Дж. Смита [43], который классифицирует пертиты в последовательности охлаждения, начинающейся в вулканических породах и заканчивающейся в глубинных образованиях. Он выделил: 1) криптопертиты с доменной когерентностью (низкий санидин, состава ~ 70 % Or, и высокий альбит с 15 % Or); 2) крипто- и микропертиты, также когерентные (моноклинный калишпат ассоциируется с высоким альбитом или упорядоченным Na-плагиоклазом); 3) некогерентные микропертиты (моноклинный калишпат и триклинный, более богатый Or-компонентом, которые сосуществуют с низкоосновным упорядоченным плагиоклазом).

Ф. Лавесом и К. Солдатосом (1963 г.) разработана теоретическая модель развития микроклиновых пертитов, предусматривающая по мере снижения температуры переход санидина в субмикроскопический доменный ортоклаз и переход последнего в сдвойникованный микроклин.

Можно еще указать на некоторые особенности формирования антипертитов, которое аналогично механизму пертиитообразования или распада (мелкие включения калишпата), или эпитаксиальной нуклеации во время роста (крупные включения). Роль замещения в этом процессе незначительна. Морфологически различны антипертиты, матрицей которых являются высокие или низкие плагиоклазы, причем в низких, часто встречающихся в сиенитах и монцонитах, антипертитовый агрегат подобен крупному микропертиту и криптопертиту. Исследование антипертитов из анортозитов, проведенное С. Кэй (1978), показало, что наиболее вероятным механизмом их формирования являются нуклеация и рост между спинодалом и некогерентным сольвусом из первичных тройных полевых шпатов. Хотя в экспериментах не была достигнута гомогенизация антипертитов, все же наблюдалось перераспределение кальция; перераспределение K и Na происходило, начиная с 700 °С. Указывается, что при долгом воздействии высоких температур скорости диффузии Al — Si достаточны для антипертитового распада.

Проблема изучения пертитов — антипертитов смыкается с изучением ориентированных включений калишпатовых зерен в мегакристаллах плагиоклаза и обратной картины, поскольку при некоторой оптически

наблюдаемой регулярности этого явления его можно принять за фазовый распад. Механизм формирования подобных включений трактуется как результат роста в твердом состоянии или как результат сохранения первичных малых кристаллов при росте матричного зерна (механизм синнезиса). Интересно, что последующие изменения путем Na — K-обмена могут привести к преобразованию калишпата в альбит и, возможно, тем самым могут вызвать зональность в плагиоклазе, тогда как плагиоклазовые включения не подвергаются диффузии [43].

При исследовании процессов пертитообразования необходимо учитывать и другие возможные механизмы, не связанные с магматической эволюцией. Одним из таких путей является механическая деформация [Юнд, 23]: перекристаллизация и скольжение (сдвиг).

Приложение моделей фазовых отношений полевых шпатов к природным многокомпонентным системам представляет известные трудности, которые вызываются полибарическими и политермальными условиями, следствием чего являются полиминеральные ассоциации горных пород различных уровней равновесия. Некоторое представление о кристаллизации полевых шпатов в обстановке, близкой к природной, может дать рассмотрение простых систем гранитового и сиенитового типов.

Условия кристаллизации субсольвусных и гиперсольвусных гранитов и сиенитов изучены Р. Мартином и Б. Бонином (1976 г.). По данным этих авторов, сиенитовый расплав при $P_{\text{воды}} = P_{\text{общ}} = 1,25$ кб в ходе кристаллизации формирует только санидин в широком интервале температур (от 850 до 650 °С). Гранитный расплав при таком давлении начинает кристаллизоваться от температуры минимума Ор — Аб — Кв системы, и температурный интервал выделения одного санидина значительно сужается (710—650 °С). Увеличение $P_{\text{воды}}$ снижает температуру солидуса и повышает температуру кривой сольвуса. При пересечении обеих поверхностей из расплава кристаллизуются два полевых шпата, а минимум в гранитной системе преобразуется в эвтектику. При $P_{\text{воды}} = 5$ кб формируется субсольвусная минеральная ассоциация. Максимальное давление при формировании гиперсольвусных пород оценивается в 2,5 кб, но может быть и выше для маловодных систем; для водных сиенитовых расплавов давление оценивается около 4,5 кб. Присутствие анортитового компонента повышает температуру солидуса и сольвуса, но интервал между ними сокращается. Р. Мартин и Б. Бонин указывают, что гиперсольвусные граниты, содержащие 3% анортита, должны образовываться при $P_{\text{воды}} = P_{\text{общ}} < 1$ кб. Предполагается также, что увеличение давления и интенсивный привнос воды обеспечивают переплавление неостывших гиперсольвусных пород и формирование субсольвусной минералогии. Если же в этом случае температура была недостаточна для плавления, то происходит упорядочение полевых шпатов гиперсольвусной ассоциации. Водные условия, необходимые для образования дискретных субсольвусных полевых шпатов, подтверждаются также пегматитовым сопровождением, чего не наблюдается в связи с гиперсольвусными породами.

Несколько по-иному интерпретируются пути кристаллизации полевых шпатов при давлении 4 кб в гаплогранитной системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (J. Steiner et. al., 1975 г.). В последовательности кристаллизации ограничивающими случаями являются фракционная и равновесная серии, соответственно образующие изолированные химически инертные кристаллы и кристаллы состава, изменяющегося в результате диффузии. Эксперименты показали, что при равновесной кристаллизации наблюдались прогрессирующие и регрессирующие направления в составе выделившихся кристаллических полевошпатовых фракций, а при фракционной наблюдались отдельные группы дискретного состава и преимущественное соотношение компонентов в области Аб — 20 %, Ор — 45 %, Кв — 35 % при минимуме температуры. В частности, при низком и умеренном содержании воды в условиях равновесной кристаллизации вначале могут выделяться либо К-, либо Na- компоненты раствора, но вслед за этим следует соответствующая противоположная полевошпатовая фаза, причем при понижении температуры происходит сдвиг кристаллизующихся фракций в сторону безводных составов. При фракционной кристаллизации первоначальная Na-фаза сменяется К-фазой, присутствие Са расширяет диапазоны дискретных кристаллических составов, а увеличение давления способствует дискретности выделившихся фаз. Природные гранитные минеральные ассоциации могут рассматриваться как сочетания равновесной и фракционной кристаллизации.

Плаггиоклазы

Сложность тонкой структуры плаггиоклазов обуславливает трудности при попытках интерпретации фазовых равновесий, достигнутых в ходе экспериментов. Уже отмечалось, что двухфазовые составы (перистериты и др.) и структурно промежуточные е-плаггиоклазы слагаются альбитом и анортитоподобными структурными группировками, находящимися в когерентных или почти когерентных отношениях. Гидротермальный отжиг показал сегрегацию е-плаггиоклаза на высокий альбит и /-анортит [Макконнелл, 24].

Дж. Смит [23, с. 2] приводит идеализированную диаграмму фазовых отношений в системе альбит — анортит, указывая, что "современные знания о структуре требуют, чтобы солидус пересекался двумя переходными состояниями из мональбита в твердый раствор высокого альбита, а затем в объемноцентрированный анортит". На рис. 11 приведена эта диаграмма. Ее ценность заключается в согласовании структурных типов плаггиоклазов с фазовым разделением и возможными температурами равновесий. Дж. Смит [23, с. 7] комментирует свою фазовую диаграмму следующим образом: "1) с понижением температуры и увеличением Ан-содержания твердый раствор высокого альбита становится более упорядоченным . . . ; 2) твердый раствор /-анортита увеличивается до точки $\text{Ab}_{40}\text{An}_{60}$; 3) инверсия между высоким альбитом и /-анортитом . . . с увеличением Аб-содержания протекает при более низкой

температуре . . . ; 4) гомогенные поля на диаграмме при низких температурах ограничены сольвусом, пересеченным тремя петлями инверсии”.

Дж. Смит указывает также, что в альбит-анортитовой системе существует лишь один сольвус, но наблюдение за распространенностью природных плагиоклазов не исключает возможности неоднозначных фазовых отношений. М. Кроуфорд (1972 г.) описала два сольвуса для плагиоклазовой серии из контактовых роговиков Уаймен (Калифорния). По всей видимости, при определенных геологических процессах формирование плагиоклазовых серий либо неоднотупенчато и разорвано во времени, либо не всегда соответствует предполагаемому односольвусному распаду. Нами было описано [11] существование дискретных фаз в плагиоклазах некоторых метаморфических образований и основных пород расслоенных интрузий, что принципиально соответствует картине полисольвусного эффекта.

Области перистеритового распада, прорастаний Боггилд и Гуттенлошер характеризуются незначительной фазовой сегрегацией и, по всей вероятности, когерентными отношениями продуктов распада, т. е. обладают признаками системы с одним сольвусом.

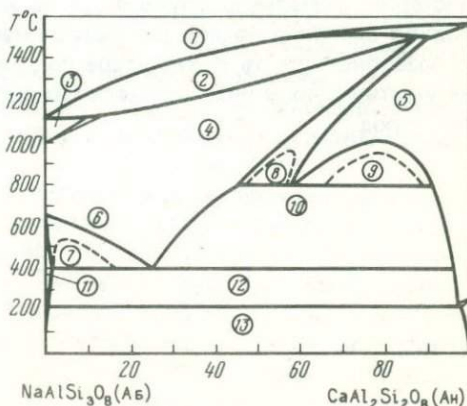
При изучении системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ широкую известность получили эксперименты О.Таттла и Н.Боуэна [13], Х. Йодера и др. (1963 г.). Установлено, что при повышении давления в безводной системе существенно ограничивается область кристаллизации плагиоклаза. Повышение водного давления снижает температуру расплава.

Система тройного полевого шпата ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) хорошо исследована Х. Сека [4]. В этой системе при повышении температуры область смесимости компонентов значительно расширяется; увеличение давления сужает пределы твердого раствора.

В работах Х.Бамбауэра и других, а также Дж. Смита подробно освещены результаты изучения ряда полевошпатовых систем с замещениями *M* и *T* ионов. Возможно, что исследование таких искусственных серий позволит более убедительно аргументировать некоторые неясные вопросы изоморфных взаимоотношений в полевошпатовых сериях.

Рис. 11. Возможные фазовые отношения в плагиоклазах [43].

Цифры в кружках: 1 — расплав; 2 — расплав + высокий альбит; 3 — мональбит; 4 — высокий альбит, упорядоченный и промежуточный альбит; 5 — объемноцентрированный анортит; 6 — промежуточный альбит; 7 — перистерит; 8 — прорастания Боггилд, 9 — прорастания Гуттенлошер; 10 — промежуточный альбит + *I*-анортит; 11 — низкий альбит; 12 — низкий альбит + *I*-анортит; 13 — низкий альбит + *P*-анортит



Для петрологической интерпретации особое значение имеет исследование процессов остывания, кристаллизации и последующего изменения полевых шпатов. Лабораторные опыты воссоздают идеализированные равновесные условия, которые редко соответствуют природной обстановке. Неоднократно отмечалось [Смит, 23; Р. Мартин, 36], что естественные полевые шпаты развиваются в метастабильном состоянии. При равновесной кристаллизации состав полевого шпата контролируется составом расплава и при достижении поверхности сольвуса однополевощпатовая составляющая разделяется на несмешивающиеся фазы. Однако в естественных условиях равновесие не достигается и это в первую очередь фиксируется изменениями в составе полевого шпата. Например, в развитии зональности, ассоциациями в породе кристаллов разного химического состава, формировавшихся в разное время, и др. Равновесие нарушается прежде всего полибарической обстановкой общего геологического окружения полевошпатовых микросистем, а поскольку давление контролирует температуру плавления и кристаллизации, то, естественно, трудно ожидать гармоничного развития более крупных систем в объеме конкретной петрографической разности породы или геологического тела. Каталитическое действие на формирование природного полевого шпата оказывают вода (водное давление весьма существенно понижает температуру плавления), углекислый газ, а также ряд других трудно учитываемых факторов. Остается неоцененным и эффект присутствия микроэлементов в полевошпатовых системах, и влияние других членов природных многокомпонентных систем, составной частью которых является сама полевошпатовая система, и явления, связанные с эволюцией во времени. Все эти ограничения, вызванные трудностями воспроизведения в экспериментах действительных природных реакций, пока не позволяют разработать последовательную и непротиворечивую модель полевошпатовых преобразований. Более определенные перспективы открываются в структурном подходе к полевошпатовой проблематике. Накопление статистических данных и систематизация сведений по полевошпатовым состояниям является одним из возможных способов оценки условий формирования отдельных разностей пород. При достаточно детальном изучении геологического объекта в целом такой подход выявляет последовательную смену этапов минералообразования и позволяет судить о характере позднейших второстепенных явлений, не участвующих в непосредственном процессе становления данной группы пород.

СТРУКТУРНАЯ НОМЕНКЛАТУРА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

При использовании современных номенклатурных единиц встает вопрос о граничных условиях определенного наименования полевого шпата, и эти условия неоднозначны по данным различных минералогов. Дж. В. Смит [43] обобщил номенклатурные вопросы и подробно изложил исторические аспекты развития и решения этой проблемы. Достаточно подробно структурная номенклатура охарактеризована в работе А.С. Марфунина [12]. Современная структурная номенклатура является логическим следствием обсуждения результатов теоретических и экспериментальных работ, которые были проведены в течение последнего двадцатилетия.

Структурная номенклатура полевых шпатов прежде всего базируется на оценке распределения алюминия в кремнекислородном каркасе. В то же время существует вполне определенная неоднородность в номенклатуре щелочных полевых шпатов и плагиоклазов, поскольку для плагиоклазов существенное значение имеют особенности состава, а для полевых шпатов — состояние порядка. Так как в ряде случаев довольно трудно согласовать оптические и структурные характеристики полевых шпатов, то единообразный подход к номенклатурным проблемам строится на размерах их элементарных ячеек. При этом опорными являются данные по образцам, для которых произведено полное структурное уточнение и соответствующий расчет Al-распределения по позициям тетраэдра.

Щелочные полевые шпаты

Моноклинные калиевые полевые шпаты разделяются на промежуточную разность и два конечных члена: высокий санидин и низкий санидин. Со структурной точки зрения высокий санидин характеризуется Al-концентрацией, равной 0,25 во всех T -подположениях; в максимальном низком санидине "Гималайя" распределение Al по позициям T_{1o} ; T_{1m} ; T_{2o} и T_{2m} составляет: 0,46; 0,46; 0,04; 0,04. Последовательное обогащение алюминием T_1 за счет T_2 является моноклинным упорядочением (табл. 1).

Оптические характеристики санидинов контролируются величиной угла оптических осей, наибольшее значение которого для низкого санидина по А.С. Марфунину [12] — 45° , а по Ф. Лавесу и К. Фисвантану [34] — 64° . Согласно Ф. Лавесу [13], существуют три типа оптически моноклинового полевого шпата: 1) действительно моноклинные $\alpha = \gamma = 90^\circ$; 2) оптически моноклинные из-за очень тонкого альбитового и периклинового двойникования; 3) оптически моноклинные, состоящие из субмикроскопических триклинных зон, sdвойникованных по альбито-

| Номер п/п | Полевой шпат | А-распределение | | |
|--------------|-------------------------|-----------------|---------|---------|
| | | T_1^o | T_1^m | T_2^o |
| 1 | Отожженный санидин | 0,260 | 0,260 | 0,220 |
| 2 | " " | 0,260 | 0,260 | 0,225 |
| 3 | Низкий санидин | 0,320 | 0,320 | 0,180 |
| 4 | " | 0,295 | 0,295 | 0,195 |
| | " | 0,320 | 0,320 | 0,180 |
| 5 | | 0,345 | 0,345 | 0,125 |
| 6 | " | 0,370 | 0,350 | 0,150 |
| 7 | Адуляр | 0,395 | 0,395 | 0,070 |
| 8 | " | 0,405 | 0,405 | 0,080 |
| 9 | Ортоклаз | 0,415 | 0,335 | 0,110 |
| 10 | Упорядоченный ортоклаз | 0,430 | 0,430 | 0,030 |
| | | 0,500 | 0,500 | 0,000 |
| 11 | Ортоклаз | 0,470 | 0,365 | 0,085 |
| 12 | " | 0,445 | 0,330 | 0,085 |
| 13 | Высокий микроклин | 0,485 | 0,305 | 0,090 |
| 14 | Промежуточный микроклин | 0,630 | 0,240 | 0,065 |
| 15 | " " | 0,630 | 0,235 | 0,045 |
| 16 | " " | 0,680 | 0,150 | 0,065 |
| 17 | Низкий микроклин | 0,800 | 0,140 | 0,025 |
| 18 | " | 0,900 | 0,050 | 0,030 |
| 19 | Максимальный микроклин | 0,930 | 0,010 | 0,055 |
| 20 | " " | 0,970 | 0,015 | - 0,010 |
| | | 1,000 | 0,020 | - 0,020 |
| 21 | Напряженный микроклин | 0,470 | 0,310 | 0,100 |
| 22 | Ортоклаз | 0,290 | 0,260 | 0,260 |

Примечание. 1, 5 — Спенсер-С; 2, 3 — Эйфель, 4 — Эйфель 7002; 7 — Готтхард; латсало (все анализы приведены по табл. 3 — 2 и 7 — 2а [43]), 6, 9, 11, 12, 13, 14,

| Коэффициенты Томпсона | | | | |
|-----------------------|-------------|--------|------|------|
| T_2^m | ΣAl | X | Y | Z |
| 0,220 | 0,960 | 0,00 | 0,00 | 0,08 |
| 0,225 | 0,970 | 0,00 | 0,00 | 0,07 |
| 1,180 | 1,00 | 0,00 | 0,00 | 0,28 |
| 0,195 | 0,980 | 0,00 | 0,00 | 0,20 |
| 0,180 | 1,000 | 0,00 | 0,00 | 0,28 |
| 0,125 | 0,940 | 0,00 | 0,00 | 0,44 |
| 0,140 | 1,010 | 0,01 | 0,02 | 0,43 |
| 0,070 | 0,930 | 0,00 | 0,00 | 0,65 |
| 0,080 | 0,970 | 0,00 | 0,00 | 0,65 |
| 0,110 | 0,970 | 0,00 | 0,08 | 0,53 |
| 0,030 | 0,920 | 0,00 | 0,00 | 0,80 |
| 0,000 | 1,000 | 0,00 | 0,00 | 1,00 |
| 0,085 | 1,005 | 0,00 | 0,11 | 0,67 |
| 0,080 | 0,940 | 0,005 | 0,12 | 0,61 |
| 0,070 | 0,950 | 0,02 | 0,18 | 0,63 |
| 0,055 | 0,990 | 0,01 | 0,39 | 0,75 |
| 0,030 | 0,940 | 0,015 | 0,40 | 0,79 |
| 0,055 | 0,950 | 0,01 | 0,53 | 0,71 |
| 0,025 | 0,990 | 0,00 | 0,66 | 0,89 |
| 0,030 | 1,010 | 0,00 | 0,85 | 0,89 |
| - 0,025 | 0,970 | 0,08 | 0,92 | 0,91 |
| 0,000 | 0,975 | - 0,01 | 0,96 | 0,98 |
| 0,000 | 1,000 | - 0,02 | 0,98 | 1,04 |
| 0,100 | 1,000 | 0,00 | 0,16 | 0,58 |
| 0,240 | 1,050 | 0,02 | 0,03 | 0,05 |

7007, 8 — Спенсер В, 10 — Гималайя, 15 — Спенсер-У, 19 — Понтискальк, 20 — Пел-10, 17, 18 [22], 21 — к-235 [39], 22 — Виценция (R. De Pieri, S. Quarenì, 1973 г.)

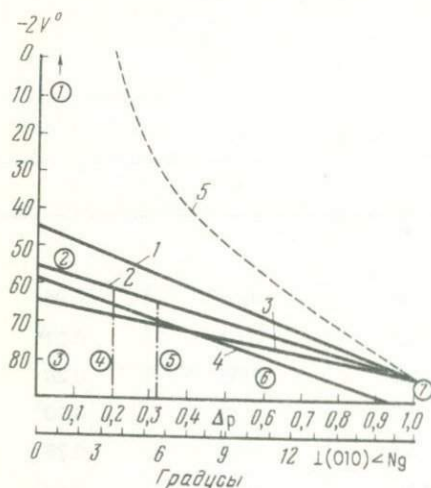


Рис. 12. Оптико-рентгеновая номенклатура калиевых полевых шпатов [дополнения автора, 43].

Соотношение величин $-2V$ и $\Delta\rho$: 1 — А.С. Марфуни [12], 2 — Дж. Смит [43], 3 — Ф. Лавес и К. Фисванатан [34], 4 — А. Нейва [24], 5 — возможный путь одноступенчатого упорядочения по Дж. Смигу [83]

Цифры в кружках: 1 — высокий санидин; 2 — низкий санидин; 3 — ортоклаз; 4 — высокий микроклин; 5 — промежуточный микроклин; 6 — низкий микроклин; 7 — максимальный микроклин

вому закону. Последний случай соответствует доменовому строению и обнаруживает моноклинную оптику при сбалансированном двойниковании зон и оптику триклинную при несбалансированном двойниковании. Дж. Смит [43] ограничивает $2V$ низкого санидина величиной -55° . Классификационная схема калиевых полевых шпатов, основанная на углах $2V$ и степени триклинности, приведена на рис. 12.

Известный график $c - b$ Д.Стюарта и Т.Райта [44] более однозначно определяет соотношения ребер ячейки c и b для высокого санидина и его низкой разновидности (ортоклаза). Довольно часто оптически моноклинные калишпаты рентгенографически триклинны, что является следствием несбалансированного, субмикроскопического двойникования. Соответственно этому, например, в номенклатуре А.С. Марфунина выделяются триклинные ортоклазы, а в номенклатуре Ф.Лавеса — ортоклазовые микроклины.

Номенклатура моноклиновых полевых шпатов осложняется проблемой ортоклаза. В петрографической терминологии под ортоклазом традиционно понимается упорядоченный оптически моноклинный полевой шпат. Ф.Лавес и К.Фисванатан [34] понимали под ортоклазом рентгеновски моноклинный калишпат, состоящий из сбалансированных субмикроскопически сдвойникованных доменов и имеющих $2V$ более -65° . Дж. Смит [43] предлагает под ортоклазом понимать моноклинный калишпат, не охарактеризованный структурно. Х. Мегу [24] сохраняет название ортоклаз только для моноклинного калишпата с равным Al-распределением в позициях T_1 . По этому же принципу С. Хорски и Р. Мартин (1977 г.) отождествляют теоретический максимально низкий санидин и теоретический ортоклаз.

Номенклатура триклинного калиевого полевого шпата ограничивается микроклином, имеющим высокое, промежуточное, низкое и максимальное состояния порядка. Оптическими константами микроклинов являются углы $2V$, превосходящие -55° , -65° , и субмикроскопичес-

кое двойникование по альбитовому и периклиновому закону. Эффект триклинной геометрии достигается укрупненным доменовым строением. Классификация микроклинов также контролируется Al-распределением в положении T_1o : для промежуточной модификации концентрация алюминия в этой позиции равна 0,63, низкого микроклина — 0,93, теоретического максимального микроклина — 1,0. Положение высокого микроклина во всех разработанных номенклатурах весьма неопределенно, и ему приписывается как модель структуры идеального низкого санидина, так и триклинной разности.

В номенклатуре калиевых полевых шпатов важное место занимает вопрос моноклинно-триклинной инверсии. В соответствии со взглядами Ф.Лавеса [13, 33] и более ранними работами Т.Барта и В.Тейлора разупорядоченные щелочные полевые шпаты при медленном охлаждении последовательно упорядочиваются за счет тетраэдрического перераспределения алюминия и переходят из высокого санидина в максимальный микроклин и из высокого альбита в низкий. Эта концепция развивалась Ф.Лавесом и получила широкое признание в работах ряда ведущих специалистов по полевошпатовой проблеме. Структурная интерпретация моноклинно-триклинной инверсии предусматривает два пути этого перехода. Одноступенчатый путь — обогащение алюминием позиции T_1o одновременно из всех других положений; двуступенчатый путь — после моноклинного упорядочения происходит миграция Al из T_1m в T_1o .

Дж. Смит [43, с. 73] указывает: "... является спорным, что калишпат в условиях равновесия пойдет по одноступенчатому пути и что когерентность должна вызвать моноклинную симметрию на первых стадиях упорядочения". Дж. Смит также придерживается мнения, что "... природные калишпаты изверженных пород идут по пути двуступенчатого упорядочения, причем первая ступень заключается в Si — Al-упорядочении статистически моноклинного каркаса, а вторая — в развитии доменной структуры, достаточно прочной, чтобы определить триклинную геометрию рентгенографическими и другими методами".

Р. Фергусон [25] дал критический обзор проблемы моноклинно-триклинной инверсии в полевых шпатах. Касаясь теории упорядочения-разупорядочения Ф.Лавеса, в основе которой лежит Si : Al-распределение по тетраэдрическим позициям, а структурные типы калишпатов подразделяются на разупорядоченный моноклинный санидин (высокотемпературная форма), частично моноклинно упорядоченный ортоклаз (промежуточно-низкотемпературная форма), Фергусон указал на ряд ее микроклин (низкотемпературная форма), Фергусон указал на ряд ее противоречий и, в частности, на такой петрологически важный нюанс, как рассмотрение ортоклаза в качестве температурно промежуточного полиморфа, хотя он встречается в низкотемпературной природной обстановке. Согласно теории "силы связи" Р.Фергусона [17] частично упорядоченная моноклинная структура может считаться низкотемпературной формой; микроклин возникает при воздействии Na (или Ca) на алюмосиликатный каркас на высокотемпературной стадии Si : Al сегрегации в процессе остывания. Существует ряд низкотемпературных калишпатов от ортоклаза, образованного в богатой калием и бедной натрием среде,

через триклинный промежуточный микроклин до максимального микроклина, образованного в бедной калием и богатой натрием среде.

Если считать Al-распределение функцией температурных условий, то надо предусмотреть ряд ограничивающих факторов, объясняющих возможную метастабильность упорядоченных моноклинных санидинов (ортоклазов). Как указывает Р.Фергусон [25], наиболее часто упоминаются: 1) кристаллизация в поле стабильности микроклина, но при скорости, достаточной для консервации структуры ортоклаза; 2) кристаллизация в устойчивом поле ортоклаза при скорости охлаждения, достаточной для консервации ортоклазового Al:Si-распределения; 3) влияние водного флюида при кристаллизации.

Именно эти факторы вынуждают предусматривать различные механизмы упорядочения: одно- и двуступенчатый пути стабилизации триклинной геометрии ячейки. В термодинамическом аспекте особенно неясен возможный переход от упорядоченного санидина (ортоклаза) к низкому микроклину, что вынуждает использовать для объяснения инверсии фактор времени, т. е. геологическую длительность структурного превращения.

Укажем также, что В. Маккензи [13] придерживался гипотезы преимущественно химического (состав калишпата) контроля моноклинно-триклинного перехода, не отвергая возможности Si — Al-упорядочения до определенного предела (ортоклаза), после которого начинается распад Na-и K-фаз. Ряд сомнений относительно выдержанности двуступенчатого процесса упорядочения были высказаны В.В. Гордиенко и А.А. Кухаренко, которые писали [6, с. 52], что "... моноклинное перераспределение атомов Al... возбуждает триклинное упорядочение структуры и в дальнейшем сопровождается им". Отметим также высказывание П.Рибби [23, с. R — 26], что "... подавляющая часть калишпатов, кристаллизующихся в моноклинной сингонии, никогда не становятся триклинными микроклинами".

Классификация калишпатов по их оптическим свойствам имеет ряд существенных ограничений, обусловленных тем, что угол оптических осей является сложной функцией состава и структурного состояния. Помимо того, что нет строгой границы в значениях $2V$ моноклинных и триклинных модификаций, имеющиеся аналитические данные не позволяют надежно соотнести Al-распределение и величину $2V$.

Д.Стюарт [23] отмечает, что угол $2V$ больше коррелирует с % Or и суммой Al ($T_{1o} + T_{1m}$) и почти не зависит от схемы триклинного упорядочения, т. е. от количественного распределения Al между позициями T_{1o} и T_{1m} . Им же [24] предпринята попытка связать углы $2V$ с параметрами элементарных ячеек щелочных полевых шпатов и указывается, что для нормальных ненапряженных ячеек существует четкая корреляция между величинами $2V$, ребрами b и c и составом (см. рис. 14).

По мнению Дж. Смита, наиболее удобной с точки зрения численной оценки является номенклатура, основанная на параметрах ячейки $b - c^*$, которая увязывается с составом и углом оптических осей щелочных полевых шпатов. Рекомендуется сохранить в номенклатуре термин, характеризующий экстремальные состояния упорядоченности: макси-

мально высокий санидин, максимально низкий микроклин и т. д. Эта номенклатурная схема [43] воссоздает идеализированную систему взаимоотношений щелочных полевых шпатов из предположения последовательных структурных трансформаций и гармоничных фазовых переходов. Рекомендуется все моноклинные разности обозначать санидинами, а триклинные — микроклинами, указывая характер структурного состояния. Из других номенклатурных схем, не ставящих в строгую зависимость преимущество триклинного упорядочения от моноклинного, необходимо отметить классификацию В.В. Гордиенко и А.А. Кухаренко [6], которые разделяют калишпаты по соотношению значений моноклинной и триклинной упорядоченности.

Можно также подчеркнуть, что в современной структурной номенклатуре почти не упоминается адуляр, поскольку считается [43], что при всей своей макроскопически особой морфологии, это тем не менее структурно метастабильная низкотемпературная форма полевого шпата с оптическими и рентгеновскими свойствами от санидина до микроклина.

Хотя теория упорядочения-разупорядочения является наиболее популярной и послужила основой для многочисленных петрографических обобщений и петрогенетических построений, представляется, что не все ее положения могут быть априорно восприняты и, в частности, предположение о второй ступени упорядочения, т. е. триклинном упорядочении после полного моноклинного. Этот петрологически весьма важный вопрос более подробно разбирается ниже и решается с помощью новой методики интерпретации структур полевых шпатов.

Тройные полевые шпаты

В литературе не раз отмечались сложности, связанные с типизацией полевых шпатов $Ab-Or-An$ состава. Известно, что гомогенный характер такого твердого раствора является результатом быстрого охлаждения и, следовательно, тройные полевые шпаты характерны для вулканических пород. При медленном охлаждении калий-обогащенная фаза сегрегируется.

Тройной полевой шпат — член серии высокий альбит — высокий санидин и при этом обычно содержит более 10 % ортоклаз-анортитового компонента. В то же время существует химический контроль его состава, который укладывается в рамки $Or_5 (Ab + An)_{95} - Or_{40} (Ab + An)_{60}$. Такой полевой шпат называется анортотоклазом и является триклинным. Разности с большим Or -содержанием уже моноклинные.

Принципиальное кристаллографическое различие между анортотоклазом и плагиотоклазом заключается в том, что первый кристаллизуется в моноклинной симметрии и при охлаждении в результате сдвиговой трансформации становится триклинным [Маккензи, 13], а второй сразу кристаллизуется в триклинной модификации. Оптически такая сдвиговая трансформация выражается решетчатым двойникованием, аналогичным микроклиновому, но которое имеет иную, диффузную природу, несвязанную с процессом кристаллизации.

Очень часто оптические и химические анортоклазы являются субрентгеновскими пертитами, несмешивающиеся фазы которого представляют собой калиевый высокий альбит и натриевый низкий санидин, вследствие чего в дорентгеновских данных об анортоклазах было много неточностей и, по выражению Ф.Лавеса [33], все минералоги и петрографы практически по-своему понимают анортоклаз.

По номенклатуре Дж. Смита [43], анортоклаз в зависимости от состава может соответствовать преимущественно альбитовому участку Ан — Аб — Ор диаграммы гомогенных высоких полевых шпатов, при этом предлагается для структурной характеристики не термин анортоклаз, а соответствующий Na — К или Na — Са полевой шпат с указанием на калиевую или натриевую специфику состава (см. рис. 5, В).

Плагиоклазы

Поскольку тонкие свойства плагиоклазовых структур пока еще недостаточно увязаны с термодинамическими условиями формирования и геологической обстановкой материнских пород, традиционная химическая классификация представляется наиболее удобной для практического применения. Как известно, в основе этого подразделения лежат определенные диапазоны Ан-содержания. В серии альбит-анортитового твердого раствора возможно присутствие ортоклазовой составляющей, которая достигает наибольших значений ($\sim 4\%$) в членах средней основности. Идеализированная номенклатура, предполагающая предпочтительную концентрацию ортоклазового минала в высокотемпературных плагиоклазах, рекомендует использовать определение калиевый (см. рис. 5, В).

Другим принципом, на котором основывается номенклатура плагиоклазов, является структурное состояние. Высокое и низкое структурное состояние подразумевает, соответственно, либо равномерное распределение алюминия по позициям кремнекислородного тетраэдра, либо преимущественную концентрацию его в T_1O при $t_1m = t_2o = t_2m$. В табл. 2 приведены данные по имеющимся в литературе полным структурным анализам. Эти анализы отмечены точками на рис. 13.

Связь t_1o , или Al (T_1O), и ΔAl , или $t_1o - t_1m$, с анортитсодержанием для обеих модификаций плагиоклаза иллюстрируется рис. 13, А, Б. Отклонение этих структурных констант от теоретического распределения, возможного для высоких и низких разностей, свидетельствует о том, что, с одной стороны, в ходе отжига не было достигнуто полностью разупорядоченного состояния высоких плагиоклазов; с другой, — не исключено, что низкие модификации, во-первых, охарактеризованы лишь ограниченным числом анализов и потому объективно не отражают теоретический ход упорядочения, во-вторых, проблема природной низкой серии дискуссионна. Дж. Смит [43, с. 451] пишет: "Несомненно, имеется особая серия высокого плагиоклаза, структура которого термодинамически стабильна при солидусе. Но возможно, что особой серии низкого плагиоклаза не существует, разве что теоретически. Природные

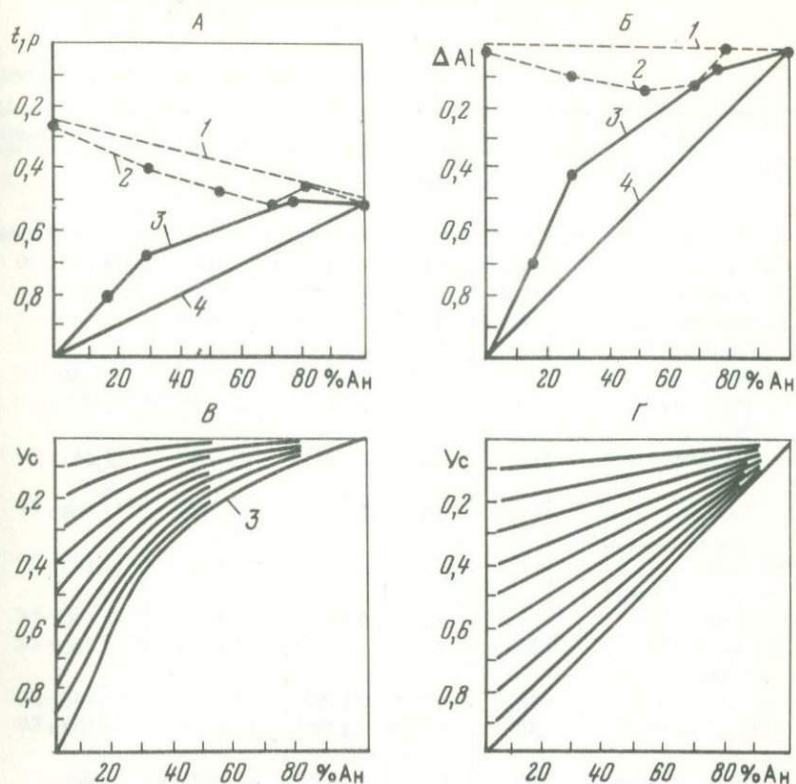


Рис. 13. Структурные схемы плагиоклазов.

А — распределение $t_1\rho$ в плагиоклазах различной основности и упорядоченности; Б — распределение ΔAl ; изолинии структурной упорядоченности (Y_c), проведенные в диапазоне: В — природного низкого плагиоклаза и теоретического разупорядочения; Г — теоретического порядка-беспорядка.

1 — теоретически разупорядоченный плагиоклаз; 2 — высокий плагиоклаз; 3 — природный низкий плагиоклаз; 4 — теоретически упорядоченный плагиоклаз

образцы низкой серии . . . вероятно, не обладают особой группой структурных свойств (т. е. нельзя предсказать атомное распределение по Ан-содержанию и структурному показателю $\Delta 2\theta$ (131)).

Поскольку величины $t_1\rho$ и ΔAl , вследствие тесной связи с Ан-содержанием мало пригодны для практической оценки степени упорядоченности (например, $t_1\rho = 0,70$ и $\Delta Al = 0,40$ характеризуют ряд от низкого олигоклаза № 28 до альбита промежуточного состояния), целесообразно ввести понятие структурной упорядоченности (Y_c), которое независимо от состава указывает на степень отклонения от состояния полного (теоретического) разупорядочения. По сути дела, это альбитовая упорядоченность, так как за основу градуировки шкалы берется структурное различие низкого альбита ($\Delta Al = 1,0$) и высокого альбита

Параметры ячеек и Al-распределение в пла

| Номер п/п | Образец | Состав, мол. % | | Параметры | | |
|-----------|----------------------|----------------|-----|---------------|---------------|----------------|
| | | Ан | Ор | $a, \text{Å}$ | $b, \text{Å}$ | $c, \text{Å}$ |
| 1 | Рамона | 0,5 | 1,0 | 8,138 | 12,789 | 7,156 |
| 2 | Амелия | 0,7 | 1,6 | 8,138 | 12,786 | 7,163 |
| 3 | Тибурон | 0,0 | 0,1 | 8,133 | 12,781 | 7,155 |
| 4 | Камедо | 16 | 2,0 | 8,155 | 12,821 | 7,140 |
| 5 | Митчелл | 28 | 2,0 | 8,169 | 12,851 | 7,124 |
| 6 | Кристалл Бэй | 76 | 0,0 | 8,174 | 12,867 | 7,098 x x 2 |
| 7 | Вэл Пасмедо | 100 | 0,0 | 8,173 | 12,869 | 7,083 x x 2 |
| 8 | Тибурон (отожженный) | 0,0 | 0,1 | 8,152 | 12,858 | 7,108 |
| 9 | Амелия (отожженный) | 0,7 | 1,6 | 8,149 | 12,880 | 7,106 |
| 10 | Олигоклаз | 27,8 | 2,3 | 8,173 | 12,882 | 7,110 |
| 11 | Андезин — лабрадор | 52,0 | 2,5 | 8,174 | 12,875 | 7,103 |
| 12 | Лабрадор | 68,7 | 0,2 | 8,175 | 12,869 | 7,096 |
| 13 | Святой Луис | 80 | 0,0 | 8,178 | 12,870 | 7,094 x x 2 |
| 14 | Монте-Сомма | 100 | 0,0 | 8,177 | 12,877 | 7,085 x x 2 |

Примечание. 1, 2, 9, 14 [17], 10, 11, 12 [31], остальные анализы цитируются латы.

($\Delta Al = 0,0$), поэтому для альбитовой серии значения ΔAl и U_c совпадают. Вероятное положение изолиний структурной упорядоченности как относительно описанных природных низких плагиоклазов, так и соответственно теоретическому упорядочению показано на рис. 13, В, Г. Значения $U_c = 0,0$ приписываются состоянию беспорядка, а $U_c = 1,0$ — состоянию упорядоченности.

Номенклатура плагиоклазов, обусловленная изменениями Ан-содержания и структурного состояния, основывается на экстремальных членах с контрастными составами и степенью порядка. Этими членами, по Х.У. Бамбауэру и др. [19], являются:

Мональбит. Моноклинный Na-полевой шпат с Al : Si -распределением, аналогичным в санидине; стабилен только при высоких температурах.

гиоклазах с полным структурным уточнением

| ячеек | | | | Al-распределение | | |
|-----------------------|----------------------|-----------------------|-----------------|------------------|-------------------------|-------------|
| α , градус-мин | β , градус-мин | γ , градус-мин | $V, \text{Å}^3$ | t_1^o | $t_1^m = t_2^o = t_2^m$ | ΔAl |
| 94 — 20 | 116 — 34 | 87 — 39 | 664,2 | 1,00 | — 0,02 | 1,02 |
| 94 — 15 | 116 — 36 | 87 — 42 | 664,6 | 0,985 | — 0,03 | 1,015 |
| 94 — 17 | 116 — 37 | 87 — 44 | 663,1 | 0,965 | — 0,025 | 0,99 |
| 93 — 58 | 116 — 29 | 88 — 38 | 665,9 | 0,81 | 0,11 | 0,70 |
| 93 — 37 | 116 — 24 | 89 — 28 | 668,4 | 0,68 | 0,26 | 0,42 |
| 93 — 24 | 116 — 05 | 90 — 40 | 668,9 x x 2 | 0,50 | 0,42 | 0,08 |
| 93 — 07 | 115 — 54 | 91 — 16 | 668,2 x x 2 | 0,53 | 0,51 | 0,02 |
| 93 — 36 | 116 — 28 | 90 — 07 | 665,4 | 0,30 | 0,22 | 0,08 |
| 93 — 21 | 116 — 18 | 90 — 17 | 666,7 | 0,28 | 0,25 | 0,03 |
| 93 — 19 | 116 — 17 | 90 — 17 | | 0,395 | 0,295 | 0,10 |
| 93 — 24 | 116 — 08 | 90 — 23 | | 0,485 | 0,345 | 0,14 |
| 93 — 26 | 115 — 59 | 90 — 36 | | 0,52 | 0,39 | 0,13 |
| 93 — 30 | 115 — 54 | 90 — 39 | 669,8 x x 2 | 0,47 | 0,47 | 0,0 |
| 93 — 09 | 115 — 51 | 91 — 13 | 669,4 x x 2 | 0,53 | 0,52 | 0,01 |

по табл. 3 — 3 и 7 — 6е [43]; 1 — 7 низкие плагиоклазы; 8 — 14 высокие плагиоклазы.

Альбит. Триклинный Na-полевой шпат с нестабильным Al : Si -распределением, соответствующим мональбиту (в литературе описывается так же, как "высокий альбит"); аналогично альбиту описывается Са-альбит — анплагиолаз.

Альбит (высокий). Триклинный Na-полевой шпат со стабильным Al : Si -распределением, соответствующим наибольшему возможному беспорядку, совпадающему с триклинной симметрией.

Альбит (низкий). Триклинный Na-полевой шпат с Al : Si -распределением наивысшего порядка.

I-анортит. Са-полевой шпат с триклинной, объемноцентрированной решеткой.

P-анортит. Са-полевой шпат с триклинной, примитивной решеткой.

Генетическая расшифровка сложной тонкой структуры плагиоклазов в дальнейшем позволит существенно детализировать неясные номенкла-

турные вопросы. Однако уже сейчас можно улучшить ту чисто качественную классификацию структурного состояния, согласно которой предлагается для плагиоклазов, не принадлежащих высокой или низкой сериям, давать только определение промежуточный, используя $\Delta 2\theta$ ($131 - \bar{1}\bar{3}1$) показатель [43]. Это улучшение достигается оценкой упорядочения в значениях U_s .

В то же время еще раз отметим, что в применении к высокоосновным плагиоклазам ($> 70\%$ An) структурное разграничение проводится весьма условно, поскольку не обнаруживается значимое различие в заселенности алюминием тетраэдрических положений. К. Фисванатан [46] выделяет гипотетический низкий анортит с $t_1 o = 1,0$ и с Al-концентрацией в остальных положениях по 0,33. Реальная классификация анортитов пока строится на конфигурации дифрактометрических отражений, причем стабильная форма анортита (P-анортит) при низкой температуре имеет резкие b ($h + k$ нечетное, l нечетное) и c ($h + k$ четное, l нечетное) отражения, а нестабильная форма (I-анортит) — диффузные [43].

В литературе распространен также ряд терминов, подчеркивающих некоторые морфологические особенности плагиоклазов. Клевеландит — массивный альбит, не имеющий четких ограничений, кроме ламеллей, параллельных (010), которые обычно искривлены и деформированы и могут быть sdвойникованы по альбитовому закону (к пластинкам альбита, сформированным в ходе пертитового распада, этот термин неприменим). Барьерит — тонко sdвойникованный микроклин с распавшимся моноклинным альбитом; антипертит — сростание плагиоклаза и щелочного полевого шпата; перистерит — правильное сростание альбита и олигоклаза.

Из других полевых шпатов наиболее четкая номенклатура разработана для барийсодержащих разностей. В диапазоне до 15% цельзиановой составляющей (Цн) существуют и бариевые ортоклазы и бариевые микроклины; в диапазоне 15 — 65% это уже чисто моноклинная модификация, которая называется гиалофан; далее устанавливается разрыв в составе диапазоне 65 — 80% Цн; при 80 — 100% Цн — это уже собственно цельзиан. Полная смесимость ортоклазовой и цельзиановой молекулы наблюдается в высокой серии санидин — цельзиан.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ И ФАЗОВЫХ СОСТОЯНИЙ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ПО ПАРАМЕТРАМ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЯЧЕЕК

СУЩЕСТВУЮЩИЕ МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В литературе описаны разнообразные экспрессные методики определения состава и структурного состояния калишпатов и плагиоклазов, основывающиеся на прямых данных рентгенограмм — на значениях углов 2θ (hkl) или на величинах межплоскостных расстояний различных определяющих отражений. Многочисленными экспериментальными работами была также установлена взаимосвязь фазового состава, упорядоченности и баротермических условий формирования полевых шпатов с размерностью параметров элементарных ячеек. Некоторые методики к настоящему времени устарели, некоторые модернизированы. Не останавливаясь подробно на анализе их достоинств или ограничений, тем более что в литературе имеются соответствующие обзоры, укажем лишь те, которые в настоящий момент наиболее часто используются минералогами и на которых основывалась интерпретация полевых шпатов в ряде наших публикаций.

Щелочные полевые шпаты

Определения фазового состава (% Ор — ортоклазовый минал) калишпата производятся по формуле: % Ор (мол.) = $Nor \cdot 100$, где $Nor = 2,1099 a + 0,0207 (\Delta bc) - 17,1974$ [36]. Д. Стюарт и Т. Райт [44] рекомендуют определять фазовый состав через объем ячейки: % Ор (мол.) = $(0,2962 - \sqrt{0,9531 - 0,0013 \cdot V}) : 0,0018$, указывая, что такое определение особенно эффективно для "аномальных" ячеек. Альбитсодержание калишпата оценивается как разность $(100\% - \% \text{Ор})$, причем оно включает и анортитсодержание, максимальное количество которого не превышает 2%. Широко распространенный метод оценки Ор-компонента калишпата по величине 2θ ($\bar{2}01$) или по d ($\bar{2}01$), обладая хорошей наглядностью для альбит-калишпатовой серии в целом, тем не менее весьма груб для определений в ее калиевой части. Как показано Д. Стюартом и Т. Райтом [44], в диапазоне 90 — 100% Ор отсутствует значимое различие в величинах 2θ ($\bar{2}01$).

При расчете Al-содержания (оценка упорядоченности) в позициях кремнекислородного тетраэдра используются формулы, связывающие параметры ячейки с N_{Al} , т. е. долей Al в определенной позиции (D. Stewart, P. Ribbe, 1969 г.). Вероятность нахождения алюминия в этих позициях обозначается: t_{1o} , t_{1m} , t_{2o} и t_{2m} . Значения t_{1o} рассчитаны по формуле

$$t_{1o} = \frac{\Delta bc + \Delta a^* \gamma^*}{2},$$

где

$$\Delta bc = \frac{c - 0,4864 b - 0,7711}{1,8388 - 0,1306 b},$$

$$\Delta \alpha^* \gamma^* = \frac{\alpha^* - 2,0066 \gamma^* + 90,594}{0,2082 \gamma^* - 23,2978}.$$

Для калишпатов

$$t_1 m = \frac{\Delta bc - \Delta \alpha^* \gamma^*}{2}; \quad t_2 o = t_2 m = \frac{1 - \Delta bc}{2}; \quad t_1 = t_1 o + t_1 m.$$

Сумма алюминия ($t_1 o + t_1 m + t_2 o + t_2 m$) для калишпатов и альбитов равна 1,0. Уравнения, определяющие величины Δbc (или t_1) и $\Delta \alpha^* \gamma^*$ (или $t_1 o - t_1 m$), получены из решения четырехугольника по экстремальным членам щелочной серии в координатах $b - c$ и $\alpha^* - \gamma^*$ в предположении равноточного изменения параметров ячеек на пути упорядочения [24].

В литературе уже обращалось внимание [1] на некоторое несоответствие значений t_1 , снятых с графика $b - c$ ($t_{1 \text{граф}}$), полученных полным структурным уточнением ($t_{1 \text{стр}}$). Такое же несоответствие обнаруживают величины $t_{1 \text{расч}}$, рассчитанные по использованным формулам (рис. 14, структурные значения $t_1 o + t_1 m$ взяты из табл. 1). Взаимосвязь $t_{1 \text{стр}}$ $t_{1 \text{расч}}$, по всей вероятности, не носит линейный характер и до величины $0,75 t_{1 \text{стр}}$ превышает $t_{1 \text{расч}}$, а затем наблюдается обратная зависимость (рис. 15). Полученную кривую целесообразно использовать для корректировки значений $t_{1 \text{расч}}$ (и $t_{1 \text{граф}}$). С более высокой надежностью определяется разность $t_1 o - t_1 m$, поскольку отклонения расчетных (графических) данных от структурных невелики. Известное несовершенство оценки упорядоченности калишпатов по параметрам b и c обусловлено трудно учитываемым влиянием состава, но в основном, как это показано ниже, отсутствием прямой преемственности в последовательности моноклинного и триклинного упорядочения.

Различные комбинации Al-концентраций по тетраэдрическим положениям дают коэффициенты Томпсона, которые позволяют выработать единообразный подход к практической оценке структурного состояния калишпатов:

$$Z = (t_1 o + t_1 m) - (t_2 o + t_2 m); \quad V = t_1 o - t_1 m; \quad X = t_2 o - t_2 m.$$

(J. Thompson, 1969 г.). В табл. 1 приведены эти коэффициенты для калишпатов с полным структурным уточнением.

Традиционной мерой оценки структурного состояния калишпатов является степень триклинности, определяемая по разности межплоскостных рефлексов (131) и (131̄) [13] или по углу ячейки γ^* [34]. Этот относительный показатель структурного состояния, часто использующийся в петрографической практике, не имеет прямых числовых аналогий с N_{A1} . Поэтому мы предприняли попытку выяснить возможную взаимо-

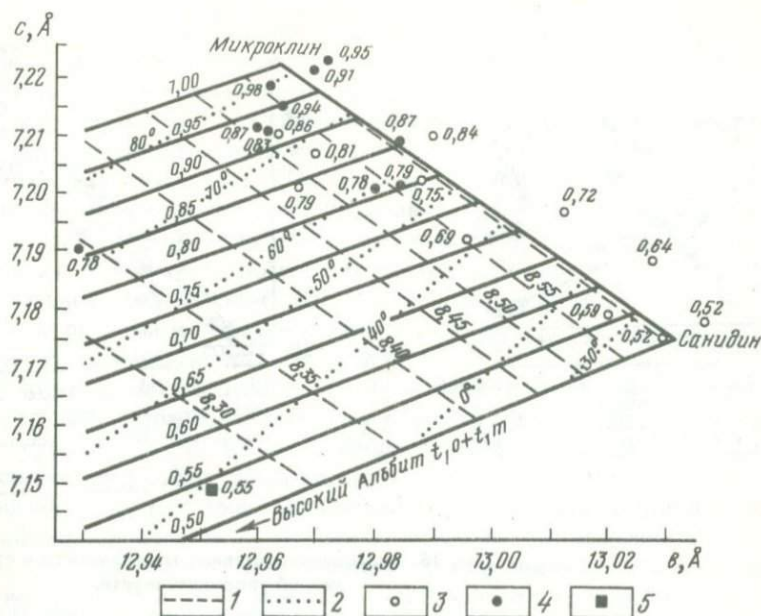
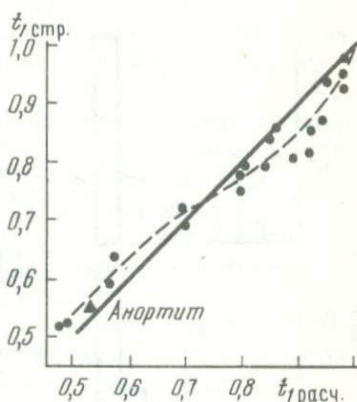


Рис. 14. Положение анализов калишпатов с полным структурным уточнением в координатах $b - c$.

1 — изолинии параметра a ; 2 — изолинии угла $2V$ [23]; 3 — моноклинный калишпат; 4 — триклинный; 5 — анортоклаз

Рис. 15. Соотношение расчетных и структурных значений t_1 калишпатов.



связь триклинности и Al-концентраций по тетраэдрическим позициям. Помимо полных структурных анализов с этой целью использованы микроклины с определением t_{1o} и t_{1m} по графику $b - c$ [44, табл. 2]. Для всех микроклинов по параметрам ячеек на основе составленной ранее программы [8] вычислены углы 2θ ($\text{CuK}\alpha$) для отражений (131) и (131) и произведен расчет $\Delta\rho$. Степень триклинности определена и по углу ячейки γ^* ($\Delta\gamma^*$).

Установлена прямая связь Al-содержания (N_{Al}) в позициях T_{1o} и T_{1m} с $\Delta\gamma^*$. По графику (рис. 16), используя величину $\Delta\gamma^*$, можно определить t_{1o} и t_{1m} , проконтролировав эти значения разностью

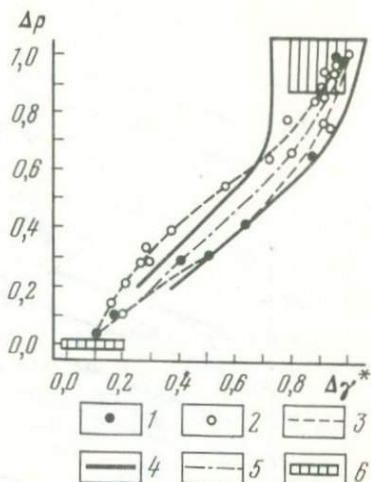
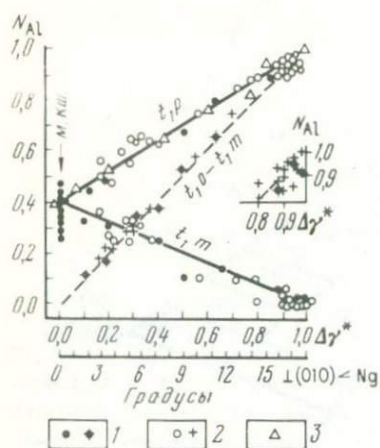


Рис. 16. Соотношение степени триклинности и структурной упорядоченности.

1 — полные структурные анализы (см. табл. 1); 2 — анализы с определением $N_{\Delta 1}$ по графику *b-c* [44]; 3 — анализы природных калишпатов из пегматитов (статистическая оценка в интервалах группирования)

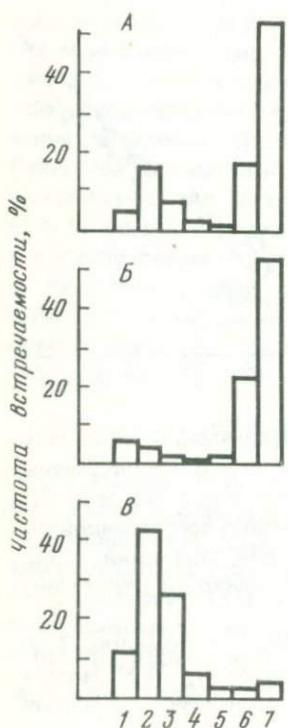


Рис. 17. Соотношение значений триклинности, рассчитанных по разности межплоскостных расстояний отражений 131 и 131 и по углу ячейки.

1 — полные структурные анализы; 2 — анализы с графическим определением $N_{\Delta 1}$ [44]; 3 — область колебаний этих значений; 4 — область распространения соотношений триклинности в калишпатах пегматитов; 5 — линия наиболее вероятного соотношения триклинности; 6 — наиболее часто встречаемые значения триклинности в калишпатах пегматитов

Рис. 18. Гистограммы частоты встречаемости различных структурных типов природных калишпатов ($n = 1067$).

A — редкометалльные пегматиты; B — граниты Мурманского блока; B — щелочные породы Ильмено-Вишневогорского комплекса; на горизонтальной шкале — статистические группы по t_{10} : 1 — 0,31 — 0,40; 2 — 0,41 — 0,50; 3 — 0,51 — 0,60; 4 — 0,61 — 0,70; 5 — 0,71 — 0,80; 6 — 0,81 — 0,90; 7 — 0,91 — 1,0

$t_{10} - t_{1m}$. Поскольку $\Delta\gamma^*$ близки определения степени триклинности оптическим путем (см. рис. 12), измерения угла $\perp (010) < Nq$ [12] также приводят к прямой оценке N_{Al} .

Зависимость $t_{10} - \Delta\gamma^*$ была проверена статистической обработкой 576 рентгеновских анализов калишпатов из редкометалльных пегматитов Енисейского кряжа, Тувы и Средней Азии. Произведена группировка анализов в интервалах значений t_{10} , равных 1,0—0,91; 0,90—0,81 и т.д., и подобраны кривые плотностей вероятностей, соответствующие нормальному закону. Это позволило для каждой группировки получить оптимальные средние значения t_{10} и $\Delta\gamma^*$, соотношения которых не выходят за пределы колебаний отдельных структурных анализов (расчет t_{10} и t_{1m} произведен через Δbc и $\Delta\alpha^*\gamma^*$).

В то же время обнаружено, что определения степени триклинности по широко распространенной методике разности межплоскостных расстояний (131) и (131) не имеют прямолинейной зависимости с занятостью алюминием отдельных тетраэдрических положений. Это видно уже по отношению $\Delta\rho$ и $\Delta\gamma^*$ (рис. 17). Систематизация данных по триклинности природных калишпатов из пегматитов показала, что вариации $\Delta\rho$ и $\Delta\gamma^*$ не выходят за пределы определенной области значений. Это позволяет для величин $\Delta\rho$ в интервале 0,20—0,90 получить однозначную зависимость от $\Delta\gamma^*$, как наиболее вероятную. Область значений $\Delta\rho$, меньших 0,20, из-за слабого разрешения рефлексов (131) и (131) не оценивается. Область значений $\Delta\rho = 0,90 - 1,0$ также несколько неопределенна, так как природные максимальные микроклины часто имеют аномальные ячейки.

Поскольку к настоящему времени в литературе накоплен большой материал по рентгеновской и оптической триклинности калиевых полевых шпатов, представляется возможным с помощью графика (см. рис. 17) оценить $\Delta\gamma^*$ и затем перейти к непосредственному определению Al-концентраций в позициях тетраэдра. Очевидно также, что методики, использующие $\Delta\rho$ для определения упорядоченности, нуждаются в некоторой корректировке на неидентичность $\Delta\rho$ и $\Delta\gamma^*$.

Структурное исследование природных калишпатов позволяет также уточнить номенклатуру микроклинов. Гистограммы частоты встречаемости определенных структурных типов показывают (рис. 18), что наиболее редко (5,3%) в природных условиях отмечаются микроклины со значениями t_{10} от 0,61 до 0,80 (обработка 1067 анализов). По-видимому, такой разрыв не случаен и отражает естественную дискретность структурных состояний калишпатов. Указанный диапазон значений t_{10} должен соответствовать структурному типу промежуточного микроклина. Отметим, что эти значения t_{10} получены из параметров b , c , α^* и γ^* , но, как показано ниже, применение новой методики существенно повышает точность оценки t_{10} и в традиционный способ расчета необходимо введение поправочного коэффициента. В то же время принципиальная редкая встречаемость калишпатов с t_{10} 0,60—0,80 подтверждается и новой системой расчета.

По мнению Д.Стюарта и Т.Райта [44], около одной трети природных калишпатов со структурной точки зрения являются аномальными, т. е. не обладают полным соответствием параметров ячейки, фазового состава и упорядоченности. Отсюда обнаруживается и аномальность величин упорядоченности, рассчитанных из теоретических формульных отношений N_{A1} и параметров ячейки. Наиболее отчетливо аномальность калишпатов иллюстрируется пертит-антипертитовой ассоциацией, что объясняется когерентностью взаимоотношений фаз. В частности, резкое искажение ячейки, подтвержденное полным структурным анализом, наблюдалось в напряженном микроклине криптопертитового строения (см. табл. 1, № 21).

Аномальность ячейки можно измерить через показатель напряженности (Δa), который выражается $\Delta a = a_{\text{расч}} - a_{\text{граф}}$; $a_{\text{граф}}$ берется с графика (см. рис. 14). Величина напряженности ячейки увеличивается от пертитовых калишпатов к микропертитовым и далее к криптопертитовым.

В то же время подобные аномальные ячейки наблюдались в оптических и рентгеновски гомогенных калишпатах и эти структурные аномалии оказались связаны с оптическими. При изучении решетчатых и нерешетчатых калишпатов из гнейсов, гранито-гнейсов, лейкократовых и щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) были обнаружены микроклины с положительными значениями углов оптических осей и установлено, что возрастание значений Δa зависит от возрастания оптической аномальности [С.С. Кумеев, Кунина, 4; С.С. Кумеев, В.Я. Гольтвегер, Н.М. Кунина 14]. Известно, что углы $2V$ связаны со структурным состоянием и составом калишпатов (см. рис. 12 и 14), поэтому оптические аномалии можно сопоставить со структурными и можно рассматривать Δa как качественный показатель этой аномальности. Оптическое исследование калиевых полевых шпатов, подвергнутых ударному давлению (P. Robertson, 1975 г.), показало, что угол $2V$ увеличивается по мере увеличения давления и приобретает положительные значения, причем удаление положительных максимумов от 90° тем больше, чем больше давление. Таким образом, появляется возможность связать оптические и структурные аномалии с внешним динамическим воздействием. Можно также отметить указание В.П. Петрова (1955 г.) о связи изменения величины $2V$ калишпатов с тектоническими процессами.

Не исключено, что ограничения Федоровского метода в исследовании калишпатов [12] приводят лишь к кажущейся аномальности оптики микроклинов. Однако даже в этом случае обнаружение структурных аномалий свидетельствует о преобразовании калишпатов после первичной кристаллизации горных пород.

Другой возможной причиной напряженности ячеек калишпатов является присутствие в решетке катионов с большими ионными радиусами. В частности, нами было показано [С.С. Кумеев, П.В. Калинин, 14], что Ва-содержащие ортоклазы характеризуются увеличением Δa с ростом ВаО, причем корреляции Δa с другими окислами не наблюдалось.

В этом случае между величиной напряженности ячейки и упорядоченностью взаимосвязи нет, следовательно, зависимость между Δa и Va содержанием неслучайна.

Структурные аномалии установлены и в амазонитах [С.С. Кумеев, 18], основными элементами-примесями которых, как известно, являются Pb, Rb, Fe, Cs. Эти аномалии имеют тот же характер, что и в микроклине *CAIE* [22] с полным структурным уточнением, т. е. ячейка искажена по углам, следствием чего является уменьшение рассчитанных значений $t_1 \sigma$.

Интерпретация структур тройных полевых шпатов чаще всего сводится к определению их состава И.Кармайкал и Дж. Маккензи [21] предложили методику определения $Ab - An - Or$ -составляющих, использующую величину угла 2θ (201) и параметры V и α^* . Предпринятое нами изучение опубликованных анализов показало, что калиевые плагиоклазы несколько отличны от основной массы анортоклазов. Установлено также, что Or -содержание хорошо оценивается по a и V [% $Or = 1,67 \cdot V - 1115,5$; % $Or = 238,1 \cdot a - 1942,9$], а An -содержание нелинейной зависимостью связано с параметром c .

Плагиоклазы

Известно, что параметры элементарных ячеек плагиоклазов являются функцией и состава, и структурного состояния, в результате чего предпочтительнее определять одну из этих констант при известной второй. Зависимости для высокого и низкого плагиоклазов, взятые из работы [19], а также калиевые плагиоклазы и поля анортоклазов из работы [21] даны на рис. 19. На этом же рисунке показана зависимость отдельных параметров от основности, причем при общем линейном характере этой зависимости имеется область неопределенности в диапазоне около 30 — 50 % An . Наибольшие вариации в ряду низкого плагиоклаза имеют такие параметры ячейки, как b , c , γ ; что же касается высокой плагиоклазовой серии, то здесь относительно определенные изменения характерны для c и γ . Для высокоосновных плагиоклазов, кроме угла β , не существует различий в величинах параметров. По значениям параметров b и a все члены высокой серии почти не отличаются от богатых анортитовым компонентом низких плагиоклазов. Можно также отметить, что и вариации других параметров, в том числе c и γ , для всех высоких плагиоклазов весьма незначительны. Это накладывает серьезные ограничения на интерпретацию высоких модификаций по параметрам.

Для выяснения характера изменения ячеек плагиоклазов разнообразного состава и структурного состояния нами произведена координация различных пар параметров на основании литературных данных [31, 43, 46]. Установлено, что взаимоотношения отдельных ребер и углов для низких плагиоклазов вполне определенно линейны и зависят от анортитсодержания. Наиболее четкая линейность в интервале 0 — 70 % An , но в диапазоне 70 — 100 % An отсутствуют изменения параметра b и неоднозначны изменения a . Для высоких плагиоклазов неопределенными ока-

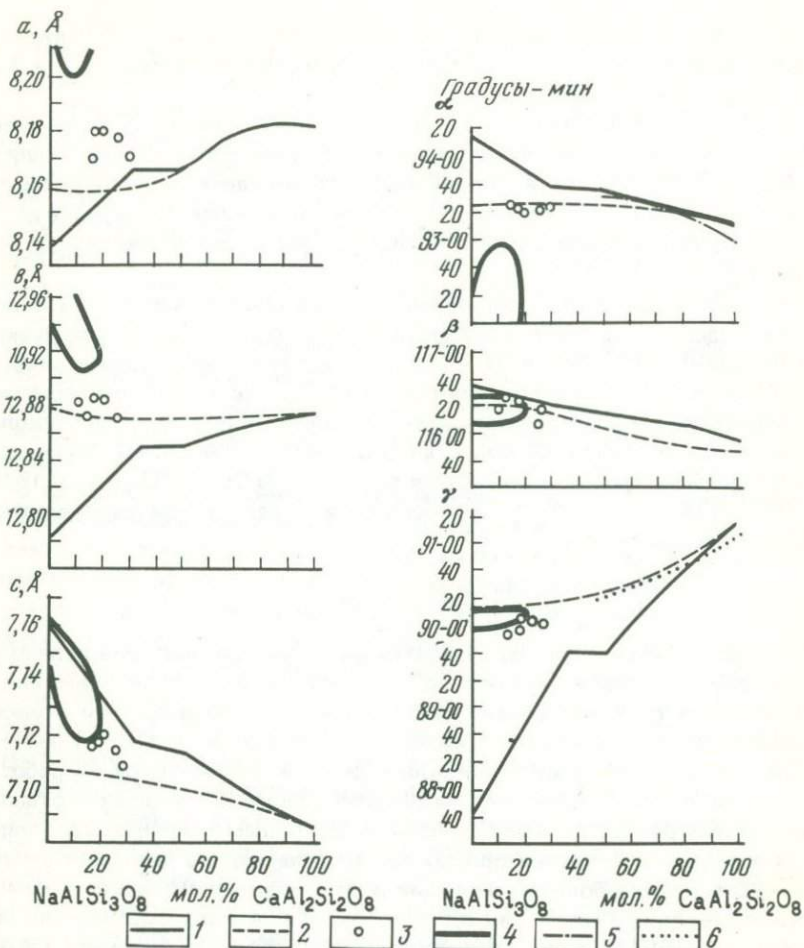


Рис. 19. Параметры элементарных ячеек плагиоклазов как функция Ан-содержания и структурного состояния.

1, 2 и 3 — соответственно низкий, высокий и калиевый плагиоклазы; 4 — поле анортоклазов; 5 и 6 — изменение угла α в низких плагиоклазах и γ в высоких [43]

зываются соотношения $a - b$, $a - c$, $a - b$, однако и в остальных случаях изменения незначительны, причем, кроме соотношений с участием угла β , не существует изменений параметров в области 0 — 50 % Ан. Кроме того, высокие разности этого состава по всем комбинациям параметров соответствуют низкому плагиоклазу ~ 70 % Ан.

Таким образом, анализируя имеющиеся данные по элементарным ячейкам плагиоклазов различного структурного состояния, причем опираясь не на отдельные параметры, а на общую композицию ячейки, на особенности зависимости размеров ребер и углов, можно предполагать уверенную диагностику структурно-промежуточных модификаций лишь для альбита. Возможности оценки промежуточных состояний основных

плаггиоклазов существенно ограничены, а в области, общей для высоких плаггиоклазов и низких, с основностью более 70 % Ан, параметры дают информацию лишь о высокотемпературной природе при Ан-содержании ниже 50 %, либо позволяют определить состав без указания на характер упорядоченности. Очевидно также, что ячейки высокого плаггиоклаза 0 — 50 % Ан и низкого 70 % Ан идентичны по размерам, поэтому линейные связи параметров в интервале 0 — 70 % Ан можно использовать для создания функциональной зависимости состав — параметры в серии низкого плаггиоклаза и для зависимости состав — упорядоченность для промежуточных разностей известного состава.

Поскольку информацию о составе плаггиоклаза можно получить оптическими или химическими методами, рентгенографические и структурные данные обычно используются для выяснения степени упорядоченности. С этой целью наиболее эффективно измерение показателя $\Delta 2\theta$ ($131 - 1\bar{3}1$), а также величины межплоскостного расстояния d_{001} . По мнению П.Рибби [23], определяющей для структурного состояния может стать диаграмма, соотносящая величину $\Delta 2\theta$ ($131 - 1\bar{3}1$) и Δd при известном Ан-содержании. Однако, как уже указывалось в описании номенклатуры, значение Δd может служить мерой упорядоченности лишь для альбита и при нулевых значениях соответствовать теоретическому разупорядочению.

Для одновременного определения состава и структурного состояния Дж. Смит и П.Гей [43] предложили кривые низкого и высокого плаггиоклазов, отстроенные в координатах $\beta^* - \gamma^*$. Однако и здесь структурное состояние можно оценить только качественно — низкое, промежуточное и высокое. Можно также отметить, что для низкого плаггиоклаза с хорошей точностью Ан-содержание определяется по углу ячейки γ , но по этому параметру не дифференцируются разности с 30 — 50 % Ан.

Методические приемы интерпретации рентгенографических данных барий- и рубидийсодержащих полевых шпатов весьма исчерпывающе изложены в работе Г.Г. Афоной, В.М. Макагон, Б.М. Шмакина [1]. Авторами указывается, что при содержании Ва менее 1 вес. % изоморфное замещение идет по схеме $Ba^{2+} \rightarrow 2K^+$ (соотношение Al : Si не изменяется), а при содержании Ва более 1 вес. % схема изменяется: $Ba^{2+} + Al^{3+} \rightarrow K^+ + Si^{4+}$. Отмечается, что в первом случае размерность элементарных ячеек уменьшается, во втором — увеличивается. При этом замещение калия барием по первой схеме не препятствует образованию триклинной решетки и калишпат является высоким микроклином; при второй схеме замещения образуется структура моноклинного гиалофана.

Барийсодержащие калишпаты изучались нами на образцах из флогопитовых жил района Слюдянки [С.С. Кумеев, П.В. Калинин, 14]. Диапазон концентраций ВаО не превышал 7 %, соответственно цельзиановая составляющая изменялась от 3 до 16 %. Все изученные образцы характеризовались моноклинной геометрией ячейки. Прямые дифрактометрические данные показали лишь слабое увеличение углов 2θ (204) с ростом % Цн, а из параметров более или менее закономерно уменьшаются объем

и величина параметра s . Подтверждено также разупорядочивающее воздействие бария на решетку калишпата: понижение количества Ва сопровождается перераспределением алюминия по позициям тетраэдра — его переходом в положение T_1 ; такая же корреляция характерна и для суммы $Cn + Or$ компонентов.

ПРАКТИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ И БАРОМЕТРИЯ

Основной посылкой широко распространенного в петрологической практике полевошпатового термометра Т. Барта является взаимосвязь температур и распределения альбитового компонента в сосуществующих плагиоклазах и калишпатах. Возможности этого метода существенно ограничены тем, что не учитываются влияние давления и структурное состояние ассоциирующихся полевых шпатов. В литературе встречаются неоднократные указания на несоответствия и трудности, возникающие при практической интерпретации получаемых палеотемпературных определений. Весьма категорично мнение Дж. Смита [23, с. 27]: "Термометр Барта не оправдывает себя ни с теоретической, ни с экспериментальной точек зрения, и полученные по нему температуры необходимо рассматривать лишь как полуколичественные или качественные". Однако необходимо иметь в виду, что несовершенство термометра Барта в основном обусловлено очень приблизительной температурной калибровкой, которая проведена по принадлежности полевых шпатов к определенным фациям и фазам массивов, где $T - P$ -условия, из-за отсутствия экспериментальных данных, оценивались довольно условно.

Для определения температур равновесия между плагиоклазом и расплавом в эффузивных породах часто используется термометр Кудовейля, обоснованный экспериментами и откалиброванный по данным исследования сухих и водонасыщенных систем.

Дж. Стормером (J. Stormer, 1975 г.) рассчитана зависимость состава сосуществующих фаз от температуры и давления (до 10 кб). При этом применен тот же принцип Барта; активность альбита по мере разбавления твердого раствора становится линейной функцией состава, но для расчетов использовались более совершенные экспериментальные данные. Полученная модель мало чем отличается от результатов Х. Сека [41], а рекомендуемые диаграммы предполагают предварительное знание одного из параметров — либо температуры, либо давления. Этот баротермометр был апробирован Дж. Витнеем и Дж. Стормером на примере гранитоидов различных фаций глубинности и на метаморфических породах, показав хорошую сопоставимость с определениями температур другими методами. Последующие разработки показали, что изменение упорядоченности влияет на распределение Аб-составляющей и может значительно сдвигать температуру равновесия сосуществующих плагиоклаза и калишпата [47]. Изотермы, рассчитанные по санидину и микроклину, показаны на рис. 20. Термометр Стормера также уточнялся поправками на Са-компонент в калишпате и на парциальное давление CO_2 в гранитных породах. Те же экспериментальные данные (Х. Йодер и др., 1963 г.;

Рис. 20. Полевошпатовый термобарометр Дж. Стормера и Дж. Витнея [47].

1 — расчет для твердого раствора микроклина, 2 — для раствора санидина

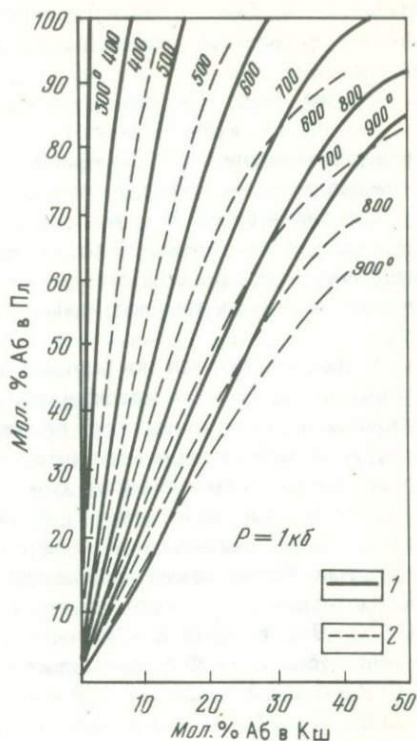
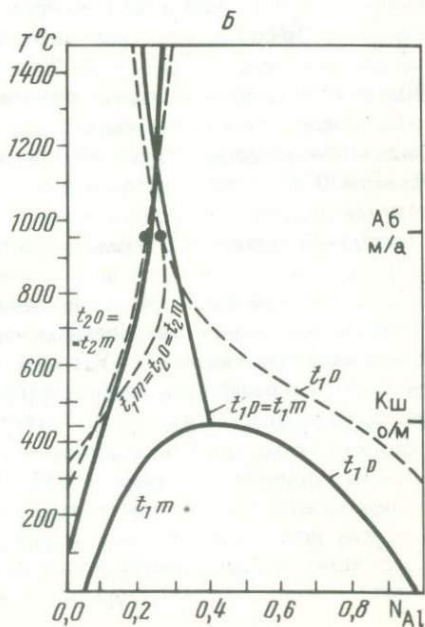
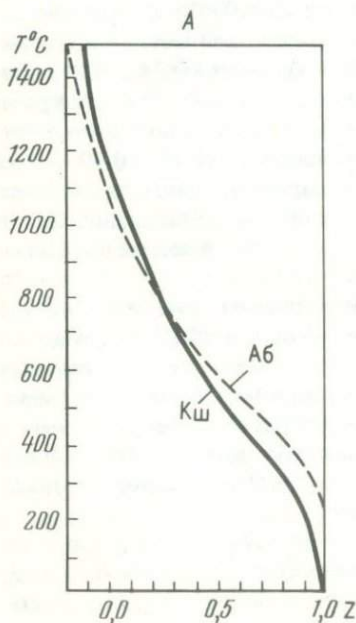


Рис. 21. Экспериментальные термометры для щелочных полевошпатов [24].

А — зависимость величины Z и температуры равновесия калишпатов и альбитов; Б — связь температур с Al-распределением по тетраэдрическим положениям; о/м и м/а — температура триклинно-моноклинного перехода



Н. Боуэн, О. Таттл, 1952 г.; Х. Сек, 1971 г.) лежат в основе термобарометра, рекомендуемого М.И. Дубровским (1978 г.) для магматических пород.

Таким образом, современные двуполевошпатовые баротермометры на основании количественного распределения фазовых компонентов позволяют оценивать либо температуру равновесия этих фаз при известном давлении в системе, либо решать обратную задачу. Оценка давлений представляет собой сложную проблему, которая решается или исходя из общегеологических соображений, или по различным минеральным парагенезисам, представленным в конкретных породах. Поэтому более реально выяснить температурные условия формирования полевых шпатов.

Г. Ховис [24] для моноклинного калишпата экспериментально откалибровал зависимость коэффициента упорядоченности Z и температуры равновесия, т. е. константа Z является однополевошпатовым геотермометром и требует лишь незначительной поправки на давление (рис. 21). Эффект Na — K смесимости в этом термометре не учитывается.

Для оценки термометра Г. Ховиса произведено сопоставление его температурных определений с температурными определениями другими методами. Исследованы образцы санидинов из пемз Приморья, температура кристаллизации которых определена методом гомогенизации около 800 °С (В.Б. Наумов, В.И. Финько, 1976 г.). Параметры ячеек двух санидинов (обр. Ф-1 и Ф-2, коллекция В.И. Финько) соответственно равны: $a = 8,361$ и $8,431$; $b = 12,976$ и $13,001$; $c = 7,164$ и $7,172$; $\alpha = 90^\circ 09'$ и $90^\circ 00'$; $\beta = 116^\circ 17'$ и $116^\circ 00'$; $\gamma = 89^\circ 56'$ и $90^\circ 00'$; $V = 696,8$ и $706,5$. Распределение алюминия составляет: $t_{1o} = 0,40$ и $0,38$; $t_{1m} = 0,40$ и $0,38$; $t_{2o} = t_{2m} = 0,10$ и $0,12$. Коэффициент $Z = 0,60$ и $0,52$. С учетом поправки на Or-содержание (см. ниже описание новой методики) значение Z для соответствующих 41 % Or и 56 % Or равны $0,24$ и $0,31$; $T = 780$ и 710 °С. В то же время отметим, что термометр Г.Ховиса рассчитан в предположении непрерывного хода моноклинно-триклинного упорядочения с соответствующей точкой перехода при $Z = 0,59 - 0,63$ ($450 - 470^\circ$). Учитывая отсутствие экспериментальных данных по синтезу микроклина из моноклинного калишпата, использование низкотемпературной части этого термометра представляется весьма проблематичным.

Дж. Томпсоном и др. [24] по экспериментальным данным рассчитано аналогичное выражение температуры через Z для альбита и приведены графические зависимости $T^\circ - Y$, где Y также коэффициент Томпсона. Поскольку эти коэффициенты выводятся из параметров ячеек, то, следовательно, предполагается прямая связь температуры и Al-распределения по позициям тетраэдра. Температура моноклинно-триклинного перехода для альбита принимается равной 980 °С, но увеличение ортоклазового компонента существенно снижает это значение.

Так как возможный процесс упорядочения полевых шпатов в твердом состоянии нельзя оценить даже приблизительно из-за барьера времени, можно считать, что структурное состояние приобретает в ходе уста-

новления равновесия. Полностью равновесным состоянием является единственно возможное соотношение компонентов состава при фиксированных температуре и давлении. Эта основная посылка, конечно, не исключает изменений упорядоченности под действием любых позднейших геологических явлений.

Практическое применение описанных данных следующее. В случае анализа криптопертитов (вулканогенные породы, оптически однородный полевой шпат), положение анализа в координатах $T^\circ - \% \text{Or}$ (см. рис. 9) позволит оценить степень когерентности фаз и выяснить возможный механизм распада. Оптические пертиты, которые характерны для интрузивных и метаморфических пород, по величинам температуры равновесия и составу также занимают однозначное положение на диаграммах с изображением напряженных сольвусов (см. рис. 8). Поскольку Na-ветвь сольвусов слабо дифференцирована, состав Na-фазы необходимо определить автономно по результатам анализов. Это позволит правильно выбрать сольвусную кривую. Возможные давления для K-членов сольвуса также можно попытаться оценить с помощью диаграммы (см. рис. 8, Г). В случае гомогенных полевых шпатов, сосуществующих в одном образце, при близких значениях температур, рассчитанных самостоятельно для каждого члена пары, можно использовать любой вышеупомянутый баротермометр, так как все они практически основаны на одних и тех же экспериментальных результатах. Однако, вероятно, более объективны данные Дж. Витнея и Дж. Стормера, учитывающие структурное состояние калишпата. При несовпадении температур полевых шпатов пара должна считаться неравновесной. Объяснение такой ассоциации требует специального подхода, но очевидно, что формирование каждого члена такой пары разорвано во времени и скорее всего вызвано изменением термодинамических условий конкретной системы. Использование с целью термометрии полевошпатовой пары, состоящей из гомогенного и пертитового полевых шпатов, неизбежно приводит к искаженным результатам, поскольку члены пары не находятся в равновесии. В этом смысле нужно быть особенно осторожным при применении данных химических анализов, дающих валовый состав пертита без указания на составы несмешивающихся фаз.

Дополнительно можно отметить, что Дж. Томпсон и Г. Ховис [45] произвели геометрическое исследование свойств анокластичности (*obliquity*, скошенность, обозначается ψ) полевых шпатов, или изменения отклонения триклинного полевого шпата от размеров моноклинных разностей. Установлена зависимость ψ и параметров ячейки: $\cos \psi = \cos(\pi/2 - \alpha^*) \cdot \cos(\pi/2 - \gamma)$, и на основе экспериментов по отжигу плагиоклазов Х. Гранди и В. Брауна [24] откалибрована зависимость $(1 - \cos \psi) - T^\circ \text{C}$. Считая, что полностью уравновешенные полевые шпаты характеризуются специфической величиной углов ячейки α^* и γ при фиксированных давлении, температуре и составе, Дж. Томпсон и Г. Ховис приводят предварительные формулы, связывающие тригонометрические функции анокластичности с температурой равновесия для натриевых и кальциевых разностей.

НОВАЯ МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВА И УПОРЯДОЧЕННОСТИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Плаггиоклазы

Разработка единой методики для определения состава и упорядоченности, увязывающей рентгенографические и структурные данные, произведена по опубликованным параметрам ячеек низких и высоких плаггиоклазов. Обработка осуществлена на основе программ расчета ячеек методом наименьших квадратов [8]. Методика заключается в использовании с целью интерпретации не самих параметров ячеек, а связанных параметров, включающих в формульное выражение различные комбинации углов и ребер, а также производных отдельных параметров. Это тем более удобно, что связанные параметры (или величины X_i) органически входят в систему уравнений, использующих углы 2θ (hkl) для расчета геометрии элементарной ячейки. В случае триклинной сингонии имеем избыточную систему:

$$A_i X_0 + B_i X_1 + C_i X_2 + D_i X_3 + E_i X_4 + F_i X_5 = G_i, \text{ где } i = 0, 1, \dots, n,$$

коэффициенты которой связаны с величинами межплоскостных расстояний $d = \lambda / (2 \sin \theta)$ и индексами h_i, k_i, l_i (i — номер отражения, λ — длина волны используемого источника излучения) с помощью следующих соотношений:

$$A_i = h_i^2; \quad B_i = k_i^2; \quad C_i = l_i^2; \quad D_i = 2 l_i h_i;$$

$$F_i = 2 h_i k_i; \quad G_i = d_i^{-2}.$$

Неизвестные вспомогательные величины X_i являются некоторыми функциями параметров ячейки, превращающими нелинейные уравнения в линейные. Они определяются нормальной системой:

$$\sum_{i=1}^n A_i^2 X_0 + \sum_{i=1}^n A_i B_i X_1 + \dots + \sum_{i=1}^n A_i F_i X_5 = \sum_{i=1}^n A_i G_i;$$

$$\sum_{i=1}^n B_i A_i X_0 + \sum_{i=1}^n B_i^2 X_1 + \dots + \sum_{i=1}^n B_i F_i X_5 = \sum_{i=1}^n B_i G_i;$$

$$\text{--- --- ---}$$

$$\sum_{i=1}^n F_i A_i X_0 + \sum_{i=1}^n F_i B_i X_1 + \dots + \sum_{i=1}^n F_i^2 X_5 = \sum_{i=1}^n F_i G_i.$$

Решение этой системы производится методом обратной матрицы. Параметры обратной и прямой ячеек полностью определяются значениями X_i , вычисляемыми по методу наименьших квадратов.

Связанные параметры можно выразить с помощью уравнений:

$$X_0 (\text{Å}^{-2}) = (a^*)^2 = \frac{b^2 c^2}{V^2} \sin^2 \alpha;$$

$$X_1 (\text{Å}^{-2}) = (b^*)^2 = \frac{a^2 c^2}{V^2} \sin^2 \beta;$$

$$X_2 (\text{Å}^{-2}) = (c^*)^2 = \frac{a^2 b^2}{V^2} \sin^2 \gamma;$$

$$X_3 (\text{Å}^{-2}) = a^* c^* \cos \beta^* = \frac{ab^2 c}{V^2} (\cos \alpha \cdot \cos \gamma - \cos \beta);$$

$$X_4 (\text{Å}^{-2}) = a^* b^* \cos \gamma^* = \frac{ac^2 b}{V^2} (\cos \alpha \cdot \cos \beta - \cos \gamma);$$

$$X_5 (\text{Å}^{-2}) = b^* c^* \cos \alpha^* = \frac{ba^2 c}{V^2} (\cos \beta \cdot \cos \gamma - \cos \alpha).$$

По опубликованным параметрам ячеек (табл. 3 и 2) были определены значения X_i для двух природных серий (табл. 4): 1) серия низких плагиоклазов — 53 анализа, которые по основности разбиты на 18 групп, характеризующих всю альбит-анортитовую серию; серия проконтролирована 13 автономными анализами различных авторов; 2) высокие плагиоклазы — 20 анализов.

По тем же параметрам ячеек рассчитаны первичные рентгенограммы всех использованных анализов. В табл. 5 приведены значения углов 2θ ($\text{CuK}\alpha$) некоторых определяющих отражений рентгенограмм этих плагиоклазов. Контрольный расчет углов 2θ определяющих отражений ($\bar{2}01$) (130) (131) (0 $\bar{3}$ 1) (0 $\bar{4}$ 1) (060) ($\bar{2}$ 04), проделанный по параметрам ячеек для ряда полностью индцированных порошкограмм (три микроклина, анортотоклаз, пять плагиоклазов), показал, что из 63 углов 2θ не имели расхождений с табличными данными 22%, на 1 мин различались 48%, 2 мин — 13% и 3 мин — 5% [анортит (060) и ($\bar{2}$ 04), высокий альбит ($\bar{2}$ 04)]. Таким образом, для разработки предлагаемой методики определения состава и структурного состояния плагиоклазов использованы параметры ячеек (для высокоосновных разностей взята 7 Å по с ячейке), связанные параметры (X_i), углы 2θ (hkl), а также литературные данные о составе и Al-распределении, полученные полным структурным уточнением.

Определение Ан-содержания. Связь основности плагиоклаза и значений X_i показана на рис. 22. Из этого графика видно, что для определения основности плагиоклаза в интервале 0 — 60% Ан может быть использована величина X_3 , поскольку по этому показателю высокие и низкие разности не различаются. % Ан = $(-4,09 \cdot X_3 + 0,039307) \times 10^5$.

| Номер п/п | Состав, мол. % | | Число проб в группе | $a, \text{Å}$ | $b, \text{Å}$ | $c, \text{Å}$ | α , градус — мин | β , градус — мин | γ , градус — мин | $V, \text{Å}^3$ |
|--|----------------|-----|---------------------|---------------|---------------|---------------|-------------------------|------------------------|-------------------------|-----------------|
| | Ан | Ор | | | | | | | | |
| Низкие плагиоклазы | | | | | | | | | | |
| 1 | 0,7 | 0,6 | 5 | 8,141 | 12,786 | 7,159 | 94 — 16 | 116 — 36 | 87 — 43 | 664,5 |
| 2 | 5,2 | 0,4 | 3 | 8,149 | 12,800 | 7,157 | 94 — 17 | 116 — 36 | 87 — 49 | 666,3 |
| 3 | 9,9 | 0,9 | 5 | 8,150 | 12,813 | 7,152 | 94 — 08 | 116 — 33 | 88 — 11 | 666,3 |
| 4 | 12,6 | 0,7 | 4 | 8,152 | 12,812 | 7,148 | 94 — 06 | 116 — 31 | 88 — 23 | 666,2 |
| 5 | 16,5 | 3,1 | 2 | 8,156 | 12,823 | 7,137 | 93 — 58 | 116 — 29 | 88 — 43 | 666,4 |
| 6 | 17,8 | 0,7 | 4 | 8,155 | 12,829 | 7,135 | 93 — 56 | 116 — 28 | 88 — 52 | 666,6 |
| 7 | 20,9 | 2,0 | 3 | 8,159 | 12,831 | 7,134 | 93 — 54 | 116 — 28 | 88 — 56 | 667,1 |
| 8 | 25,5 | 1,0 | 2 | 8,159 | 12,840 | 7,126 | 93 — 48 | 116 — 25 | 89 — 17 | 667,0 |
| 9 | 27,9 | 1,6 | 2 | 8,163 | 12,852 | 7,125 | 93 — 44 | 116 — 23 | 89 — 22 | 668,0 |
| 10 | 36,5 | 2,0 | 4 | 8,167 | 12,863 | 7,120 | 93 — 38 | 116 — 19 | 89 — 40 | 668,8 |
| 11 | 42,9 | 1,2 | 5 | 8,172 | 12,863 | 7,115 | 93 — 33 | 116 — 16 | 89 — 46 | 669,2 |
| 12 | 53,9 | 0,9 | 3 | 8,171 | 12,859 | 7,108 | 93 — 34 | 116 — 13 | 89 — 53 | 668,5 |
| 13 | 58,9 | 0,7 | 2 | 8,177 | 12,866 | 7,108 | 93 — 32 | 116 — 12 | 90 — 01 | 669,4 |
| 14 | 68,9 | 0,5 | 2 | 8,177 | 12,867 | 7,102 | 93 — 30 | 116 — 09 | 90 — 20 | 669,1 |
| 15 | 74,1 | 0,8 | 2 | 8,183 | 12,875 | 7,100 | 93 — 24 | 116 — 06 | 90 — 36 | 670,0 |
| 16 | 77,0 | 0,4 | 2 | 8,183 | 12,874 | 7,099 | 93 — 24 | 116 — 07 | 90 — 39 | 669,7 |
| 17 | 80,9 | 0,1 | 2 | 8,180 | 12,870 | 7,095 | 93 — 20 | 116 — 06 | 90 — 48 | 668,9 |
| 18 | 93,1 | 0,0 | 1 | 8,179 | 12,873 | 7,090 | 93 — 13 | 115 — 59 | 91 — 07 | 669,3 |
| Контроль серии низкого плагиоклаза (см. табл. 2) | | | | | | | | | | |
| 19 | 0,2 | 0,5 | 1 | 8,144 | 12,787 | 7,160 | 94 — 16 | 116 — 35 | 87 — 40 | 664,9 |
| 20 | 13,5 | 4,1 | 1 | 8,161 | 12,823 | 7,149 | 93 — 55 | 116 — 31 | 88 — 33 | 667,8 |
| Продолжение табл. 3 | | | | | | | | | | |
| 21 | 16,0 | 1,9 | 1 | 8,152 | 12,821 | 7,139 | 94 — 00 | 116 — 28 | 88 — 35 | 666,3 |
| 22 | 20,7 | 2,7 | 1 | 8,157 | 12,825 | 7,137 | 93 — 51 | 116 — 22 | 88 — 59 | — |
| 23 | 26,8 | 3,4 | 1 | 8,171 | 12,846 | 7,129 | 93 — 45 | 116 — 27 | 89 — 16 | 668,5 |
| 24 | 55,0 | 2,4 | 1 | 8,184 | 12,862 | 7,108 | 93 — 30 | 116 — 14 | 89 — 53 | — |
| Высокие плагиоклазы (см. табл. 2) | | | | | | | | | | |
| 25 | 0,0 | 0,0 | 4 | 8,156 | 12,876 | 7,111 | 93 — 32 | 116 — 23 | 90 — 12 | — |
| 26 | 0,2 | 0,5 | 1 | 8,165 | 12,872 | 7,111 | 93 — 28 | 116 — 26 | 90 — 17 | 667,6 |
| 27 | 16,0 | 1,9 | 1 | 8,169 | 12,877 | 7,112 | 93 — 29 | 116 — 21 | 90 — 12 | 668,8 |
| 28 | 21,1 | 3,4 | 1 | 8,175 | 12,884 | 7,115 | 93 — 24 | 116 — 21 | 90 — 15 | 669,9 |
| 29 | 26,8 | 3,4 | 1 | 8,174 | 12,880 | 7,112 | 93 — 20 | 116 — 18 | 90 — 18 | 669,7 |
| 30 | 34,8 | 3,1 | 1 | 8,172 | 12,876 | 7,112 | 93 — 27 | 116 — 18 | 90 — 17 | 669,3 |
| 31 | 55,0 | 2,4 | 1 | 8,171 | 12,877 | 7,093 | 93 — 20 | 116 — 00 | 90 — 26 | — |
| 32 | 67,2 | 1,3 | 1 | 8,176 | 12,865 | 7,102 | 93 — 27 | 116 — 03 | 90 — 30 | — |
| 33 | 84,8 | 0,6 | 1 | 8,191 | 12,886 | 7,103 | 93 — 22 | 115 — 58 | 90 — 58 | 672,5 |
| 34 | 93,1 | 0,2 | 1 | 8,181 | 12,874 | 7,089 | 93 — 13 | 115 — 53 | 91 — 05 | — |
| 35 | 95,0 | 0,0 | 1 | 8,179 | 12,869 | 7,086 | 93 — 10 | 115 — 52 | 91 — 14 | — |
| 36 | 97,6 | 0,1 | 1 | 8,178 | 12,871 | 7,078 | 93 — 09 | 115 — 50 | 91 — 02 | 668,8 |
| 37 | 100 | 0,0 | 1 | 8,183 | 12,873 | 7,086 | 93 — 11 | 115 — 47 | 91 — 15 | 670,2 |
| Лунные плагиоклазы | | | | | | | | | | |
| 38 | 74 | | 2 | 8,176 | 12,862 | 7,092 | 93 — 20 | 116 — 04 | 90 — 23 | 668,7 |
| 39 | 76,5 | | 2 | 8,168 | 12,869 | 7,088 | 93 — 26 | 115 — 57 | 90 — 36 | 668,7 |
| 40 | 78 | 1,4 | 1 | 8,174 | 12,876 | 7,086 | 93 — 20 | 116 — 04 | 90 — 28 | 669,3 |
| 41 | 83,6 | 0,2 | 3 | 8,182 | 12,880 | 7,097 | 93 — 24 | 116 — 04 | 90 — 41 | 670,0 |
| 42 | 84,8 | 0,4 | 2 | 8,182 | 12,876 | 7,094 | 93 — 19 | 115 — 59 | 90 — 51 | 670,1 |
| 43 | 86 | | 1 | 8,192 | 12,892 | 7,093 | 93 — 15 | 116 — 02 | 91 — 01 | 671,3 |
| 44 | 94,2 | | 2 | 8,183 | 12,878 | 7,091 | 93 — 15 | 115 — 56 | 91 — 04 | 670,2 |

Примечания: 1. Для групповых анализов ($n > 1$) дано среднеарифметическое. 2. Используются анализы, приводимые Дж. Смитом [43], анализ № 25 (Ch. Pzewitt, S. Sueno, J. Papike, 1976 г.).

Значения X_i для плагиоклазов

| Номер п/п | X_0 | X_1 | X_2 | X_2 | X_4 | X_5 |
|------------------------------------|----------|----------|----------|----------|------------|----------|
| Низкие плагиоклазы | | | | | | |
| 1 | 0,018876 | 0,006151 | 0,024504 | 0,009599 | - 0,000082 | 0,000773 |
| 2 | 0,018837 | 0,006138 | 0,024520 | 0,009595 | 0,000060 | 0,000789 |
| 3 | 0,018812 | 0,006123 | 0,024535 | 0,009582 | 0,000005 | 0,000793 |
| 4 | 0,018801 | 0,006124 | 0,024553 | 0,009579 | 0,000042 | 0,000803 |
| 5 | 0,018770 | 0,006111 | 0,024615 | 0,009577 | 0,000101 | 0,000809 |
| 6 | 0,018762 | 0,006106 | 0,024625 | 0,009573 | 0,000128 | 0,000817 |
| 7 | 0,018751 | 0,006103 | 0,024628 | 0,009566 | 0,000140 | 0,000817 |
| 8 | 0,018742 | 0,006094 | 0,024665 | 0,009565 | 0,000201 | 0,000831 |
| 9 | 0,018714 | 0,006083 | 0,024657 | 0,009551 | 0,000215 | 0,000824 |
| 10 | 0,018672 | 0,006072 | 0,024661 | 0,009523 | 0,000263 | 0,000828 |
| 11 | 0,018635 | 0,006071 | 0,024673 | 0,009501 | 0,000278 | 0,000823 |
| 12 | 0,018632 | 0,006076 | 0,024712 | 0,009496 | 0,000301 | 0,000835 |
| 13 | 0,018591 | 0,006070 | 0,024696 | 0,009475 | 0,000325 | 0,000843 |
| 14 | 0,018578 | 0,006071 | 0,024728 | 0,009471 | 0,000388 | 0,000867 |
| 15 | 0,018546 | 0,006064 | 0,024734 | 0,009454 | 0,000443 | 0,000888 |
| 16 | 0,018558 | 0,006066 | 0,024744 | 0,009461 | 0,000443 | 0,000888 |
| 17 | 0,018578 | 0,006071 | 0,024759 | 0,009466 | 0,000468 | 0,000878 |
| 18 | 0,018550 | 0,006068 | 0,024743 | 0,009422 | 0,000520 | 0,000880 |
| Контроль серии низкого плагиоклаза | | | | | | |
| 19 | 0,018854 | 0,006150 | 0,024487 | 0,009585 | - 0,000090 | 0,000772 |
| 20 | 0,018753 | 0,006110 | 0,024537 | 0,009565 | 0,000062 | 0,000783 |
| 21 | 0,018778 | 0,006114 | 0,024590 | 0,009566 | 0,000076 | 0,000805 |
| 22 | 0,018725 | 0,006108 | 0,024563 | 0,009522 | 0,000144 | 0,000810 |
| 23 | 0,018691 | 0,006088 | 0,024656 | 0,009565 | 0,000195 | 0,000817 |
| 24 | 0,018570 | 0,006072 | 0,024710 | 0,009484 | 0,000296 | 0,000821 |
| Высокие плагиоклазы | | | | | | |
| 25 | 0,018784 | 0,006061 | 0,024800 | 0,009642 | 0,000372 | 0,000869 |
| 26 | 0,018731 | 0,006065 | 0,024785 | 0,009616 | 0,000380 | 0,000858 |
| 27 | 0,018683 | 0,006060 | 0,024740 | 0,009565 | 0,000362 | 0,000851 |
| 28 | 0,018656 | 0,006053 | 0,024716 | 0,009553 | 0,000365 | 0,000836 |
| 29 | 0,018645 | 0,006056 | 0,024712 | 0,009533 | 0,000368 | 0,000825 |
| 30 | 0,018655 | 0,006061 | 0,024719 | 0,009538 | 0,000376 | 0,000852 |
| 31 | 0,018566 | 0,006059 | 0,024720 | 0,009417 | 0,000391 | 0,000837 |
| 32 | 0,018562 | 0,006073 | 0,024689 | 0,009430 | 0,000416 | 0,000872 |
| 33 | 0,018482 | 0,006057 | 0,024655 | 0,009385 | 0,000502 | 0,000899 |
| 34 | 0,018502 | 0,006067 | 0,024710 | 0,009373 | 0,000512 | 0,000876 |
| 35 | 0,018510 | 0,006069 | 0,024725 | 0,009375 | 0,000538 | 0,000880 |
| 36 | 0,018497 | 0,006068 | 0,024760 | 0,009362 | 0,000495 | 0,000855 |
| 37 | 0,018467 | 0,006069 | 0,024692 | 0,009331 | 0,000541 | 0,000884 |
| Лунные плагиоклазы | | | | | | |
| 38 | 0,018566 | 0,006073 | 0,024765 | 0,009446 | 0,000380 | 0,000833 |
| 39 | 0,018570 | 0,006070 | 0,024745 | 0,009411 | 0,000432 | 0,000876 |
| 40 | 0,018574 | 0,006061 | 0,024799 | 0,009457 | 0,000399 | 0,000842 |
| 41 | 0,018544 | 0,006063 | 0,024733 | 0,009442 | 0,000448 | 0,000878 |
| 42 | 0,018525 | 0,006065 | 0,024721 | 0,009410 | 0,000474 | 0,000870 |
| 43 | 0,018498 | 0,006050 | 0,024746 | 0,009428 | 0,000503 | 0,000878 |
| 44 | 0,018510 | 0,006063 | 0,024722 | 0,009394 | 0,000513 | 0,000879 |
| 45 | 0,018878 | 0,006144 | 0,024513 | 0,009600 | - 0,000089 | 0,000785 |
| 46 | 0,018887 | 0,006151 | 0,024474 | 0,009597 | - 0,000084 | 0,000771 |
| 47 | 0,018916 | 0,006156 | 0,024539 | 0,009623 | - 0,000074 | 0,000784 |

Продолжение табл.4

| Номер n/n | X_0 | X_1 | X_2 | X_3 | X_4 | X_5 |
|--------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 48 | 0,018770 | 0,006113 | 0,024590 | 0,009571 | 0,000084 | 0,000802 |
| 49 | 0,018686 | 0,006082 | 0,024666 | 0,009553 | 0,000223 | 0,000806 |
| 50 | 0,018586 | 0,006072 | 0,024732 | 0,009459 | 0,000447 | 0,000879 |
| 51 | 0,018549 | 0,006072 | 0,024758 | 0,009402 | 0,000542 | 0,000873 |
| 52 | 0,018799 | 0,006079 | 0,024824 | 0,009649 | 0,000359 | 0,000874 |
| 53 | 0,018759 | 0,006056 | 0,024754 | 0,009571 | 0,000367 | 0,000828 |
| 54 | 0,018644 | 0,006053 | 0,024717 | 0,009528 | 0,000363 | 0,000819 |
| 55 | 0,018594 | 0,006062 | 0,024710 | 0,009467 | 0,000389 | 0,000849 |
| 56 | 0,018548 | 0,006070 | 0,024704 | 0,009409 | 0,000434 | 0,000878 |
| 57 | 0,018510 | 0,006070 | 0,024688 | 0,009369 | 0,000442 | 0,000895 |
| 58 | 0,018513 | 0,006064 | 0,024724 | 0,009369 | 0,000533 | 0,000874 |

Примечание. 1 — 44 соответствуют порядковым номерам табл. 3; 45 — 58 плаггиоклазы с полным структурным уточнением (см. табл. 2, № 1 — 14).

Значения углов $2\theta(\text{CuK}\alpha)$ некоторых определяющих рефлексов
плаггиоклаза (в градусах — мин)

| Номер п/п | $\bar{2}01$ | 131 | 041 | $\bar{1}\bar{3}1$ | 060 | $\bar{2}04$ | $2\theta \Delta(131-1\bar{3}1)$ |
|-------------------------------------|-------------|-------|-------|-------------------|-------|-------------|---------------------------------|
| Низкие плаггиоклазы | | | | | | | |
| 1 | 22-03 | 31-14 | 30-31 | 30-07 | 42-30 | 51-09 | 1-07 |
| 2 | 22-01 | 31-14 | 30-28 | 30-04 | 42-28 | 51-09 | 1-10 |
| 3 | 22-01 | 31-16 | 30-27 | 29-59 | 42-24 | 51-11 | 1-17 |
| 4 | 22-01 | 31-18 | 30-26 | 29-57 | 42-24 | 51-13 | 1-21 |
| 5 | 22-00 | 31-21 | 30-24 | 29-54 | 42-22 | 51-17 | 1-27 |
| 6 | 22-00 | 31-22 | 30-23 | 29-51 | 42-20 | 51-18 | 1-31 |
| 7 | 22-00 | 31-22 | 30-23 | 29-50 | 42-20 | 51-19 | 1-32 |
| 8 | 22-00 | 31-25 | 30-21 | 29-46 | 42-18 | 51-22 | 1-39 |
| 9 | 22-00 | 31-25 | 30-20 | 29-44 | 42-16 | 51-22 | 1-41 |
| 10 | 21-59 | 31-25 | 30-19 | 29-40 | 42-13 | 51-24 | 1-45 |
| 11 | 21-59 | 31-25 | 30-19 | 29-39 | 42-13 | 51-26 | 1-46 |
| 12 | 21-59 | 31-27 | 30-19 | 29-38 | 42-14 | 51-29 | 1-47 |
| 13 | 21-58 | 31-28 | 30-18 | 29-35 | 42-12 | 51-29 | 1-56 |
| 14 | 21-58 | 31-32 | 30-16 | 29-31 | 42-13 | 51-31 | 2-01 |
| 15 | 21-57 | 31-33 | 30-15 | 29-27 | 42-12 | 51-33 | 2-06 |
| 16 | 21-58 | 31-35 | 30-15 | 29-27 | 42-12 | 51-34 | 2-08 |
| 17 | 21-58 | 31-36 | 30-16 | 29-26 | 42-13 | 51-35 | 2-10 |
| 18 | 21-59 | 31-37 | 30-15 | 29-22 | 42-12 | 51-36 | 2-15 |
| Контроль серии низкого плаггиоклаза | | | | | | | |
| 19 | 22-02 | 31-12 | 30-31 | 30-07 | 42-30 | 51-08 | 1-05 |
| 20 | 21-59 | 31-17 | 30-26 | 29-56 | 42-21 | 51-11 | 1-21 |
| 21 | 22-01 | 31-19 | 30-25 | 29-55 | 42-22 | 51-16 | 1-24 |
| 22 | 22-00 | 31-21 | 30-24 | 29-49 | 42-21 | 51-17 | 1-32 |
| 23 | 21-58 | 31-23 | 30-21 | 29-46 | 42-16 | 51-20 | 1-37 |
| 24 | 21-57 | 31-25 | 30-19 | 29-38 | 42-13 | 51-29 | 1-47 |
| Высокие плаггиоклазы | | | | | | | |
| 25 | 22-00 | 31-36 | 30-16 | 29-36 | 42-11 | 51-27 | 2-00 |
| 26 | 21-59 | 31-34 | 30-17 | 29-35 | 42-11 | 51-27 | 1-59 |
| 27 | 21-58 | 31-31 | 30-16 | 29-35 | 42-10 | 51-27 | 1-56 |
| 28 | 21-57 | 31-30 | 30-16 | 29-34 | 42-09 | 51-25 | 1-56 |
| 29 | 21-58 | 31-29 | 30-17 | 29-34 | 42-09 | 51-26 | 1-55 |
| 30 | 21-58 | 31-31 | 30-16 | 29-33 | 42-11 | 51-37 | 1-58 |
| 31 | 21-59 | 31-27 | 30-17 | 29-30 | 42-10 | 51-35 | 1-57 |
| 32 | 21-58 | 31-32 | 30-16 | 29-28 | 42-13 | 51-31 | 2-04 |
| 33 | 21-56 | 31-35 | 30-12 | 29-20 | 42-10 | 51-31 | 2-15 |
| 34 | 21-58 | 31-35 | 30-15 | 29-21 | 42-12 | 51-37 | 2-14 |
| 35 | 21-59 | 31-37 | 30-15 | 29-20 | 42-12 | 51-38 | 2-17 |
| 36 | 21-59 | 31-34 | 30-17 | 29-24 | 42-12 | 51-42 | 2-10 |
| 37 | 21-59 | 31-36 | 30-15 | 29-19 | 42-12 | 51-38 | 2-17 |
| Лунные плаггиоклазы | | | | | | | |
| 38 | 21-59 | 31-30 | 30-19 | 29-33 | 42-13 | 51-37 | 1-57 |

| Номер п/п | $\bar{2}01$ | 131 | 0 $\bar{4}1$ | $\bar{1}31$ | 060 | $\bar{2}04$ | $2\theta\Delta$ (131- $\bar{1}31$) |
|--------------|-------------|---------|--------------|-------------|---------|-------------|--|
| 39 | 22 - 00 | 31 - 34 | 30 - 16 | 29 - 27 | 42 - 13 | 51 - 38 | 2 - 07 |
| 40 | 21 - 59 | 31 - 31 | 30 - 17 | 29 - 31 | 42 - 10 | 51 - 38 | 2 - 00 |
| 41 | 21 - 58 | 31 - 34 | 30 - 15 | 29 - 26 | 42 - 11 | 51 - 33 | 2 - 08 |
| 42 | 21 - 58 | 31 - 34 | 30 - 15 | 29 - 24 | 42 - 11 | 51 - 35 | 2 - 10 |
| 43 | 21 - 56 | 31 - 35 | 30 - 13 | 29 - 22 | 42 - 08 | 51 - 35 | 2 - 13 |
| 44 | 21 - 58 | 31 - 36 | 30 - 15 | 29 - 22 | 42 - 11 | 51 - 36 | 2 - 14 |
| 45 | 22 - 03 | 31 - 13 | 30 - 32 | 30 - 08 | 42 - 31 | 51 - 09 | 1 - 05 |
| 46 | 22 - 03 | 31 - 13 | 30 - 31 | 30 - 07 | 42 - 30 | 51 - 06 | 1 - 06 |
| 47 | 22 - 04 | 31 - 16 | 30 - 31 | 30 - 08 | 42 - 31 | 51 - 10 | 1 - 08 |
| 48 | 22 - 00 | 31 - 19 | 30 - 25 | 29 - 54 | 42 - 22 | 51 - 16 | 1 - 25 |
| 49 | 21 - 58 | 31 - 24 | 30 - 21 | 29 - 45 | 42 - 15 | 51 - 22 | 1 - 39 |
| 50 | 21 - 59 | 31 - 35 | 30 - 16 | 29 - 27 | 42 - 13 | 51 - 33 | 2 - 08 |
| 51 | 22 - 00 | 31 - 38 | 30 - 16 | 29 - 22 | 42 - 13 | 51 - 39 | 2 - 16 |
| 52 | 22 - 01 | 31 - 37 | 30 - 18 | 29 - 38 | 42 - 15 | 51 - 29 | 1 - 59 |
| 53 | 22 - 02 | 31 - 31 | 30 - 17 | 29 - 36 | 42 - 09 | 51 - 29 | 1 - 55 |
| 54 | 21 - 58 | 31 - 28 | 30 - 17 | 29 - 35 | 42 - 09 | 51 - 27 | 1 - 53 |
| 55 | 21 - 58 | 31 - 30 | 30 - 16 | 29 - 31 | 42 - 11 | 51 - 31 | 1 - 59 |
| 56 | 21 - 59 | 31 - 33 | 30 - 15 | 29 - 26 | 42 - 13 | 51 - 34 | 2 - 07 |
| 57 | 21 - 59 | 31 - 33 | 30 - 14 | 29 - 22 | 42 - 13 | 51 - 35 | 2 - 11 |
| 58 | 21 - 59 | 31 - 36 | 30 - 15 | 29 - 20 | 42 - 11 | 51 - 38 | 2 - 16 |

Примечание. 1 - 44 соответствуют порядковым номерам табл. 3; 45 - 58 плагиоклазы с полным структурным уточнением (см. табл. 2, № 1 - 14).

В диапазоне 80 - 100 % Ан высокая и низкая серии идентичны по показателю X_4 , и знание этой величины дает однозначное определение Ан-содержания для плагиоклаза любого состояния. В случае известной принадлежности аналитического материала к низкой серии для определения основности могут быть использованы значения X_0 (в диапазоне 0 - 70 % Ан), X_1 (0 - 30 % Ан), а также X_4 во всем диапазоне Ан-содержания. Кроме того, по соотношению различных X_i вполне однозначно определяются и состав, и структурное состояние.

Аналогичные зависимости устанавливаются в соотношениях углов 2θ ($\text{CuK}\alpha$) и основности плагиоклазов (рис. 23), поэтому для определения % Ан можно использовать и прямые данные дифрактометрической записи. Отметим также, что имеется прямое тождество X_4 и 2θ ($\bar{1}31$), X_1 и 2θ ($0\bar{4}1$), X_2 и 2θ ($\bar{2}04$), X_0 и 2θ (130).

Определение Ор-содержания. Систематического изучения влияния ортоклазсодержания (Ор-содержания) на размеры ячейки плагиоклаза не проводилось, но имеются указания на некоторые изменения пара-

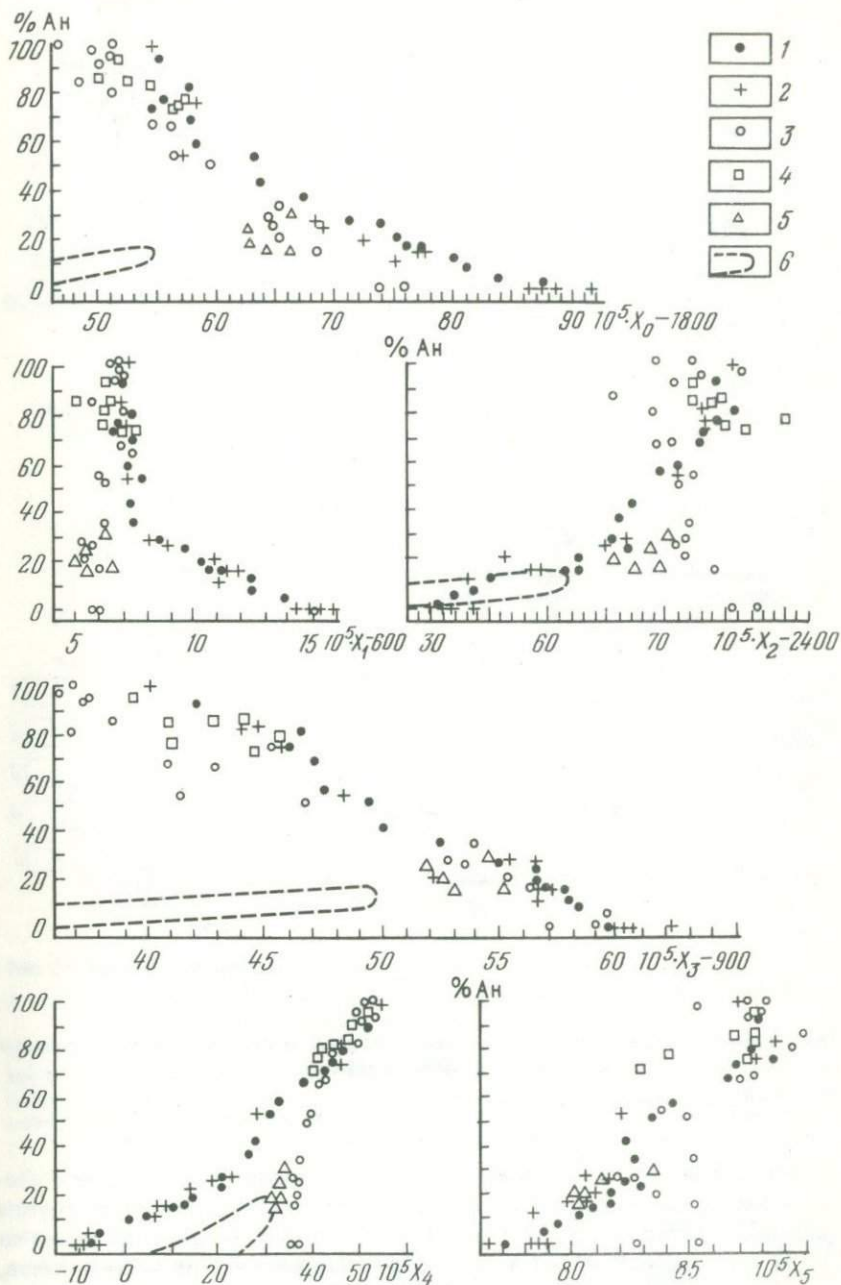


Рис. 22. Соотношения значений X_i и % Ан в различных плагиоклазовых сериях (см. табл. 4).

1 — низкий плагиоклаз; 2 — контроль низкого плагиоклаза; 3 — высокий плагиоклаз; 4 — лунный плагиоклаз; 5 — калиевый плагиоклаз; 6 — поле анортоклазов

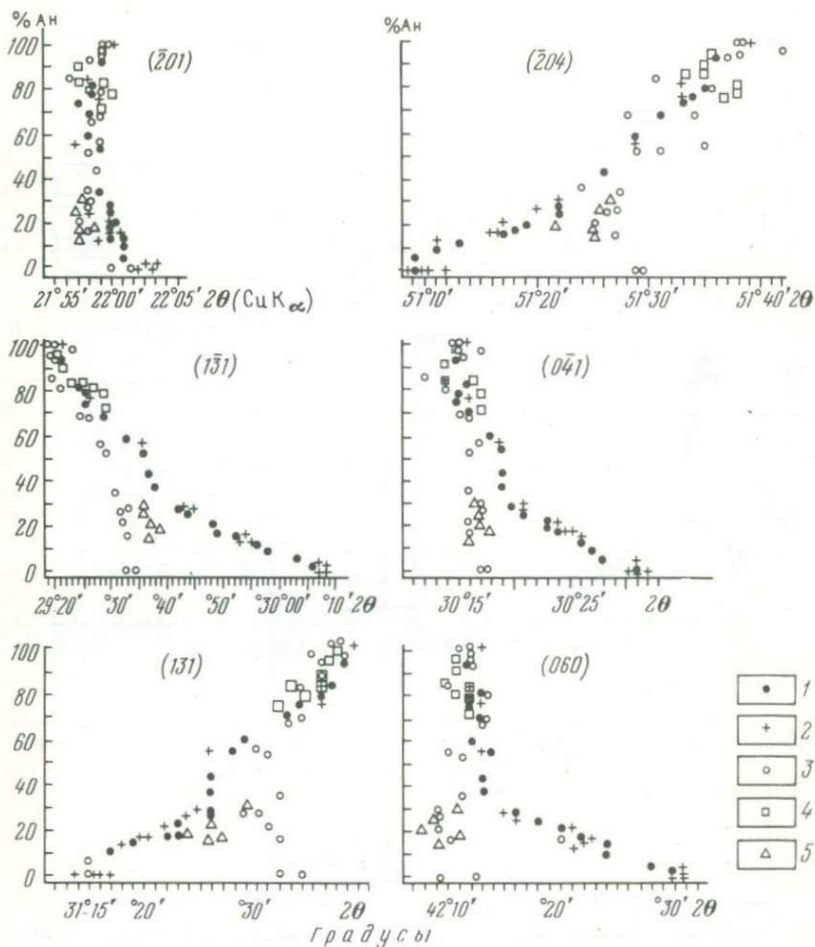


Рис. 23. Соотношения значений X_f и углов 2θ (hkl) в различных плагиоклазовых сериях (данные табл. 5).

Условные обозначения см. рис. 22

метров упорядоченных плагиоклазов средней основности в связи с увеличением ортоклазового минала [19]. Небольшая достоверная группа калиевых плагиоклазов [21], показанная на рис. 19 в соответствии со своим An-содержанием, хотя и близка к серии высоких плагиоклазов, но далеко не аналогична ее членам. Калиевые плагиоклазы располагаются на богатой анортитом оконечности анортоклазовой серии.

Зависимость величин параметров ячеек и Or-содержания плагиоклазов (выбраны наиболее информативные параметры b и γ) показывает,

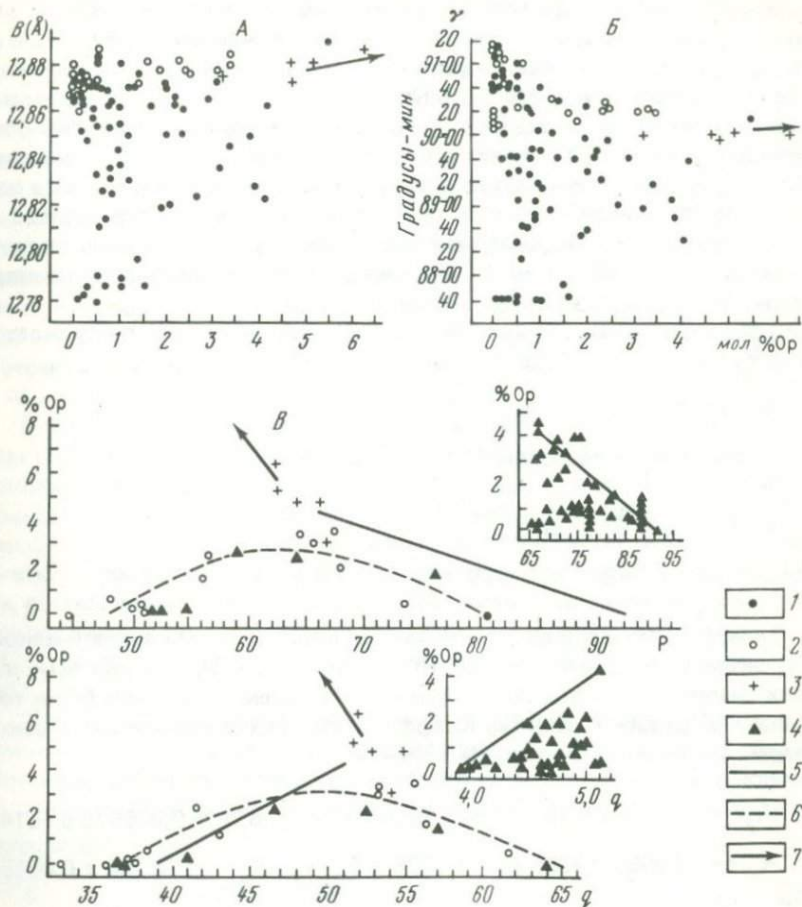


Рис. 24. Ортоклазосодержание в плагиоклазах

А и Б — параметры b и γ элементарных ячеек как функция Ор-содержания и структурного состояния; В — зависимости % Ор — q .

1 — низкий плагиоклаз; 2 — высокий плагиоклаз; 3 — калиевый плагиоклаз; 4 — высокий плагиоклаз с полным структурным уточнением; 5 — ограничительная линия низкого плагиоклаза; 6 — кривая высокого плагиоклаза; 7 — направление расположения анализов анортоклазов (Ор > 7%). На врезках — положение анализов низкого плагиоклаза

что для природных плагиоклазов со стороны калия существует очень узкий диапазон возможной изоморфной смесимости К- и (Na + Ca)-членов при условии сохранения именно плагиоклазового мотива структуры (рис. 24). Отстройка точек рис. 24, А, Б произведена по источникам, указанным в табл. 2 и 3, но вынесены не сгруппированные данные, а каждый конкретный анализ по цитируемым оригиналам. Параметры

высоких разностей практически не связаны с Ор-содержанием, а для низких можно уверенно очертить лишь границу максимально возможного Ор-содержания (более уверенно по параметру b). Предел значений: для высокого плагиоклаза 3,5 % Ор; для низкого — 4,2 % Ор. Не исключено, что в высоких модификациях Ор-содержание может достигать величин порядка 4 %; однако трудно ожидать вероятность больших цифр, поскольку конкуренция структурной организации калиевого плагиоклаза представляется весьма серьезным кинетическим барьером.

Методика связанных параметров может быть успешно применена и к оценке Ор-содержания. Обнаружено, что для высоких плагиоклазов величины X_0 и X_3 однозначно зависят от % Ор.

Графические зависимости % Ор — X_i для высоких плагиоклазов представлены на рис. 24, В. Кривые описываются уравнениями:

$$\% \text{ Ор} = A_1 + B_1 p + V_1 p^2;$$

где $p = 10^5 X_0 - 1800$, при $49,7 \leq p \leq 80,0$

или

$$\% \text{ Ор} = A_2 + B_2 q + V_2 q^2,$$

где $q = 10^5 X_3 - 900$, при $36,9 \leq q \leq 64,9$.

Кoeffициенты в формулах получены путем средней квадратической аппроксимации данных рис. 24, В. Следует отметить, что при вычислениях анализа с полным структурным уточнением получились более точными, чем рядовые анализы. Кoeffициенты и их среднеквадратические погрешности имеют следующие значения:

$$A_1 = -39,111 \pm 5,407; B_1 = 1,2804 \pm 0,1740; V_1 = -0,00986 \pm 0,00140,$$

$$A_2 = -28,505 \pm 3,388; B_2 = 1,2188 \pm 0,1440; V_2 = -0,01198 \pm 0,00150.$$

Поскольку абсолютные значения коэффициентов в приведенных формулах существенно больше трех среднеквадратических погрешностей, можно считать, что полученные уравнения имеют высокую степень надежности.

На рис. 24, В приведены также линии, соответствующие верхнему ограничению Ор-содержания в низких плагиоклазах. Уравнения этих линий имеют вид: % Ор = $14,86 - 0,16 p$ при $66 \leq p \leq 92$; % Ор = $13,65 + 0,35 q$ при $39 \leq q \leq 51$, причем первое уравнение используется для плагиоклазов с основностью до 30 — 40 % Ан, а второе — для основности от 30 — 40 до 100 % Ан.

Установление верхнего предела Ор-содержания вызывает необходимость структурного контроля проб в случае диагностики химическим или другим анализом аномально высоких значений % Ор в плагиоклазах. Объективность же высоких значений должна подтверждаться специфической ячейкой калиевого плагиоклаза (описание калиевого плагиоклаза в разделе тройные полевые шпаты).

Определение упорядоченности. Главное ограничение большинства разработанных методик определения упорядоченности заключается в отсутствии четких количественных оценок между экстремальными состояниями порядка и беспорядка. Выше указывалось, что за состояние полной разупорядоченности следует принять теоретически возможное $\Delta Al = 0$, обозначив данное состояние как $Ус = 0$. В этом случае все естественные низкие плагиоклазы, несмотря на изменение ΔAl , зависящее от основности, приобретают $Ус = 1,0$ (см. рис. 13). Такая градуировка, основывающаяся на анализах с полным структурным уточнением, позволяет связать в единую схему Al -распределение по позициям тетраэдра, ΔAl , и, как показано ниже, структурный показатель $\Delta 2\theta$ ($131 - \bar{1}\bar{3}1$). Кроме того, появляется возможность оценить промежуточные состояния не только в шкале $Ус$, но и в значениях N_{Al} и ΔAl .

Установлено, что структурный показатель $\Delta 2\theta$ ($131 - \bar{1}\bar{3}1$), обозначим его для краткости $\Delta 2\theta$ (131), однотипно разграничивает серии высокого и низкого плагиоклазов по значениям X_0 и X_3 . В диапазоне основности 0 — 50% Ан этот показатель непрямолинейной зависимостью связан с X_2 (рис. 25). Однако зависимость $\Delta 2\theta$ (131) и значений X_4 оказывается прямолинейной и на эту зависимость не влияет структурное состояние плагиоклазов. Последнее обстоятельство особенно важно, так как позволяет непосредственно с графика по экспериментальным $\Delta 2\theta$ (131) снимать значения X_4 (ниже приведено уравнение этой зависимости).

Поскольку величины X_0 наиболее тесно связаны со структурным состоянием, то они могут быть непосредственным образом использованы для определения упорядоченности, особенно в области низкой основности. Из рис. 26, А видно, в каком соответствии с t_1 и ΔAl находится

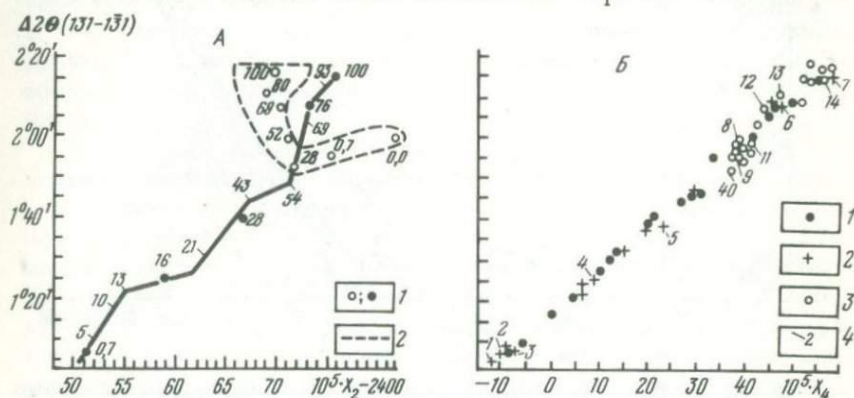


Рис. 25. Соотношение значений X_2 (А), X_4 (Б) и $\Delta 2\theta$ ($131 - \bar{1}\bar{3}1$) в высокой и низкой плагиоклазовых сериях.

А: 1 — плагиоклазы с полным структурным уточнением (указан % Ан); 2 — поле высоких разностей; калибровка низкой серии согласно контрольным анализам; Б: 1 — низкий плагиоклаз; 2 — контроль низкой серии; 3 — высокий плагиоклаз; 4 — плагиоклазы с полным структурным уточнением (номера согласно табл. 2)

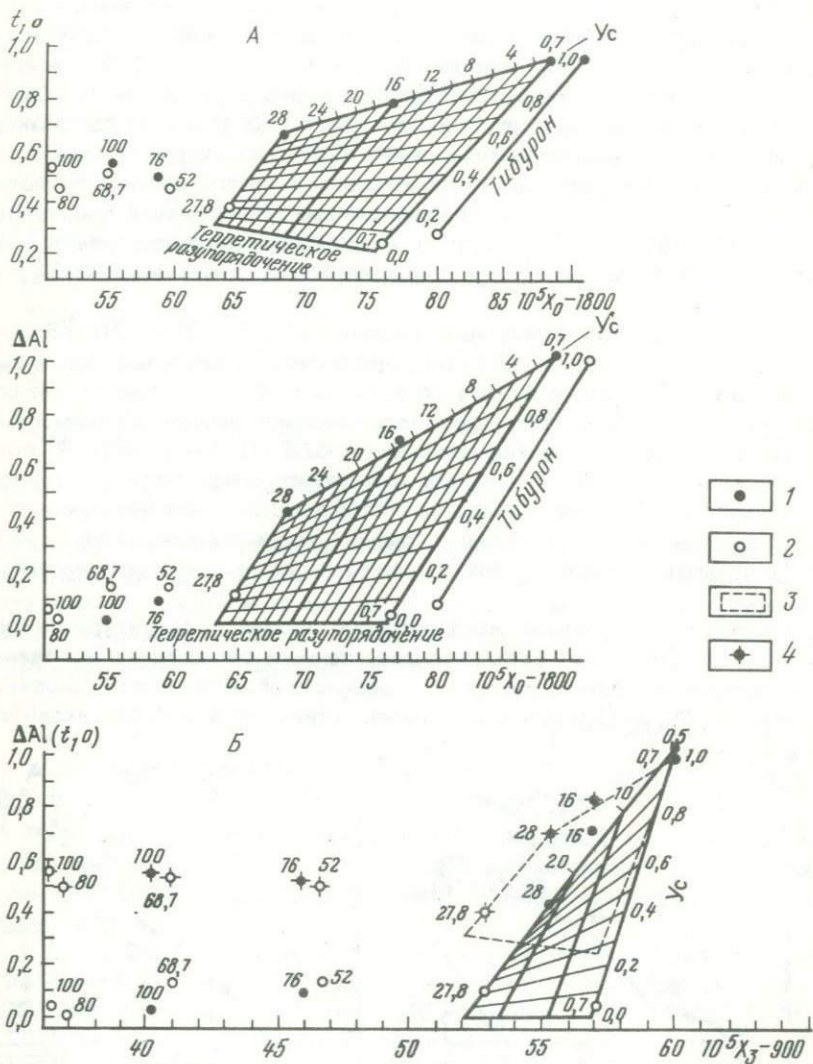


Рис. 26. Диаграммы для определения упорядоченности в плагиоклазах низкой основности.

Высокие и низкие плагиоклазы по соотношению величин: А — X_0 с t_1, σ и ΔAl ; Б — X_3 .

1 — низкие плагиоклазы с полным структурным уточнением; 2 — высокие плагиоклазы с полным структурным уточнением (подписан % Ан); 3 и 4 — для вертикальной шкалы, откалиброванной в значениях t_1, σ ; калибровка плагиоклазового контура произведена по % Ан и по X_3 .

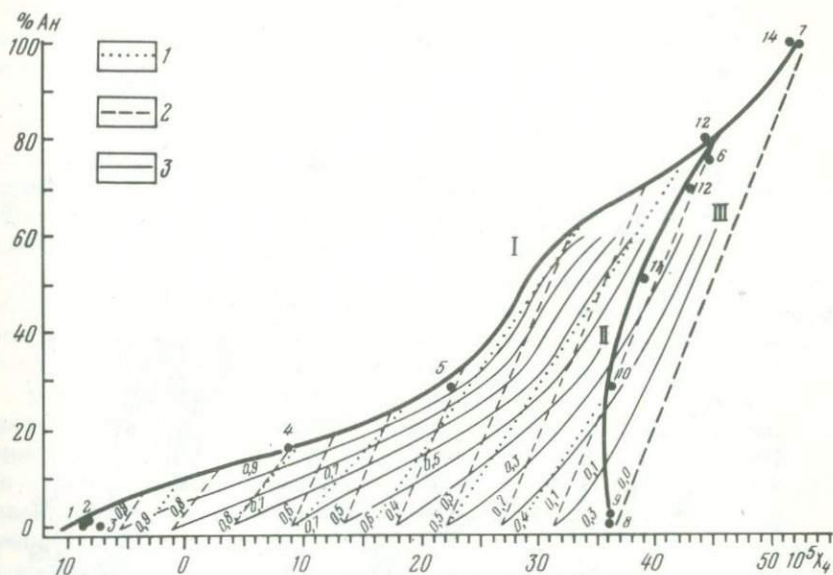


Рис. 27. Диаграмма % Ан — X_4 с изолиниями t_{1o} , ΔAl и Y_c .

1 — t_{1o} ; 2 — ΔAl ; 3 — Y_c ; I — низкий плагиоклаз; II — высокий плагиоклаз; III — теоретическое полное разупорядочение

структурная упорядоченность; отсюда для известного состава (0 — 28 % Ан) по величине X_0 можно определить все структурные характеристики. Из рис. 26, Б видно, что в диапазоне малой основности по величине X_3 очень слабо разделяются высокие и низкие плагиоклазы, однако это различие становится значимым для разностей, богатых анортитом. Это обстоятельство в дальнейшем использовано для структурной классификации.

Весьма информативным, вследствие большого диапазона числовых величин и наиболее четко выраженного изменения Ан-содержания, является график % Ан — X_4 . В случае известного состава в области 0 — 60 % Ан по значениям X_4 легко определяются t_{1o} , ΔAl и Y_c , а при любом известном структурном показателе можно оценить состав плагиоклаза. Все изолинии t_{1o} и ΔAl , нанесенные на графике (рис. 27), хорошо согласуются с полными структурными анализами (см. табл. 2). Предлагаемый график несет и дополнительную информацию относительно минимально возможного Y_c и максимально возможного % Ан, соответствующие конкретной величине X_4 .

Для прямого определения упорядоченности как в значениях ΔAl , так и в значениях Y_c целесообразно использовать различные соотношения X_i . При этом в диапазоне состава 0 — 30 % Ан наиболее удобны графики с участием X_0 . Однотипная связь X_0 с X_1 , X_2 и X_4 показана на рис. 28. Все эти графики позволяют автономно определить упорядоченность

независимо от знания состава. Все ограничивающие линии на этом рисунке проведены по данным табл. 4; калибровка шкалы ΔAl сделана согласно альбиту Амелия и плагиоклазу № 28 в высоком и низком

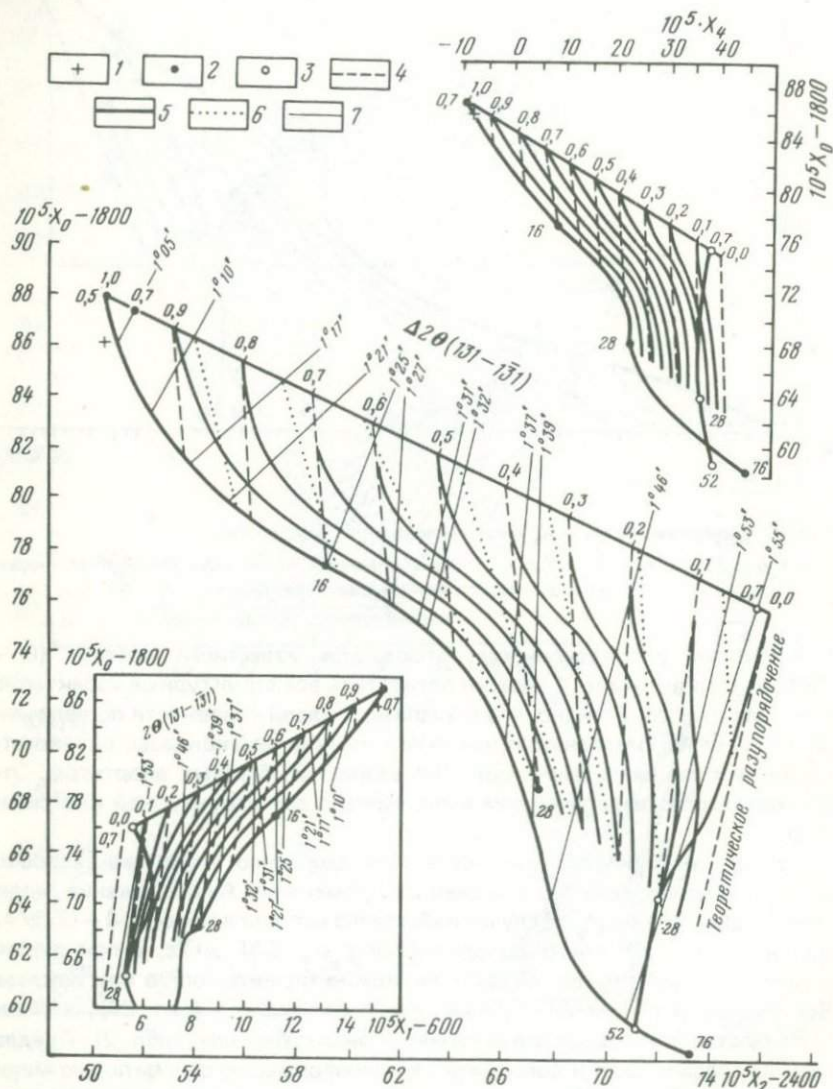


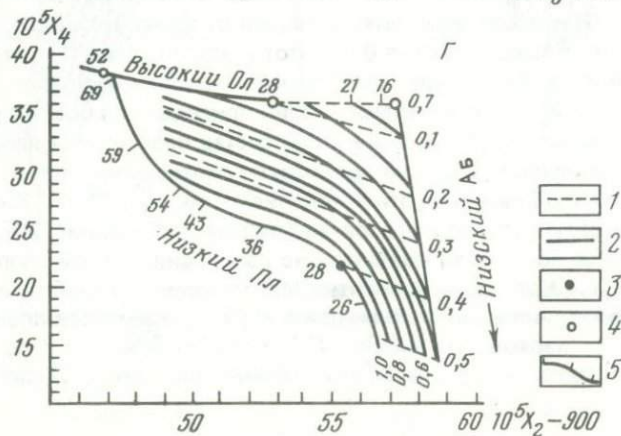
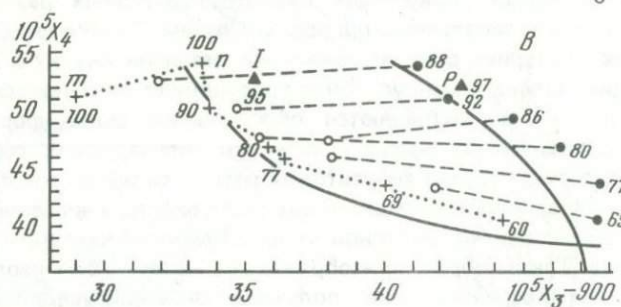
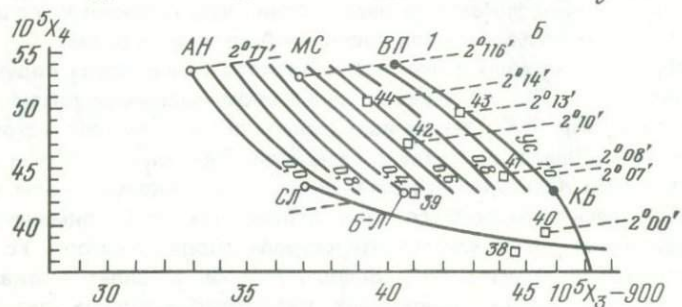
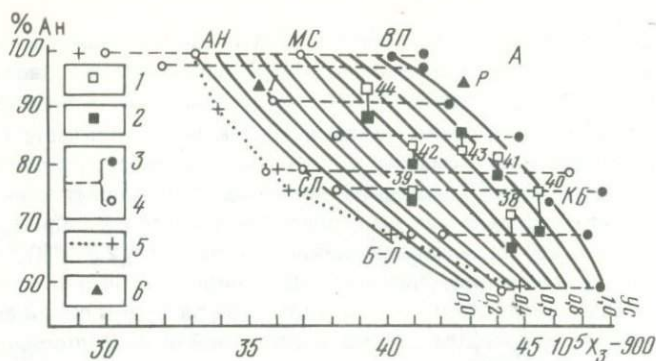
Рис. 28. Диаграмма для определения упорядоченности плагиоклазов низкой основности по соотношению $X_0 - X_2$. На мелкомасштабных вырезках изолинии ΔAl и Uc в координатах $X_0 - X_1$ и $X_0 - X_4$.

- 1 — положение альбита Амелия в соответствии с нашими экспериментальными данными [5];
 2 — низкий плагиоклаз (% Ан); 3 — высокий плагиоклаз (% Ан); 4 — ΔAl ; 5 — Uc ; 6 — t_1 ; 7 — $\Delta 2\theta$ (131 — $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$).

структурном состоянии; соответствующим образом проведены изолинии Ус. Использование всех предлагаемых зависимостей позволяет неоднократно проконтролировать объективность полученных значений Ус.

Графические построения показывают также, что показатель ΔAI не имеет количественного смысла в оценке структурного состояния и из-за небольшого наклона изолиний величина ΔAI может с некоторым приближением определяться непосредственно по X_1 , X_2 или X_4 . На графике (см. рис. 28) вынесены изолинии показателя $\Delta 2\theta$ (131), которые соединяют фактические значения на кривой низкого плагиоклаза с соответствующими значениями равноточной разбивки линии высокой—низкой альбит. Как видим, для количественной оценки упорядоченности этот структурный показатель недостаточно чувствителен и его целесообразнее всего использовать для оценки % Ан в низкой серии.

Сегрегация кривых высокого и низкого плагиоклаза получена и на графике $X_3 - X_4$, что, вместе с уже упоминавшимся различием этих серий по величине X_3 делает возможным переход к оценке структурного состояния высокоосновных разностей. Так как по t_0 и ΔAI обе модификации практически неразличимы, градуировка шкалы упорядоченности здесь производится лишь в значениях Ус. В применении к высокоосновным плагиоклазам структурная упорядоченность Ус не несет структурной нагрузки в Al — Si-соотношении, а является показателем графического отличия природных низкотемпературных разностей от синтезированных и закаленных природным путем. Однако ввиду отсутствия других критериев для практического различия низких и высоких модификаций предлагаемая условная градуировка оказывается весьма полезной. К тому же сохраняются обоснованные выше формальные принципы разграничения высоко- и низкотемпературных серий, что позволяет для существенно анортитовых разностей использовать качественный смысл термина Ус, придавая ему размерность, в численном выражении тождественную структурной упорядоченности кислых — средних плагиоклазов. Таким образом, изображенные на рис. 29, А изолинии Ус способны непосредственному получению значений условной упорядоченности. Они проведены интерполяцией от кривой низкого плагиоклаза Ус = 1,0 до высокого Ус = 0,0 — этот график удобен тем, что при основности от 80 % Ан и выше номер плагиоклаза однозначно определяется по величине X_4 . В то же время график пригоден для оценки упорядоченности, начиная уже от 60 % Ан. Если состав плагиоклаза известен, то контроль полученной Ус можно провести по соотношению $X_4 - X_3$ которое также откалибровано по этим значениям (см. рис. 29, Б). Расположение полных структурных анализов на диаграммах (см. рис. 29) показывает, что более логично за максимально разупорядоченный анортит принять анализ X. Кролла, чем анортит Монте-Сомма [17]. Эти анортиты четко дифференцированы по значениям X_3 в то время как практически одинаковы по параметрам ячейки. При появлении новых структурных уточнений предлагаемые диаграммы можно привести в более строгое соответствие.



На примере лунных плагиоклазов выяснены возможные отклонения определений по предлагаемой методике. Лунные плагиоклазы с определениями по X_4 и микронзондовым анализом (нанесены на рис. 29, А): наибольшие расхождения составляют около 7% Ан и около 15 Ус. Расположение этих же анализов в координатах $X_4 - X_3$ (рис. 29, Б) показывает, что для разностей с основностью более 80% Ан определение Ус можно провести и без точной величины состава. Структурное состояние лунных плагиоклазов можно оценить как низкое — промежуточное. Из рис. 29 видно также, что показатель $\Delta 28$ (131) в высокоосновных плагиоклазах связан только с Ан-содержанием.

Изучение элементарных структур низких и высоких кальциевых плагиоклазов с оценкой степени упорядоченности по величине ΔAl или углу ячейки γ привело Е. Бруно и А. Факхинелли [20, с. 64] к следующим выводам: "1) термическая обработка увеличивает степень Al — Si — упорядоченности в диапазоне Ан 80 — Ан 100 и уменьшает ее в диапазоне Ан 0 — Ан 80; 2) при составе Ан 80 термическая обработка не влияет на степень упорядочения; 3) в диапазоне Ан 20 — Ан 100 высокие плагиоклазы никогда не достигают полного разупорядочения ($\Delta Al = 0,0$)". Аналитические данные этих авторов, пересчитанные на значение X_3 , нанесены на рис. 29, А, Б. С точки зрения новой методики термическая обработка показывает существенное разупорядочение высокоосновных плагиоклазов и снижение значений Ус. Отметим также, что высоко-температурные плагиоклазы, синтезированные Х. Кроллом и В. Мюллером [32], близко соответствуют прогнозируемой нами кривой высокого плагиоклаза на обеих диаграммах, при этом увеличение времени кристаллизации чистого анортита с 5 мин до 16 дней сопровождается повышением значений Ус. Природные P- и I-анортиты также четко дифференцируются по величинам X_3 и X_4 .

Возможности методики более ограничены для разностей с содержанием анортитового минала 30 — 55%, что связано со структурными

Рис. 29. Диаграмма для определения упорядоченности высокоосновных и среднеосновных плагиоклазов по значениям X_3 (данные табл. 4).

А — разграничение высоких и низких плагиоклазов по X_3 .

Анализы с полным структурным уточнением: ВП — анортит Вэл Пасмедо, МС — анортит Монте-Сомма, Ан — синтетический анортит, СП — битовнит Святой Луис, КБ — битовнит Кристалл Бэй, Б — Л — битовнит — лабрадор.

1 — лунный плагиоклаз с микронзондовым определением % Ан; 2 — то же, с определением по X_4 (38 — 44 номера анализов по табл. 4); 3 — низкий плагиоклаз [20]; 4 — то же, отожженный [20]; 5 — синтетический высокий плагиоклаз, m- и l-анортиты, выкристаллизованные соответственно в течение 5 мин и 16 дней [32]; 6 — P — I-анортиты [В. Мюллер и др., 43].

Б — диаграмма для определения упорядоченности высокоосновных плагиоклазов по значениям X_3 и X_4 ; f — значения $\Delta 2\theta$ (131 — 131°).

В — эксперименты по отжигу и синтезу плагиоклазов.

Условные обозначения см. рис. 29, А.

Г — диаграмма для определения упорядоченности плагиоклазов средней основности. 1 — ΔAl ; 2 — Ус; 3 — низкий плагиоклаз (% Ан); 4 — высокий плагиоклаз;

5 — рядовые анализы на внешних кривых (% Ан)

разрывами в этом диапазоне состава. Приводимый на рис. 29, В фрагмент графика $X_3 - X_4$ позволяет оценить Y_c , чтобы затем по значениям X_4 и Y_c определить % An (см. рис. 27). Можно отметить, что конфигурация кривых по соотношению $X_3 - X_4$ напоминает график $\beta^* - \gamma^*$ [43, фиг. 7 - 44], однако найденная нами зависимость является более общей, поскольку свободна от предположений относительно вариаций ребер и углов обратной решетке.

Новая методика исследования плагиоклазов позволяет с помощью значений связанных параметров X_i произвести оценку тройного состава и упорядоченности в терминах Y_c , которая базируется на количественно оцененном Al-распределении. Различные комбинации связанных параметров позволяют неоднократно контролировать результаты. Практическое использование методики облегчается тем, что для получения величин X_i необязательно располагать параметрами ячеек (хотя расчетные значения X_i безусловно точнее). Поскольку размеры ячеек величины X_i и углы 2θ находятся в полном математическом согласовании, то можно по отдельным 2θ (hkl) определять величины X_i и в дальнейшем применять их для фазового и структурного анализа. На этом этапе методики важен рациональный выбор отражений (hkl), вариации углов которых наиболее четко связаны с X_i .

Выше было отмечено, что X_4 пропорционален показателю $\Delta 2\theta$ (131 - 131); зависимость описывается уравнением:

$$X_4 = [53,40 \cdot \Delta 2\theta - 67,80] \cdot 10^{-5} \text{ при } 1,0^\circ < \Delta 2\theta < 2,34^\circ.$$

Линейные зависимости характеризуют также величины X_1 и X_5 со значениями 2θ (hkl). В качестве примера приводим следующие уравнения (2θ CuK α):

$$X_1 = [28,11 \cdot 2\theta (060) - 579,40] \cdot 10^{-5} \text{ при } 42,14^\circ < 2\theta (060) < 42,54^\circ;$$

$$X_5 = [-14,57 \cdot 2\theta (1\bar{3}1) + 516,00] \cdot 10^{-5} \text{ при } 29,18^\circ < 2\theta (1\bar{3}1) < 30,18^\circ.$$

Для величин X_3 однозначной зависимости с углами 2θ использованных (hkl) не обнаружено, но эта зависимость не исключается при анализе других (hkl) или при анализе их различных комбинаций. Связь X_0 с углами 2θ имеет область неопределенности при больших 2θ (131), при малых 2θ ($0\bar{4}1$) и (060), а также в диапазонах $29^\circ 33' - 29^\circ 38' 2\theta$ (131), $24^\circ 22' - 21^\circ 26' 2\theta$ (130), $51^\circ 27' - 51^\circ 29' 2\theta$ ($2\bar{0}4$). Эта неопределенность отвечает малоосновной части высокой плагиоклазовой серии. Соответственно, уравнения регрессии в этих интервалах имеют смысл лишь для низкой серии:

$$X_0 = [-83,33 \cdot 2\theta (\bar{2}04) + 6150,00] \cdot 10^{-5} \text{ при } 51,12^\circ < 2\theta (\bar{2}04) < 51,48^\circ;$$

$$X_0 = [-47,73 \cdot 2\theta (\bar{2}04) + 4317,00] \cdot 10^{-5} \text{ при } 51,48^\circ < 2\theta (\bar{2}04) < 51,70^\circ;$$

$$X_0 = [44,05 \cdot 2\theta (1\bar{3}1) + 560,10] \cdot 10^{-5} \text{ при } 29,34^\circ < 2\theta (1\bar{3}1) < 30,18^\circ.$$

Аналогичный характер имеет отношение $X_2 - 2\theta$ (hkl), линейность которого прослеживается в низко-среднеосновной части низкой плагиоклазовой серии. Наиболее явная зависимость $X_2 - 2\theta$ ($0\bar{4}1$) в интервале $30^\circ 18' - 30^\circ 32'$ и менее уверенная $X_2 - 2\theta$ ($\bar{2}04$), особенно для высоких разностей при интервале неопределенности $51^\circ 25' - 51^\circ 29'$. В этом случае уравнения имеют следующий вид:

$$X_2 = [72,50 \cdot 2\theta (\bar{2}04) - 1256,90] \cdot 10^{-5} \text{ при } 51,14^\circ < 2\theta (\bar{2}04) < 51,33^\circ;$$

$$X_2 = [35,14 \cdot 2\theta (\bar{2}04) + 661,00] \cdot 10^{-5} \text{ при } 51,33^\circ < 2\theta (\bar{2}04) < 51,70^\circ;$$

$$X_2 = [-93,00 \cdot 2\theta (0\bar{4}1) + 5288,70] \cdot 10^{-5} \text{ при } 30,26^\circ < 2\theta (0\bar{4}1) < 30,54^\circ.$$

Кроме того, для низких плагиоклазов 0 – 50 % Ан величины X_2 можно определить по величине $\Delta 2\theta$ ($131 - \bar{1}31$) (см. рис. 25).

Методика связанных параметров X_i хорошо соответствует методике Х. Кролла [30, 32], оценивающей значения $t_1\sigma$, и по трансляциям tr [$1\bar{1}0$] и % Ан позволяет увязать последнюю с определениями упорядоченности в терминах Ус. На рис. 30, А показаны исследованные в настоящей работе группировки анализов (см. табл. 3) и анализы с полным структурным уточнением (см. табл. 2). Расчет произведен через парамет-

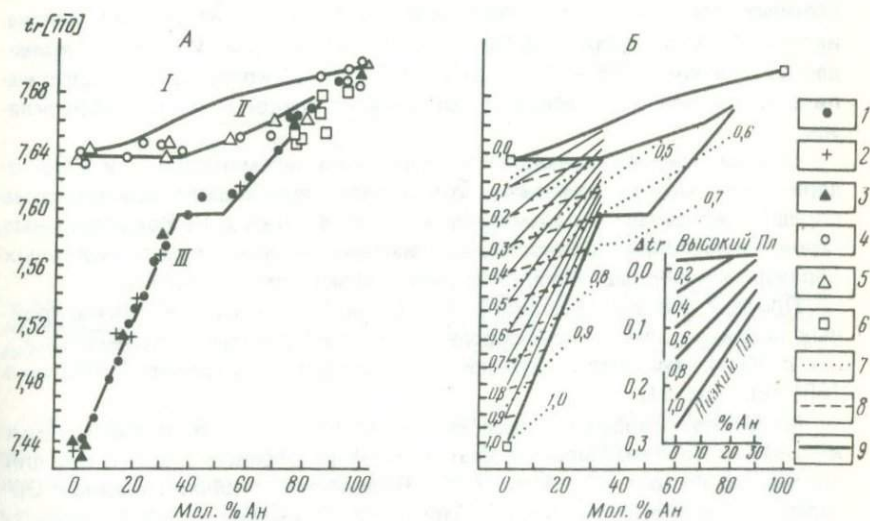


Рис. 30. Оценка упорядоченности плагиоклазов по методике tr .

А — значение tr [$1\bar{1}0$] плагиоклазов (расчеты по параметрам ячеек табл. 2 и 3). Б — калибровка диаграммы tr [$1\bar{1}0$] — % Ан в значениях Ус и $\Delta A1$. На врезке — положение изолиний Ус на диаграмме Δtr — % Ан ($\Delta tr = tr$ [110] — tr [$1\bar{1}0$]). 1 — низкий плагиоклаз; 2 — контроль низкой серии; 3 — то же, с полным структурным уточнением; 4 — высокий плагиоклаз; 5 — то же, с полным структурным уточнением; 6 — лунный плагиоклаз; 7 — $t_1\sigma$; 8 — $\Delta A1$; 9 — Ус. I — теоретическое разупорядочение; II — высокий плагиоклаз; III — низкий плагиоклаз

ры ячеек по выражению $tr [1\bar{1}0] = 1/2 \sqrt{a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma}$, а конфигурация линий низкого, высокого плагиоклазов и теоретического разупорядочения по Х. Кроллу [31]. Наиболее четкое разграничение серий в области 0 — 30 % Ан, и эта область откалибрована в значениях ΔAl и Ус (см. рис. 30, Б); линии $t_{1,0}$ по Х. Кроллу [31]. Область плагиоклазов от 30 до 60 % Ан, по-видимому, может быть уточнена в развертке низкого ряда, но ввиду его малого отличия от разупорядоченного состояния точность определений Ус здесь также невелика. Для высокоосновных разностей значимой оценки структурного состояния по величине $tr [1\bar{1}0]$ произвести нельзя.

Тройные полевые шпаты

Общепринятые воззрения на высокотемпературную природу анортотоклаза в известной степени ограничивают область его исследования, которое чаще всего сводится к определению состава. Литературные сведения по структурам анортотоклазов весьма малочисленны. Наиболее подробные данные по природным анортотоклазам и калиевым плагиоклазам приведены И.Кармайклом и В.Маккензи [21] и Дж. Смитом [43, табл. 7 — 12]. Для изучения структурных особенностей тройных полевых шпатов мы использовали также искусственные серии Х. Кролла из [43] и К. Фисванатана (К. Viswanathan, 1973 г.), всего 44 анализа. Их состав приведен на диаграмме Аб — Ан — Ор (рис. 31, А), из которого видно, что калиевые плагиоклазы несколько отличны от основной массы анортотоклазов.

Помимо уже упоминавшейся корреляции параметров a и V с Ор-содержанием можно отметить, что анортитовый компонент наиболее определенно связан с параметром c и менее четко с V . Искусственные серии не повторяют полностью ход изменения параметров натуральных образцов и наибольшее сходство обнаруживают параметры V и a .

Проведя соответствующие расчеты, найдем, что Ор-содержание тройных полевых шпатов можно правильно определить через параметры a , b и c (Nor), по рекомендуемой для калишпатов формуле Р. Мартина [36] (см. рис. 31).

Методика, основывающаяся на связанных параметрах и примененная к тройным полевым шпатам, дает менее определенный эффект, чем для плагиоклазов (рис. 32, А, Б, В, Г). Величины X_i прямо связаны с Ор-содержанием и эти зависимости более четкие, чем соотношения, параметры — % Ор. Например, соотношение % Ор — X_i имеет линейную зависимость в виде уравнения: % Ор = $(-0,500 \cdot X_0 + 0,009380) \cdot 10^5$. Из рассмотренных соответствий % Аб — X_i наиболее отчетливые зависимости описываются уравнениями (при 60 — 80 % Аб): % Аб = $(0,500 \cdot X_2 - 0,011510) \cdot 10^5$; % Аб = $(0,714 \cdot X_3 - 0,006000) \cdot 10^5$.

Однако точность определения весьма невелика, особенно в области 70 — 80 % Аб. Для определения Ан-содержания в интервале 0 — 15 % Ан устанавливается лишь одна весьма приближительная зависимость:

$$\% \text{ Ан} = (0,500 \cdot X_3 - 0,004630) \cdot 10^5.$$

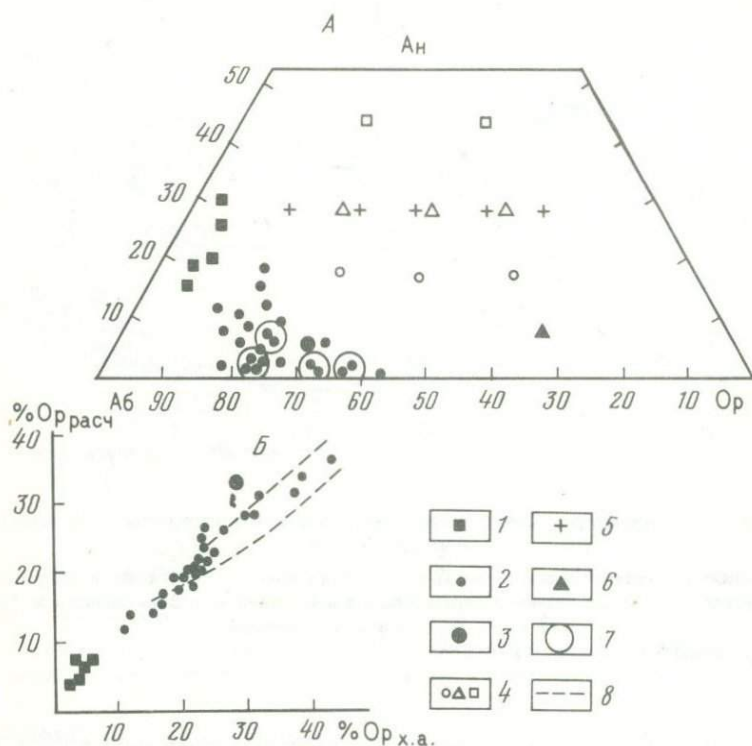


Рис. 31. Фазовые отношения в тройных полевых шпатах.

А — состав анортоклазов и калиевых плагиоклазов.

Б — соотношение величин Ор-содержания тройных полевых шпатов, полученных химическим анализом и расчетом через параметры ячеек.

1 — калиевый плагиоклаз; 2 — анортоклаз; 3 — анортоклаз с полным структурным уточнением; 4 — искусственные серии К. Фисванатана [43]; 5 — искусственная серия Х. Кролла [43]; 6 — кальциевый калишпат; 7 — анализы, объединенные в одну группу при систематизации и расчетах X_i ; 8 — искусственные серии

На графиках (см. рис. 19) показаны области распространения анализов анортоклазов и высоких калиевых плагиоклазов. Кроме того, на рис. 22 и 24 вынесены линии анортоклазов, соответствующие изменению различных X_i . Направление линий отвечает увеличению Ор-компонента, тогда как по Аб- и Ан-содержанию линейные отношения редки. Сравнение положения анализов анортоклазов и калиевых плагиоклазов на различных диаграммах устанавливает их вполне определенное отличие, и хотя по соотношению некоторых показателей, в основном по Ор-содержанию (см. рис. 24), калиевые плагиоклазы располагаются на продолжении анортоклазовой серии, структурная преемственность этих типов полевых шпатов отсутствует. Как правило, калиевые плагиоклазы на графиках занимают промежуточную область между высокой и низкой плагиоклазовыми сериями, а анортоклазы образуют самостоятельные зависимости.

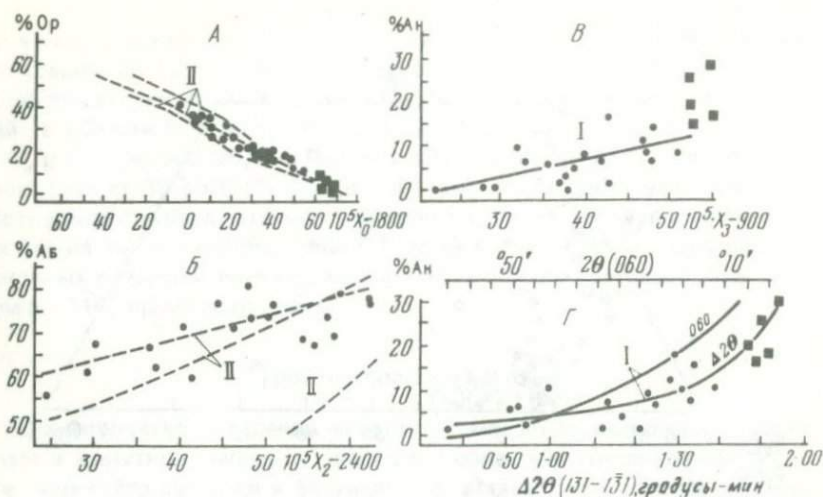


Рис. 32. Соотношения различных компонентов состава анортотлазов с величинами X_i и углами 2θ (hkl).

I — наиболее вероятная зависимость содержания компонента и соответствующего показателя; II — искусственная серия Кролла и Фисванатана. Зависимость % Ан — 2θ (060) показана только линией.

См. условные обозначения к рис. 31

Таблица 6

Определение фазового состава анортотлазов

| Показатель | | Образец | | |
|------------------|-----------------|----------|----------|----------|
| | | АВК-210 | Зребус | КА-193 |
| Параметры ячейки | $a, \text{Å}$ | 8,315 | 8,263 | 8,222 |
| | $b, \text{Å}$ | 12,943 | 12,935 | 12,876 |
| | $c, \text{Å}$ | 7,138 | 7,138 | 7,134 |
| | α | 92 — 09 | 92 — 16 | 91 — 48 |
| | β | 116 — 11 | 116 — 19 | 116 — 06 |
| | γ | 90 — 09 | 90 — 10 | 90 — 44 |
| | $V, \text{Å}^3$ | 688,7 | 683,0 | 677,6 |
| Значение X_i | X_0 | 0,017968 | 0,018238 | 0,018359 |
| | X_1 | 0,005981 | 0,005989 | 0,006043 |
| | X_2 | 0,024114 | 0,024479 | 0,024407 |
| | X_3 | 0,009249 | 0,009377 | 0,009328 |
| | X_4 | 0,000221 | 0,000239 | 0,000312 |
| | X_5 | 0,000520 | 0,000652 | 0,000501 |

| Показатель | | Образец | | |
|------------|------------------------|---------|--------|--------|
| | | АВК-210 | Эребус | КА-193 |
| мол. % Ор | X_1 а | 35,8 | 21,6 | — |
| | а | 36,9 | 24,5 | 14,8 |
| | V | 34,7 | 25,1 | 16,1 |
| | Nor | 35,6 | 22,7 | 16,3 |
| | 2θ (201) | 37,0 | 26,7 | 16,7 |
| | X_0 | 39,6 | 26,1 | 18,0 |
| мол. % Аб | X. а | 56,9 | 72,0 | — |
| | X_2 | 54,7 | 73,0 | 69,5 |
| | X_3 | 60,6 | 69,8 | 66,3 |
| мол. % Ан | X. а | 7,3 | 4,3 | — |
| | c | 9,0 | 9,0 | 11,0 |
| | V | 3,0 | 7,0 | 12,0 |
| | $\Delta 2\theta$ (131) | 6,0 | 5,0 | 15,0 |
| | $\Delta 2\theta$ (060) | 6,0 | 7,0 | 12,0 |

Примечание. х. а. — данные химического анализа, а, X_i , V, Nor, 2θ (hkl) — определения по соответствующему параметру и показателю.

Весьма определена зависимость Ор-содержания и углов 2θ (hkl). Наиболее близко повторяет искусственные серии изменение % Ор в связи с вариациями 2θ (201). Эта связь описывается уравнением: % Ор = $-100 \cdot 2\theta$ (201) + 2200 при $21,5^\circ < 2\theta$ (201) $< 22,0^\circ$. Однако следует отметить, что эта линия не вполне совпадает с аналогичной зависимостью Т. Райта и Д. Стюарта [49] для серии санидин — высокий альбит, особенно в части, обогащенной калием. Аб-содержание природных анортоклазов однозначных связей с углами 2θ не обнаруживает. В искусственных сериях эти зависимости носят линейный характер, но значительно отклоняются от области анортоклазов и сходятся в поле калиевых плагиоклазов. Что касается определения % Ан по углам 2θ (hkl), то его с относительно небольшой ошибкой можно произвести по $\Delta 2\theta$ (131 — 131) и по 2θ (060), но зависимость здесь непрямолинейная (см. рис. 31, Г).

Таким образом, из фазовых компонентов анортоклаза любыми способами уверенно определяется только % Ор. С меньшей степенью надежности можно оценить % Ан, поэтому рекомендуются определения по всем указанным зависимостям.

Полное структурное уточнение анортоклаза Виценция и коэффициенты Томпсона (см. табл. 1) свидетельствуют о разупорядоченном структурном состоянии. Возможно, что структурные отношения в пределах анортоклазовой серии более сложные. Имеющиеся данные по ячейкам анортоклазов пока позволяют считать структурный показатель $\Delta 2\theta$ (131 — 131) только функцией состава. Однако не исключено, что более

детальную количественную характеристику степени порядка могут дать структурные диаграммы (см. рис. 28), но для этого необходимы дополнительные анализы с полным структурным уточнением.

Пример использования различных способов определения состава анортоклазов дан в табл. 6. Образец АВК-210 представляет собой вкрапленник в лаве (Камчатка, коллекция А.В. Колоскова), образец Эребус — литературные данные (анализ № 8 по табл. 3 [21]), образец КА-193 — кристаллы водяно-прозрачного анортоклаза в кениите с вершины г. Эребус, Антарктида (коллекция Е.Н. Каменева). Наименьшие расхождения с данными химического анализа обнаруживает определение % Ор как *Nor*; Аб-содержание лучше оценивается как среднее из определений по X_2 и X_3 ; для выявления Ан-содержания более целесообразно использовать непосредственные данные 2θ (*hkl*) или рассчитывать его по сумме Ор и Аб. Согласно примененной методике состав анортоклаза КА-193 соответствует Ор — 16,3 %, Аб — 67,9 % и Ан — 15,8 %.

Калиевые полевые шпаты

Разработанная для плагиоклазов методика интерпретации по связанным параметрам X_i может быть с успехом применена и для интерпретации калишпатов. Это не только позволяет одинаково подходить к рассмотрению полевых шпатов вообще, но и детализировать некоторые номенклатурные вопросы щелочной серии.

Интерпретация по X_i основывается на обработке анализов с полными структурными уточнениями (табл. 1 и 7); анализов обменных серий микроклин — низкий альбит (Вальдбаум — Роби [43], Орвилл [37], Ховис — Пекинс [29]) санидин — высокий альбит (Лут — Кверол — Сунье [35], Орвилл [37], Ховис [24, 28], Донней [из 49]), ортоклаз — альбит (Райт, Стюарт [49]).

Определение Ор-содержания. Установлено, что наиболее тесно с % Ор связан параметр X_0 . На рис. 33, А показано положение богатых калием высоких и низких калишпат-альбитовых синтетических серий. Наибольшее сходство обнаруживают серии Лута — Кверол — Сунье, Орвилла и серии Ховиса, имеющие различную степень моноклинного упорядочения, а также упорядоченная серия Вальдбаума — Роби. В области этих линий находится и основная часть анализов с полным структурным уточнением, причем не обнаруживается никакого различия моноклинных и триклинных модификаций. Ф. Орвиллом указывается, что богатые калием моноклинная и триклинная серии формируют неодинаковые зависимости % Ор — параметры ячейки [37]. Хотя предполагаемая кривая микроклина на графике рис. 38 также могла бы быть обособлена, мы ее не выделяем, так как исходный естественный материал (микроклин Хьюго) очень отличается от продуктов щелочного обмена (для получения линейной зависимости необходимо увеличение Ор на 10 %); серия Вальдбаума — Роби таких противоречий не имеет. Неопределенно

Значения X_i и 2θ (hkl) $[\text{CuK}\alpha]$ в калибратах с полным структурным уточнением

| Номер п/п | X_0 | X_1 | X_2 | X_3 | X_4 | X_5 |
|--------------|----------|----------|----------|----------|------------|------------|
| 1 | 0,016873 | 0,005890 | 0,024039 | 0,008823 | 0,0 | 0,0 |
| 2 | 0,016945 | 0,005884 | 0,024019 | 0,008838 | 0,0 | 0,0 |
| 3 | 0,016947 | 0,005892 | 0,023972 | 0,008846 | 0,0 | 0,0 |
| 4 | 0,016972 | 0,005904 | 0,024012 | 0,008844 | 0,0 | 0,0 |
| 5 | 0,016893 | 0,005921 | 0,023936 | 0,008818 | 0,0 | 0,0 |
| 6 | 0,016785 | 0,005905 | 0,023906 | 0,008786 | 0,0 | 0,0 |
| 7 | 0,016953 | 0,005947 | 0,023872 | 0,008819 | 0,0 | 0,0 |
| 8 | 0,016920 | 0,005945 | 0,023835 | 0,008805 | 0,0 | 0,0 |
| 9 | 0,016818 | 0,005928 | 0,023886 | 0,008802 | 0,0 | 0,0 |
| 10 | 0,016916 | 0,005951 | 0,023860 | 0,008844 | 0,0 | 0,0 |
| 11 | 0,016863 | 0,005926 | 0,023786 | 0,008758 | 0,0 | 0,0 |
| 12 | 0,016876 | 0,005936 | 0,023897 | 0,008813 | - 0,000043 | + 0,000012 |
| 13 | 0,016884 | 0,005932 | 0,023879 | 0,008807 | - 0,000078 | + 0,000015 |
| 14 | 0,016908 | 0,005934 | 0,023833 | 0,008808 | - 0,000165 | + 0,000029 |
| 15 | 0,016817 | 0,005955 | 0,023793 | 0,008756 | - 0,000146 | - 0,000020 |
| | 0,016833 | 0,005958 | 0,023804 | 0,008783 | - 0,000129 | - 0,000020 |
| 16 | 0,016855 | 0,005956 | 0,023827 | 0,008792 | - 0,000204 | + 0,000043 |
| 17 | 0,016878 | 0,005950 | 0,023741 | 0,008770 | - 0,000258 | + 0,000052 |
| 18 | 0,016902 | 0,005954 | 0,023715 | 0,008755 | - 0,000356 | + 0,000079 |
| 19 | 0,016845 | 0,005962 | 0,023728 | 0,008737 | - 0,000393 | - 0,000098 |
| 20 | 0,016872 | 0,005960 | 0,023714 | 0,008715 | - 0,000394 | - 0,000085 |
| 21 | 0,016638 | 0,005983 | 0,024041 | 0,008840 | - 0,000060 | - 0,000010 |
| 22 | 0,018104 | 0,005965 | 0,024414 | 0,009358 | + 0,000182 | + 0,000339 |

| Номер п/п | ($\bar{2}01$) | (130) | ($\bar{1}30$) | (131) | ($\bar{1}\bar{3}1$) | (060) | ($\bar{2}04$) | $\Delta 2\theta$ ($\bar{2}04 - 060$) |
|--------------|-----------------|---------|-----------------|---------|-----------------------|---------|-----------------|--|
| | градус - мин | | | | | | | |
| 1 | 21 - 04 | 23 - 31 | - | 29 - 51 | - | 41 - 35 | 50 - 55 | 9 - 20 |
| 2 | 21 - 06 | 23 - 31 | - | 29 - 51 | - | 41 - 34 | 50 - 54 | 9 - 20 |
| 3 | 21 - 06 | 23 - 32 | - | 29 - 51 | - | 41 - 35 | 50 - 49 | 9 - 14 |
| 4 | 21 - 07 | 23 - 33 | - | 29 - 52 | - | 41 - 38 | 50 - 53 | 9 - 15 |
| 5 | 21 - 04 | 23 - 34 | - | 29 - 52 | - | 41 - 42 | 50 - 47 | 9 - 05 |
| 6 | 21 - 00 | 23 - 32 | - | 29 - 49 | - | 41 - 38 | 50 - 45 | 9 - 07 |
| 7 | 21 - 06 | 23 - 37 | - | 29 - 54 | - | 41 - 48 | 50 - 43 | 8 - 55 |
| 8 | 21 - 05 | 23 - 37 | - | 29 - 53 | - | 41 - 47 | 50 - 40 | 8 - 53 |
| 9 | 21 - 01 | 23 - 34 | - | 29 - 51 | - | 41 - 43 | 50 - 43 | 9 - 00 |
| 10 | 21 - 03 | 23 - 37 | - | 29 - 54 | - | 41 - 49 | 50 - 39 | 8 - 50 |
| 11 | 21 - 04 | 23 - 34 | - | 29 - 50 | - | 41 - 43 | 50 - 39 | 8 - 56 |
| 12 | 21 - 03 | 23 - 33 | 23 - 38 | 29 - 49 | 29 - 53 | 41 - 45 | 50 - 44 | 8 - 59 |
| 13 | 21 - 03 | 23 - 30 | 23 - 40 | 29 - 48 | 29 - 54 | 41 - 44 | 50 - 43 | 8 - 59 |
| 14 | 21 - 04 | 23 - 25 | 23 - 45 | 29 - 44 | 29 - 57 | 41 - 45 | 50 - 40 | 8 - 55 |
| 15 | 21 - 00 | 23 - 27 | 23 - 45 | 29 - 44 | 29 - 58 | 41 - 47 | 50 - 36 | 8 - 49 |
| | 21 - 01 | 23 - 29 | 23 - 45 | 29 - 45 | 30 - 00 | 41 - 50 | 50 - 38 | 8 - 48 |
| 16 | 21 - 02 | 23 - 24 | 23 - 49 | 29 - 44 | 29 - 59 | 41 - 50 | 50 - 39 | 8 - 49 |
| 17 | 21 - 03 | 23 - 21 | 23 - 52 | 29 - 40 | 30 - 00 | 41 - 48 | 50 - 34 | 8 - 46 |
| 18 | 21 - 04 | 23 - 15 | 23 - 59 | 29 - 37 | 30 - 04 | 41 - 47 | 50 - 31 | 8 - 44 |
| 19 | 21 - 01 | 23 - 13 | 24 - 01 | 29 - 26 | 30 - 14 | 41 - 49 | 50 - 32 | 8 - 43 |
| 20 | 21 - 04 | 23 - 13 | 24 - 01 | 29 - 26 | 30 - 14 | 41 - 48 | 50 - 34 | 8 - 46 |
| 21 | 20 - 52 | 23 - 32 | 23 - 40 | 29 - 50 | 29 - 58 | 41 - 53 | 50 - 46 | 8 - 53 |
| 22 | 21 - 33 | 24 - 00 | - | 30 - 41 | 29 - 51 | 41 - 48 | 51 - 05 | 9 - 16 |

Примечание. Порядковые номера соответствуют анализам табл. 1.

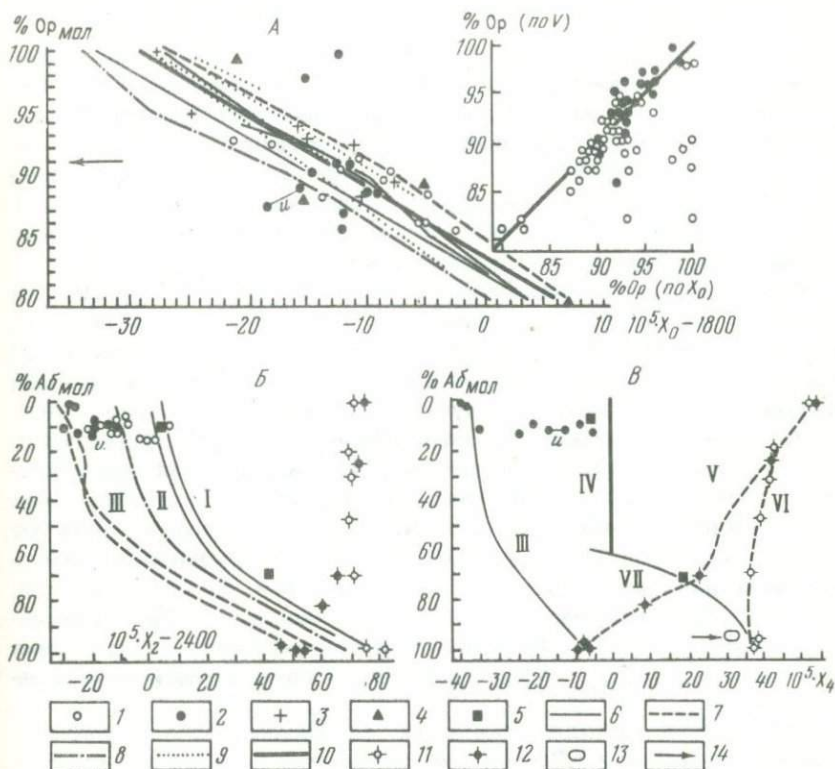


Рис. 33. Соотношение различных компонентов состава калишпатов с величинами X_i .

А — зависимость % Ор — X_0 ; Б, В — альбитсодержание как функция X_2 и X_4 .
 1 — моноклинные калишпаты с полным структурным уточнением (табл. 1 и 7);
 2 — то же, триклинные (отмечен образец Спенсер-У, имеющий различные варианты состава и параметров ячейки; указано направление анализа напряженного микроклина); 3 — природные калишпаты [37, 49]; 4 — анализы серии микроклин — низкий альбит [37]; 5 — напряженный микроклин и анортоклаз (табл. 1, № 21, 22).
 Серии щелочного обмена: 6 — санидин — высокий альбит [35, 37]; 7 — микроклин — низкий альбит [43]; 8 — ортоклаз — альбит [49]; 9 — серии моноклинового упорядочения [24]; 10 — рекомендуемая зависимость % Ор — X_0 ; 11 — высокий плагиоклаз; 12 — низкий плагиоклаз; 13 — К — плагиоклаз; 14 — направление напряженного микроклина.

На врезке — соответствие определений по V и X_0 (использованы анализы [44]).
 I — санидин — высокий альбит; II — ортоклаз — альбит; III — низкий микроклин — низкий альбит; IV — моноклиновый калишпат; V — низкий плагиоклаз; VI — высокий плагиоклаз; VII — высокий калишпат — высокий альбит — анортоклазы

соотношение % Ор — X_0 и для ортоклазовой серии Райта — Стюарта: несмотря на линейную зависимость, определения Ор по этой кривой занижены на 2 — 3 %.

Таким образом, учитывая анализы с полным структурным уточнением, пока невозможно уверенно разделить моноклинные и триклинные калишпаты на самостоятельные зависимости состав — параметры. Поэтому целесообразно оценивать Ор-содержание по одному уравнению: мол. % Ор = $(-0,561 \cdot X_0 + 0,010374) \cdot 10^5$. Это уравнение пригодно в интервале 100 — 40 % Ор. Ниже 40 % Ор используется уравнение: мол. % Ор = $(-0,395X_0 + 0,007440) \cdot 10^5$. Последнее уравнение несколько отличается от определения % Ор в анортоклазах.

Как показывает сопоставление данных % Ор (X_0) — % Ор (V) для природных калишпатов, приводимых Д. Стюартом и Т. Райтом [44], для напряженных (деформированных) калишпатов более объективные результаты дают определения % Ор по объему ячейки. Наличие подобной напряженности легко диагностируется по аномальной величине X_0 (см. положение анализа напряженного микроклина на рис. 33). Не соответствуют рекомендуемой линейной зависимости и два максимальных микроклина (Понтискальк и Пеллатсало), что может быть связано также с наличием напряженности. Отметим, что распространенную экспрессную методику оценки % Ор по углу 2θ ($\overline{201}$) целесообразно использовать лишь в средней части калишпат-альбитовой серии, поскольку в части, богатой К, эти углы связаны линейной зависимостью с % Ор в триклинных разностях (см. табл. 7). В то же время определение Ор-содержания через параметры a , b , c (Nor) оказывается почти аналогичным расчетам по X_0 .

Определение упорядоченности. Соотношение $b - c$ рекомендуемое Д. Стюартом и Т. Райтом [44] для оценки $t_1 = t_{1o} + t_{1m}$, согласно анализам с полным структурным уточнением нуждается в серьезной корректировке (см. рис. 14). П. Рибби [39] отмечает, что точность подобных графических определений составляет лишь около $0,05 N_{A1}$, но новые структурные анализы еще более снижают достоверность графических (и расчетных) результатов. Это связано в основном с невозможностью разграничить на графике $b - c$ пути моноклинного и триклинного упорядочения, поскольку в обоих случаях значения t_1 стремятся к 1,0. Применение методики связанных параметров показало, что в области высокого Ор-содержания X_1 и X_2 являются исключительно функцией степени упорядоченности как триклинной, так и моноклинной, а X_4 — функцией только триклинной упорядоченности (рис. 33, Б, В). Информативность параметров b^* и c^* использована Дж. Смитом с номенклатурной целью; кроме того, параметр a^* неоднократно использовался для определения упорядоченности в виде отношений $1/c^*$ или b^*/c^* [8]. Однако оказывается, что подобные соотношения не различают специфические пути упорядочения, а график $b^* = c^*$ малочувствителен к оценке структурного состояния.

Из рис. 34, А видно, что по величине X_2 , которая равна $(c^*)^2$, отчет-

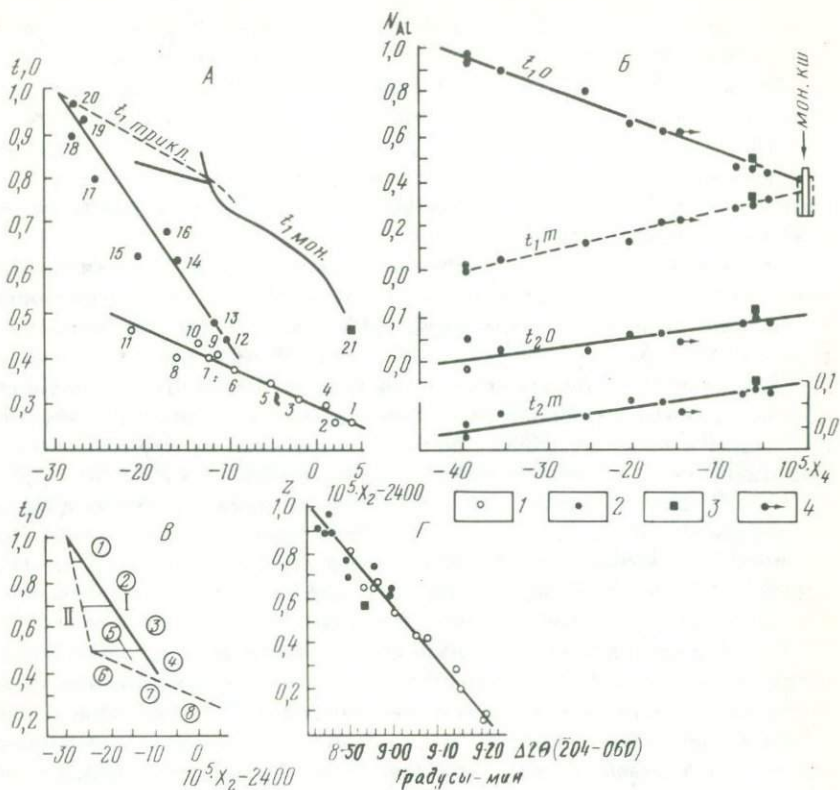


Рис. 34. Схемы структурной классификации калишпатов.

А, Б — упорядоченность калишпатов (N_{Al}) как функция величин X_2 и X_4 (данные табл. 1 и 7); В — графическая модель номенклатуры калиевых полевых шпатов, основанная на соотношении $t_{1o} - X_2$. Г — коэффициент Z как функция $\Delta 2\theta$ (204 — 060):

1 — моноклинный калишпат, 2 — триклинный калишпат, 3 — напряженный микроклин (1 — 21 порядковые номера по табл. 1), 4 — образец Спенсер ζ

Цифры в кружках: 1 — максимальный микроклин; 2 — низкий микроклин; 3 — промежуточный микроклин; 4 — высокий микроклин; 5 — ортоклаз; 6 — низкий санидин; 7 — промежуточный санидин; 8 — высокий санидин; путь упорядочения: I — одноступенчатый; II — двухступенчатый

ливо различаются моноклинное и триклинное упорядочение по значениям t_{1o} . Моноклинный путь упорядочения описывается уравнением: $t_{1o} = -850,34 \cdot X_2 + 20,704$, ($t_{1o} = 2941,18 \cdot X_1 - 17,045$); а триклинный путь — $t_{1o} = -2906,98 \cdot X_2 + 69,895$. На практике для триклинных калишпатов более удобен расчет Al-распределения через X_4 (см. рис. 34, Б): $t_{1o} = -1428,57 \cdot X_4 + 0,400$; $t_{1m} = 918,64 \cdot X_4 + 0,373$; $t_{2o} = 248,76 \cdot X_4 + 0,105$; $t_{2m} = 262,39 \cdot X_4 + 0,094$.

Для моноклинных калишпатов, кроме указанного t_{1o} , распределение алюминия по остальным позициям лучше описывается через X_1 :

$$t_1 m = 2542,37 \cdot X_1 - 14702; t_2 o = -2728,51 \cdot X_1 + 16,278; t_2 m = -2766,25 \cdot X_1 + 16,495.$$

Графики (см. рис. 34, А, Б) показывают также, что триклинное упорядочение начинается на вполне определенном этапе, при $t_1 o = t_1 m \approx 0,40$ и $t_2 o = t_2 m \approx 0,10$. По-видимому, именно такое Al-распределение должно характеризовать высокий микроклин и именно от этих пороговых значений начинается плавное увеличение $t_1 o$ и снижение Al-содержания в остальных позициях.

Графическая модель номенклатуры калишпатов, основанная на соотношении $t_1 o - X_2$, представлена на рис. 34, В. Моноклинный путь упорядочения на первом этапе направлен от высокого санидина к низкому с максимальным теоретическим $t_1 o = 0,50$. Второй этап (обогащение $t_1 o$ за счет $t_1 m$), предусматриваемый теорией упорядочения-разупорядочения, должен сопровождаться изменением симметрии и дальнейшим переходом к промежуточному, низкому и максимальному микроклину с соответствующими значениями $t_1 o$, равными 0,50 – 0,70; 0,70 – 0,90; 0,90 – 1,0. Одноступенчатый путь, или только триклинное упорядочение (обогащение $t_1 o$ за счет всех остальных позиций), должен начинаться с изменения симметрии в более высоком структурном состоянии (от промежуточного санидина) и при этом должна обособляться ранее не определенная группа высокого микроклина.

Близкое расположение анализов триклинных и моноклинных калишпатов на графике $t_1 o - X_2$ является следствием определенной изоструктурности высокого микроклина и санидина, выражающейся в упоминавшейся выше проблеме ортоклаза. Структурные и оптические неоднородности, приписываемые ортоклазу (см. главу 2), на наш взгляд, вполне объяснимы, поскольку в концепции упорядочения-разупорядочения нет четких критериев оптической дифференциации моноклинных и триклинных модификаций, а структурная сегрегация собственно микроклинов трактуется двояко, с помощью одно- и двуступенчатого пути упорядочения. С этих позиций ортоклаз занимает на указанном графике вполне определенное место, соответствующее области значений $t_1 o$ от 0,40 до 0,50.

Для анализов с полным структурным уточнением произведены также традиционные расчеты N_{Al} через Δbc и $\Delta \alpha^* \gamma^*$. Сопоставление со структурными данными позволяет рекомендовать для корректировки N_{Al} (расч.) следующие зависимости: $t_1 o$ (стр.) = $0,87 t_1 o$ (расч.) + 0,055; $t_1 m$ (стр.) = $0,83 t_1 m$ (расч.) + 0,044; $t_2 o$ (стр.) = $0,76 t_2 o$ (расч.) + 0,021; $t_2 m$ (стр.) = $0,86 t_2 m$ (расч.).

По величине X_4 хорошо рассчитывается коэффициент Томпсона для триклинных калишпатов: $Y = 2439,02 \cdot X_4$ (погрешность не превышает 0,03) и менее точно $Z = -1146,34 \cdot X_4 + 0,530$ (погрешность около 0,07). Приводимое Г.Г. Афоной и др. [1] уравнение зависимости Z и $\Delta 2\theta$ ($204 - 060$) [SiK_{α}] за счет увеличения количества полных структурных анализов (см. рис. 34, Г) может быть детализировано: $Z = 1,43 [9,39 - \Delta 2\theta (204 - 060)]$. Однако, судя по разбросу точек, для триклинных разностей подобная экспрессная оценка Z довольно приближительна.

КЛАССИФИКАЦИОННАЯ СХЕМА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И ЕЕ ОБОСНОВАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ДАННЫМИ

Использование методики связанных параметров (X_i) позволяет создать единую классификационную схему триклинных полевых шпатов. В основе этого лежит связанный параметр X_4 и общий альбитовый компонент состава.

Рекомендуемая для плагиоклазов оценка степени упорядочения в терминах $Ус$ базируется на интерполяции значений ΔAl от низкого $\Delta Al = 1,0$ до высокого альбитов $\Delta Al = 0,0$. В калишпатах аналогичный структурный смысл имеет коэффициент Томпсона $У$.

На рис. 35 показаны ограничивающие случаи теоретических составов и упорядоченности триклинных полевых шпатов (для моноклинных модификаций $X_4 = 0$). Природные плагиоклазы располагаются во всем диапазоне % Ан между кривыми низких и высоких разностей, природные калишпаты, наоборот, концентрируются в области определенного состава (70 — 100 % Ор), а анортклазы занимают узкий интервал между моноклинными калишпатами и высоким альбитом. Отметим также, что положение анализов анортклазов практически совпадает с синтетическими сериями высокий альбит — санидин, если анортклазы рассматривать в виде функции Ор-содержания. Как функция % Ан анортклазы не соответствуют своему фактически разупорядоченному состоянию, а как функция % Аб они выходят за пределы полевошпатового контура.

Анализы с полным структурным уточнением позволяют произвести калибровку всей теоретической области существования триклинных калишпатов в значениях $Ус$ (упорядоченность структурная), изолинии которой органически связываются с $Ус$ плагиоклазов. В своей обогащенной % Ор части $Ус$ соответствует величинам коэффициента $У$, но ниже 60 % Ор. Ввиду ограничивающего случая моноклинной сингонии эта координация нарушается.

Начиная с 70 % Ор, наклон изолиний $Ус$ калишпатов контролируется увеличением альбитового минала, но сама градуировка шкалы $Ус$ не зависит от количественного соотношения Na — K-компонентов (см. рис. 35). В то же время, если судить по положению искусственных образцов с 8; 17 и 28 % Ан (см. рис. 35 верхняя врезка), возрастание анортитового минала смещает анализы в сторону уменьшения значений $Ус$. Интерполируя эти данные, получаем, что для установления истинного структурного состояния калишпата на каждый процент Ан необходимо введение поправки, равной + 0,03 $Ус$.

Полевошпатовый контур может служить для оценки некоторых экспериментов и прогноза аномальных ячеек (по X_4) полевых шпатов. В ходе отжига высоких и низких плагиоклазов до 950 °С, т. е. значительно ниже температуры солидуса, величины X_4 уменьшаются и, таким

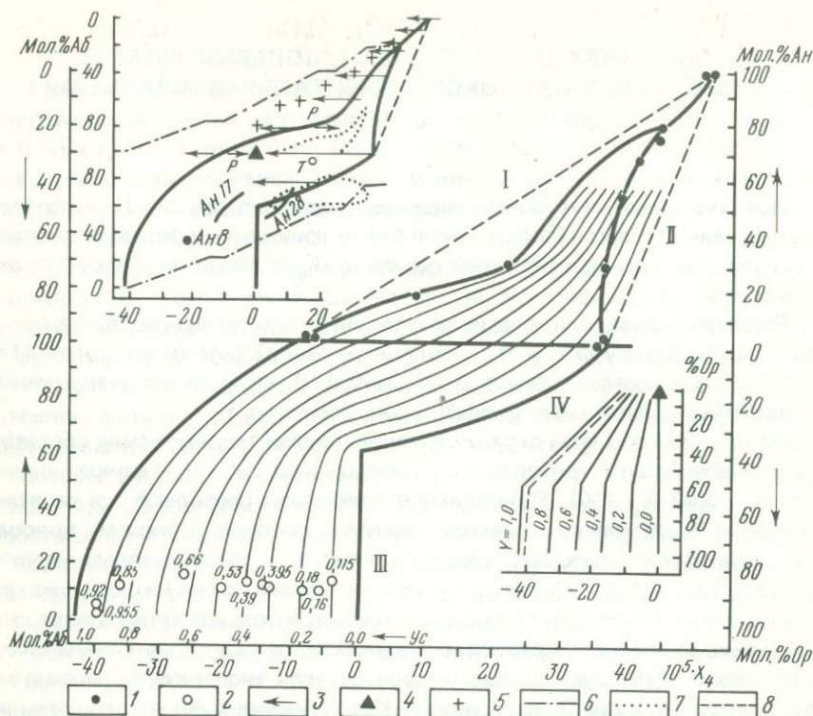


Рис. 35. Триклинные полевые шпаты как функция состава и параметра X_4 (ограничительный контур экстремальных структурных состояний).

Положение линий низкого и высокого плагиоклазов дано как функция % Аб.

1 — плагиоклазы с полным структурным уточнением; 2 — калишпаты (указаны значения Y , табл. 1).

На верхней врезке изменение X_4 в ходе различных экспериментов: P — приложение давлений (R. Hazen, Ch. Prewitt, 1977 г.; H. Schneider, 1977 г.); 3 — отжиг альбитов и плагиоклазов [Гранди, Браун, 24], Стюарт, Лимбах [43], Хендерсон [27] и др.; 4 — мональбит [Превит, 26]; 5 — синтетические К-обменные плагиоклазы Х.Кролла из [43]; 6 — К-обменные плагиоклазы Фисванатана [46] как функция Ан-содержания (вверху) и как Ор-содержания (внизу); показано положение искусственных обогащенных анортитом (Ан 8; 17; 28) калишпатов; 7 — поля анортклазов и калиевых плагиоклазов как функции % Ан (в области плагиоклазов) и как функции % Аб (вне контура). На нижней врезке теоретическое изменение величины коэффициента Y в серии триклинных щелочных полевых шпатов: 8 — экспериментальные серии микроклин — низкий альбит. $Y = 0,0$ соответствует теоретическому высокому микроклину;

I — теоретическое упорядочение; II — теоретическое разупорядочение; III — моноклинный калишпат; IV — анортклас

образом, термальное расширение не ведет к разупорядочению. Кроме того, высокий альбит формально увеличивает значения U_c , но изменение X_4 происходит до перехода в моноклинную разность $X_4 = 0$. Аналогичные изменения наблюдаются и в Аб 81 Ор 19. Эффект линейной сжима-

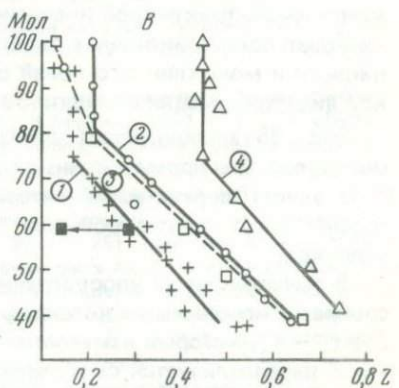
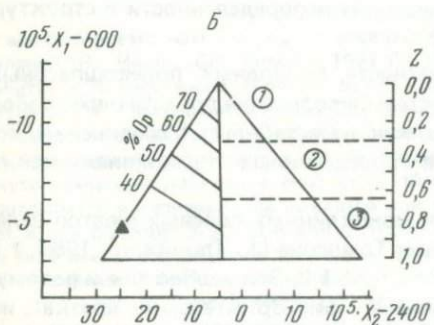
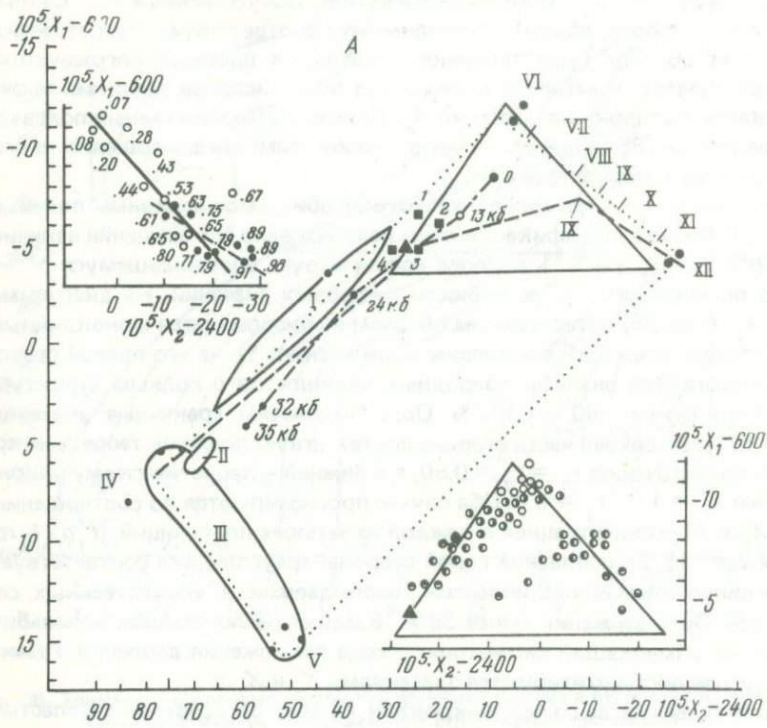
емости под действием давления ведет к увеличению X_4 и снижению Y_c , причем величина приложенного давления (26 кб для альбита) на абсолютных значениях X_4 почти не сказывается. Искусственные К — Са-плагиоклазы (полный обмен), по-видимому, соответствуют теоретически вероятной области существования предельных фазовых инградиентов полевых шпатов. Изменение калишпатов под действием давления также направлено в сторону возрастания X_4 . Положение моноклиновых полевых шпатов на рис. 35 свидетельствует о необходимости совершенно иного подхода к их интерпретации.

Методика X_i позволяет четко обособить моноклиновые полевые шпаты. С целью классификации нами использовано соотношение величин $X_1 [(b^*)^2]$ и $X_2 [(c^*)^2]$, которое соответствует упоминавшемуся $b^* \cdot c^*$, но превосходит его в точности цифровых значений. На диаграмме $X_1 - X_2$ (рис. 36) естественным образом вырисовывается моноклиновый треугольник, имеющий следующие ограничения: 1) на его правой стороне располагаются анализы природных калишпатов с полным структурным уточнением (80 — 100 % Op). Подписаны граничные значения Δb^*c^* [83]. В верхней части сторона соответствует полному теоретическому разупорядочению $t_1 = t_2 = 0,50$, а в нижней — теоретическому упорядочению $t_1 = 1,0$; $t_2 = 0,0$. Оба случая прогнозируются по соотношению X_1 и X_2 с Al-концентрацией в каждой из четырех подпозиций (t_{1o} ; t_{1m} ; t_{2o} и t_{2m}); 2) основание левой стороны треугольника соответствует моноклинно-триклинной инверсии, наблюдаемой в искусственных сериях при Op-содержании менее 38%. Здесь же располагаются мональбит и санидин, изменивший симметрию в ходе приложения давления. Размеры треугольника лимитируются значениями X_1 и X_2 .

Теоретический высокий микроклин на рис. 36 соединен с областью моноклинно-триклинной инверсии в разупорядоченных сериях, что ограничивает поле триклинных полевых шпатов. Область совмещения триклинного и моноклинового полей вызывает неопределенности в структурной дифференциации калишпатов.

Рис. 36 иллюстрирует дискретность природных полевошпатовых минералов. Все промежуточные составы и состояния представляют собой в основном теоретический интерес как метастабильные соединения, которые могут синтезироваться в определенных термодинамических условиях.

В качестве меры упорядочения моноклиновых полевых шпатов целесообразно использовать коэффициент Томпсона (J. Thompson, 1969 г.) $Z = t_1 - t_2$, который изменяется от 0,0 до 1,0. Это удобно еще и потому, что Z параллелизуется со значениями X_1 (рис. 36, А, нижняя врезка), но для правой, собственно "калишпатовой" стороны треугольника (см. рис. 36, Б) Z преимущественно функция структурного состояния, а для левой, альбитовой, — функция % Аб. Ограничивающим случаем калишпатов следует считать высоту треугольника, соответствующую предельному значению X_2 для высокого санидина. На рис. 36, Б изолинии % Op проведены в соответствии с анализами искусственной серии.



- | | | | | | | | |
|---|---|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |

Зависимость Z от состава при Or менее 75 – 80 % (см. рис. 36, *B*) требует уменьшения величины Z на поправку: $\Delta Z = 0,01 (77 - \% Or)$, где $77 > \% Or > 38$ (взят средний наклон линии 2 и 4 с рис. 36, *B*). В этом случае будет выяснено истинное структурное состояние, оцененное в значениях Z .

Различные соотношения X_i позволяют найти такие значения, которые могут соответствовать теоретическим экстремальным членам щелочных полевошпатовых серий. Эти значения даны в табл. 8, причем для калишпатов предусматривается 100 % ортоклазового минала, а для альбита – 100 % альбитового. Отметим, что МТ – переход прогнозируется на основании данных по изменению симметрии: при щелочном обмене для 37 % Or и 28 – 44 % Or , в ходе приложения давления, в ходе отжига синтетического калиевого альбита (19 % Or) и с учетом размера ячейки моноклинного альбита. По значениям X_i рассчитаны прямые и обратные параметры вероятных конечных членов. Сопоставление полученных параметров с традиционными полевошпатовыми контурами [44] в координатах $\gamma - a$, $a^* - \gamma^*$, $b - c$ показывает, что в наибольшей коррективке нуждается график $b - c$ в связи с индивидуализацией моноклинных модификаций (рис. 37). На рисунке переход М – Т может быть уточнен, поскольку, по-видимому, он контролируется вполне определенными значениями X_i и, следовательно, определенными соотношениями параметров ячейки.

Рис. 36. Номенклатура моноклинных полевых шпатов.

A – моноклинные полевые шпаты в общей классификационной схеме щелочных серий.

1 – ограничение триклинных разностей; 2 – экстремальные члены щелочных серий и анортотлаз, охарактеризованные полным структурным уточнением; 3 – мональбит; 4 – изменение параметров высокого санидина (82 % Or) под давлением; 5 – точки моноклинно-триклинного перехода (цифры в кружках): 1 – для 37 % Or [28], 2 – для 19 % Or при 560 °С [27], 3 – для 82 % Or при $P = 18$ кб (интерполяция), 4 – для прогнозной переходной ячейки [26]; 6 – поля I-анортотлазов; II – калиевых плагиотлазов; III – плагиотлазов; IV – высокий альбит; V – низкий альбит; VI – высокий санидин, VII – промежуточный санидин; VIII – низкий санидин; IX – высокий микроклин; X – промежуточный микроклин;

XI – низкий микроклин; XII – максимальный микроклин.

На верхней врезке – расположение калишпатов с полным структурным уточнением в координатах $X_1 - X_2$; подписаны значения коэффициента Z ; 7 – контур отстроен по конечным членам серий [44]; 8 – триклинные разности, 9 – моноклинные. На нижней врезке – расположение анализов искусственных серий в моноклинном треугольнике; обозначение величин Z : 10 – 0,0 – 0,20; 11 – 0,21 – 0,40; 12 – 0,41 – 0,60; 13 – 0,61 – 0,80; 14 – 0,81 – 1,0.

B – номенклатура моноклинных калишпатов как функция Z и % Or .

Цифры в кружках: 1 – высокий санидин; 2 – промежуточный санидин; 3 – низкий санидин.

B – связь Z с % Or .

Цифры в кружках – серия санидин – высокий альбит: 1 – [35], 2 – [37], 3 – [49]; 4 – серия обменного ортоклаза – [49].

15 – синтетический калишпат: слева – расчет Z по данным полного структурного уточнения [24], справа – через X_1

Таблица 8

Значения X_i и параметры ячеек для вероятных конечных членов щелочной серии полевых шпатов

| X_0 | X_1 | X_2 | X_3 | X_4 | X_5 |
|----------------|----------|----------|----------|------------|------------|
| в.с. 0,016710 | 0,005890 | 0,024020 | 0,008770 | 0 | 0 |
| н.с. 0,016710 | 0,005965 | 0,023770 | 0,008710 | 0 | 0 |
| в.м.0,016710 | 0,005930 | 0,023910 | 0,008740 | 0 | 0 |
| м.м. 0,016710 | 0,005965 | 0,023700 | 0,008700 | - 0,000420 | - 0,000100 |
| М - Т 0,017950 | 0,005965 | 0,024230 | 0,009210 | 0 | 0 |
| в.а. 0,018800 | 0,006070 | 0,024800 | 0,009640 | + 0,000360 | + 0,000860 |
| н. а. 0,018900 | 0,006140 | 0,024550 | 0,009640 | - 0,000100 | + 0,000780 |

Продолжение табл. 8

| a/a^* | b/b^* | c/c^* | градус — мин α/α^* | градус — мин β/β^* | градус — мин γ/γ^* | V |
|---------|---------|---------|-----------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|-------|
| 8,6041 | 13,0299 | 7,1764 | 90° | 115 — 57,6 | 90 | 723,4 |
| 0,12927 | 0,07675 | 0,15498 | 90 | 64 — 02,4 | 90 | |
| 8,6008 | 12,9478 | 7,2113 | 90 | 115 — 54,9 | 90 | 722,3 |
| 0,12927 | 0,07723 | 0,15418 | 90 | 64 — 05,1 | 90 | |
| 8,6018 | 12,9859 | 7,1910 | 90 | 115 — 55,7 | 90 | 722,4 |
| 0,12927 | 0,07701 | 0,15463 | 90 | 64 — 04,3 | 90 | |
| 8,6093 | 12,9600 | 7,2229 | 90 — 38,2 | 115 — 55,6 | 87 — 33,2 | 724,1 |
| 0,12927 | 0,07723 | 0,15395 | 90 — 28,9 | 64 — 04,6 | 92 — 24,7 | |
| 8,3191 | 12,9478 | 7,1603 | 90 | 116 — 12,5 | 90 | 692,0 |
| 0,13398 | 0,07723 | 0,15566 | 90 | 63 — 47,6 | 90 | |
| 8,1507 | 12,8670 | 7,1100 | 93 — 31,7 | 116 — 27,1 | 90 — 09,3 | 666,0 |
| 0,13711 | 0,07791 | 0,15748 | 85 — 58,8 | 63 — 29,0 | 88 — 04,1 | |
| 8,1412 | 12,7992 | 7,1574 | 94 — 20,5 | 116 — 40,4 | 87 — 34,7 | 664,4 |
| 0,13748 | 0,07836 | 0,15668 | 86 — 21,5 | 63 — 24,9 | 90 — 31,9 | |

Примечание. в.с. — высокий санидин, н.с. — низкий санидин, в.м. — высокий микроклин, м.м. — максимальный микроклин, М — Т — моноклинно-триклинный переход, в.а. — высокий альбит, н.а. — низкий альбит.

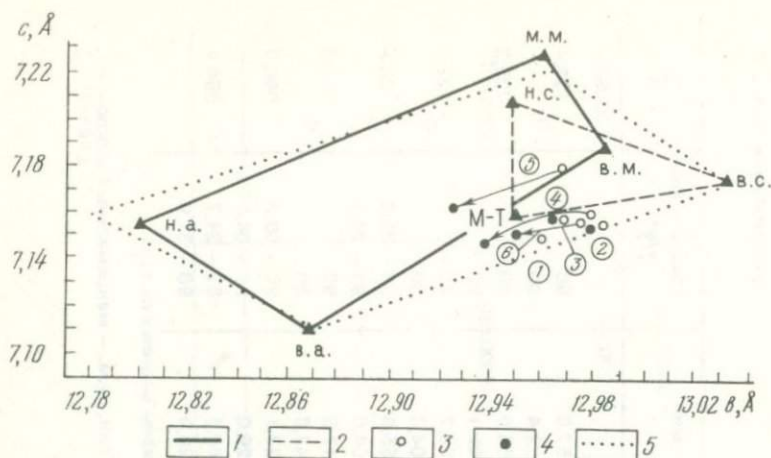


Рис. 37. Соотношение параметров c и b конечных щелочных полевых шпатов.

1 — триклинный четырехугольник; 2 — моноклинный треугольник. Цифры в кружках — эксперименты, касающиеся моноклинно-триклинной инверсии: 1 — мональбит [26], 2 — инверсия для 37 % Ор [28], 3 — инверсия в 19 % Ор между 500 °С и 600 °С [27], 4 — инверсия в 82 % Ор между 13 кб и 24 кб [26], 5 — инверсия между 44 % Ор и 28 % Ор [49], 6 — инверсия между 39 % Ор и 34 % Ор [37]; 3 — моноклинная модификация, 4 — триклинная, 5 — контур по Стюарту и Райту [44].

м.м., в.м., в.с. и др. обозначения точек контура в соответствии с табл. 8.

МОНОКЛИННО-ТРИКЛИННАЯ ИНВЕРСИЯ

При описании номенклатуры отмечалось принципиальное различие в трактовке хода упорядочения калишпатов теориями упорядочения-разупорядочения и силы связи. Методика связанных параметров позволяет обосновать структурные отношения членов щелочных серий. Для этого использовано соотношение $X_2 - X_0$, где X_0 является только функцией состава, а X_2 в области 50 — 100 % Ор только функцией структурного состояния (рис. 38). При меньшем Ор-содержании в альбитовой части графика величины X_2 уже связаны с фазовыми характеристиками, но поскольку последние контролируются значениями X_0 , то и здесь X_2 также имеет смысл структурного показателя. Ограничительные линии высокой и низкой серий проведены в соответствии с анализами вышеупомянутых серий щелочного обмена. На рис. 38 вынесены калишпаты с полным структурным уточнением, подписаны значения t_{10} (аномальная точка $t_{10} = 0,47$ является напряженным микроклином); показаны бариевый, аммониевый, рубидиевый (высокий и низкий) свинцовый и стронциевый полевые шпаты [Е. Бруно, Х. Пентингхаус, 24]. Калишпатовые части графика (до 50 % Ор) с градуировкой по значениям t_{10} и t_1 согласно анализам с полным структурным уточнением изображены на рис. 39, А, Б. Отметим, что неравноточное деление шкал обусловлено

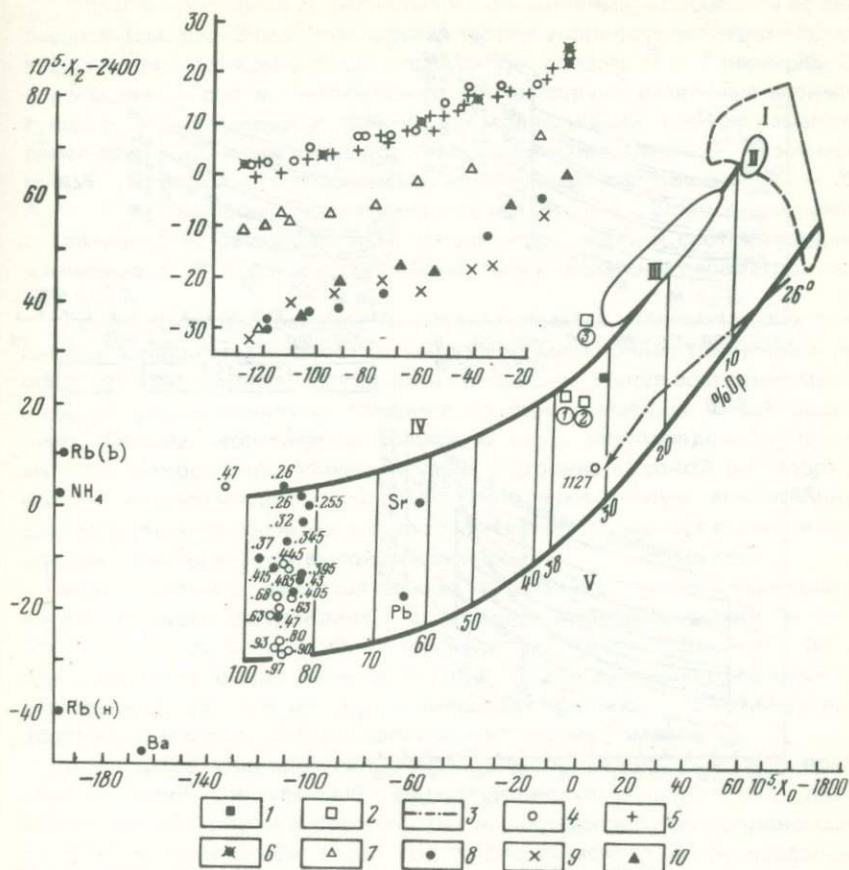


Рис. 38. Полевощпатовые серии по соотношению $X_2 - X_0$.

1 — мональбит; 2 — точки моноклинно-триклинного перехода (цифры в кружках): 1 — для 37 % Ор [28], 2 — для 19 % Ор при 560 ° [27], 3 — для прогнозной переходной ячейки [26]. 3 — термальное расширение низкого альбита. I — плагиоклаз, II — К-плагиоклаз; III — анортотоклаз; IV — санидин — высокий альбит; V — микроклин — низкий альбит.

На врезке — положение отдельных анализов обменных серий для калиевой части графика 4 — [37], 5 — [35], 6 — [28], 7 — [49], 8 — [37], 9 — [43], 10 — [29].

фактическим Al-распределением и что по значениям t_{10} лучше градуируется моноклинный ряд, а по t_1 — триклинный. При увязке этих схем с альбитовой частью необходимо предусмотреть для триклинных калишпатов соединение с изолиниями промежуточного альбита. Предельными теоретическими характеристиками разупорядочения для высокого микроклина являются $t_{10} = 0,40$; $t_1 = 0,80$ и данные значения органически не связываются с соответствующими калибровками для альбита. Лишь

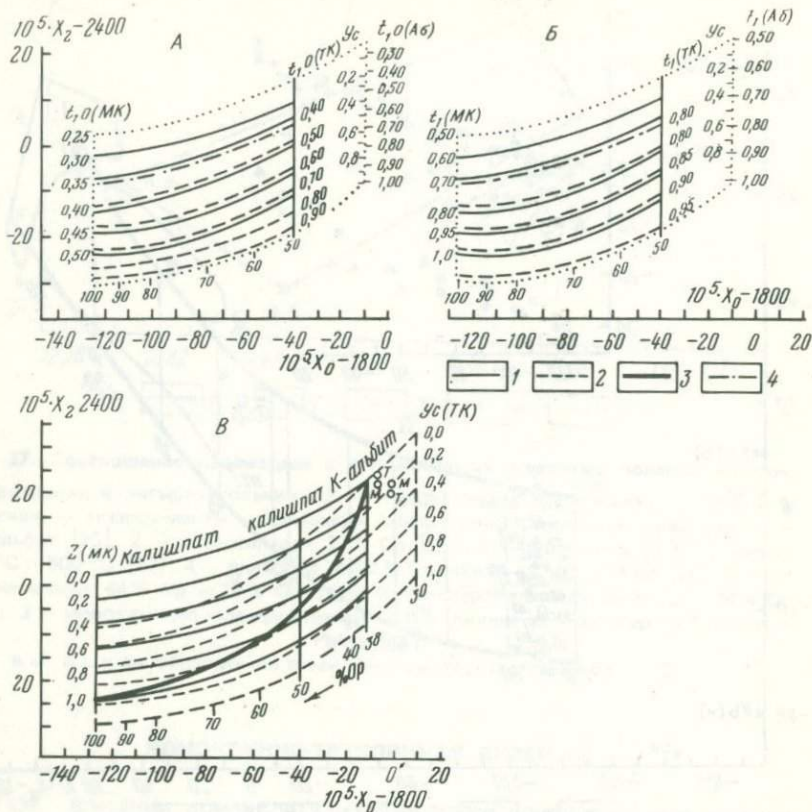


Рис. 39. Упорядоченность и состав калишпатов как функция соотношения $X_2 - X_0$. Градуировка полевошпатового контура в значениях: А — t_{10} ; Б — t_1 ; В — Z и Y_c . МК — моноклинный калишпат, ТК — триклинный калишпат; градуировка упорядоченности для: 1 — МК, 2 — ТК; 3 — возможный предел существования упорядоченных МК. М и Т — граничные анализы М — Т перехода для 37% Ор [28] и для 19% Ор между 495° и 600° [27]; 4 — линия соответствует теоретическому высокому микроклину

в терминах Y_c для триклинных членов К — Na-серии можно предусмотреть гармоничный ход упорядочения для непрерывного фазового перехода.

Сочетания моноклинных калишпатов и альбитов еще более сложные, так как изолинии t_{10} и t_1 не увязываются. Здесь необходимо предположить теоретический вариант изменения симметрии при $\sim 38\%$ Ор и трансформацию моноклинной упорядоченности в триклинную. Этот гипотетический вариант соответствует чистому фазовому контролю точки инверсии.

Область наложения триклинных и моноклинных калишпатов на диаграммах (см. рис. 39) с точки зрения теории упорядочения — разупорядочения может целиком рассматриваться как область $M - T$ перехода. Однако одним и тем же значениям X_2 соответствуют различные величины $t_1\sigma$ и t_1 моноклинных и триклинных модификаций, т. е. при изменении симметрии необходимо предположить перераспределение Al без изменения X_2 . Отметим, что графическое изображение соотношений $X_1 - X_0$, $X_2 - X_3$ и изолиний $t_1\sigma$ и t_1 аналогичны $X_2 - X_0$. Если предположить сохранность Al-распределения, то требуется учесть и соответствующее изменение X_1 , что должно сопровождаться изменением параметров ячейки.

Графическое изображение Al-распределений в моноклинных и триклинных калишпатах говорит о том, что промежуточная триклинная разность не может спонтанно изменить симметрию, минуя состояние максимальной упорядоченности санидина со специфическим Al-распределением. Отсюда теоретически возможно лишь разупорядочение весьма низкого микроклина, причем не через состояние высокой (разупорядоченной) модификации, а непосредственно через низкую моноклинную разность. Непрерывный же ход разупорядочения приведет высокий микроклин к аналогичному высокому санидину.

Более реально самостоятельное триклинное разупорядочение до линии высокого микроклина и дальнейшее изменение ячейки до точки $M - T$ перехода, которая графически соответствует высокой K — Na-серии с составом около 37 — 38 % Or, т. е. ход разупорядочения непосредственным образом не ведет к инверсии микроклин — низкий санидин (ортоклаз) и к соответствующему структурному изменению.

В процессе упорядочения моноклинного калишпата можно предусмотреть лишь единственный путь моноклинного упорядочения, а любое изменение симметрии в промежуточном состоянии будет сопровождаться резким изменением характера тетраэдрического Al-распределения и в каждом случае потребует эквивалентного значения t_1 , т. е. минует стадия разупорядоченного триклинного калишпата. Аналогично низкий (упорядоченный) санидин может трансформироваться только в упорядоченный микроклин.

Схемы (см. рис. 39) свидетельствуют о том, что в используемой для структурной интерпретации системе оценок Al-распределения калишпатов, по-видимому, невозможно получить обоснованную увязку $M - T$ перехода на всех его этапах. В то же время можно предусмотреть фазовую границу существования моноклинных модификаций. Положение этой границы на рисунке приблизительное и как один из вариантов не исключается ее более резкое смещение по линии 38 % Or, но предпочтительнее более плавный фазовый контроль.

Несоответствия, возникающие при рассмотрении взаимоотношений триклинных — моноклинных калишпатов с точки зрения теории упорядочения — разупорядочения, свидетельствуют о том, что природные моноклинные и триклинные модификации калиевых полевых шпатов скорее

всего структурно дискретны и не связаны непрерывными структурными переходами.

Существуют различные экспериментальные оценки температур точки моноклинно-триклинного перехода. Райт и Зырянов определяют ее в $375\text{ }^{\circ}\text{C}$, Ховис — $451\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 1 атм. для составов 88 — 96 % Ор; Дж.Голдсмит и Ф. Лавес — $525\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 0,55 кб; В. Маккензи — $460\text{ }^{\circ}\text{C}$ (19 % Ор), Х. Кролл и Х. Бамбауэр — $520\text{ }^{\circ}\text{C}$ (20 % Ор), К. Хендерсон — $560\text{ }^{\circ}\text{C}$ (19 % Ор), причем последний отмечает [27], что истинная температура инверсии может изменяться в зависимости от структурного состояния полевого шпата и от его состава. Различие всех этих экспериментальных результатов вполне естественно и обусловлено характером анализируемого материала. Однако параметры ячейки и величины X_j для моноклинно-триклинного перехода имеют довольно жесткие ограничения. $M - T$ -переход, зафиксированный при ионном обмене (37 % Ор), и переход в синтетическом Ор 19 % А6 81 % при $\sim 560^{\circ}$ занимает на рис. 39 довольно близкое положение. Близким является и положение изоструктурного мональбита и точки изменения симметрии санидина в ходе приложения давления. Эти данные позволяют предположить о существовании лишь одной структурной точки изменения симметрии, через которую проходит любой калишпат, подвергаемый эксперименту в различных условиях.

Если существует такая единственно возможная точка моноклинно-триклинного перехода, которая контролируется определенным $K - Na$ -соотношением и различными температурами и давлениями в случае нарушения этого фазового соответствия, то этот переход можно считать метастабильным состоянием и он не фиксируется в реальных геологических образованиях. В обратном случае необходимо ожидать для дифференциации полевошпатовой составляющей магматического расплава существование определенного поля стабильности в координатах состав — температура — давление, где изменение каждого параметра сопровождается функциональным изменением другого, чтобы не нарушилось термодинамическое равновесие системы, обуславливающей $M - T$ -переход. Сказанное относится и к обратимости инверсии, и изменение триклинной геометрии ячейки на моноклинную возможно лишь для триклинного высокого калиевого альбита и увеличение ортоклазового минала ведет к расширению области существования моноклинных калишпатов, а точнее, к расширению области вариаций размеров их элементарных ячеек.

Таким образом, калишпаты должны быть подразделены на два автономных структурных ряда: моноклинный и триклинный, что подтверждает точку зрения Р. Фергусона [25]. Естественно, что в этих рядах структурная организация, отраженная в степени упорядочения, соответствует своим индивидуальным термальным режимам формирования, и экстремальные состояния (высокий — низкий) характерны для каждого ряда.

Принципиальное подразделение калишпатов на дифференцированные моноклинные и триклинные серии, не связанные структурной и генети-

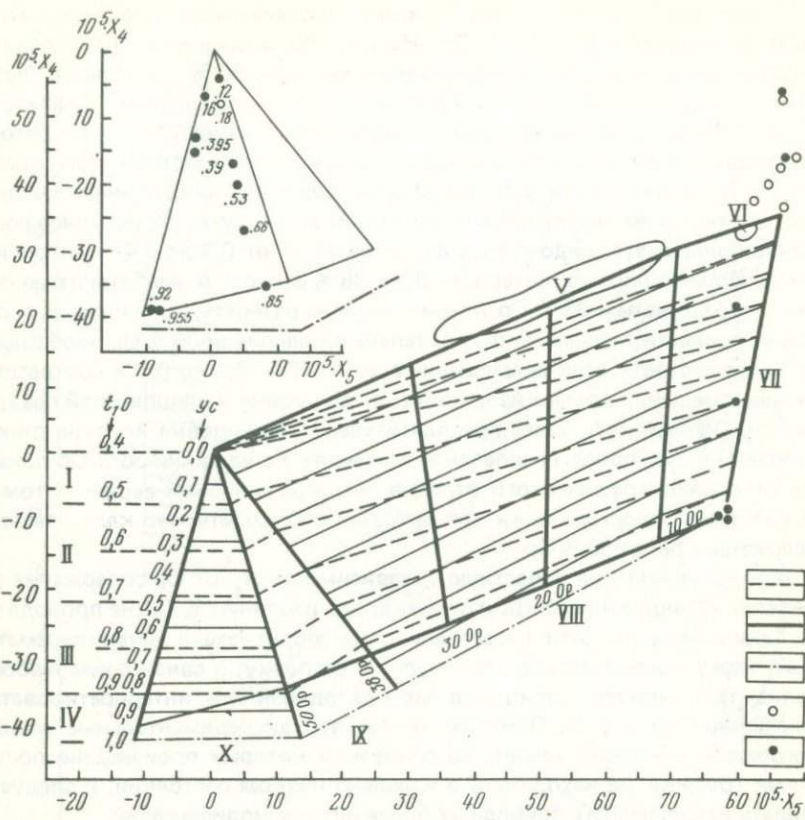


Рис. 40. Классификация триклинных щелочных полевых шпатов по отношению $X_4 - X_5$.

На врезке — треугольник триклинных калишпатов со значениями коэффициента Y_c по данным полного структурного уточнения.

1 — $t,0$; 2 — Y_c ; 3 — вероятное положение максимально упорядоченной щелочной серии; 4 и 5 — высокие и низкие плагиоклазы с полным структурным уточнением. I — высокий микроклин, II — промежуточный микроклин, III — низкий микроклин, IV — максимальный микроклин; V — анортоклаз; VI — К-плагиоклаз; VII — альбит; VIII — К-альбит; IX — Na-калишпат; X — калишпат

ческой зависимостью, позволяет по-новому подойти к решению ряда петрологических проблем, особенно в области интерпретации истории развития геологических тел. В частности, отпадает необходимость в соблюдении последовательности ортоклаз — микроклин как критерия смены (понижения) термальной обстановки. Оба минерала должны рассматриваться самостоятельными модификациями с такой же дискретностью структурно-фазовых характеристик, как плагиоклазы и анортоклазы.

Члены триклинной калишпат-альбитовой серии могут быть классифицированы и по соотношению $X_4 - X_5$ (рис. 40). Здесь моноклинные полевые шпаты не выделяются (при $\alpha = \gamma = 90^\circ$ $X_4 = X_5 = 0$), а основ-

ное изменение X_5 связано с вариациями Ор-содержания в калиевых альбитах в интервале 0 — 38 % Ор. На рис. 40 выделяется треугольник триклинных калишпатов, ограниченный составом 50 % Ор, область "натриевых" калишпатов (38 — 50 % Ор) и область "калиевых" альбитов (< 38 % Ор). На графике видно несоответствие значений t_{1o} альбитов и калишпатов и следует предположить два пути согласования этого параметра: 1) минимальное t_{1o} (0,40 для высокого микроклина) соединяется с таким же значением для альбита. В этом случае структурное состояние более разупорядоченных альбитов (t_{1o} от 0,0 до 0,4) контролируется Ор-миналом и в интервале 30 — 38 % Ор по t_{1o} альбиты неразличимы, переходя при 38 % Ор в моноклинную разность; 2) изолинии t_{1o} можно провести параллельно Y_c и теперь вдоль линии 38 % Ор необходимо предусмотреть резкое смещение $t_{1o} = 0,0 - 0,4$ до 0,0 и соответствующее смещение других изолиний t_{1o} до уровня калишпатовой градуировки. Первый путь более предпочтителен. Градуировка контура триклинных K — Na полевых шпатов в значениях Y_c на линии 38 % Ор показывает степень графического отличия высокой и низкой серий; к тому же изолинии Y_c органически увязываются с Y_c собственно калишпатов, содержащих более 50 % Ор.

Можно указать на известную независимость X_5 от Ор-содержания в пределах калишпатового треугольника, где изолинии % Ор не проводятся. Таким образом, этот треугольник, контролируемый двумя параметрами, несет исключительно структурную нагрузку, в связи с чем любой анализ триклинного калишпата можно однозначно интерпретировать в значениях Y_c и t_{1o} . Заметим также, что экспериментальные серии микроклин — низкий альбит, на основании которых произведено построение графика, не находились в идеально низком состоянии, и следует ожидать встречаемость природных более низких модификаций.

На рис. 40 дана классификация микроклинов по значениям t_{1o} и Y_c на высокие, промежуточные, низкие и максимальные разновидности. Это деление формальное. Обработка и интерпретация по методике X_i ряда литературных анализов [43, 44] показала, что природные калишпаты (см. рис. 18) по частоте встречаемости значений Y_c группируются несколько иным образом и целесообразно принять нижний предел высокого микроклина при $Y_c = 0,30$, промежуточного — $Y_c = 0,65$, низкого — $Y_c = 0,90$ и максимального — $Y_c = 1,0$

Что же касается моноклинных калишпатов, то, как показано на ряде диаграмм, их классификационная схема строится по значениям коэффициента Z (с учетом поправки на Ор-содержания при Ор < 70 %). Соответственно выделяются высокий, промежуточный и низкий санидины. Ортоклаз следует рассматривать как структурный аналог низкого санидина, а адуляр — как наиболее низкотемпературную модификацию, в структурном отношении является максимально низким санидином.

Высокие калиевые плагиоклазы и анортоклазы представляют собой дискретные группы, изоструктурные метастабильным членам ряда высокий альбит — санидин. Ограниченные данные пока не позволяют уверенно интерпретировать происхождение структур этих минералов. Струк-

турная аналогия с разупорядоченной щелочной серией, как следует из рассмотрения ряда диаграмм с соотношениями X_i , обусловлена исключительно влиянием К-катиона и если рассматривать анортотоклазы в виде функции Аб- или Ан-содержания, то нарушается соответственно альбитовая и плагиоклазовая координация ячеек. И хотя нет достаточных оснований отвергать предположения В. Маккензи о кристаллизации анортотоклаза в моноклинной сингонии с последующим приобретением триклинной геометрии ячейки в ходе остывания [13], представляется более реальной однозначная интерпретация происхождения тройных полевых шпатов — первичная кристаллизация в триклинной сингонии. Недостаточно убедительна и рекомендация использования чисто фазового принципа в классификации тройных соединений [43] и, в частности, попытка расширить область фазовых соотношений плагиоклазов за счет калиевой составляющей, а калишпатов за счет кальциевой (см. рис. 5, В), поскольку природные тройные полевые шпаты локализируются без какой-либо преимущества структур со стороны бинарных составов. Таким образом, анортотоклазы и калиевые плагиоклазы должны рассматриваться как дискретные природные минералы со строго очерченными фазовыми и структурными границами. Анортотоклазы обычно априорно считаются высокотемпературными и неупорядоченными, что связано с их упоминавшейся изоструктурностью с членами высокой щелочной серии. Однако не исключено, что более детальные исследования позволят дифференцировать вклад Al — Si- и K — Na — Ca-упорядоченности в общее структурное состояние тройных полевых шпатов.

Классификация плагиоклазов основана на традиционном подразделении по составу и термальному состоянию.

В заключение отметим, что методика связанных параметров, рекомендуемая для интерпретации и классификации полевых шпатов, может быть использована и для оценок ряда экспериментальных работ, воспроизводящих возможные термобарические условия формирования полевых шпатов. Для иллюстрации выбрано соотношение $X_4 - X_3$ (рис. 41). Синтез плагиоклазов в условиях субсолидуса близко соответствует природной высокой серии и сопровождается изменениями и X_3 , и X_4 . Синтез альбитов при различных температурах показывает изменение X_4 , но интересно, что в одинаковых условиях опыта (например, при 1 кб) закономерно наблюдается сначала снижение величины X_4 до критической температуры 350 — 400 °С, а затем вновь возрастание этого параметра. То же самое, но в другом диапазоне X_4 наблюдалось и в опытах с высоким давлением. Отметим, что синтезы при 10 и 15 кб более разноречивы, чем при 1 кб, а высокотемпературные синтезы ($T > 700$ °С) дают близкие результаты. Отклонение данных от ограничивающих плагиоклазовых линий может свидетельствовать о примеси калиевой составляющей. Синтезы калиевых альбитов (Op 10, 20, 30) также направлены в сторону увеличения X_4 с ростом температуры. Охарактеризованные данные по синтезам могут позволить проградуировать шкалу X_4 в значениях температур и связать температуры с Δ Al и Ус для промежуточных модификаций альбита.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ

Общей методической лабораторной основой проведенных исследований явилась рентгеновская дифрактометрическая съемка, по результатам которой рассчитаны элементарные ячейки полевых шпатов. На современной стадии развития минералогии вообще, и полевошпатовой минералогии в частности, особое значение приобрела структурная интерпретация минералов, потому что именно она дает жесткую основу для генетических обобщений и позволяет выразить свойства минералов в таких цифровых величинах, которые не зависят от субъективизма исследователя. В какой-то мере это связано с поточностью и автоматизацией хода анализа. Объективность выходных данных многоступенчатого исследования контролируется и числом проб определенной выборки и математически оцененными погрешностями анализа. Иначе говоря, любой анализ, предназначенный для обобщающего использования, должен иметь строго очерченную границу своей достоверности.

Поскольку специфика оптического и химического анализов, о чем убедительно и неоднократно писали Д. Стюарт [23], Дж. Смит [43], П. Рибби [23] и другие исследователи, в применении к полевым шпатам имеет ряд принципиальных ограничений, возникающих на современном структурном этапе минералогии в связи с известной грубостью этих методов, наиболее эффективно использовать с целью интерпретации именно параметры элементарной ячейки. Структурный анализ потенциально более информативен, даже с чисто формальной точки зрения, поскольку получаемые в результате шесть независимых переменных (параметры ячейки) могут минералогически интерпретироваться и по отдельности, и в различных комбинациях (связанные параметры). Последнее обстоятельство расширяет и возможности контроля определений.

Ход исследования проб полевых шпатов включает несколько этапов: полевой отбор, отбор мономинеральных фракций, рентгеновскую дифрактометрическую съемку, обработку дифрактограмм, расчет параметров элементарных ячеек, воспроизводимость анализов, стандартную интерпретацию параметров элементарных ячеек на основе эмпирических зависимостей.

Полевой отбор проб осуществлялся в естественных и искусственных обнажениях. Каждый образец сопровождался шлифом. Наиболее представительны пробами охарактеризованы гранитоидные образования Кольского полуострова, щелочные породы Южного Урала, гранитоиды Алдана, эффузивные образования Камчатки и пегматиты различных регионов.

Отбор мономинеральных фракций. Как показывает опыт работ, данная стадия анализа может существенным образом повлиять на окончательную интерпретацию результатов. Это связано в основном с неоднородностью полевых шпатов. Обычными представителями полевошпато-

вого материала являются: гомогенные зерна плагиоклаза и калишпата, антипертитовые и пертитовые зерна. Сложность отбора и соответствующие ограничения при интерпретации обусловлены тем, что в выделяемую фракцию могут попасть в произвольных количественных отношениях любые варианты этого четырехчленного разделения. Всякая механическая смесь плагиоклаза и калишпата, равно как пертит — антипертит, на дифрактограммах дифференцируются достаточно уверенно, но и в этом случае не исключается присутствие микро- и криптопертитов, которые не диагностируются под микроскопом, но разделяются рентгенографически. Контроль выделяемых рентгенографических фаз производится оптически путем.

Отбор фракций произведен вручную под бинокляром. В зависимости от крупности и степени кристалличности полевошпатовых зерен отбор осуществлялся из фракций размерностью от 0,1 до 1,0 мм. Разделение произведено главным образом по цвету зерен с учетом их кристаллографических особенностей, но тем не менее в ряде случаев добиться абсолютной чистоты фракций относительно примесей не удается.

Рентгеновская и дифрактометрическая съемка. Все съемки произведены на дифрактометре УРС-50 ИМ, счетчики МСТР-4 и СИ-4Р, излучение медное, напряжение на трубке 35 кВ, ток 10 мА вращения кюветы 50 об/мин, скорость вращения счетчика $1^\circ/\text{мин}$, постоянная интегрирования 4 с, одному градусу соответствует 2 см диаграммной ленты, съемки производились прямым и обратным ходом с введением поправки на каждый ход, диапазон сканирования углов 2θ 20—52°, щели 1,0 — 1,0 — 0,50 (0,25) мм, юстировка гониометра обычная, фильтр никелевый. Более подробно технические приемы съемки; не изменявшиеся в течение ряда лет, описаны ранее [8].

Регистрация углов отражения производилась с помощью эталонов, которыми являлись кварц (представлен нам И.Е. Каменцевым) и флюорит ($a = 5,46225 \text{ \AA}$). Эталон снимался в начале каждого рабочего дня и периодически правильность угловой поправки контролировалась добавлением эталона в пробу (внутренний эталон). Контрольные съемки по воспроизводимости анализа показали, что колебания основных угловых рефлексов, используемых для расчета параметров, не превышают 5 — 6 мин (чаще всего 2 — 3 мин) и маловероятны по знаку [Б.М. Роненсон, С.С. Кумеев, 5]. Стабильность работы аппаратуры обеспечила стандартные условия съемки для нескольких тысяч образцов.

Обработка дифрактограмм. Данный этап анализа является наиболее сложным, поскольку его не удается автоматизировать. Он состоит из нескольких операций: 1) разметка ленты (регистрация середины рефлекса на 2/3 от основания), 2) идентификация левой и правой съемок, 3) выделение полевошпатовых фаз, 4) фильтрование примесей, 5) запись рефлексов левого и правого хода с учетом соответствующих угловых поправок, 6) вычисление среднего углового значения каждого рефлекса и его интенсивности, 7) индексировка рефлексов каждой присутствующей в пробе полевошпатовой фазы, 8) выбор расчетных матриц (при экспрессном расчете).

Кроме того, непосредственные дифрактометрические данные позволяют провести первичную интерпретацию полевошпатовых фаз, в частности, рассчитать степень триклинности калишпата по межплоскостной разнице рефлексов (131) и ($\bar{1}\bar{3}1$) и определить количественное соотношение Na- и K-фаз пертит-антипертита по интенсивностям рефлекса (201).

Практическими трудностями, обычно встречаемыми при обработке дифрактограмм, являются следующие: 1) при расчете пертитовых фаз, особенно когда сосуществующей K-фазой является микроклин, происходит наложение рефлексов ($\bar{1}\bar{3}1$) микроклина и альбита, а также ($\bar{2}04$) микроклина и (113) альбита. То же происходит при сосуществовании олигоклаза и ортоклаза. В этих случаях для расчета не использовались накладывающиеся отражения, 2) наличие в пробе моноклинного и триклинного калишпатов, особенно когда последний является промежуточным, не позволяет использовать для достоверного расчета наиболее информативный регион углов 2θ от 29 до 32° . Кроме того, практическое слияние остальных рефлексов (в случае малого различия ортоклазосодержания) в известной степени осредняет значения получаемых параметров ячейки, 3) при отборе полевых шпатов из гранитов и гнейсов иногда не удается полностью очистить пробу от кварца. Это влечет за собой уширение и нечеткую регистрацию рефлекса ($\bar{2}01$) калишпата и увеличение значения параметра ячейки a и, соответственно, расчетных величин % Ор. В случае плагиоклаза происходит уширение рефлекса (060), нечеткая регистрация максимума которого сказывается на величине параметра b .

Для расчета параметров элементарных ячеек полевых шпатов по дифрактометрическим данным нами были составлены машинные программы для случаев триклинной и моноклинной сингонии, использующие метод наименьших квадратов (МНК) [8]. Апробирование и контроль программ осуществлялись по эталонным рентгенограммам полевых шпатов (J. Borg, D. Smith, 1968 г.; T. Wright, D. Stewart, 1968 г.). Расчетные погрешности, имеющие смысл предельных абсолютных погрешностей искомым величин (т.е. параметров ячейки), не превышали первых тысячных \AA по ребрам и первых минут по углам. Для расчетов брались $\lambda_{\text{Cu}} = 1,5418 \text{\AA}$. Отклонение рассчитанных параметров от стандартных при использовании МНК не превышает расчетных погрешностей. Однако с целью массового экспрессивного анализа МНК не является достаточно оперативным, поскольку требует предварительного индексирования всей рентгенограммы. Значительная часть расчетов выполнялась по методу шести рефлексов, базирующихся на МНК. Метод шести рефлексов не дает расчетных погрешностей и является менее точным способом расчета параметров, поскольку различные наборы рефлексов неизбежно ведут к различным результатам. Это обстоятельство отмечает также Д. Стюарт [23]: "Разные комбинации рефлексов порошкограмм приведут к различным параметрам ячейки. . . Другая порошкограмма, полученная из того же образца, также скорее всего приведет к иным параметрам ячейки". Приведенные нами опытные расчеты показали, что лучше всего использовать отражения ($\bar{2}01$), (130), (131), ($0\bar{4}1$), (060), ($\bar{2}04$), так как именно этот набор hkl дает наименьшие отклонения от

расчетов МНК. В то же время при отмеченных выше случаях наложения рефлексов разных фаз набор hkl изменялся. Отклонения величин параметров, определенных экспрессивным методом, в два раза превышают отклонения, полученные МНК. Те же опытные расчеты показали, каким образом угловые значения hkl влияют на величину отдельных параметров ячеек, причем наиболее важным выводом является то, что при ответственности каждого отражения за определенный параметр, другие рефлексы также сказываются на конечном результате этого же параметра, правда, в меньшей степени. Ряд съемок и расчетов альбита Амелия и сравнение параметров с ячейками этого же альбита по различным авторам показали, что для плагиоклазов лучшим вариантом размера ячейки является среднее из двух или трех результатов, полученных по матрицам (шесть наборов hkl), перекрывающимися не более чем на 60% [Г.А. Учу-ров, С.С. Кумеев, 5].

Подобная методика расчетов использовалась для генетически однородных серий проб с одного геологического объекта и в этом случае производился периодический контроль результатов расчетов методом наименьших квадратов. Для расчета ячеек полевых шпатов отдельных проб и генетически неоднородных серий применялся МНК. Опытными расчетами установлено, что расчетные погрешности снижаются с увеличением числа угловых рефлексов. Использование отражений, находящихся в ограниченном интервале углов 2θ , приводит и к увеличению погрешностей и к искажению параметров. Это определяет необходимость выбора углов, располагающихся во всем диапазоне сканирования.

Воспроизводимость анализов. Этому методическому вопросу было уделено особое внимание, для чего поставлено два эксперимента — один с петрографически однородным материалом (полевые шпаты из 9 образцов биотитовых нефелиновых сиенитов), другой с неоднородным, из девяти разновидностей пород, содержащих несколько полевошпатовых фаз в неодинаковых отношениях [Б.М. Роненсон, С.С. Кумеев, 5]. Статистическая чистота экспериментов была обеспечена полным единообразием условий отбора и анализа проб и интерпретации результатов. Из каждого образца независимо — разными исполнителями и в разное время — отобраны под бинокуляром из фракции 0,1 — 1,0 мм по 8 — 9 навесок полевых шпатов, которые были проанализированы рентгенографически по указанной выше стандартной методике. Каждая навеска состояла из 1 — 2 проб при однородном материале и из 2 проб — при неоднородном. Таким образом, каждая серия одной пробы представлена 8 или 9 автономными съемками. Поскольку каждая съемка регистрировала двухфазовый состав пробы, то и расчеты структур, соответственно, произведены независимо. Всего для статистической отработки использовано около 450 расчетов элементарных структур.

Статистическая обработка полученных данных показала, что распределение значений параметров ячеек и структурно-фазовых характеристик полевых шпатов в каждой серии не противоречит нормальному закону, поэтому вычислялись следующие оценки. Оценка математичес-

кого ожидания x , которой является среднее арифметическое из полученных в каждой серии случайных значений признака x_i ,

$$x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i,$$

где n — число определений в серии, равное 8 или 9.

Оценка среднего квадратического отклонения — стандарт s , соответствующая средней абсолютной погрешности единичного измерения. С хорошим приближением стандарт можно вычислить по формуле Петерса, которая позволяет избежать трудоемкого вычисления дисперсий:

$$s = \frac{1,25}{\sqrt{n(n-1)}} \sum_{i=1}^n |\dot{x}_i^{\circ}|,$$

где $|\dot{x}_i^{\circ}|$ — абсолютные значения разности $\dot{x}_i^{\circ} = (x - x_i)$; при $n = 8$ $s = 0,167 \sum_{i=1}^n |\dot{x}_i^{\circ}|$.

Погрешность вычисления среднего sx определялась по формуле:

$s\bar{x} = \frac{s}{\sqrt{n}}$ при $n = 8$ $sx = 0,353 \cdot s$. Доверительный интервал для математического ожидания ($\bar{x} \pm \xi$) принимался, исходя из $\xi = s\bar{x} \cdot t$, где t — аргумент распределения Стьюдента. При доверительной вероятности 0,95 и объеме выборки 8 $t = 2,37$, следовательно, $\xi = \pm 2,37 s\bar{x}$ или $\pm 0,837 s$.

Для оценки характера отклонений измеряемой величины от среднего использована относительная погрешность измерения или коэффициент вариации. Когда приходилось иметь дело с процентными величинами, применялась оценка коэффициента дифференциации.

Этот коэффициент вариации (коэффициент дифференциации) характеристик, рассчитанный по каждой серии проб, может служить оценкой воспроизводимости результатов анализа. Нами было показано, что относительная погрешность определения геометрических параметров элементарной ячейки полевых шпатов не выходит за пределы 1%. В общем случае такой результат мог бы указывать на очень высокую надежность метода. Однако необходимо учитывать, что в исследуемом комплексе физические колебания геометрических параметров, определенные условиями образования полевых шпатов, имеют тот же порядок, что и ошибка воспроизводимости. Очевидно, в подобных случаях, когда расчет параметров производится по 6 рефлексам, рентгеновское исследование должно строиться на статистической основе с отбором достаточно большого числа проб из каждой исследуемой группы пород.

Оптимальный объем вычислен из принципа соответствия дисперсий объекта методом исследования. Установлено, что выборка для исследования полевых шпатов из миаскитов должна состоять из 9 — 10 проб.

Структурные и фазовые характеристики полевых шпатов оказались значительно менее устойчивыми, и это, прежде всего, является следствием известного несовершенства используемой методики интерпретации

параметров. Укажем, что в описываемом случае оценивалась интерпретация упорядоченности, производимая по Δbc и $\Delta a^* \gamma^*$, т.е. по полевошпатовым контурам Д. Стюарта и Т. Райта [44].

Произведенные контрольные измерения позволяют сознательно оценить возможности применяемой методики и использовать ее лишь тогда, когда ожидаются достаточно существенные различия в структурной и фазовой характеристиках исследуемых полевых шпатов при строгом статистическом подходе к сбору, обработке и анализу информации.

Стандартная интерпретация. Изложенные выше методические приемы интерпретации полевых шпатов базируются на данных рентгенографии, причем можно выделить два самостоятельных направления в интерпретации с расчетом ячеек и с использованием только прямых рентгенографических данных. Независимо от способа итоговым результатом интерпретации анализа конкретного полевого шпата является определение его фазовых компонентов, оценка Al-концентраций по позициям тетраэдра для щелочных разностей, а также Z и Yc и оценка состояния плагиоклаза в терминах структурной упорядоченности Yc. Дополнительными характеристиками являются определение количеств пертитовых составляющих и напряженности ячейки, а также оценка температур равновесий как гомогенных разностей так и пертитовых фаз.

Последующая интерпретация касается применения полученных сведений по полевошпатовой минералогии к различным модификациям экспериментально изученных систем и здесь существенное значение имеет морфологическая специфика полевошпатовой ассоциации, т. е. ее пертит-антипертитовый характер, или индивидуализация гомогенных кристаллов. Фазовое и структурное равновесие полевошпатовых компонентов системы возможно при определенных температуре и давлении. Поэтому, определив температуру структурного равновесия (параметры ячейки как функция температуры) полевошпатовой пары, можно с помощью баротермометров перейти к оценке давлений, при которых равновесны данные составы. Кроме того, использование выше охарактеризованных полевошпатовых сольвусов позволяет дополнительно контролировать щелочную и субщелочную ассоциацию и ввести необходимые температурные коррективы на когерентные отношения криптопертитов.

Результаты этой довольно простой схемы интерпретации значительно осложняются конкретной геологической обстановкой — полибарически и политермальными условиями, асинхронностью образования полевошпатовых генераций, позднейшими процессами динамического и метасоматического характера и другими, т. е. любыми процессами, оставляющими следы в первоначальной гармоничной конституции полевых шпатов. Отсюда далеко не всегда характеристика единичных проб дает правильное представление о реальном пути становления геологического тела и тем более о его последующих преобразованиях. Все это определяет необходимость детального полевого изучения объекта и тщательного микроскопического исследования горных пород и минералов, а также достаточно представительный объем полевошпатовых проб, предназначенных для получения структурных данных.

Именно массовый анализ обуславливает целесообразность стандартизации всех приемов рентгенографической съемки и содержательной интерпретации, которая строится на структурной основе. Конечно, интерпретация, непосредственно использующая прямые и обратные параметры ячеек, выглядит предпочтительнее в том смысле, что позволяет вовлечь в обработку большее число первичных данных. Однако уже было показано, что и ограниченные рентгенографические материалы (без расчета элементарных структур) можно также привести к форме, существенно не огрубляющей и не снижающей точность получения величин упорядоченности и фазового состава. Например, значение степени трик-

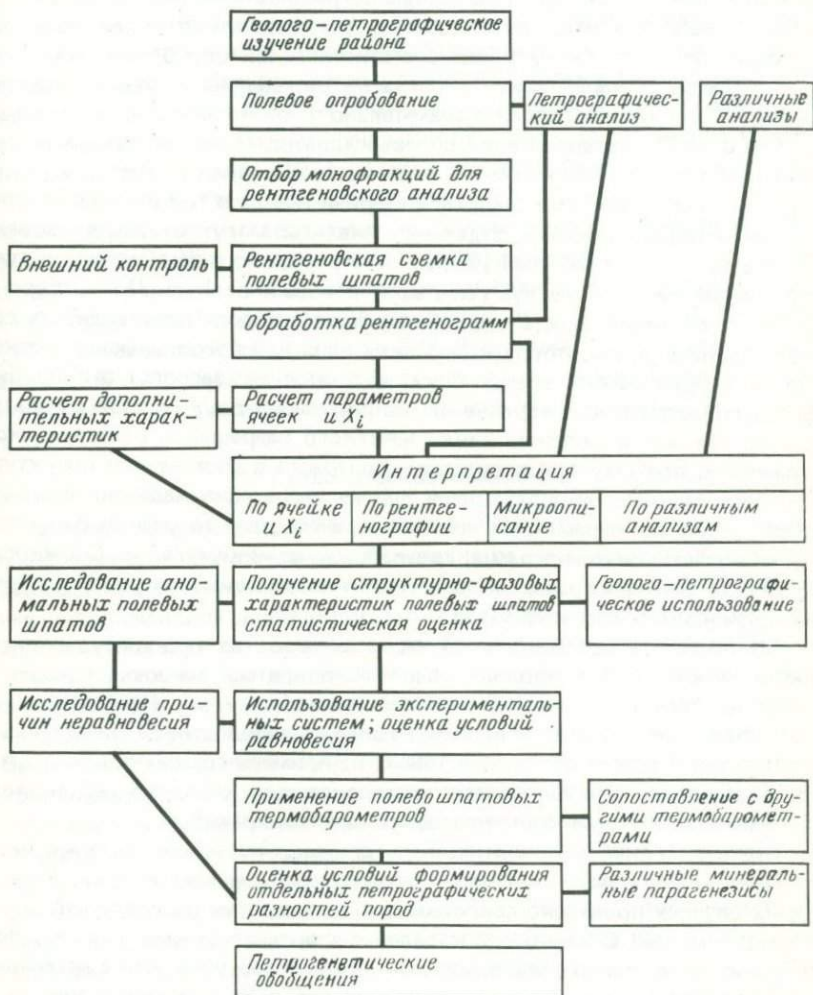


Рис. 42. Схема последовательности структурного анализа полевых шпатов

линности калишпата преобразуется в цифровую характеристику Al-распределения, а по углам 2θ (hkl) плагиоклаза определяются величины связанных параметров X_i , необходимых для оценки состава и $Ус$.

На рис. 42 представлена принципиальная последовательность анализа полевых шпатов и интерпретации данных. Из указанных операций целиком автоматизируется расчет параметров ячеек. Кроме того, программируются все расчеты по стандартным формулам, использующим отдельные параметры ячейки и не требующих дополнительных данных. Значения величин X_i автоматически выводятся на печать, поскольку соответствуют основным исходным уравнениям. Расчеты методом наименьших квадратов показывают расчетные погрешности X_i и углы 2θ (hkl), отброшенные при итерациях (обычно это ошибочная индексировка). Автоматизируется также процесс статистической обработки структурных и фазовых характеристик согласно определенным геологическим задачам. Другие этапы анализа значительно продолжительнее по времени.

Все способы интерпретации полевых шпатов (как литературные, так и по X_i) разработаны на основе эталонного материала высокой чистоты и однородности. Естественный же материал всегда в той или иной степени неоднороден, поэтому отдельные анализы могут охарактеризовать конкретную петрографическую разность пород; ошибка усугубляется при увеличении количества генераций полевых шпатов. При отборе в пробу в основном попадает преобладающая в породе разновидность полевого шпата, а при отборе нескольких фракций преобладающая разновидность практически всегда в какой-то степени засоряет эти пробы. Дифрактометрическая картина, регистрирующая двух- и трехминеральный состав, весьма сложна ввиду нечеткого разрешения налагающихся отражений, поэтому при отсутствии контраста в составе или структурном состоянии несмешивающихся фаз их сегрегация надежно производится лишь по параметрам ячейки, причем для расчета выбираются такие области рентгенограмм, где наложение минимальное. Сложность подобных рентгенограмм обуславливает необходимость расчета ячеек методом наименьших квадратов.

Достаточно представительное число анализов из таких трудно диагностируемых проб позволяет уверенно опираться на характеристику наиболее распространенного в породе полевого шпата. Необходимость статистического подхода к использованию полевошпатовой минералогии в петрогенетических целях обоснована на примере горных пород Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, для которого неоднородность полевошпатовой составляющей оказалась правилом.

Нижеприводимые аналитические данные, касающиеся природных полевых шпатов, рассчитаны по новой методике интерпретации. В некоторых случаях проведено сопоставление результатов по новой методике и традиционной. С целью сопоставления с литературными данными при описании калишпатов использована оценка упорядоченности в значениях t_{10} ; оценка в рекомендуемых значениях Z и $Ус$ для моноклинных и триклинных разностей приведена лишь в единичных случаях и в сочетании с величинами t_{10} .

**ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ
В ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ****ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКИЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД**

В качестве примера использования структурных и фазовых характеристик полевых шпатов выбран Ильмено-Вишневогорский комплекс Урала. В течение ряда лет (1974 — 1978 гг.) автор исследовал полевошпатовую минералогию пород комплекса на базе материалов геологосъемочных и поисковых работ, проводившихся сотрудниками Московского геологоразведочного института (МГРИ), Ильменского заповедника и Уральского геологического управления. За геолого-петрографическую основу взяты результаты изучения этого района Б.М. Роненсона (1966 г., 1979 г.), В.Я. Левина (1974 г.), под руководством которых, а также при участии В.А. Утенкова, Б.Н. Иванова и В.В. Андропова проводились петрографические исследования и осуществлялся целенаправленный отбор проб. Первые результаты петрогенетического применения полевошпатовых данных для понимания геологической истории пород комплекса приводятся в работе Б.М. Роненсона, В.Я. Левина и С.С. Кумеева [4], а более детальные сведения у Б.М. Роненсона, С.С. Кумеева, В.Я. Левина [14]. Последняя работа, уточненная данными новой методики интерпретации, и лежит в основе настоящего раздела книги.

Геологическое положение

Ильмено-Вишневогорский комплекс Урала широко известен своими минеральными богатствами. Уникальность комплекса определяется замечательным разнообразием горных пород, которые здесь представлены, и широчайшим диапазоном петрогенетических процессов, включающих региональный метаморфизм, глубинный метасоматоз и магнообразование, интрузивную деятельность, контактовый метаморфизм, пегматитовый процесс и, наконец, постмагматический метасоматоз.

Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор приурочена к Сысертско-Ильменогорскому антиклинорию — структуре второго порядка в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Урала. В ядре антиклинория обнажаются кристаллические сланцы существенно метатерригенной толщи. Непосредственным субстратом для значительной части новообразований щелочного комплекса в Ильменских горах служат кристаллические сланцы селянkinской свиты, сложенной гранат-биотитовыми и силлиманит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами и мигматитами. Существенно меньшую роль в разрезе этой свиты играют амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые сланцы. Вмещающей для главного интрузивного тела Ильменских гор является фирсовская, а для Вишневогорского интрузива — вишневогорская свиты. Строение этих

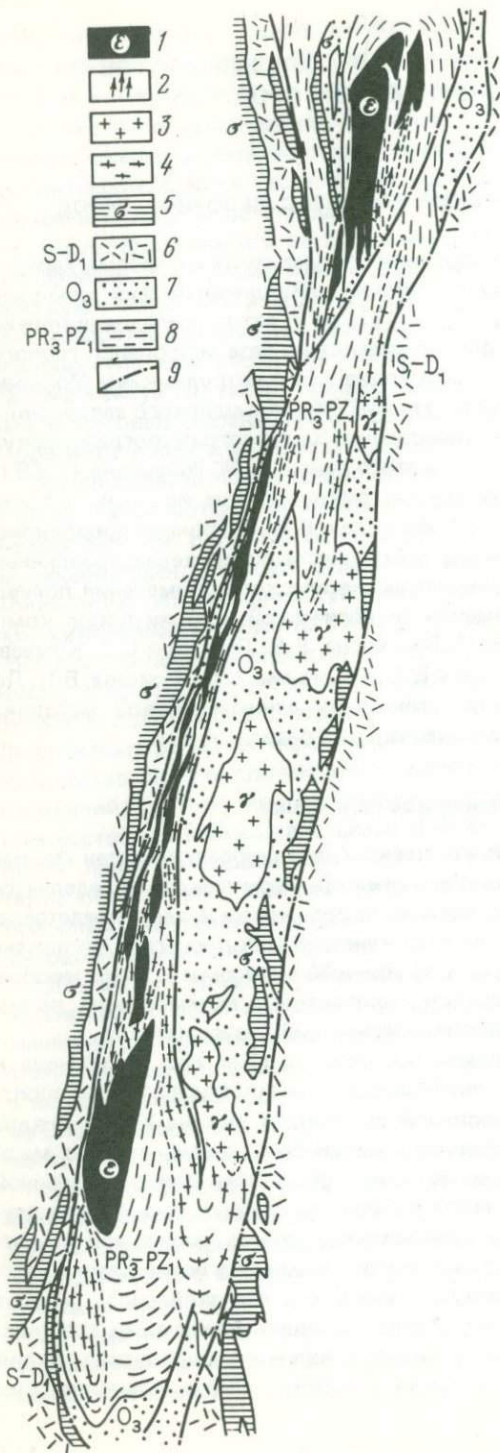


Рис. 43. Схема геологического строения южной части Сыртетско-Ильменогорского антиклинория. По Г.А. Кейльману, 1974 г. (упрощено).

1 — миациты и сиениты; 2 — фениты; биотит-полевошпатовые породы; 3 — граниты; 4 — мигматиты гранитные; 5 — гипербазиты и габброиды; 6 — эффузивные толщи зеленокаменных синклинориев; 7 — амфиболит-кварцевые толщи; 8 — толщи субстрата и кровли Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса; 9 — главные зоны структурных несогласий

литостратиграфических подразделений более сложное, чем селянчинской свиты. В их составе ритмически чередуются разнообразныe плагиогнейсы, кварциты, амфиболиты и пироксеновые плагиосланцы, с которыми изредка ассоциируются линзы мраморов. Крылья антиклинория образованы метавулканогенными и кварцит-сланцевыми толщами.

Щелочные породы прослеживаются вдоль оси антиклинория почти на 150 км от Вишневогорска на севере до Миасса на юге. На северном и южном окончаниях полосы расположены известные массивы миаскитов Вишневых и Ильменских гор. Они приурочены к сводовой части антиклинория и на современном эрозионном срезе выходят в периклинальных замыканиях поперечного аркообразного поднятия всей региональной структуры, которая в Вишневых горах погружается к северу, а в Ильменских — к югу (рис. 43). В связи с такой особенностью структуры по мере движения с севера и юга к ее центральной части на дневной поверхности обнажаются все более глубоко эродированные части вертикального разреза. Протяженность наблюдаемого разреза по вертикали составляет около 8 км.

Максимум вертикального поднятия, а следовательно, наибольшая глубина современной эрозии приходится на район, расположенный между миаскитовыми массивами Ильменских и Вишневых гор. Здесь на дневную поверхность выведены глубинные корневые части щелочного комплекса, представленные узкой, шириной менее 1 км, сложно построенной полосой своеобразных нефелиновых мигматитов. Эта центральная полоса щелочных пород прослеживается практически непрерывно более чем на 100 км. В Ильменских горах центральная полоса щелочных пород занимает кососекущее положение относительно слоистости вмещающих пород и с интрузивным массивом миаскитов на современном эрозионном срезе не смыкается. В Вишневых горах нефелиновые мигматиты центральной полосы непосредственно продолжают интрузивный массив к югу. Здесь наблюдаются все переходы от палингенно-метасоматической (мигматиты) к интрузивной (миаскиты) фации щелочных пород.

В поперечном разрезе комплекса эти переходы выражаются в закономерной, хотя и проявленной статистически, зональности. Внешний ореол составляют зоны биотитовых и биотит-амфиболитовых кварц-двуполевошпатовых мигматитов, амфиболовых, амфибол-пироксеновых и пироксеновых фенитов. К фенитам примыкает зона лейкократовых массивных существено полевошпатовых пород. Преобладают биотитовые разности полевошпатовых пород, которые близ контакта с фенитами чередуются с пироксеновыми разностями. На удалении от контакта среди биотит-полевошпатовых пород все чаще начинают встречаться нефелинсодержащие разности с характерной мигматитовой макротекстурой. Роль палеосомы при этом играют биотит-полевошпатовые породы, а неосомы — мелкозернистые биотит-нефелиновые или полевошпат-нефелиновые выделения. Нефелиновые мигматиты образуют полосы шириной от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, чередующиеся с биотит-полевошпатовыми породами и меланократовыми

кальцит-биотитовыми, кальцит-пироксен-биотитовыми, кальцит-амфиболовыми породами, которые сходны с карбонатитами. Постепенно в чередовании все большую роль начинают играть консолидированные жилы миаскитов, а значение биотит-полевошпатовых пород соответственно снижается. Переход к однородным миаскитам осуществляется через область перемежаемости мигматитов, аллохтонных и автохтонных миаскитов с преобладанием последних [9]. Подобная картина смены горных пород в поперечном сечении комплекса представляет лишь грубое приближение. Статистический характер зональности в том и проявляется, что в чередовании перечисленных разновидностей горных пород в разных зонах и на различных срезах преобладают разные составляющие.

Массивы миаскитов Вишневых и Ильменских гор отчетливо дисгармоничны и дискордантны. Оба массива имеют очень сложное внутреннее строение. В Вишневогорском массиве собственно интрузивными являются его западная и апикальная части, сложенные пертитовыми и двуполевошпатовыми миаскитами. По осевой части массива прослеживается широкая полоса нефелиновых мигматитов и карбонатитов, составляющая продолжение центральной полосы щелочных пород, которая постепенно выклинивается к северу. Восточную часть Вишневогорского массива составляет крупное тело антипертитовых миаскитов. На севере это тело сливается с интрузивными миаскитами апикальной части массива, а в южном направлении, расщепляясь, выклинивается (Б.М. Роненсон, 1966 г.).

Ильменогорский массив представлен серией сближенных залежей миаскитов с ассимилированными породами кровли между ними. В южном направлении массив расширяется и полого погружается под перекрывающие его кристаллические сланцы фирсовской свиты. В направлении на север массив разделяется на три ветви, которые расщепляются на множество мелких языков и выклиниваются.

С главными интрузивными телами — массивами Вишневых и Ильменских гор — сопряжено множество даек щелочных пород. Они залегают обычно по слоистости вмещающих толщ или под острым углом к ней. Наиболее крупные тела обрамляют массивы по периферии (седловидное тело Вишневых гор), прослеживаются вдоль западного края полосы мигматитов. Рой даек миаскитов и сиенитов составляет также основу восточной полосы щелочных пород.

Масштабы контактовых изменений, характер взаимодействия расплава с вмещающими породами, глубина переработки кровли, состав и структура контактовых пород в значительной мере определяются строением контакта интрузивного тела на каждом конкретном участке. Различаются инъекционный и экранирующий типы контактов. На инъекционных контактах расплав проникает вдоль слоистости вмещающих тел по многочисленным параллельным трещинам отслоения. Во взаимодействие вовлекаются огромные массы вещества. Ширина контактовых ореолов нередко в несколько раз превышает ширину выхода собственно интрузивных тел. На таких контактах возникает широкий спектр эндоконтак-

Схема классификации горных пород Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса. По Б.М. Роненсону

| | | |
|---|--|---|
| Плагииогнейсы биотитовые с гранатом, силлиманитом, графитом | | |
| 19 | Кровля интрузивов | 19 ^a Неизмененные боковые породы |
| 17 | Гнейсы мигматизированные с биотитом и амфиболом | 18 Мигматиты биотитовые (внешняя зона инъекционного экзоконтакта) |
| 13 | Фениты пироксеновые альбитизированные и альбититы | 16 Фениты амфибол-биотитовые и амфиболовые |
| | 12 Фениты пироксеновые двуполевошпатовые (экранирующий экзоконтакт) | 15 Фениты биотитовые (внутренняя зона инъекционного экзоконтакта) |
| | | 14 Сиениты биотитовые (инъекционный эндоконтакт) |
| 11 | Миаскиты альбитизированные | 10 ^a Миаскиты седловидных залежей и даек |
| | 10 Миаскиты аллохтонные пертитовые и двуполевошпатовые (главная интрузивная фация) | |
| 9 Миаскиты автохтонные (антипертитовые) | | |
| 8 Мигматиты нефелиновые | | |
| 7 Биотит-полевошпатовые породы | | |
| 6 Пироксен-полевошпатовые породы | | |
| 5 Фениты пироксеновые антипертитовые | | |
| 4 Фениты амфиболовые и пироксен-амфиболовые | | |
| 3 Мигматиты биотит-амфиболовые, кварц-двуполевошпатовые | | |
| 2 Мигматиты биотитовые, кварц-двуполевошпатовые | | |
| Субстрат щелочного комплекса | | |
| 1 | Плагииогнейсы и плагииомигматиты | 1 ^a Двуполевошпатовые мигматиты |

В кружках — номера классов

товых пород: амфиболовых миасцитов и сиенитов, биотитовых, корундовых сиенитов и др. Экзоконтактовые образования представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми двуполевошпатовыми фенитами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми кварц-полевошпатовыми мигматитами. Такого типа контакты наиболее характерны для участков выклинивания седловидных залежей как в Ильменских, так и в Вишневых горах. Биотитовыми и амфибол-биотитовыми фенитами сложена в основном также восточная полоса щелочных пород. Эта полоса фенитов непрерывно прослеживается на расстояние более 120 км параллельно центральной полосе щелочных пород, хотя мощность ее не превышает 0,6 – 1,2 км.

На экранирующих контактах расплав, как предполагается, проникает в область пониженного давления под своды кровли. Интрузивные массы здесь движутся перпендикулярно к слоистости или под углом к ней. Взаимодействие расплава и вмещающих пород ограниченное: эндоконтактовые образования нередко вообще отсутствуют, а в экзоконтактах формируются относительно маломощные ореолы пироксеновых двуполевошпатовых фенитов. В то же время экранирующий контакт оказывается благоприятным для развития постмагматических процессов альбитизации и карбонатизации. Экранирующие контакты возникают в апикальной части щелочного интрузива Вишневых гор, на внешнем обрамлении седловидных залежей Ильменских и Вишневых гор, вдоль наиболее крупных даек, залегающих по слоистости вмещающих толщ.

Генетическая позиция горных пород отражена в классификации, приведенной в табл. 9.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЖНЕЙШИХ КЛАССОВ ГОРНЫХ ПОРОД*

Среди горных пород субстрата щелочного комплекса преобладают гранат-биотитовые плагиогнейсы, которые нередко содержат силлиманит и графит и чередуются с амфиболитами и пироксен-плагиоклазовыми сланцами. Гранат-биотитовые плагиогнейсы (класс 1) характеризуются структурами: лепидо-гранобластовой, гомеобластовой, гетеробластовой и даже порфирированной. Текстура нередко катакластическая. В наиболее характерных разностях преобладают относительно крупные зерна кварца и плагиоклаза № 24 – 34. Мелкозернистый агрегат тех же минералов с биотитом и гранатом размещается между крупными зернами. Плагиогнейсы почти всегда в той или иной степени мигматизированы. Внешний облик мигматитов субстрата своеобразен. Мигматиты стебельчатые: в двух сечениях они кажутся тонкополосчатыми, а в перпендикулярном к ним – мелкоочковыми, причем нередко видно, что такая их текстура – результат преобразования слойчатости. Неосома мигматитов мелкозернистая, аплитовидная, существенно плагиоклазовая. Зерна новообразованного плагиоклаза в шлифах мигматитов отно-

* Приведены детали, касающиеся в основном полевошпатовых минералов. Более подробно см. работу [14].

сительно крупные и правильные, нередко обладают полисинтетическим двойникованием. Иногда в них наблюдаются редкие пластинчатые или прямоугольные вросстки калиевой фазы. Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах. Выделения калиевого полевого шпата, корродирующие плагиоклаз, резко ксеноморфные: пленочные, петельчатые, сетчатые. На границе полевых шпатов обычно присутствует мirmekит. Калишпат, как правило, нерешетчатый пертитовый, включения плагиоклаза в нем окружены каймами альбита. Реже встречаются тонковолокнистые пертиты с содержанием Na-фазы до 20 %. Гранат в неосоме сохраняется и даже укрупняется. Такое явление может отвечать анатектическому способу образования мобилизата мигматитов.

Мигматиты субстрата, как и плагиогнейсы, подвергаются повторной мигматизации во внешнем ореоле щелочного комплекса. Визуально это выражается в появлении порфиробластовых выделений калиевого полевого шпата, агрегативных кварц-полевошпатовых очков, прожилков мобилизата более крупнозернистого, чем неосома мигматитов субстрата. Очень характерно обрастание и замещение граната биотитом, что обычно связывается с метасоматическим способом образования мобилизата.

Типичные биотитовые мигматиты внешнего ореола щелочного комплекса (класс 2) обладают очковой, очковополосчатой, полосчатой текстурой. В шлифах всегда обнаруживается бластокатакластическая структура. Новообразованный плагиоклаз № 12 — 18 тонкодвойникован, иногда содержит пластинчатые или клиновидные вросстки калиевой фазы. Выделения калишпата в неосоме мигматитов соизмеримы с зернами плагиоклаза. Калишпат нерешетчатый или с очень неясной решеткой (морщинистый). В большинстве случаев калиевый полевой шпат видимых пертитовых вростков не содержит, однако встречаются зерна с тонковолокнистым пертитовым строением с содержанием Na-фазы около 20 %. Наряду с метасоматической неосомой в мигматитах наблюдается жильная неосома, по-видимому, анатектитового типа. Она представлена однородными лейкократовыми жилами гранитов, аплитов и пегматитов.

Переход от биотитовых мигматитов к биотит-амфиболовым (класс 3) происходит путем разрастания порфиробластов амфибола. Очковая и мелкоочковая текстура, бластокатакластическая структура выражены в них еще более резко. Катабласты образованы калиевым полевым шпатом и гастингситом. Калишпат — нерешетчатый пертитовый или с ветвистыми и мелкопятнистыми вроссками альбита и с мirmekитами на краях зерен. Состав его примерно такой же, как и в биотитовых мигматитах. Мелкозернистая ткань породы между катабластами сложена пертитовым калишпатом и тонкодвойникованным плагиоклазом, а также кварцем, биотитом, гастингситом.

Фениты амфиболовые и пироксен-амфиболовые (класс 4) наследуют текстуру мигматитов, за счет которых образуются. Это тонкополосчатые, очково-полосчатые, неяснополосчатые породы, в которых относительно меланократовые, мелкозернистые, мелкопятнистые амфиболсодержащие полоски соответствуют фенитизированной палеосо-

ме мигматитов, а более светлые, более крупнозернистые полосы с пироксеном отвечают фенитизированному мобилизату. Под микроскопом структура породы гетерогранобластовая, сохраняющая черты бластокактастической. Крупные зерна представлены преимущественно решетчатым пертитовым калиевым полевым шпатом. Вростки в нем распределены неравномерно: пятнами, струями. Отношение калиевой и натровой фаз изменяется от 2:1 до 1:2. Изредка встречаются катабласты несдвойникового плагиоклаза, иногда ясно зонарного. Мелкозернистая ткань породы сложена решетчатым непертитовым калишпатом, плагиоклазом, небольшим количеством кварца.

Пироксеновые фениты (класс 5) представляют собой порфиробластовые породы с относительно крупными выделениями пертитового полевого шпата и мелкозернистой основной массой, сложенной калиевым полевым шпатом, кислым олигоклазом и иногда небольшим количеством межгранулярного кварца. Порфиробластовые полевые шпаты обычно неоднородные: ветвистые, прожилковые, пятнистые с разным соотношением калиевой и натровой фаз. Многие зерна имеют альбитовую периферию, а К-фаза приурочена к их центральным частям. Наиболее характерным процессом в фенитах является смена пертитового полевого шпата антипертитовым. Переход этот наблюдается иногда даже в пределах единых зерен и происходит через дезорганизацию регулярных пертитовых структур, сегрегацию фаз с возрастом относительной роли альбитовой составляющей и формирование новых регулярных структур антипертита с отношением калишпата к плагиоклазу, как 3:1. В плагиоклазовой матрице антипертитов местами просвечивает тонкая двойниковая структура. Сегрегация нередко сопровождается грануляцией и тогда можно наблюдать как крупные зерна пертита корродируются мелкозернистым агрегатом, а выделения антипертита дорастают за счет этого агрегата.

В пироксеновых фенитах местами образуются лейкократовые относительно крупнозернистые сегрегации полевого шпата линзовидной, жилообразной формы с содержанием пироксена в пределах 3 — 5%. Сливаясь вместе, такие сегрегации дают начало обособленной метасоматической зоне пироксен-полевошпатовых пород. Пироксен-полевошпатовые породы (класс 6) обладают гомеогранобластовой сутурной структурой, образованной зернами регулярных криптоантипертитов с тонкими веретеновидными вростками калиевой фазы, которые составляют около 1/3 площади зерен. Лишь изредка, наряду с антипертитом, в пироксен-полевошпатовых породах встречается ветвистый пертит фенитов. Полевой шпат пироксен-полевошпатовых пород подвержен перекристаллизации и сегрегации. В результате отдельные части крупных зерен, а иногда зерна целиком слагаются пятнистым или полосчатым антипертитом; периферия таких зерен может быть чисто плагиоклазовой. В сегрегированных участках полевых шпатов нередко возникают двойники. На краях зерен местами наблюдается грануляция, но относительно слабая. Пироксен-полевошпатовым породам свойственны миаро-

литовые текстуры с кристаллами полевых шпатов в пустотах. Характерны закономерные вростки в антипертитах магнетита и гематита, что создает эффект солнечного камня.

Пироксен-полевошпатовые породы обычно сменяются биотит-полевошпатовыми. Биотит-полевошпатовые породы (класс 7) — лейкократовые массивные крупнозернистые; сложены антипертитовым полевым шпатом, в значительной степени перекристаллизованным с сегрегацией калиевой и натровой фаз и грануляцией. Границы между зернами регулярных антипертитов сутурные, но по мере сегрегации они становятся ровными. Наиболее распространена пятнистая сегрегация, при которой намечается мозаичное погасание внутри единых крупных зерен. Реже возникают ленточные сростания с чередованием частых плагиоклазовых и пертитовых полосок. Как правило, сегрегация проявлена неравномерно как в породе в целом, так и в отдельных зернах: нередко в пятнистом предельно сегрегированном антипертите присутствуют участки с тонкими правильными сростаниями. На участках, сложенных чистыми калиевой и натровой фазами, местами наблюдается двойниковое строение. Валовый состав полевых шпатов сохраняется постоянным вне зависимости от степени сегрегации. Грануляция характерна больше всего для пятнистых пертитов. В агрегате грануляции полевые шпаты представлены плагиоклазом, калишпатом и антипертитом; соотношения фаз примерно такие же, как и в нераспавшихся антипертитах.

В биотит-полевошпатовых породах наблюдается раздвоение дальнейшего пути развития: первая наиболее обычная линия — сегрегация и грануляция антипертитов (рассмотрена выше); вторая — сегрегация и порфиробластез — проявляется реже. В этом случае в породах возникают крупные порфиробласты кислого плагиоклаза, сквозь которые нередко просвечивает основная масса антипертитовой породы. Содержание калиевой фазы в таком плагиоклазе меньше, чем в антипертитах, и выделяется она в виде неправильных пятен или тонких веретенообразных вростков. Химические анализы и подсчеты в шлифах дают содержание калиевого минала в таких плагиоклазах в пределах 8 — 12 мол. %. На периферии крупных зерен плагиоклаза и по трещинам в них часто присутствует непертитовый решетчатый микроклин, корродирующий плагиоклаз. Сегрегация полевых шпатов нередко сопровождается развитием нефелина, и с ее усилением количество нефелина и размеры его выделений увеличиваются, причем нарушается их правильность.

Образование нефелина происходит как в антипертитовых, так и в плагиоклазовых породах. Если в породе сохраняются два полевых шпата — антипертит и плагиоклаз, то нефелин первоначально появляется в последнем. В крупных зернах плагиоклаза, содержащих включения нефелина, наблюдается искажение и исчезновение двойниковой структуры, появляется мозаичное угасание, причем границы участков с разным угасанием приурочиваются к цепочкам выделений нефелина.

Нефелинсодержащая неосома в биотит-полевошпатовых породах определяется межгранулярно или в виде полос, прожилков, пятен, петель. Такие породы, по текстуре напоминающие гранитные мигматиты, выде-

ляются в особую разновидность нефелиновых мигматитов (класс 8). Количество неосомы в мигматитах может быть самым разным; наиболее распространены мигматиты с примерно одинаковым содержанием палеосомы и неосомы или некоторым преобладанием последней.

По составу и особенностям структуры различаются три типа неосомы: 1) тонкозернистый гранобластовый агрегат грануляции полевых шпатов с подчиненным количеством неравномерно распределенного ксеноморфного нефелина и 3 — 5 % биотита (неосома грануляции); 2) биотит-нефелиновый агрегат с сотовой, похожей на роговиковую, структурой и 15 — 20 % биотита (неосома метасоматоза); 3) миаскит с регулярной гипидиоморфнозернистой структурой, ксеноморфным нефелином, содержание которого составляет около 25 %, магнетитом и обрастающим его биотитом (неосома анатексиса). Неосома первого типа чаще всего локализуется в виде полос и пятен с нечеткими размытыми границами. Биотит-нефелиновая неосома обычно развивается за счет замещения агрегата грануляции, образуя пятна и прожилки, в которых нередко сохраняются реликтовые полевые участки, но границы становятся ясными и четкими. Миаскитовая (анатектитовая) неосома образует параллельные или ветвящиеся прожилки с резкими границами.

Составы полевого шпата неосомы и палеосомы идентичны. В мигматитах, как и в биотит-полевошпатовых породах, можно видеть развитие плагиоклаза по антипертиту. Зависимость полевошпатового состава субстрата и мобилизата сохраняется во всех типах мигматитов вплоть до анатектитового: в мигматитах на антипертитовом субстрате неосома представлена антипертитовым миаскитом; в мигматитах с двуполевошпатовым субстратом неосома также, как правило, двуполевошпатовая — антипертит-плагиоклазовая; на плагиоклазовом субстрате возникает плагиомиаскитовый мобилизат.

Автохтонные миаскиты (класс 9) в корневой части комплекса залегают среди нефелиновых мигматитов и в ореоле фенитов, окаймляющих мигматиты в виде обособленных жил. Внешне это мелкозернистые гнейсовидные породы довольно равномернозернистые. Однако под микроскопом обнаруживается их неоднородность: в них всегда присутствуют крупные реликтовые зерна антипертита или плагиоклаза, маркированные мелкими выделениями нефелина. Собственно миаскитовые полевые шпаты представлены антипертитом или плагиоклазом, или обоими вместе. Пертиты из миаскитов, которые залегают в фенитах, обычно более калиевые, с отношением калиевой и натровой фаз, близким 1 : 1. Нефелин ксеноморфен по отношению к полевым шпатам (самым идиоморфным выглядит плагиоклаз).

В Вишневогорском массиве автохтонные миаскиты составляют довольно заметную его часть. Структура их равномернозернистая аллотриоморфнозернистая, похожая на гранобластовую. Преобладают субизометричные прямоугольные со сглаженными очертаниями зерна пертитового калишпата. Система пертитов обычно очень четкая, регулярная, востки веретенообразные одного направления, отношение калиевой и натровой фаз в среднем, по подсчетам 18 зерен в разных шлифах,

47 : 53 при колебаниях от 27 : 73 до 63 : 37. Местами отмечается сегрегация со сдвигом отношения фаз в сторону плагиоклаза: полоски: пятна, кайма иногда полностью очищена от К-фазы. На отдельных участках между зернами пертита наблюдаются скопления мелких короткотаблитчатых зерен плагиоклаза с перекрестными системами полисинтетических двойников. В промежутках между зернами полевых шпатов размещаются ксеноморфные выделения нефелина. Количественное отношение нефелина и полевых шпатов в автохтонных миаскитах колеблется в пределах 22 : 73 — 28 : 72.

Аллохтонные миаскиты главной интрузивной фации (класс 10) слагают около половины объема главного тела Ильменогорского массива, западную и апикальную части центрального массива Вишневых гор и множество мелких тел в экзоконтактовом ореоле интрузивов и восточной полосе щелочных пород. Типичные аллохтонные миаскиты — двуполевошпатовые с гипидиоморфнозернистой структурой, со средним отношением нефелин: полевой шпат = 32 : 68 и с преобладанием пертита в полевошпатовой части породы. Плагиоклаза в них около 10 %. Довольно обычными являются однополевошпатовые пертитовые миаскиты, реже встречаются чисто плагиоклазовые разновидности.

Основу двуполевошпатовых миаскитов составляют слегка удлиненные в одном направлении овальные зерна пертита, которые срastaются с равновеликими или несколько меньшими по размерам зернами нефелина. Форма пертитовых вростков самая разнообразная: веретеновидная, нитевидная, линзовидная, ленточная, прожилковая, пятнистая. Отношение калиевой и натровой фаз в регулярных системах вростков составляет в среднем 2 : 1. Матрица пертитов — нерешетчатая. Очень характерны каймы альбита на границе с нефелином. От этих кайм обычно разрастаются альбитовые прожилки и веточки, которые пересекают регулярные системы вростков. Крупные зерна пертита содержат включения плагиоклаза, биотита, магнетита. Плагиоклаз — альбит — олигоклаз № 10 — 18 образуют несколько меньшие, чем пертит, таблитчатые зерна, края которых нередко корродируются калишпатов и нефелином.

Относительно крупные зерна пертита, нефелина и олигоклаза окружены мелкозернистым аллотриоморфнозернистым агрегатом, в котором преобладают неправильные таблички плагиоклаза и изометричные зерна нерешетчатого пертитового калиевого полевого шпата.

В постмагматическом процессе щелочной интрузии наиболее ранней является стадия альбитизации — альбитизированные миаскиты (класс 11). Для нее характерно образование мелкозернистых гранобластовых агрегатов, состоящих из табличек альбита № 3 — 3 и выделений решетчатого микроклина. Кроме полевых шпатов в агрегате, замещающем миаскиты, присутствуют биотит и акцессорные: ильменит, апатит, пироксенол и циркон. Альбитизация контролируется экранирующими участками контактов интрузивных тел, краевыми разрывами, ослабленными зонами, приуроченными к периферии интрузивных массивов, крупными дайками. Встречаются такие зоны и в восточной полосе щелочных пород.

Замещающие микроклин-альбитовые агрегаты образуют в миаскитах изометричные, прожилковидные или петельчатые выделения, которые корродируют и пересекают по трещинам крупные зерна нефелина, пертита и олигоклаза; особенно охотно агрегат замещения развивается по мелкозернистой ткани миаскитов. При максимуме альбитизации могут образовываться почти мономинеральные альбититы или аплитовидные микроклин-альбитовые породы с характерными струйчатыми выделениями акцессорных минералов.

Пироксеновые фениты (класс 12), которые образуются за счет гнейсов на экранирующих контактах интрузивных тел щелочных пород или вдоль зон краевых разломов, состоят из полевых шпатов и щелочного клинопироксена. Нередко, особенно на некотором удалении от контакта, в них присутствует кварц и небольшое количество голубоватого щелочного амфибола. Пироксеновые фениты в глубине контактового ореола обладают обычно щитовидной текстурой; структура таких фенитов порфиروبластовая с гранобластовой основной тканью или гетерогранобластовая, похожая на роговиковую, но более крупнозернистая. Фениты сложены агрегатом тесносросшихся изометричных зерен нерешетчатого пертитового калиевого полевого шпата и несдвойникового альбита, в котором заключены корродированные ксенобласты полевых шпатов и скопления цветных и акцессорных минералов. Среди реликтовых полевых шпатов преобладает пертит. Зерна его имеют неправильную удлинненную форму и зубчатые, мелкоступенчатые ограничения. Пертитовые вроски довольно грубые: пластинчатые, реже клиновидные или веретенообразные, еще реже — сетчатые, иногда полисинтетически сдвойникованы.

В периферической части контактового ореола текстура фенитов определяется текстурой вмещающих гнейсов. Здесь фениты полосчатые, неяснополосчатые, тонкополосчатые. Под микроскопом структура таких фенитов гетерогранобластовая. В них преобладает агрегат мелких зерен сдвойникового и несдвойникового полевого шпата. Зерна решетчатого калишпата несколько более крупные, имеют прямоугольные очертания; нерешетчатый калишпат образует ксеноморфные выделения между изометричными полигональными зернышками плагиоклаза.

Фениты экранирующих контактов, как и миаскиты, нередко альбитизированы вплоть до образования альбититов (класс 13). Структура альбитизированных фенитов неправильноцементная. Реликтовые зерна пертита, замещенного альбитом, обычно сильно корродированы и разобщены новообразованным микроклин-альбитовым агрегатом.

На инъекционных контактах миаскитовых массивов с вмещающими плагиогнейсами широко развиты интрузивные породы фации эндоконтактов — биотитовые сиениты (класс 14). Биотитовые сиениты обычно среднезернистые или крупнозернистые, неяснополосчатые, более меланократовые, чем миаскиты. По минеральному составу они близки к миаскитам, но в них нет нефелина, больше плагиоклаза и биотита, более разнообразен по структуре и составу калиевый полевой шпат.

Структура биотитовых сиенитов неравномернозернистая, иногда порфировидная, основная масса аллотриоморфнозернистая. Среди крупных зерен преобладают пертитовый калишпат и сдвойникованный олигоклаз. Матрица пертитовых зерен обычно обладает неяснорешетчатым строением; вростки (10 — 30 % площади зерен) преимущественно короткие, веретенообразные. Основная ткань сложена непертитовым нерешетчатым калиевым полевым шпатом и олигоклазом, в котором иногда видны простые или полисинтетические двойники. По соотношению полевых шпатов биотитовые сиениты могут изменяться от почти чисто плагиоклазовых до существенно пертитовых.

Биотитовые сиениты на инъекционных контактах постепенно, через своеобразные сиенитовые мигматиты, переходят в биотитовые фениты (класс 15). Последние похожи на сиениты, но обладают более резко выраженной линзовиднополосчатой и линейнополосчатой агрегативной текстурой. Сиенитовые мигматиты отличаются более грубой очковой, пятнистой или полосчатой текстурой. Структура биотитовых фенитов гетеробластовая с сочетанием гранобластовых и порфиробластовых структур. Основная масса фенитов состоит из неравномернозернистого агрегата тесно сросшихся зерен решетчатого и нерешетчатого, непертитового калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. В эту ткань включены корродированные ксенобласты неяснорешетчатого калиевого полевого шпата с пертитовым строением и более редкого олигоклаза. ДлЯ пертита; кроме регулярных систем веретенообразных вростков, довольно обычны и изометричные коротколинзовидные включения плагиоклаза, которые ясно выделяются на фоне микропертита. Характерно, что непосредственно вокруг этих вростков матрица очищена от Na-фазы. Олигоклаз, если он сохраняется в ксенобластах, содержит редкие тонкие вростки калиевой фазы.

Биотит-амфиболовые фениты (класс 16) образуют внешнюю, по отношению к биотитовым фенитам, зону экзоконтактового ореола. Они имеют полосчатую и линзовиднополосчатую текстуру и очень заметный на выветрелой поверхности розовый цвет. Структура биотит-амфиболовых фенитов гетерогранобластовая до порфиробластовой. Ксенобласты в подавляющем большинстве случаев образованы пертитовым полевым шпатом: нерешетчатым или обладающим неясным расплывчатым решетчатым строением. Вростки веретенообразные, червевидные, а чаще всего коротколинзовидные, довольно грубые. Площадь их составляет около 25 % общей площади зерен или меньше. Местами проявлена полосчатая или пятнистая сегрегация с образованием в поле пятен K-фазы. Основная ткань породы образована мелкозернистым агрегатом сдвойникового плагиоклаза и решетчатого или нерешетчатого непертитового калишпата.

Мигматизированные гнейсы (класс 17), окаймляющие пироксеновые фениты экранирующих экзоконтактов, и мигматиты внешних зон инъекционных экзоконтактов (класс 18) очень сходны по составу и структуре и отличаются лишь тем, что в первых ярче выражены реликтовые особенности исходных гнейсов, в то время как вторые полностью перекристаллизованы и реликтов почти не содержат. Все минера-

лы в этих породах ориентированы в одном направлении. Основная ткань сложена соизмеримыми зернами частично сдвойникового олигоклаза № 14 — 24 и кварца, между которыми размещаются тонкие каемки и мелкие ксеноморфные выделения калишпата. В основной массе заключены более крупные ксенобласты пертитового калишпата с неясной решеткой вокруг дислокаций и включениями плагиоклаза, а также зерна несдвойникового серицитизированного плагиоклаза, корродированные и замещенные с краев калиевым полевым шпатом. Границы ксенобластов калишпата сильно корродированы основной тканью с образованием обильных мирмекитовых вростков кварца.

Плагиогнейсы кровли (класс 19) обычно имеют равномернозернистое и мелкозернистое строение. Структура типичных разновидностей плагиогнейсов лепидогранобластовая, текстура — линзовидно-полосчатая или полосчатая. Основную ткань породы составляют неправильно таблитчатые зерна плагиоклаза № 16 — 28, с поперечными по отношению к удлинению зерен или сложными системами двойников. Между табличками плагиоклаза размещаются ксеноморфные, меньше по размерам выделения кварца и листочки биотита. На фоне основной равномернозернистой ткани выделяются порфириобласты граната — изометричные, с включением кварца.

Приведенное краткое описание микроскопических особенностей полевошпатовых ассоциаций в выделенных классах пород позволяет получить качественную оценку процесса их формирования и акцентировать внимание на крайней неоднородности полевошпатовой минералогии в объеме щелочного комплекса. Множественность неоднородных генераций полевых шпатов иллюстрируется рис. 44. Это и сосуществование неоднотипных гомогенных разновидностей, и пертиты, характеризующиеся, как нерегулярной степенью укрупнения, так и многоэтапностью распада, и антипертитовые модификации с более основным составом плагиоклазовой составляющей, и существенно изменчивые количественные соотношения гомогенных и сегрегировавших фаз, и, наконец, разнообразие взаимоотношений с другими минералами в сочетании с непостоянством конфигурации собственно полевошпатовых кристаллов и агрегатов. Эти микроскопические индивидуальные свойства на следующем, структурном уровне изучения уточняются данными по количественным показателям изоморфных компонентов гомогенного полевого шпата и каждой распавшейся фазы, а также сведениями по упорядоченности всех выделенных модификаций.

Для структурной интерпретации использовано 215 анализов плагиоклазов и 219 анализов калишпатов. Указание на несмешивающиеся K- и Na-фазы, входящие в это число анализов, дано в соответствии с преобладающей морфологической разностью в породах конкретных генетических классов. В пределах каждого класса сгруппированы плагиоклазы и калишпаты отдельно по всем структурным и фазовым показателям, включая Ус и коэффициенты Томпсона. Исследуемая выборка считалась однородной, т. е. составленной из элементов, принадлежащих к одной генеральной совокупности, если распределение значений показателей

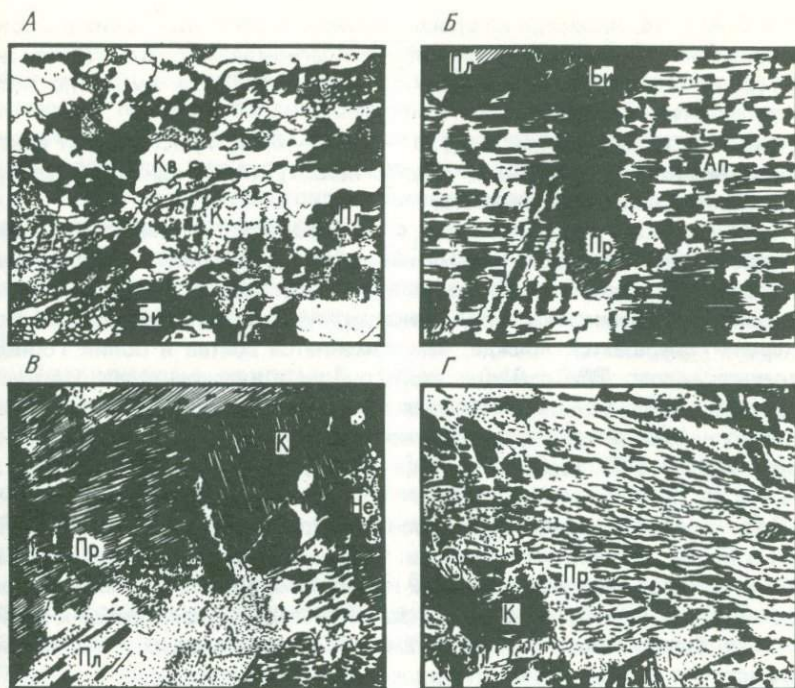


Рис. 44. Оптические разновидности полевых шпатов в породах щелочного комплекса (зарисовки шлифов, николи +).

А — биотитовый мигматит (P-42); Б — нефелиновый мигматит (P-82); В — микроклин аллохтонный (P-177); Г — гранит (P-153).

К — калишпат, Пл — плагиоклаз, Пр — пертит, Ап — антипертит, Кв — кварц, Не — нефелин, Би — биотит

было одномодальным. В случае полимодального распределения эмпирическую совокупность разбивали на однородные (одномодальные) группы. Разбивали на группы визуально по гистограммам, что при данном объеме выборок дало достаточно устойчивые результаты.

При рассмотрении гистограмм, отстроенных по структурным и фазовым показателям калишпатов и плагиоклазов, оказалось, что во всех генетических классах пород комплекса по каждому показателю выделяются совершенно однотипные дискретные группы, отличающиеся лишь положением центра тяжести среднего в группе и иногда небольшим перекрытием границ. Это позволило более наглядно представить ход изменения свойств полевых шпатов и произвести соответствующее сравнение.

Упорядоченность плагиоклазов

Поскольку в литературе уже накоплен обширный материал с оценкой упорядоченности в значениях Al-распределения (используются термины

t_1o и ΔAl), то, несмотря на упоминавшееся ограничение таких оценок, целесообразно аналогично рассмотреть плагиоклазы охарактеризованных групп пород. По показателю t_1o (или Al/T_1o) выделено пять групп.

Плагиоклазы группы А ($t_1o = 0,56 - 0,60$) присутствуют почти исключительно в неизменных плагиогнейсах, лишь в одном случае они встречены в палеосоме мигматита.

Плагиоклазы группы Б ($t_1o = 0,63 - 0,78$) характерны для палеосомы мигматитов и мигматизированных гнейсов, а также для плагиогнейсов, внешне неизменных, но залегающих в непосредственной близости от мигматитов. По-видимому, структурная перестройка минерала совершается прежде, чем изменяется состав и облик горной породы в целом. Обе границы этой группы в плагиогнейсах отвечают более высоким значениям Al -содержания, чем в палеосоме мигматитов. В плагиогнейсах нижняя граница отвечает $t_1o = 0,68 - 0,71$, а в мигматитах — $0,63 - 0,66$, верхняя граница соответственно равна $0,77 - 0,78$ и $0,73 - 0,74$.

Плагиоклазы группы В широко распространены во всех классах горных пород, кроме плагиогнейсов. Они доминируют в неосоме мигматитов субстрата, неосоме глубинных кварц-полевошпатовых мигматитов щелочного комплекса, а также в экзоконтактных пироксеновых фенитах. В глубинных пироксеновых и амфибол-пироксеновых фенитах они сосуществуют с еще более упорядоченными плагиоклазами группы Г. В пироксен-полевошпатовых и биотит-полевошпатовых породах, нефелиновых мигматитах, автохтонных миаскитах и миаскитах Вишневогорского интрузива роль плагиоклазов этой группы подчиненная. Она вновь возрастает в жильных миаскитах и сиенитах, и оказывается довольно значительной в амфибол-биотитовых фенитах инъекционных контактов. Нижняя граница группы закономерно смещается от $0,80$ в мигматитах до $0,74$ в миаскитах; верхняя — от $0,86$ в мигматитах до $0,82$ в полевошпатовых породах.

Плагиоклазы группы Г в составе комплекса самые распространенные. Они присутствуют во всех классах горных пород, кроме плагиогнейсов и мигматитов субстрата, преобладая в полевошпатовых породах, нефелиновых мигматитах, автохтонных миаскитах, интрузивных миаскитах Вишневогорского массива, а также в фенитах и мигматитах инъекционных экзоконтактов. В жильных миаскитах, сиенитах и глубинных пироксеновых фенитах плагиоклазы этой группы присутствуют примерно в таком же числе проб, как и плагиоклазы группы В. На гистограммах значения t_1o плагиоклазов групп В и Г несколько перекрываются или обнаруживают минимальный разрыв. Нижняя граница группы Г смещается параллельно верхней границе группы В от $0,91$ в мигматитах до $0,85$ в миаскитах. Верхняя граница группы колеблется от $0,90$ до $1,00$.

Плагиоклазы группы Д. К этой группе отнесены плагиоклазы с аномальными ячейками, в которых $t_1o > 1,0$; они встречаются спорадически.

Другой мерой порядка — беспорядка является ΔAl , или разность $(t_{1o} - t_{1m})$. Здесь скользящей является только нижняя граница, определяющая полный порядок. Состояние же беспорядка оценивается однозначно: $\Delta Al = 0,0$. По аналогии с группировками плагиоклазов по t_{1o} в пределах каждого класса выделены определенные группировки ΔAl , при этом характер группирования плагиоклазов в целом аналогичен группированию значений t_{1o} .

Плагиоклазы группы A_1 (ΔAl до 0,47) присутствуют в тех же породах, что и плагиоклазы группы А (классификационная группа t_{1o}), но более широко представлены в мигматитах (классы 2 + 3, 17 + 18).

Плагиоклазы группы B_1 ($\Delta Al = 0,48 - 0,66$) распределены так же, как и плагиоклазы группы В, отличаясь лишь меньшим числом проб, поскольку некоторые плагиоклазы сместились в группу A_1 .

Плагиоклазы группы B_1 ($\Delta Al = 0,66 - 0,77$) обнаруживают более узкую локализацию по сравнению с группировкой В по t_{1o} , но при этом для нефелиновых мигматитов число проб в группе значительно возрастает.

Группирование по значениям ΔAl , по сравнению с группированием по t_{1o} , позволило разделить плагиоклазы структурной группы Г на две подгруппы (G_1 и G_2) и четко выделить альбитизированные разности пород.

Плагиоклазы подгруппы G_1 ($\Delta Al = 0,77 - 0,90$) составляют основную часть биотит- и пироксен-полевошпатовых пород, автохтонных и аллохтонных миаскитов, биотитовых фенитов и мигматитов инъекционного экзоконтакта. Весьма распространена эта группа плагиоклазов в миаскитах малых интрузивных тел и биотит-амфиболовых фенитах экзоконтакта.

Плагиоклазы подгруппы G_2 ($\Delta Al = 0,91 - 1,0$) включают ряд разностей основной до № 9, которые встречаются в автохтонных миаскитах, альбитизированных миаскитах, в биотитовых сиенитах, в биотит-амфиболовых фенитах и мигматитах экзоконтакта.

Плагиоклазы группы D_1 аналогично группе Д представлены теми же тремя аномальными разностями плагиоклазов.

По основности плагиоклазы также подразделяются на пять групп, которые весьма определенно выдерживаются в ходе породообразования.

Группа 1 выделяется наименее четко. Это плагиоклазы низкой основности (0 — 5 % An), которые, помимо явно альбитизированных пород (например, альбитизированных фенитов), широко проявлены лишь во внешней зоне инъекционных контактов.

Группа 2 (от 5 до 10 % An) преобладает в биотитовых фенитах внутренней зоны инъекционного эндоконтакта, широко представлена в биотитовых сиенитах и полевошпатовых породах и в подчиненном количестве отмечается в некоторых других классах горных пород.

Группа 3 (10 — 16 % An) является наиболее распространенной. Плагиоклазы этой основности отсутствуют только в плагиогнейсах

кровли и закономерно встречаются в породах субстрата и фенитах экранирующего экзоконтакта. Весьма стабильно группа представлена в миаскитах всех классов и сиенитах, а также в биотит-амфиболовых и амфиболовых фенитах.

Группа 4 (16 — 23% An) преобладает в мигматитах, фенитах и полевошпатовых породах, предшествующих миаскитообразованию, распространена в миаскитах талых интрузивных тел и особенно характерна для фенитов экранирующего экзоконтакта. Плаггиоклазы этой группы довольно обычны также в мигматитах и гнейсах внешнего экзоконтакта щелочного комплекса (классы 17, 18, 19).

Группа 5 (плаггиоклазы более основные, чем № 23) встречается в неизмененных плаггиогнейсах и как исключение — в палеосоме мигматита.

На рис. 45 вынесены группировки по An-содержанию и соответственно ему размечены шкалы ΔAl и $t_1\sigma$ для низкотемпературной плаггиоклазовой серии. Наложение выделяемых групп по ΔAl ($A_1 - D_1$) и $t_1\sigma$ ($A - D$) позволяет проиллюстрировать охарактеризованную выше качественную оценку структурного состояния плаггиоклазов. Плаггиоклазы группы Γ_2 соответствуют фазовой группе 1; группа Γ_1 включает составы группы 2 и часть составов группы 3; группа B_1 в основном охватывает фазовую группу 3. Средние значения An-содержания группы 4 находятся на границе группы B_1 и B_1' , хотя, в случае структурной группировки, значительная часть плаггиоклазов классов 1, 1^a, 2 ± 3, 17 + 18, 19 соответствует группе B_1 . И, наконец, основность плаггиоклазов структурной группы A_1 намного ниже величин, удовлетворяющих соотношению $\Delta Al - \%$ в низкой серии, что свидетельствует о разупорядоченности данной группы плаггиоклазов в терминах ΔAl . Тождественность низкотемпературной теоретической и фактической основности плаггиоклазов групп B_1 , Γ_1 и Γ_2 позволяет идентифицировать эти группы как низкие. Что касается единичных анализов, отнесенных в группу D_1 , то это безусловно низкие различия, не имеющие аналогов в прямом порообразующем процессе. Положение структурных групп по $t_1\sigma$, которое более тесно связано с основностью плаггиоклаза, принципиально характеризует те же структурные особенности плаггиоклазов, но несколько грубее.

Приведенный пример выделения структурных групп по Al-распределению $t_1\sigma$ и ΔAl ($t_1\sigma - t_1m$) показывает малую гибкость этого многоступенчатого способа оценки состояния порядка. К тому же такая оценка информативна лишь для низкоосновных плаггиоклазов и степень ее достоверности снижается по мере увеличения основности.

На рис. 46 приведены гистограммы распределения значений структурной упорядоченности U_c в плаггиоклазах генетических классов пород Ильмено-Вишневогорского комплекса. Согласно этой методике определения подавляющая часть плаггиоклазов и соответственно Na-фаз пертитов — антипертитов являются высокоупорядоченными, а небольшие отклонения от этого состояния наблюдаются в мигматизированных гнейсах кровли и кварц-двуполевошпатовых мигматитах внешней зоны комплекса (классы 2, 3, 17 и 18). Некоторые вариации значений U_c устанавливаются и в сиенитах инъекционного эндоконтакта.

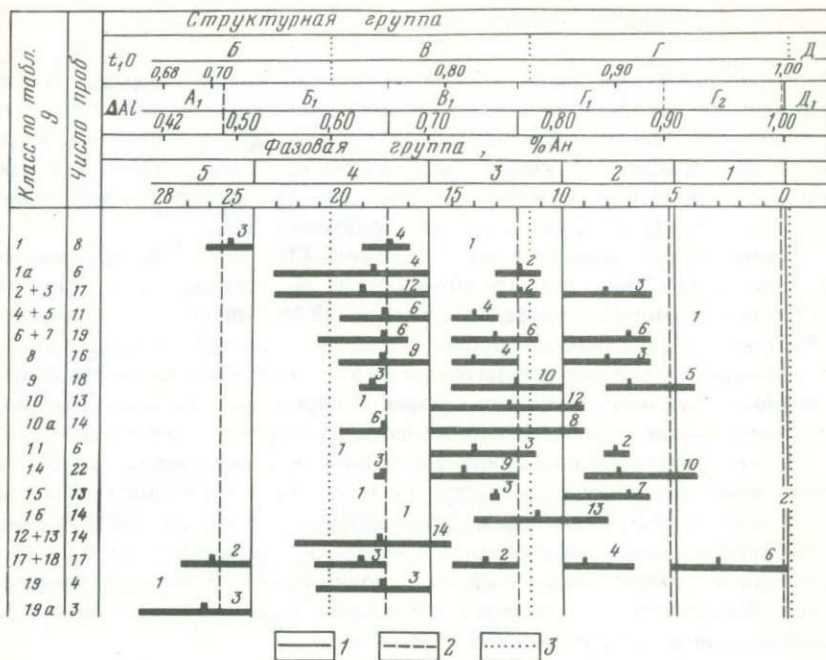
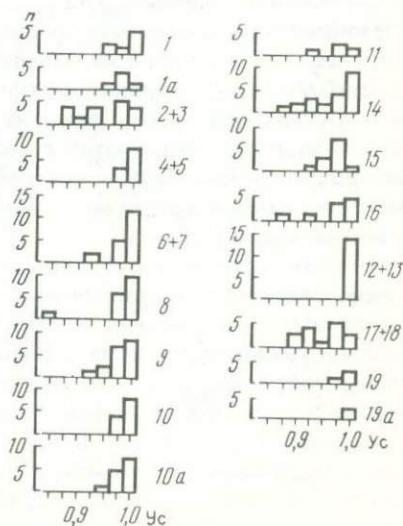


Рис. 45. Сопоставление фазовых и структурных групп плагиоклазов из пород Ильмено-Вишневогорского комплекса.

ΔAl и t_{10} даны для Ан-содержания низкой плагиоклазовой серии; отметка на линии — среднее значение % Ан в группе: 1 — границы групп по % Ан; 2 — границы групп по ΔAl ; 3 — границы групп по t_{10} . Указано число проб в группе и отдельные пробы, не попавшие в интервал группирования

Рис. 46. Гистограммы распределения структурной упорядоченности плагиоклазов из пород различных генетических классов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

h — число проб; 1 — 19 — номера классов пород по табл. 9



Упорядоченность $t_1 o$ калиевых полевых шпатов

Выделенные при рассмотрении отдельных классов горных пород структурные группы калишпатов весьма хорошо выдерживаются по всему процессу. Однако границы между ними не всегда достаточно ярко выражены, нередки смыкания и перекрытия групп и, если бы не случаи появления двух фаз разной упорядоченности в одной и той же пробе, разделить смежные группы было бы затруднительно.

Расчет Al-распределений по тетраэдрическим позициям произведен по новой методике, однако объективная дискретность структурных состояний калишпатов, выделенных ранее [Б.М. Роненсон, С.С. Кумеев, В.Я. Левин, 14]) в рамках групп К, Л, М, Н и О полностью сохранилась. В то же время новые результаты имеют иной минералогический смысл, поскольку рассматриваются не с позиции перманентного упорядочения, а с точки зрения самостоятельности моноклинного и триклинного пути. Такая интерпретация позволила установить, что выделяемая ранее по значениям $t_1 o$ группа высокого микроклина дифференцируется на собственно микроклиновую и ортоклазовую ветви. Особое значение имеет ортоклазовое направление, поскольку оказывается неразрывно связанным с изменениями в менее упорядоченной группе промежуточных — низких ортоклазов, сохраняя тем самым общую преемственность минеральной эволюции (рис. 47).

Санидины группы К ($t_1 o \leq 0,36$) встречаются в единичных пробах и в сочетании с более упорядоченными калишпатами группы Л.

Промежуточные — низкие санидины (ортоклазы) группы Л присутствуют во всех классах горных пород и являются преобладающим типом калишпата во всех классах пород, за исключением жильных миаскитов, экзо- и эндоконтактовых фенитов. Нижняя граница группы заметно снижается от значений 0,42 — 0,43 в мигматитах субстрата и кварц-полевошпатовых мигматитах собственно щелочного комплекса до 0,35—0,36 в нефелиновых породах. Существенно расширена область этой группы (до 0,51) в нефелиновых мигматитах, причем относительно предыдущих классов центр группы почти не изменяется. В автохтонных миаскитах данная группа отмечается с той же закономерностью, что и более упорядоченная, но в интрузивных миаскитах Вишневогорского массива она решительно преобладает и центр группы отвечает минимальным значениям $t_1 o = 0,39$.

Низкие санидины (ортоклазы) группы М, кроме указанной распространенности в автохтонных миаскитах, преобладают в биотитовых фенитах экзоконтакта, жильных миаскитах и встречаются в кварц-полевошпатовых мигматитах и сиенитах. Область существования калишпатов этой группы довольно узка: от 0,47—0,48 до 0,55, причем верхние значения соответствуют аномальным ячейкам наиболее напряженных пертит-антипертитовых фаз. В эту же группу, вследствие схожести значений $t_1 o$, попадают и единичные анализы высокого микроклина, которые отмечаются только в интрузивных и жильных миаскитах.

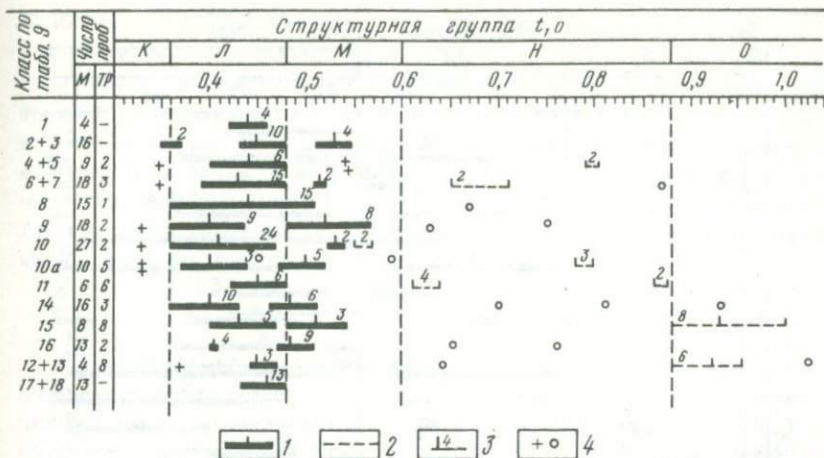


Рис. 47. Упорядоченность $t_1 o$ калиевых полевых шпатов в породах Ильмено-Вишневогорского комплекса.

Калишпаты: 1 — моноклинные, 2 — триклинные; 3 — среднее значение $t_1 o$ в группе и число проб; 4 — единичные пробы моноклинного и триклинного калишпата, находящиеся вне интервалов группирования; М и Тр — число проб моноклинных и триклинных разностей в классе

Промежуточные низкие микроклины группы Н обычно присутствуют в небольшом числе проб во многих классах горных пород. Наиболее часто они встречаются в жильных миаскитах и альбитизированных миаскитах, но зато ни разу не отмечены в миаскитах Вишневогорского интрузива.

Максимальные решетчатые микроклины группы О с $t_1 o > 0,90$ особенно характерны для альбитизированных пироксеновых фенитов экзоконтакта и биотитовых фенитов в зонах выклинивания седловидных залежей.

Более детально особенности структурной эволюции калиевых полевых шпатов можно проследить по изменению коэффициента Z , который вследствие своей информативности рекомендуется с целью классификации моноклинных разностей (рис. 48). Значения Z в пределах каждого класса пород также формируют дискретные группировки. Исключения составляют нефелиновые мигматиты, где Z без видимой локализации изменяется от 0,55 до 1,0.

Группа C_1 включает отдельные анализы разупорядоченных калишпатов и соответствует высокому санидину.

Группа C_2 подтверждает формальную градуировку по величине Z с разделением промежуточных и низких санидинов при $Z = 0,67$ и верхний предел группы соответствует именно этому значению. В эту группу попадают две трети анализов из интрузивных миаскитов и примерно равным числом проб с последующей группой представлены глубинные

относятся к промежуточным; наиболее распространена эта модификация в альбитизированных миаскитах. Кроме того, весьма широко микроклины представлены в жильных миаскитах, сиенитах, биотитовых и пироксеновых фенитах экзоконтакта, где они классифицируются как низкие и максимальные. Обращает внимание тот факт, что возрастание упорядоченности в моноклинном ряду параллельно сопровождается аналогичным изменением в триклинном. Минералогически это весьма интересная деталь, дополнительно свидетельствующая об автономности развития моноклинной и триклинной ветвей калишпата.

Состав калиевых полевых шпатов

По содержанию калиевого минала полевые шпаты группируются не очень четко. От класса к классу статистические границы групп изменяются довольно значительно. Вместе с тем существование дискретных групп калишпатов не вызывает сомнений, так как нередки случаи, когда в одной и той же пробе определяются по две калиевые фазы, отличающиеся по ортоклазсодержанию на значимую величину (рис. 49). На рисунке отмечены средние значения % Ор в группах и число проб.

Высокнатровые калишпаты группы 1 ($Or \leq 73\%$) встречаются главным образом в составе антипертитов в полевошпатовых породах,

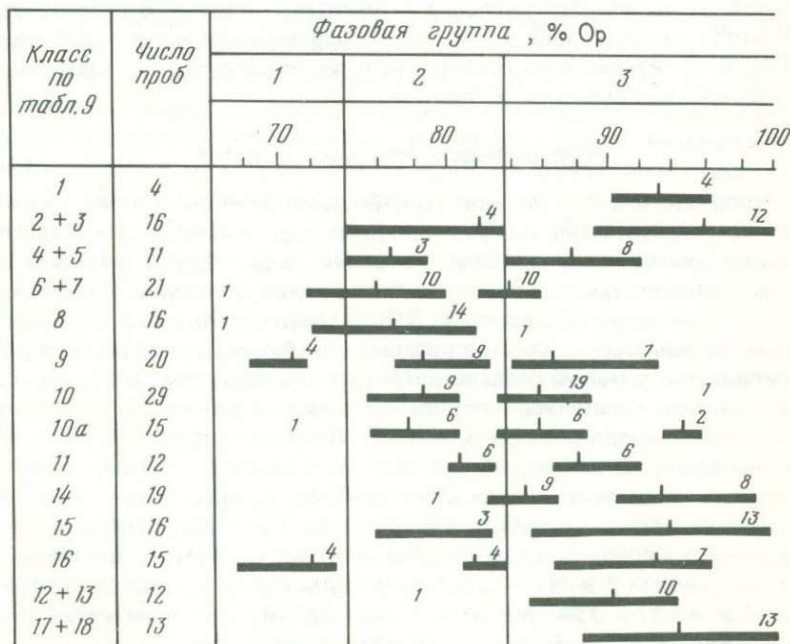


Рис. 49. Содержание калиевого минала (% Ор) в калишпатах из пород Ильмено-Вишневогорского комплекса

нефелиновых мигматитах и автохтонных миаскитах. Во всех остальных классах горных пород лишь единичные определения отвечают этой группе. Выпадают из этой закономерности амфибол-биотитовые фениты. В них, как уже указывалось, всегда присутствуют две разновидности калиевых полевых шпатов: пертитовый в ксенобластих и гомогенный в основной ткани. Рентгеновские определения также нередко выявляют две фазы с содержанием $Or \leq 73\%$ и $Or \geq 81\%$. Насколько можно судить по шлифам, первые значения характеризуют матрицу пертитов.

Калишпаты группы 2 распространены более широко. Они в значительном объеме (около 1/3 проб) присутствуют в глубинных пироксеновых фенитах, доминируют среди антипертитов полевошпатовых пород и нефелиновых мигматитов, играют существенную роль в миаскитах центральной полосы и Вишневогорского интрузива. В жильных миаскитах, сиенитах и породах экзоконтакта калишпаты с такой характеристикой встречаются относительно реже. Границы этой группы смещаются от класса к классу. Нижняя граница колеблется в пределах 74 – 77 %, верхняя – 81 – 86 %.

Высококалиевые калишпаты группы 3 особенно характерны для кварц-полевошпатовых мигматитов всех типов. В заметно преобладающем числе проб они присутствуют также в фенитах. В интрузивных щелочных породах эта группа распадается на две подгруппы с центрами распределения 85 – 86 % и 93 – 95 %, причем в миаскитах доминируют калишпаты первой подгруппы, а в сиенитах – второй. В автохтонных миаскитах распределение в этой группе одномодальное с верхней границей 93 %. В нефелиновых мигматитах и полевошпатовых породах высококалиевые калишпаты не выявлены.

Напряженность ячейки калишпатов

По показателю Δa калишпаты группируются не очень четко и имеют некоторые перекрытия, но границы групп выдерживаются. Ненапряженные калишпаты имеют значения Δa от $-0,05$ до $+0,05 \text{ \AA}$ [44]. В исследуемых калишпатах наиболее отчетливо выделилась группа II с пределами значений от $-0,08$ до $+0,08 \text{ \AA}$. В эту группу практически не входят только калишпаты мигматитов субстрата, альбитизированных миаскитов и мигматитов внешней зоны экзоконтакта. Ограниченно в этой группе представлены калишпаты интрузивных миаскитов малых тел. Более значительной напряженностью ячейки обладают калишпаты группы I (отрицательные Δa) и группы III (положительные Δa более $0,08 \text{ \AA}$). Здесь есть представители всех классов пород, но преобладают калишпаты, ограниченно представленные в группе II. Наиболее интересна группировка в калишпатах кварц-полевошпатовых мигматитов центральной полосы (классы 2 и 3). Именно здесь выделяются наиболее напряженные ($\Delta a = 0,17 - 0,24$) разности, причем под микроскопом в этих породах обнаружены своеобразные морщинистые калишпаты.

Увеличение напряженности ячейки наиболее уверенно связывается с микро- и криптопертитовым строением, однако не исключено, что напря-

женность ячейки отражает не только особенности пертитового распада, но и внешние, по-видимому, деформационные явления. В частности, в калишпатах альбитизированных миаскитов, пространственное положение которых контролируется разрывами, ослабленными зонами и другими фиксируется значительная величина Δa . Явные катакластические структуры установлены в мигматитах, обрамляющих центральную щелочную полосу, особенно в амфиболовых разностях (класс 3). Возможно, что специфические и пространственно ограниченные условия кристаллизации малых интрузивных тел также ведут к наблюдаемому увеличению напряженности.

Рентгеновская триклинность калишпатов в породах исследованного комплекса лишь относительно может быть использована в петрогенетических целях. Основная часть калишпатов по степени триклинности закономерно группируется в интервале значений 0,0 — 0,30, т. е. уловить структурные вариации моноклинных разностей практически невозможно. Значимое различие триклинности начинается от величин 0,30 — 0,40 и эти данные качественно согласуются с описанными структурными группами калишпатов.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОГИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Сложный и разветвленный петрогенетический процесс, приведший к необычайно пестрым петрографическим ассоциациям, достаточно определенно отражен в минералогии полевых шпатов. Статистическая дискретность состава и свойств в пределах полевошпатовых серий, выявленная структурным анализом, коррелируется с оптически наблюдаемой дискретностью фазовых переходов, или возникновением последовательных генераций полевых шпатов. Эта зависимость может быть прослежена вдоль парагенетического ряда пород Ильмено-Вишневогорского комплекса.

В субстрате щелочного комплекса рентгеноструктурным анализом установлены две разновидности плагиоклазов: упорядоченные или слабо разупорядоченные олигоклазы № 25 и альбит-олигоклазы № 18. Эти разновидности отвечают двум последовательным генерациям минерала. В мигматитах субстрата (подкласс 1^a) появляются разности плагиоклазов № 12 — 13 и калишпаты — нерешетчатые непертитовые ортоклазы с 91 — 92 % калиевого минала.

В кварц-полевошпатовых мигматитах внешней метасоматической зоны щелочного комплекса (классы 2 и 3) реликтовые черты субстрата проявляются в наборе и составе полевых шпатов мигматитов еще достаточно отчетливо, полевошпатовая система здесь наиболее гетерогенна. Преобладает весьма разупорядоченный по сравнению с другими классами плагиоклаз № 18, а упорядоченные разности имеют составы № 13 и 7. Калишпаты по составу группируются около значений 81 и 96 % Ор и принадлежат к трем структурным группам: высокому, промежуточному и низкому сандину.

В фенитах, которые образуются по мигматитам (классы 4 и 5), реликтовые черты субстрата исчезают полностью. Плагиоклазы здесь упорядочены и по составу образуют две сближенные группы с центрами распределений около 18 и 14 % Ан. Из сопоставления с данными оптических измерений можно предположить, что первая группа отвечает матрице антипертита, а вторая — гомогенному плагиоклазу мелких зерен. Калишпат в фенитах структурно также неоднороден и представлен всеми модификациями санидинов, вплоть до аномально низких, и промежуточными микроклинами. Ортоклазосодержание калиевых фаз продолжает закономерно уменьшаться, группируясь около значений 77 и 89 %.

Полевые шпаты метасоматических пироксен-полевошпатовых и биотит-полевошпатовых пород (классы 6 и 7) визуальнo и под микроскопом значительно более однообразны, чем в фенитах. В них явно преобладают регулярные антипертиты. Однако структурный анализ позволяет выделить ту же неоднородность, что и в других классах допалинггенных метасоматитов. Плагиоклазовые фазы группируются по составу около № 18, 13 и 7; а калишпаты более определенно локализируются в двух структурных группах C_2 и C_3 , но доля более упорядоченных разностей возрастает. Становится заметным закономерное сближение составов калиевых фаз. Если в мигматитах разница между средними составами выделенных разновидностей составляла 15 %, то в фенитах она уменьшалась до 12 %, а в полевошпатовых породах до 7 %.

Характеристики плагиоклазов нефелиновых мигматитов (класс 8) полностью наследуются от предыдущих ступеней парагенетического ряда. В то же время различия состава и структуры калиевых фаз становятся существенно менее значимыми: по составу они сходятся в одну группу с 77 % Ор, а по структурному типу отвечают низким санидинам (ортоклазам), причем четкий максимум значений упорядоченности не фиксируется. Эти данные очень интересны с минералогической точки зрения, поскольку именно в этих горных породах происходит наиболее существенная морфологическая перестройка минералов и минеральных агрегатов: сегрегация и грануляция пертитов, выделение неосомы и т.д.

Морфологические и структурные характеристики полевых шпатов автохтонных миаскитов (класс 9) также в значительной степени наследуются от предыдущих классов, но здесь уже заметна сегрегация структурных групп калишпатов, хотя основное значение принадлежит разностям с наивысшим моноклинным упорядочением. Наиболее существенный скачок по всем параметрам устанавливается при переходе к миаскитам главной интрузивной фации. Миаскиты главного интрузивного тела Вишневых гор (класс 10) наиболее однородны. В них полностью доминируют пертитовые калишпаты. Плагиоклазовая фаза содержит 12 — 13 % Ан. Калиевая фаза — промежуточный санидин, не столь определенно выдержанный в домиаскитовых метасоматитах и автохтонных миаскитах, и для нее это резкий скачок в область существенно менее упорядоченных структур; здесь же отмечаются и высокие микроклины. Состав калиевой фазы заключен преимущественно в интервале 84 — 88 % Ор.

Отличительные особенности распределения численных характеристик полевых шпатов из различных миаскитов Вишневогорского массива наряду с морфологическим скачком — переходом от антипертитовых к пертитовым отношениям в гетерогенных полевых шпатах, существенно подкрепляет принципиальный вывод о разделении миаскитов на автохтонную и аллохтонную фации [15].

Таким образом, миаскиты являются закономерным результатом направленного петрологического процесса с достаточно четко выраженной дискретностью как вдоль (петрографическая дискретность), так и поперек (минералогическая дискретность) парагенетического ряда. Формирование миаскитовых масс подготовлено многостадийным метасоматическим преобразованием пород, представляющих собой субстрат щелочного комплекса, что привело к генерации магматического расплава, производными которого являются нефелиновые мигматиты. Последующий процесс миаскитообразования носит полифациальный характер, по крайней мере две фации регистрируются наиболее отчетливо — автохтонная и аллохтонная.

Если попытаться проследить участие полевых шпатов в этом процессе, то в первую очередь можно сделать несколько качественных выводов. Обратим внимание на пассивную роль плагиоклаза, который лишь в самой начальной стадии метасоматического изменения испытывает ощутимое раскисление, сопровождающееся небольшими вариациями в состоянии порядка. Дискретные группы основности, несколько неустойчивые в метасоматических породах, приобретают равномерное распределение в нефелиновых мигматитах, но в миаскитах обнаруживают вполне определенную склонность к одномодальному распределению. В принципе, очень мало изменяется и фон упорядочения, и плагиоклазы сохраняют экстремально низкое состояние.

Более определенны изменения калиевых полевых шпатов. Это закономерное уменьшение Ор-содержания в ходе метасоматоза и сближение максимумов дискретных групп. В нефелиновых мигматитах уже устанавливается одномодальная концентрация. Образование миаскитов сопровождается новой сегрегацией на группы с различным Ор-содержанием. Интересно, что на всех домиаскитовых и миаскитовых этапах, за исключением пород субстрата, сохраняется группа Ор-содержания с центром в пределах 76 — 82 %, а изменения связаны с уменьшением ортоклазового минала в группе, первоначально наиболее близкой к чистому калиевому члену. В начальные стадии мигматизации фиксируется некоторое разупорядочение калишпата (появление структурной группы C_1 и C_2), но затем максимумы упорядочения из группы C_2 смещаются в группу C_3 , и лишь в ходе непосредственного интрузивного процесса происходит скачкообразное разупорядочение и переход калишпатов вновь в группу C_2 .

Поскольку все ключевые изменения связаны с калишпатами, есть основание предполагать, что именно калишпатизация явилась главной причиной эволюционного развития щелочного комплекса. Очевиден также и прерывистый дискретный характер этого развития, который

идет на стабильном плагиоклазовом фоне. Устанавливается и наличие первичного толчка — появление санидинов в начальной стадии мигматизации и некоторое разупорядочение плагиоклазов. Разрастание магматического очага объясняется результатом деятельности восходящего потока щелочно-углекислотных флюидов [9]

Что же касается дальнейшей истории формирования пород Ильмено-Вишневогорского комплекса, то она связана с различным характером взаимодействия интрузивных миаскитов и вмещающих пород с контактными изменениями инъекционного или экранирующего типа.

Инъекционный контакт. Первые признаки взаимодействия с вмещающими породами проявляются уже в жильной фации миаскитов (подкласс 10^a). Это выражается в значительно большей неоднородности структурных и фазовых характеристик полевых шпатов жильных миаскитов по сравнению с полевыми шпатами миаскитов главной интрузивной фазы. При этом вновь отмечаются встречные тенденции в изменении свойств полевых шпатов. В миаскитах даек и седловидных залежей одновременно возрастает доля олигоклаза № 18 за счет альбит-олигоклаза № 12 — 13 и доля низкого санидина за счет промежуточного. Здесь же стабильно появляются низкие микроклины.

Неоднородность усугубляется в биотитовых сиенитах фации эндоконтакта (класс 14). На гистограммах распределения структурных и фазовых характеристик полевых шпатов это выражается в появлении наряду с миаскитовыми максимумами составов плагиоклазов (18 и 13% Ан), максимума в диапазоне 7 — 3% Ан, расширенным диапазоном Ус, а также в появлении высококалиевых микроклинов с Ор = 90%. Кроме того, в калишпатах сохраняется миаскитовый максимум величины Z и обозначена группа низких санидинов.

По структурным и фазовым характеристикам плагиоклазов биотитовые и биотит-амфиболовые фениты (классы 15 и 16) не очень существенно отличаются от сиенитов. Заметно увеличивается лишь диапазон составов калиевых полевых шпатов, где начинают играть определенную роль группы с центрами распределения 79 и даже 72% Ор. Одновременно центр тяжести калишпатов смещается в группу низких санидинов. В биотитовых фенитах весьма существенна роль низких микроклинов, в то время как в биотит-амфиболовых отмечены единичные промежуточные разности.

Экзоконтактовые кварц-полевошпатовые мигматиты (класс 18) отличаются, как и следовало ожидать, наибольшим диапазоном характеристик плагиоклазов. В частности, появляются реликтовые плагиоклазы пород кровли ($Ан_{ср} = 25\%$). Состав калиевых фаз колеблется вокруг 95% Ор, а структурно они локализованы в группе низкого санидина C_3 . Аналогия с мигматитами классов 2 и 3 в данном случае очевидна, да и морфологически эти образования сходны.

Экранирующий контакт. Здесь не происходит существенного изменения вмещающих пород, а роль экрана играют пироксеновые фениты, в которых максимально сужены вариации основности и упорядоченности

плаггиоклаза. Внешнее обрамление этих фенитов (мигматизированные гнейсы) характеризуется резкой деанортитизацией плаггиоклаза с постоянным высоким значением Uc . В этом случае столь же контрастен переход к плаггиоклазам пород кровли. Последние, как уже было показано, почти полная аналогия плаггиоклазам субстрата. Довольно контрастно по отношению к интрузивным миаскитам проявляются свойства калишпатов из пород экранирующего экзоконтакта: среднее значение Or -содержания увеличено до 90 %, а основная структурная группа в альбитизированных пироксеновых фенитах представлена низкими микроклинами. Мигматизированные гнейсы внешнего ореола по характеристикам полевых шпатов также разграничены от фенитов и обладают сходством с мигматитами внешней зоны инъекционного экзоконтакта.

Температурный режим процесса палингенного миаскитообразования по минералогическим термометрам оценивается в $700 - 800^{\circ}C$, а формирование интрузивных миаскитов — в $750 - 800^{\circ}C$. Соотношение нефелина и полевого шпата позволяет определить величину водного давления как 1 кб для автохтонных и 2 — 3 кб для аллохтонных миаскитов (В.Я. Левин, Б.М. Роненсон, 1980 г.). В.Н. Зыряновым (1978 г.) температура санидин-ортоклазового перехода оценивается в $680^{\circ}C$ при давлении флюида 1000 кг/см^2 . Д. Стюарт и Т. Райт [44] помещают переход между низким и высоким санидином в температурный интервал $750 - 800^{\circ}C$. С позиции полевошпатовой минералогии основная разница между автохтонными и аллохтонными миаскитами комплекса в том, что в первых преобладают низкие санидины, а во вторых — промежуточные. Таким образом, данные полевошпатовой термометрии подтверждают различие условий миаскитообразования, в частности более высокотемпературную обстановку интрузивного процесса.

Естественно, что для такого сложного полифазического комплекса, каким является Ильмено-Вишневогорский, применение какой-то одной избранной модели для интерпретации термодинамической обстановки становления пород не может с полной объективностью отразить ход событий. Даже наиболее простые пути кристаллизации здесь не прослеживаются до конца, т. е. до реализации генетически однородной полевошпатовой минералогии.

Если рассматривать состав калишпатов как функцию разделения твердого раствора на поверхности сольвуса, то обеднение ортоклазовым минералом объясняется прерывистым продвижением вверх по температуре критической точки распада, или точки пересечения солидуса и сольвуса, что вполне определенно прослеживается на всех этапах породообразования вплоть до нефелиновых мигматитов. Калишпаты метасоматических образований, предшествующих этим мигматитам, как и самих мигматитов, по упорядоченности классифицируются в почти идентичных дискретных группах, отличаясь лишь весом групп.

По-видимому, термобарическая обстановка не может быть принята за единственный фактор упорядочения, т.е. интенсивности миграции ионов Al и Si , и не исключено, что оно регулируется скоростью кристаллизации. По крайней мере при внедрении миаскитового расплава основная

часть калишпатов приобрела характер промежуточного санидина, тогда как в неперемещенных породах преобладающий структурный тип — низкий санидин. В то же время общая структурная организация полевых шпатов в ходе эволюции пород комплекса, по-видимому, не подвергалась значительной перестройке, поэтому нельзя однозначно решить, какие группировки полевых шпатов в объеме каждого класса пород унаследовали уже приобретенное структурное состояние, а какие росли с новым характером упорядочения.

Не исключено, что решение этого вопроса увязывается с присутствием триклинных калишпатов. Выше уже приводилось высказывание Р. Фергусона [25], что микроклин возникает при действии Na или Ca на алюмосиликатный каркас на высокотемпературной стадии сегрегации в процессе остывания. Прогрессивная ветвь эволюции Ильмено-Вишневогорского комплекса сопровождалась спорадическим появлением промежуточных микроклинов. В стадию максимальной активности при интрузии миаскитов обстановка для сегрегации триклинных модификаций, по-видимому, была уже более благоприятной, что подтверждается присутствием высоких микроклинов. Не исключено, что хотя бы частично именно воздействие Na ответственно за эту сегрегацию: по крайней мере в альбитизированных миаскитах группа высоких микроклинов представлена более значимо. Теперь понятно и раздвоение калишпатового пути на последующей затухающей ветви эволюции комплекса, т.е. самостоятельность триклинного и моноклинного хода упорядочения. Тот факт, что они идут субпараллельно и группировки микроклинов накладываются на группировки низких санидинов (см. рис. 48), лишь подчеркивает однотипную реакцию обоих видов структур на термальный режим контактового взаимодействия. В случае инъекционного контакта это тождество почти полное, а при экранирующем — упорядочение микроклинов идет несколько дальше и, таким образом, степень ответственности миаскитового расплава за микроклиновый калишпат проявляется еще нагляднее.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ И ФАЗОВЫХ СВОЙСТВ ПРИРОДНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Данный раздел включает описание полевошпатовой минералогии самых разнообразных генетических типов горных пород. Поскольку исследование полевых шпатов как в экспериментальном, так и прикладном смысле проведено по единой методике, то появляется реальная возможность прямого сравнения их свойств и разработка на этой основе наиболее вероятных критериев петрогенетического разграничения пород. Наибольшие сложности вызывает интерпретация полевых шпатов глубинных образований, поэтому целесообразно сначала рассмотреть особенности генетически более однородных разностей.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Изучены полевые шпаты из альб-сеноманских отложений пирокластических потоков, развитых в Ульяновском наложенном прогибе (юго-западный фланг Охотско-Чукотского вулканического пояса). Характерной особенностью отложений является их вертикальная и горизонтальная зональность. Пласты обычно состоят в нижних частях из маломощных рыхлых преимущественно пемзовых или пепловых отложений, переходящих кверху в плотно сваренные образования — игнимбриды, которые далее вверх по разрезу пласта вновь обладают меньшей степенью сваривания. При удалении от центральных частей игнимбридовых полей мощности наиболее интенсивно сваренных отложений уменьшаются вплоть до полного выклинивания, и в периферических частях полей обычно встречаются только слабо спекшиеся и неспекшиеся отложения [М.В. Минц, З.М. Самозванцева, С.С. Кумеев, 11].

В пределах прогиба расположены Тоттинская и Нудымийско-Гавынийская структуры обрушения. Первая сложена в различной степени сваренными отложениями трахит-трахилипаритового состава. Наряду с отложениями поверхностей фации здесь распространены субвулканические тела, образованные полнокристаллическими породами: граносиенит-порфирами и субщелочными гранит-порфирами. Нудымийско-Гавынийская структура сложена породами преимущественно трахилипаритового состава, также в различной степени сваренными. В верхних горизонтах отложений встречаются гомеогенные включения гранитов, которые рассматриваются как отторженцы первоначально затвердевшей коры магматического очага. По содержанию кристаллокластики породы Тоттинской структуры могут быть отнесены к кристаллокластическим, а Нудымийско-Гавынийской — к витрокластическим игнимбридам. В составе кристаллокластики из полевых шпатов установлены плагиоклаз, анортотоклаз, калиевый полевой шпат.

При изучении калишпатов обнаружилось высокое содержания альбитового компонента: в среднем 14 % по калишпатам отложений Тоттинс-

кой структуры и 34 % Нудымийско-Гавынийской. Соответственно в первом случае отмечается большая упорядоченность санидин — ортоклаз, а во втором меньшая — высокий — низкий санидин, что хорошо согласуется с оптическими данными [М.В. Минц и др., 11]. В процессе спекания и сваривания происходит увеличение степени упорядоченности калишпатов. Высокий санидин установлен в гранитах гомогенных включений, он характеризуется коэффициентами Томпсона $Z = 0,14$ и $Y = 0,0$.

В породах Тоттинской структуры широко развиты анортоклазы с содержанием калиевого минала 11 — 23 % и кальциевого — 3 — 14 %. Плагиоклазы в большинстве случаев также имеют калиевую специфику и высокое структурное состояние с вариациями Y_c 0,0 — 0,27, однако в отличие от калишпатов не наблюдается зависимости степени упорядоченности от интенсивности спекания отложений пирокластических потоков.

Генетическая интерпретация структурных и фазовых состояний исследованных полевых шпатов наиболее полно увязывается с гипотезой, предполагающей образование отложений в результате извержений пирокластических потоков [М.В. Минц, 4].

Наиболее неупорядоченные калиевые полевые шпаты наблюдались в породах, лишь незначительно затронутых процессом сваривания. Они характеризуют состояние магматического расплава в период, непосредственно предшествовавший извержению. Длительное сохранение тепла в нижних горизонтах отложений пирокластических потоков, обеспечившее возможность сваривания, способствовало упорядочению структуры калишпата. Спекшимся туфам отвечали условия быстрого охлаждения, в результате чего калишпаты закалялись. Более медленно происходило упорядочение калиевого полевого шпата при охлаждении субвулканических гранитоидных тел.

Низкоупорядоченные высокотемпературные плагиоклазы и анортоклазы встречаются в равной степени в игнимбритах и спекшихся туфах. В отличие от калишпата, не происходило упорядочения плагиоклаза и анортоклаза при медленном охлаждении параллельно со свариванием; самостоятельную группу образуют более упорядоченные альбиты.

Использование однополевошпатового термометра Г.Ховиса и двухполевошпатового баротермометра Дж. Стормера позволило получить для отложений Нудымийско-Гавынийской структуры такую оценку условий: $T = 800^\circ\text{C}$, давление 5 кб (глубина 15 — 20 км); для гранитов гомогенных включений соответственно — 790°C и 5 кб, т.е. цифры, практически совпадающие. Этот возможный термодинамический режим и фиксируется конституцией полевых шпатов спекшихся туфов. В нижних частях покровов при длительном сохранении тепла происходит процесс частичного упорядочения, что характеризует полевые шпаты игнимбритов. Нижний температурный предел кристаллизации здесь не менее $550 - 600^\circ\text{C}$.

Другим районом изучения полевошпатовой минералогии вулканитов явилась Курило-Камчатская зона. Здесь, по коллекциям О.Н. Вольн-

ца, А.В. Колоскова, Н.Л. Шилина, Г.П. Пономарева, анализировались полевые шпаты современных и четвертичных эффузивов, а также субэффузивных и субвулканических образований. Детальное оптическое и химическое исследование полевых шпатов, проведенное авторами указанных коллекций, открывает большие возможности в вопросе согласования структурных и оптических методов интерпретации.

Частичные результаты структурного изучения плагиоклазов из андезитовых и базальтовых потоков, дацитовых и липаритовых экструзий, мегакристаллов из вулканической пемзы и из полнокристаллических включений в эффузивных образованиях приведены в табл. 10. Для ряда плагиоклазов приведен также состав, рассчитанный по химическим анализам (данные О.Н. Волынца и А.В. Колоскова), причем расхождения с рентгенографическими определениями иногда весьма существенны, но главным образом в интервале средней основности. Подобное расхождение скорее всего связано с тем, что химическим анализом устанавливается валовый состав пробы, а рентгеновским — состав преобладающей структурной модификации.

Данные по составу и структурной упорядоченности для образцов табл. 10 получены с помощью методик, охарактеризованных в главе 3. Ан-содержание высокоосновных плагиоклазов оценено по X_4 , а Ус по графику % Ан — X_3 ; контроль определений произведен по графику $X_3 - X_4$. Для низко- и среднеосновных плагиоклазов вначале определена Ус, а затем по наиболее информативному графику % Ан — X_4 , по значениям Ус и X_4 рассчитан % Ан. Расчет Ор-содержания произведен по соответствующим уравнениям, причем при Ус от 0,5 до 1,0 использовались зависимости низкого плагиоклаза. Оценка температур равновесий основывалась на применении уже упомянутой формулы Дж. Томпсона и Г.Ховиса [45] для Са-плагиоклазов, однако в некоторых случаях, и это в основном касается плагиоклазов полнокристаллических включений, результаты расчетов оказались аномально низкими. Величины $\Delta 2\theta$ ($131 - \bar{1}\bar{3}1$) приведены в табл. 10 с целью возможной традиционной оценки структурного состояния по этому показателю.

Диаграммы (рис. 50) показывают элементы сходства и различия плагиоклазов описываемых петрографических разностей пород. В целом для плагиоклазов липарит-дацитовой ассоциации Курило-Камчатской зоны значения Ус концентрируются в диапазоне 0,2 — 0,4, а Ан-содержание в пределах 10 — 40 %. Для плагиоклазов базальт-андезит-базальтовой ассоциации Ан-содержания группируются в диапазоне 60 — 100 % (отмечаются и более низкие значения), но здесь широки вариации Ус: от состояния максимального беспорядка до полного упорядочения. Положение этих анализов на графике Ус — % Ан формирует два поля точек, разделяемых по Ус: диапазон 0,0 — 0,3 и 0,6 — 1,0, причем во втором случае намечается снижение значений Ус с ростом основности. Это явление отмечено для плагиоклазов лав Ключевского и Ильинского вулканов. По-видимому, присутствие упорядоченных структур среди богатых кальцием плагиоклазов эффузивных пород не является редкостью, и такие плагиоклазы по структурному типу приближаются к уже упомянутым выше эталонным образцам Вэл Пасмедо и Кристалл Бэй.

Структурно-фазовая характеристика плагиок

| Номер п/п | Номер пробы | Номер образца | Место взятия, вулкан | Порода | Состав, мол. % | | Структурная упорядоченность Ус | $\Delta 2\theta$ (131 - 131), градус-мин | Температура формирования, Т°С | | |
|-----------|-------------|-----------------|----------------------|---|-------------------|----------------------|--------------------------------|--|-------------------------------|--------|------|
| | | | | | Химический анализ | Рентгеновский анализ | | | | | |
| | | | | | Ан | Ор | Ан | Ор | | | |
| 1 | АВК-162 | ОВ-5742 | Шивелуч | Андезит-базальт, поток | 49,9 | 3,6 | 25 | 0 | 0,24 | 1 - 55 | 915 |
| 2 | АВК-132 | ОВ-5400 | Хангар | Липарит, экструзия | 27,0 | 4,4 | 20 | 0,5 | 0,40 | 1 - 52 | 785 |
| 3 | АВК-134 | ОВ-5538 | " | Дацит, экструзия | 32,1 | 3,4 | 29,5 | 3,5 | 0,40 | 1 - 53 | 630 |
| 4 | АВК-164 | ОВ-5440 | " | " | | | 32 | 3,9 | 0,32 | 1 - 48 | 1100 |
| 5 | АВК-185 | ОВ-5538/7 | " | Гранодиорит, включение | | | | | | | |
| 6 | АВК-197 | ОВ-5538/1 | " | Диорит, включение | 36,9 | 5,8 | 24,5 | 2,6 | 0,32 | 1 - 49 | 1015 |
| 7 | АВК-198 | ОВ-5538/1п | " | " | 40,8 | 2,1 | 32 | 2,1 | 0,49 | 1 - 53 | 820 |
| 8 | АВК-193 | ОВ-5538/9 | " | Диорит, включение | | | 62 | 0,6 | 0,69 | 1 - 53 | 950 |
| 9 | АВК-113 | Д-5340 | Узон | Липарит | 34,7 | 5,3 | 23 | 2,4 | 0,23 | 1 - 54 | 650 |
| 10 | АВК-173 | ОВ-5331 | " | " | 47,7 | 2,3 | 27 | 0 | 0,30 | 1 - 75 | 785 |
| 11 | АВК-127 | ОВ-5340/9 | " | " | 35,8 | 3,2 | 18 | 0,2 | 0,37 | 1 - 55 | 845 |
| 12 | АВК-223 | Тл-10 - 12 - 76 | Толбачик | Липарит, экструзия | 45,8 | 1,7 | 41 | 1,4 | 0,31 | 1 - 55 | 760 |
| 13 | АВК-179 | ОВ-5692/3 | Мутновский | Базальт, поток | 59,6 | 4,6 | 64 | 2,0 | 0,06 | 2 - 00 | 625 |
| | | | | Мегакристалл в базальтовом шлаке | | | | | | | |
| 14 | АВК-221 | 539 | " | Дацит, экструзия | 92,9 | - | 97 | 0,7 | 0,18 | 2 - 15 | ? |
| 15 | АВК-224 | П-531/75 | " | Габбро, включение | 44,4 | 3,0 | 58 | 0 | 0,48 | 1 - 56 | 880 |
| 16 | АВК-169 | ОВ-5839 | Ильинский | Базальт | | | 89 | 0 | 0,75 | 2 - 17 | 415 |
| 17 | АВК-140 | ОВ-5856 | " | Андезит-базальт, поток | 89,2 | 0,5 | 100 | 0 | 1,0 | 2 - 18 | ? |
| 18 | АВК-188 | ОВ-5842/39 | " | Мегакристалл в $\alpha\beta$ -бомбе | 63,2 | 1,4 | 75 | 0 | 0,75 | 2 - 04 | 640 |
| 19 | АВК-189 | ОВ-5845 | " | Троктолит, включение в $\alpha\beta$ -бомбе | 93,6 | 0,7 | 100 | 0 | 0,21 | 2 - 18 | ? |
| 20 | АВК-191 | ОВ-5845/6 | " | Ол - Пи - Ан включение в $\alpha\beta$ -бомбе | 89,1 | 0,9 | 92 | 0,8 | 0,51 | 2 - 18 | ? |
| 21 | АВК-192 | ОВ-5845/4 | " | " | | | 100 | 0 | 0,82 | 2 - 18 | ? |
| 22 | АВК-167 | ОВ-6267 | Ичинский | Базальт | | | 97 | 0,8 | 1,0 | 2 - 19 | ? |
| 23 | АВК-146 | ОВ-6302/1 | " | Дацит, экструзия | | | 61 | 2,0 | 0,06 | 1 - 56 | 905 |
| 24 | АВК-147 | ОВ-6324 | " | " | | | 8 | 0,2 | 0,07 | 1 - 59 | 715 |
| 25 | АВК-150 | ОВ-6354 | " | Липарит-дацит, экструзия | | | 11 | 0,3 | 0,27 | 1 - 55 | 625 |
| 26 | АВК-168 | ОВ-5678/1 | Горелвый | Базальт | | | 16,5 | 0,4 | 0,28 | 1 - 59 | 490 |
| 27 | АВК-180 | КС-2 | Ксудац | Троктолит, включение в андезитовой пемзе | | | 75 | 0 | 0,30 | 2 - 03 | 780 |
| 28 | АВК-181 | ЮД-1907/2 | " | Троктолит, включение в андезитовой пемзе | 90,9 | 0,3 | 94 | 0,4 | 0,13 | 2 - 16 | ? |
| 29 | АВК-112 | 7315 | Стол | Базальт | 89,5 | 0,9 | 92 | 0,2 | 0,48 | 2 - 15 | ? |
| 30 | АВК-141 | ОВ-5124/2 | Купол | Андезит-дацит | | | 78 | 2,6 | 1,0 | 2 - 04 | 570 |
| 31 | АВК-130 | ДГ-1 | Дикий Гребень | Ксенокристалл в даците | 45,8 | 3,7 | 60 | 1,3 | 0,12 | 1 - 57 | 585 |
| | | | | " | 84,8 | 1,4 | 80 | ? | 0,30 | 2 - 13 | ? |

лазов из вулканитов Курило-Камчатской зоны

| Состав, мол. % | | Структурная упорядоченность Ус | $\Delta 2\theta$ (131 - 131), градус-мин | Температура формирования, Т°С | | |
|-------------------|----------------------|--------------------------------|--|-------------------------------|--------|------|
| Химический анализ | Рентгеновский анализ | | | | | |
| Ан | Ор | Ан | Ор | | | |
| 49,9 | 3,6 | 25 | 0 | 0,24 | 1 - 55 | 915 |
| 27,0 | 4,4 | 20 | 0,5 | 0,40 | 1 - 52 | 785 |
| 32,1 | 3,4 | 29,5 | 3,5 | 0,40 | 1 - 53 | 630 |
| | | 32 | 3,9 | 0,32 | 1 - 48 | 1100 |
| | | | | | | |
| 36,9 | 5,8 | 24,5 | 2,6 | 0,32 | 1 - 49 | 1015 |
| 40,8 | 2,1 | 32 | 2,1 | 0,49 | 1 - 53 | 820 |
| | | 62 | 0,6 | 0,69 | 1 - 53 | 950 |
| 34,7 | 5,3 | 23 | 2,4 | 0,23 | 1 - 54 | 650 |
| 47,7 | 2,3 | 27 | 0 | 0,30 | 1 - 75 | 785 |
| 35,8 | 3,2 | 18 | 0,2 | 0,37 | 1 - 55 | 845 |
| 45,8 | 1,7 | 41 | 1,4 | 0,31 | 1 - 55 | 760 |
| 59,6 | 4,6 | 64 | 2,0 | 0,06 | 2 - 00 | 625 |
| | | | | | | |
| 92,9 | - | 97 | 0,7 | 0,18 | 2 - 15 | ? |
| 44,4 | 3,0 | 58 | 0 | 0,48 | 1 - 56 | 880 |
| | | 89 | 0 | 0,75 | 2 - 17 | 415 |
| 89,2 | 0,5 | 100 | 0 | 1,0 | 2 - 18 | ? |
| | | | | | | |
| 63,2 | 1,4 | 75 | 0 | 0,75 | 2 - 04 | 640 |
| | | | | | | |
| 93,6 | 0,7 | 100 | 0 | 0,21 | 2 - 18 | ? |
| | | | | | | |
| 89,1 | 0,9 | 92 | 0,8 | 0,51 | 2 - 18 | ? |
| | | | | | | |
| | | 100 | 0 | 0,82 | 2 - 18 | ? |
| | | 97 | 0,8 | 1,0 | 2 - 19 | ? |
| | | 61 | 2,0 | 0,06 | 1 - 56 | 905 |
| | | 8 | 0,2 | 0,07 | 1 - 59 | 715 |
| | | 11 | 0,3 | 0,27 | 1 - 55 | 625 |
| | | | | | | |
| | | 16,5 | 0,4 | 0,28 | 1 - 59 | 490 |
| | | 75 | 0 | 0,30 | 2 - 03 | 780 |
| | | | | | | |
| 90,9 | 0,3 | 94 | 0,4 | 0,13 | 2 - 16 | ? |
| | | | | | | |
| 89,5 | 0,9 | 92 | 0,2 | 0,48 | 2 - 15 | ? |
| | | 78 | 2,6 | 1,0 | 2 - 04 | 570 |
| 45,8 | 3,7 | 60 | 1,3 | 0,12 | 1 - 57 | 585 |
| | | | | | | |
| 84,8 | 1,4 | 80 | ? | 0,30 | 2 - 13 | ? |

| Номер п/п | Номер пробы | Номер образца | Место взятия, вулкан | Порода |
|-----------|-------------|---------------|---------------------------|-------------------------------------|
| | | | | |
| 33 | ABK-151 | OB-6367 | Нюлканде | Трахит |
| 34 | ABK-153 | OB-6382 | " | " |
| 35 | ABK-195 | OB-5938/2 | Головнина | Диорит, включение в α -пемзе |
| 36 | ABK-28 | 578A-1 | Ключевской | Базальт, поток |
| 37 | ABK-31 | 656-1 | " | " " |
| 38 | ABK-117 | ЮК-16 - 1 | " | " " |
| 39 | ABK-118 | ЮК-623 | " | " " |
| 40 | ABK-36 | 1015 - 1 | Безымянный | Андезит, поток |
| 41 | ABK-124 | OB-5250/з | Стена | Базальт, поток |
| 42 | ABK-222 | 2150 | Зимица | " " |
| 43 | ABK-225 | Гф-91-п | Чиринкотан | Габбро, включение |
| 44 | ABK-177 | КУН-1 | Менделеева | Троктолит, включение в базальте |
| 45 | ABK-178 | ГВ-382 | Алаид | Габбро, включение в базальте |
| 46 | | | Северо-Восточная Камчатка | Спилит, среднее по 23 анализам |

Мегакристаллы плагиоклазов, встречающиеся в пемзе, неупорядочены и высокоосновны, плагиоклазы трахитов вулкана Нюлканде имеют промежуточную упорядоченность и среднюю основность. Кроме того, проанализированы образцы вкрапленников плагиоклаза в спилитах (бухта Лаврова и лагуна Средняя, северо-восточная Камчатка). Малые вариации состава и U_c позволили определить соответствующие средние значения: структурное состояние вкрапленников в спилитах экстремально низкое, что, впрочем, неоднократно отмечалось и в литературе.

Более последовательные изменения наблюдаются в плагиоклазах полнокристаллических включений, причем с большой долей уверенности можно установить возрастание значений U_c с увеличением % Ан, которые, если рассматривать анализы в целом, изменяются как в направлении, если рассматривать анализы в целом, изменяются как в направлении полного упорядочения $U_c = 1,0$, так и в направлении промежуточного состояния $U_c = 0,5$. В отдельных же вулканах только включения в дацитах вулкана Хангар содержат плагиоклазы, подчиняющиеся этой зависимости. Плагиоклазы оливин-пироксен-анортитовых включений в андезит-базальтовых бомбах вулкана Ильинский при почти чистом анортитовом составе имеют U_c изменяющуюся от 0,5 до 1,0, а такой же по составу плагиоклаз троктолитов из пемзы вулкана Ксудач имеет U_c от 0,13 до 0,48.

| Состав, мол. % | | | | Структурная упорядоченность U_c | $\Delta 2\theta$ (131 - 131) градус-мин | Температура формирования, (°C) |
|-------------------|-----|----------------------|-----|-----------------------------------|---|--------------------------------|
| Химический анализ | | Рентгеновский анализ | | | | |
| Ан | Ор | Ан | Ор | | | |
| 36,2 | 3,7 | 33,5 | 1,1 | 0,22 | 1 - 49 | 1125 |
| | | 39 | ? | 0,70 | 1 - 46 | 910 |
| | | 18 | 2,2 | 0,39 | 1 - 52 | 800 |
| 57,7 | 3,6 | 62 | 1,6 | 0,40 | 2 - 02 | 630 |
| | | 64 | 0 | 0,11 | 2 - 04 | 580 |
| | | 63 | 0,5 | 0,19 | 1 - 56 | 505 |
| | | 61 | 0,5 | 0,60 | 1 - 57 | 465 |
| | | 92 | 0,6 | 1,0 | 2 - 14 | ? |
| | | 31 | 0,2 | 0,13 | 2 - 03 | 475 |
| 86,8 | 1,1 | 94 | 0 | 0,23 | 1 - 46 | 575 |
| 59,8 | 3,8 | 58,5 | 1,3 | 0,57 | 1 - 59 | 655 |
| 61,7 | 5,1 | 74 | 0 | 0,92 | 2 - 08 | 465 |
| 95,1 | 0,3 | 92 | 0 | 0,49 | 2 - 17 | ? |
| 92,8 | - | 83,5 | 0,3 | 0,43 | 2 - 17 | ? |
| 11,5 | 7,6 | 10,4 | 3,5 | 0,96 | 1 - 33 | 300 |

Соотношение значений температур и структурной упорядоченности показывает, что последние не являются прямой и единственной функцией термального режима: для плагиоклазов липарит-дацитов вариации температур от 500 до 1100 °C с концентрацией в диапазоне 600 - 900 °C, для неупорядоченных плагиоклазов андезит-базальтов изменение температур от 500 до 900 °C при концентрации в пределах 500 - 600 °C, а температуры более упорядоченных разностей не поднимаются выше 600 °C. Последнее относится в основном к плагиоклазовым вкрапленникам из лав Ключевского и Ильинского вулканов. Плагиоклазы трахитов фиксируют температуру 800 - 900 °C. Низкими температурами (около 300 °C) характеризуются альбиты из спилитов.

Плагиоклазы полнокристаллических включений, несмотря на широкий спектр значений U_c , характеризуются очень низкими температурами равновесия - менее 500 °C, и лишь разности из включений вулкана Хангар фиксируют значения 800 - 1000 °C.

Соотношение основности и температур в плагиоклазах экструзий среднего - кислого состава в целом отвечает обычному ходу фракционной кристаллизации; в более основных породах это соотношение неопределенно. В плагиоклазах из полнокристаллических включений

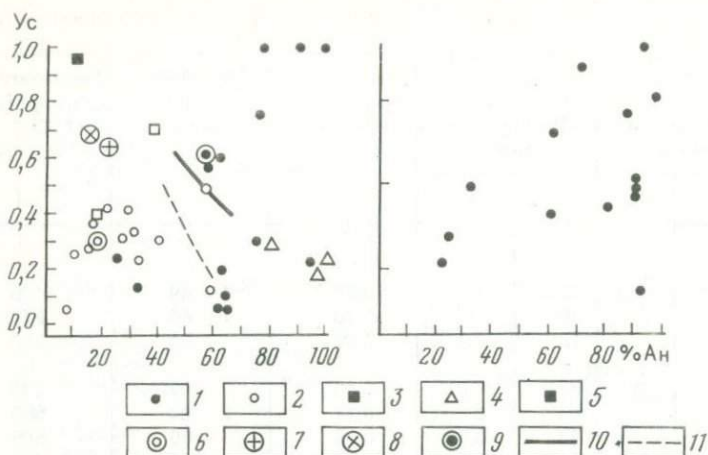


Рис. 50. Соотношение упорядоченности и основности в плагиоклазах вкрапленников (слева) и полнокристаллических включений (справа) из вулканитов Курило-Камчатской зоны и Приморья.

Курило-Камчатская зона. Вулканические ассоциации: 1 — андезит-базальты; 2 — липарит-дациты; 3 — трахиты; 4 — мегакристаллы в пемзе; 5 — спилиты.

Приморье. 6 — липариты; 7 — дацит-порфиры; 8 — кварцевые порфиры; 9 — субвулканические базальты; 10 — покровные базальты; 11 — андезит-базальтовая ассоциация северо-восточного Сихотэ-Алиня

картина, скорее, обратная, т.е. снижение основности сопровождается увеличением температур.

Как показано в ряде работ О.Н. Волынца и др. (1976 г., 1979 г.), морфологические и оптические особенности плагиоклазов из вкрапленников и включений отражают специфику и динамику кристаллизации расплава в конкретных вулканических объектах. Например, указывается на ксеногенный характер включений в лавах вулкана Хангар; гомогенные включения в лавах Дикого Гребня рассматриваются как недосмешавшиеся линзы базальтового материала, закалившиеся в менее нагретом дацитовом окружении; отмечается, что низкое или высокое состояние плагиоклазов из включений в четвертичных вулканитах может и приобретаться при взаимодействии включение — расплав и наследоваться от глубинного источника. Такая же генетическая неоднородность устанавливается и для плагиоклазов вкрапленников лав, которые могут быть интрателлурическими, но в основном кристаллизуются в ходе извержения, в приповерхностных условиях вблизи выхода лавы на поверхность. Начало кристаллизации связано с обособлением газовой фазы, а ее верхняя граница — собственно эффузивные условия. При этом предполагается, что в потоках кристаллизация происходит только в жидких базальтовых лавах или в толще лавовых плато. Для вкрапленников из раннекайнозойских базальтов и спилитов не исключается немагматичес-

кая природа как результат позднейшего метаморфического преобразования.

Полученные в результате структурного анализа характеристики плагиоклазов из-за отсутствия статистических данных пока не могут представлять собой жесткую численную основу для оценки местоположения отдельных образцов в эруптивном процессе. Однако можно попытаться проследить динамику изменения плагиоклазов хотя бы только с качественной стороны. Существенное ограничение на обобщающую генетическую интерпретацию накладывают и индивидуальные особенности конкретных вулканов, или физико-химическая среда и баротермическая обстановка определенного магматического очага. Можно обратить внимание и на тот факт, что в образованиях вулканов Хангар и Ильинский плагиоклазы вкрапленников и включений сходны по своим характеристикам; в продуктах других вулканов различия существенны. Упорядоченность вкрапленников вулканов Ключевского изменяется в широких пределах, напротив, состояния плагиоклазов вулкана Узон стабильны. При полиформационном характере вулканической деятельности (вулкан Ичинский) вкрапленники основных лав менее упорядочены и более высокотемпературны, чем в кислых — средних породах.

Несколько иной характер носят плагиоклазы мезозойских и кайнозойских эффузивов Приморья (анализировались образцы из коллекции В.А. Бескиной). Весьма разупорядоченными ($U_c = 0,22 - 0,34$) оказываются плагиоклазы липаритов и витрофиров из района Кавалерова и верховьев р.Усури (южный Сихотэ-Алинь). При основности 16—19% $А_n$ они содержат 2—3,5% $О_r$. В кварцевых порфирах и дацитах из этого же района содержится более упорядоченный плагиоклаз: 17—21% $А_n$; 0,3—1,0% $О_r$; $U_c = 0,65 - 0,69$. В андезитах и базальтах северо-восточного Сихотэ-Алиня (р. Кабанья) плагиоклазы характеризуются промежуточной упорядоченностью ($U_c = 0,16 - 0,52$), значения которой закономерно возрастают с понижением основности; эта группа плагиоклазов имеет заметную калиевую специфику (3,1—4,2% $О_r$). Аналогичное соотношение основности и U_c имеют плагиоклазы покровных базальтов Южного Приморья, но при таком же $О_r$ -содержании они более высокоосновны и более упорядочены. Обе серии пород формируют самостоятельные параллельные вариационные линии на диаграмме " $U_c - \% А_n$ " (см. рис. 50). Плагиоклазы субвулканических базальтов Южного Приморья более однородны по упорядоченности ($U_c \sim 0,60$) и по составу ($\% А_n \sim 60$) по сравнению с разностями из покровных толщ. Наиболее высокотемпературными являются кислые эффузивы ($T \sim 1200^\circ C$) и порфиновые вкрапленники в дацитах; в кварцевых порфирах температуры существенно ниже. Покровные базальты Южного Приморья формировались при стабильной температуре 720—820 $^\circ C$; близки к ним и субвулканические базальты $\sim 700^\circ C$, а плагиоклазы андезит-базальтов северо-востока Сихотэ-Алиня характеризуются последовательным возрастанием температур 680—1100 $^\circ C$ при увеличении основности и снижении U_c . По-видимому, в рамках генетически однородных групп эффузивных пород соотношения упорядоченности, $А_n$ -содержания и темпера-

тур не противоречат обычной схеме. Однако, как и в Курило-Камчатской зоне, в эффузивах Приморья отмечается более высокое структурное состояние плагиоклазов кислых пород по сравнению с основными.

Высокотемпературный плагиоклаз ($T \sim 1000^\circ\text{C}$) установлен в туфах Приморья (Гусевка), а отдельные образцы из На-риолитов Кубы, напротив, весьма упорядочены и низкотемпературны (коллекция В.И. Финько).

Характерной особенностью щелочных эффузивных пород является присутствие анортоклазов, которые отмечаются во вкрапленниках трахитов ряда вулканов Курило-Камчатской зоны (например, вулкан Ичинский), формирующих разнообразие по форме тела — экструзивные купола, лавовые горизонты, субвулканические образования, и датирующиеся неоген-четвертичным возрастом. Эти анортоклазы характеризуются широкими вариациями состава: до 33 % Ан и 30 % Ор, но наиболее часто встречающийся состав — 16 % Ан, 25 % Ор и 59 % Аб.

Анортоклазы встречены и в ряде щелочных пород других регионов, например в трахитах и ортофирах Южного Гоби (МНР, коллекция В.А. Баскиной). Состав анортоклазов здесь более стабилен — 16 — 20 % Ан и 20 — 25 % Ор. Ранее нами отмечалось широкое развитие анортоклазов в трахитах Северного Кавказа.

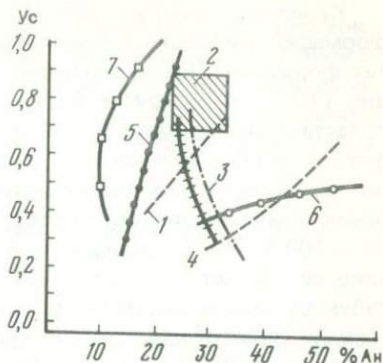
Калиевые полевые шпаты в эффузивных породах отмечаются значительно реже, и они довольно однообразны. В структурном отношении наблюдается весьма отчетливая сегрегация на высокие и низкие санидины, поскольку значения t_{10} группируются в двух диапазонах: 0,25 — 0,30 и 0,42 — 0,46. Ортоклазодержание изменяется от 45 до 90 %, однако выделяется область преобладающих значений — 60 — 70 % Ор. Из других структурных особенностей можно указать на отсутствие напряженности калишпатовых ячеек.

На примере Курило-Камчатского региона можно рассмотреть возможные минералогические аспекты связи вулканогенных и интрузивных образований, генетическое единство которых представляет важную петрологическую проблему.

Интрузивные образования Курило-Камчатской зоны описываются в объеме нескольких формаций: верхнемеловая — палеогеновая формация габбро-плагиогранитов (ГПГ), палеогеновая формация габбро-сиенитов (ГС), миоценовая формация габбро-гранодиоритов (ГГД) и верхнеэоценовая формация гранодиорит-порфиров (ГрДп), формации ГПГ и ГГД проявлены в виде массивов двух типов, сформированных в течение одной и двух фаз внедрений. Первая фаза двухфазных плутонов включает пироксен-амфиболовые габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты; вторая фаза — гранодиориты и граниты. Однофазные плутоны сложены всеми перечисленными выше магматическими образованиями, имеющими между собой фациальные переходы. В проведенном исследовании формация габбро-плагиогранитов представлена двухфазным массивом ручья Кагнисин; формация габбро-сиенитов — массивами р. Озерная Камчатка и р. Евсейчиха; из двухфазных образований формации ГГД анализировались породы массивов рек Юртиной, Озерновской,

Рис. 51. Вариационные линии соотношений упорядоченности и основности плагиоклазов из интрузивных образований Камчатской зоны.

Формация габбро-гранодиоритов, двухфазные интрузии: 1 — I фаза; 2 — II фаза; однофазные интрузии: 3 — Авачинская интрузия; 4 — массив р. Тимоновская, 5 — массив р. Китхой; 6 — формация габбро-плагиогранитов, массив руч. Кагнинсин, I фаза; 7 — то же, II фаза.



Шаромской, ручья Кенсол, бухты Ахотмен; из однофазных — породы массивов рек Китхой и Тимоновская и Авачинская интрузия. Формация гранодиорит-порфиров представлена массивом г.Касанга. Кроме того, анализировались породы габброидной серии Адриановской интрузии (восточная Камчатка).

Результаты определений упорядоченности и основности вынесены на диаграмму (рис. 51) в виде вариационных линий, которые при некотором разбросе точек соответствуют наиболее вероятному направлению изменения плагиоклазовых характеристик. Плагиоклазы формации ГПГ отчетливо дифференцированы по фазам внедрения и обнаруживают сходство в изменении структурного состояния: увеличение значений U_c сопровождается повышением основности. Высокую и высокую промежуточную степень порядка имеют плагиоклазы формации ГС. Плагиоклазы пород первой фазы формации ГГД (двухфазный тип) разбиваются на две группы по основности (до 30 % Ан и более 30 %) при равных вариациях U_c ; обе линии фиксируют одинаковую тенденцию возрастания U_c при увеличении основности. Соотношение U_c и % Ан в плагиоклазах пород второй фазы неопределенно, но выделяется поле преимущественных значений $U_c = 0,7 - 0,9$ и % Ан = 23 — 33.

Второй тип внедрений формации ГГД, дифференцированный в интрузивных камерах, рассмотрен на примере трех массивов, отличающихся глубиной формирования [3]: массивов р. Китхой 200 — 300 м, р. Тимоновская 700 — 800 м и массива Авачинского 1000 — 1200 м, которые соответственно характеризуют последовательный переход от субэффузивной (приповерхностной) к гипабиссальной фациям магматизма. Упорядоченность плагиоклазов в породах более глубоких интрузий довольно резко уменьшается даже с незначительным увеличением основности. В приповерхностных условиях картина противоположная, сходная с зависимостью U_c — % Ан в эффузивах, при этом общая основность плагиоклазов несколько снижена. Плагиоклазы формации гранодиорит-порфиров вписываются в вариационную линию II фазы формации ГПГ; высокой степенью упорядоченности характеризуются плагиоклазы из габбро Адриановской интрузии.

Калиевые полевые шпаты интрузивных пород рассматриваемых формаций значительно менее информативны: величины t_{10} в калишпатах формации ГГД сконцентрированы в интервале 0,30 — 0,40; формации ГПГ — в интервале 0,25 — 0,40, т.е. в обоих случаях калишпаты представлены промежуточными и высокими санидинами. В сиенитах формации ГС с переходом от I фазы внедрений ко II отчетливо заметно возрастание упорядоченности до низкого санидина. В калишпатах обеих модификаций количество Ор-компонента обычно непостоянно — 75 — 100 %, лишь в породах I фазы формации ГС Ор-содержание устойчиво составляет 91 — 93 %. Можно также отметить, что калишпаты из субинтрузивных сиенитоидов Приморья в структурном и фазовом отношении аналогичны низким ортоклазам.

Калишпатовый термометр (оценка по константе Z) следующим образом фиксирует обстановку установления равновесия: формация ГПГ, II фаза — 630 °С (ручей Кагнисин); формация ГС, I фаза — 550 °С (р. Озерная Камчатка), II фаза — 510 °С (р. Евсейчиха); формация ГГД, двухфазный тип, II фаза — 600 °С (бухта Ахотен) и 650 °С (р. Юртиная); жильные образования (р. Юртиная) — 590 °С; однофазный тип, гранодиорит — 560 °С (Авачинский массив) Н.Л. Шилин (1970 г.) приводит аналогичные данные по температурам кристаллизации гранодиоритов и кварцевых диоритов II фазы формации ГГД (600 — 650 °С).

Если попытаться сравнить температуры плагиоклазовых и калишпатовых равновесий, то оказывается, что температуры калишпатов в основном соответствуют нижнему пределу вариаций плагиоклазовых значений, причем даже узкие рамки основности последних в однородных сериях не сопровождаются стабильностью термальных условий.

На основании рассмотренных примеров трудно проследить даже в пределах одного региона элементы прямой преемственности в характеристиках плагиоклазов эффузивных и интрузивных пород, что преимущественно связано с резкой индивидуализацией разностей собственно эффузивного происхождения. По степени упорядоченности плагиоклазы из лав и туфов почти всегда являются высокими модификациями ($Y_c < 0,4$), в то время как все преобразования интрузивных плагиоклазов начинаются именно с этого порогового значения Y_c . Процесс сваривания туфов, т.е. условия длительного сохранения тепла, однозначно не ведет к прогрессирующему упорядочению плагиоклазов, но в калишпатах это явление выражено вполне определенно. При сопоставлении диаграмм Y_c — % Ан эффузивных и интрузивных образований можно обратить внимание на то, что консолидация плагиоклазов в интрузивном процессе почти всегда представляется последовательными изменениями Y_c и % Ан, причем в разных сериях преобладают изменения различных составляющих: в формациях двухфазного типа четче выражена дифференциация по основности, в однофазных — по Y_c . Плагиоклазы эффузивных образований в объеме отдельных формаций более однородны, но в то же время обнаруживают элементы взаимосвязи Y_c и % Ан в продуктах некоторых вулканов. Однако и эта однородность не является общим правилом и в

ряде случаев (трахиты, кварцевые порфиры) характеристики плагиоклазов близки интрузивным модификациям. Очевидно, что при генетических обобщениях, и это особо относится к деятельности вулканов, необходим учет специфики и динамики кристаллизации конкретного магматического расплава; по-видимому, только в этом случае может проявиться наследование плагиоклазовых структур.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Калиевые полевые шпаты

Состав калишпатов пегматитов обычно мало изменяющаяся константа. В редкометальных пегматитах среднепротерозойского и рифейского структурных этажей западного обрамления Сибирской платформы вариации ортоклазосодержания калишпатов не выходят за пределы 95 — 98 % (среднее по 28 анализам — 97 %), причем гомогенные и пертитсодержащие модификации не различаются. В палеозойских редкометальных пегматитах (59 анализов) юга Сибири гомогенные калишпаты имеют 94 — 96 % Or, но матричный калишпат пертитов несколько обеднен Or-компонентом — 87 — 91 %. Калишпатам другой редкометальной пегматитовой формации Южной Сибири, находящейся в карбонатной толще и генетически связанной с нижнепалеозойскими биотитовыми и двуслюдяными гранитами, также присуща исключительная однородность состава, причем из 171 пробы в 85 % присутствует 98 — 100 % Or-компонента. В этих пегматитах преимущественно развиты пертитовые калишпаты. В редкометальных пегматитах Восточно-Саянского пегматитового пояса (коллекция С.И. Коноваленко и Л.Н. Россовского), связанных с гранитоидами Саянского комплекса, калишпаты также несут пертитовый характер (микроскопически в них устанавливаются интенсивные деформационные изменения) и по составу (98 % Or, среднее по 54 анализам) аналогичны разностям из формаций Южной Сибири. Иная картина наблюдается в составах калишпатов и редкометальных пегматитов Средней Азии, где вариации Or-содержания достигают 20 %, но здесь заметна определенная корреляция состава с типом пегматитов. Такое же нестабильное Or-содержание (81 — 98 %) установлено в калишпатах десилицированных пегматитов юго-западного Памира; в редкометальных пегматитах Гиндукуша (коллекция Л.Н. Россовского) фиксируется бимодальное распределение Or-компонента: 94 — 95 и 99 — 100 %. Значительные вариации Or-содержания (69 — 98 %) наблюдались в рубидийсодержащих калишпатах (коллекции В.В. Гордиенко и С.И. Коноваленко). Довольно выдержанными по составу 90 — 94 % Or являются калишпаты формаций слюдяных и мусковит-редкометальных пегматитов юго-запада Кольского полуострова. Керамические пегматиты Кольского полуострова характеризуются несколько расширенным диапазоном изменения Or-содержания — 86 — 96 %; еще большие вариации наблюдались в андалузитовых пегматитах Лиинахамари — 72 — 97 % Or и хрусталеносных пегматитах Бектау-Ата. При сравнении состава калишпатов

графических и блоковых пегматитов Кольского полуострова оказалось, что в примерно равных пределах изменения ортоклазового минала (80 — 100 %) первые имеют максимум около 95 % Ор, а вторые около 90 % Ор.

Структурное состояние калиевых полевых шпатов также в достаточной степени определено. На рис. 17 и 18 демонстрировалась встречаемость основных структурных типов в пегматитах Средней Азии и Сибири, при этом обнаружено, что подавляющая часть калишпатов обладает высокой степенью упорядоченности. В редкометальных пегматитах западного обрамления Сибирской платформы независимо от приуроченности к разновозрастным структурным этапам калишпаты представлены максимальными микроклинами. Аналогичный структурный тип калишпатов характеризует редкометальные пегматиты Восточно-Саянского пояса и палеозойские редкометальные пегматиты юга Сибири.

Несколько иное распространение установлено для калишпатов пегматитов Средней Азии. В десилицированных пегматитах архейского структурного этапа юго-западного Памира развиты низкие санидины, а в редкометальных пегматитах Средней Азии и Гиндукуша сосуществуют низкие санидины (ортоклазы) и члены триклинного ряда. Фактор зональности пегматитового поля слабо сказывается на структурной спецификации калишпатов, по крайней мере и безрудные и сподуменовые пегматиты характеризуются идентичной полевошпатовой минералогией. В микроклинах по направлению упорядочения слабо увеличивается Ор-содержание до 90 — 94 %; кроме того, заметно явное преобладание низких моноклинных (42 % проб) и низких триклинных разностей (42 %). Рубидийсодержащие калишпаты пегматитов в исследованном объеме проб подразделяются на две группы — ортоклазы и низкие микроклины. Близкие к максимальным микроклины отмечаются в слюдяных и мусковит-редкометальных пегматитах Риколатвы и юго-запада Кольского полуострова, а также в графических пегматитах Кольского полуострова. Калишпат андалузитовых пегматитов в основном представлен ортоклазом, хотя в пределах образца можно наблюдать незакономерное присутствие микроклиновых участков. То же относится и к калишпатам хрусталеносных пегматитов Бектау-Ата, но здесь микроклины выделяются более четко; в хрусталеносных пегматитах Монголии (коллекция И.В. Давиденко) и в блоковых пегматитах Мозамбика (коллекция А.Н. Козлова) установлены только микроклины.

Нет строгой структурной специализации и у амазонитов, отобранных из пегматитов Западных Кейв, р.Умбы, Канозера (Кольский полуостров), из пегматита Ильменского заповедника. При высокой степени рентгеновской триклинности амазониты характеризуются некоторым искажением геометрии ячеек и структурным типом микроклина от промежуточного до максимального.

Значительно менее устойчивы составы и структурные состояния калишпатов в пегматитах, непосредственно сопровождающих процесс гранитообразования, но, по-видимому, общим правилом является преимущественное развитие здесь как гомогенных, так и пертитсодержащих

низких и максимальных микроклинов с высоким Or -содержанием. Такие модификации отмечены нами в Ильмено-Вишневогорском комплексе Южного Урала, в различных гранитоидных массивах Енисейского края, Алтае-Саянской области и других регионах.

Напряженность структур, определяемая показателем Δa и дополняющая структурно-фазовую характеристику калишпатов, в изученных пегматитах показывает две принципиальные особенности в своей встречаемости: величины Δa в объеме выборки по конкретным объектам могут показывать либо довольно четкую локализацию, либо хаотические распределения. Однородными по напряженности калишпатами сложены более ранние редкометальные пегматиты западного обрамления Сибирской платформы $\Delta a = 0,05$, пегматиты Восточно-Саянского пояса и юга Сибири $\Delta a = 0,05$, однако в последнем случае можно отметить несколько увеличенные значения $\Delta a = 0,12$ в безрудных разностях по сравнению со сподуменсодержащими $\Delta a = 0,02 - 0,05$. Одномодальное распределение Δa устанавливается в калишпатах из пегматитов Гиндукуша $\Delta a = 0,0$ и двумодальное — из десилицированных разностей юго-западного Памира $\Delta a = 0,11$ и $0,19$. Для пегматитов Средней Азии в целом характерны калишпаты с хорошо выраженным максимумом встречаемости величин $\Delta a = 0,10$, при этом можно выделить статистически значимое различие напряженности ячейки для структурных типов: низкие микроклины — $0,08$; промежуточные — $0,12$; низкие санидины — $0,10$. Сравнение рудных (сподуменовых) и безрудных пегматитов показывает незначительное, но постоянное понижение величины Δa на $0,02 - 0,03$ в калишпатах рудных разностей и это касается всех структурных типов. Как правило, повышенные значения Δa наблюдаются в амазонитах и рубидийсодержащих разностях Δa до $0,25$. В хрусталеносных пегматитах средняя величина Δa около $0,10$, в андалузитовых — $0,07$, в керамических — $0,16$.

Поскольку в пегматитах трудно ожидать криптопертитовое строение калишпата, то, как предполагалось выше, ответственность за увеличение напряженности ячеек, т.е. искажение их геометрии, скорее всего, падает на фактор внешней динамической деформации и фактор приспособляемости решетки к катионам иной размерности (Rb , Cs , Li , Ba , Sr).

Плагиоклазы

Плагиоклазовая минералогия пегматитового процесса в какой-то степени координируется с калишпатовой, по крайней мере в отношении своей однородности или разнообразия в пределах отдельных природных объектов. В описываемых пегматитовых провинциях весьма монотонными являются гомогенные плагиоклазы редкометальных пегматитов Средней Азии, характеризующиеся значениями $Uc = 0,80 - 0,90$ при средней основности $10\% An$ (56 анализов). В пегматитах юга Сибири основность плагиоклазов в целом несколько повышена (в среднем около $15\% An$), а значения Uc группируются около $0,75 - 0,80$, но здесь отмечаются незакономерные понижения Uc и развития почти чистых низких альбитов. Редкометальные пегматиты среднепротерозойского структур-

ного этажа западного обрамления Сибирской платформы, как и редко-металльные, слюдоносно-редкометалльные и слюдоносные пегматиты рифейского этажа, содержат наиболее упорядоченные плагиоклазы со средней основностью 10 — 13 % Ан (30 анализов). При этом среди разностей слюдоносной формации встречаются и низкие альбиты. Сравнительно нешироко распространенные плагиоклазы из пегматитов Восточно-Саянского пояса характеризуются низким Ан-содержанием и значениями U_c около 0,70. Более широк диапазон изменения $U_c = 0,80 - 1,0$ в плагиоклазах из пегматитов Гиндукуша, но здесь более стабилен состав — 6 — 14 % Ан — при среднем значении 10 % Ан (по 34 анализам).

Плагиоклазы слюдоносных пегматитов юго-запада Кольского полуострова существенно менее однородны по структурным и фазовым показателям. Здесь можно выделить три дискретные группы: 1) промежуточные альбиты $U_c = 0,40 - 0,60$, Ан = 3 — 7 %; 2) субупорядоченные олигоклазы $U_c = 0,70 - 0,75$, Ан = 20 — 28 %; 3) упорядоченные олигоклазы $U_c = 0,90 - 1,0$; Ан = 18 — 20 %. В слюдоносных и андалузитовых пегматитах юго-восточной части Кольского полуострова отмечается только группа упорядоченных олигоклазов. Плагиоклазы хрусталеносных пегматитов, слагающие Na-фазы пертитов блочных агрегатов и образующие гомогенные кристаллы в мелкозернистой массе, имеют весьма низкое структурное состояние, но различаются основностью: в первом случае № 5 — 11, во втором — № 12 — 19. Низким альбитом представлена и Na-фаза амазонитов.

Более разнообразна плагиоклазовая минералогия в десицированных пегматитах юго-западного Памира. Уже оптическое изучение фиксирует морфологическую неоднородность плагиоклазовых выделений. Наряду с простым и полисинтетическим (альбитовым и периклиновым) двойникованием широко представлены несдвойникованные зерна со скользящим облачным и тeneвым погасанием, зерна с неясно выраженным двойникованием, с выклинивающимися, изогнутыми и наложенными двойниками, с нерегулярным двойниковым строением и другими изменениями: зональные зерна, как правило, отсутствуют. Довольно часто в пределах одного шлифа наблюдаются элементы строения, обусловленные динамическим воздействием, например мозаичные агрегаты в объеме первичного плагиоклазового кристалла; то же касается и многообразия двойниковых агрегатов и индивидов.

Десицированные пегматиты сложены плагиоклазами всех диапазонов основности — от альбита до анортита, но статистически дискретными оказываются фазовые группы лабрадор-анортита, олигоклаз-андезина и альбита. Первая группа плагиоклазов находится в промежуточном низком структурном состоянии. Во второй — значения U_c концентрируются в диапазонах 0,4 — 0,7 и 0,8 — 1,0, т.е. фиксируются только промежуточные и упорядоченные структурные формы, а разупорядоченное состояние не достигается. Иной характер имеют альбитовые структуры, вариации U_c которых от 1,0 до 0,2. Хотя в исследуемой выборке полностью разупорядоченных разностей не наблюдалось, значения U_c менее 0,4 обычны. Особенностью альбитов является близость фактического структурного

состояния и максимально возможного разупорядочения (напомним, что верхний предел U_c всегда равен 1,0). Если это так, то отсюда следует петрологически важный вывод о том, что в природных условиях, исключая возможно низкотемпературную обстановку вторичной альбитизации и соответствующего развития упорядоченных структур, альбиты кристаллизуются в своей наиболее (но не абсолютно) разупорядоченной форме. В связи с этим интересно заключение Ф. Орвилла (1974 г.) о реализации в перистеритах двух структурных модификаций плагиоклаза: упорядоченного олигоклаза и промежуточного (разупорядоченного?) альбита. Отсюда можно предположить, что нахождение в определенной ситуации гомогенных неупорядоченных альбитов является показателем перистеритового строения плагиоклазов, которое ни оптически, ни рентгенографически не может уверенно диагностироваться.

В целом по величинам U_c исследуемые плагиоклазы группируются в пределах трех изолированных интервалов: 1) 0,10 — 0,40; 2) 0,44 — 0,70; 3) 0,79 — 1,0. По-видимому, именно такое разделение объективно соответствует качественным определениям — высокий, промежуточный и низкий, употребляемым обычно для оценки структурного состояния.

Таким образом, десилицированные пегматиты юго-западного Памира сложены плагиоклазами всего возможного диапазона основности и столь же обширного спектра состояний порядка-беспорядка. Выделение среди них трех минералогически дискретных структурно-фазовых групп, с одной стороны, может свидетельствовать о многоэтапности процесса собственно пегматитообразования и в этом случае, учитывая известную инертность в изменении свойств средних — основных плагиоклазов, активная роль должна принадлежать высокотемпературной альбитизации или тем явлениям, которые приводят к индивидуализации натриевых разностей, с другой, нельзя исключить возможность перистеритового распада, который может быть следствием первичной кристаллизации или динамического воздействия. Неоднородность состояний высокоосновных плагиоклазов более соответствует первому предположению. Выше указывалось на развитие в этих пегматитах ортоклазового калишпата с довольно напряженными ячейками. Возможно, что процессы альбитизации и калишпатизации ответственны за последовательность минеральных парагенезисов данного пегматитообразования.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ И КОМПЛЕКСОВ

На примере щелочных пород Вишнево-Ильменогорского комплекса показано, насколько сложны в генетическом отношении природные магматические объекты. Гранитоидные комплексы в этом смысле также не являются исключением и, по-видимому, довольно редко могут интерпретироваться в рамках одной генетической концепции. Это касается не только образований различных фаций глубинности, но и различных частей отдельных массивов. Общая картина минералогической диагностики формирования гранитоидных тел дополнительно осложняется многоак-

тностью внедрения, полициклическостью гранитизации, а также различного рода контактными и контаминационными явлениями, не говоря уже о многостадийных постмагматических преобразованиях. Структурные и фазовые константы полевых шпатов, как и характеристики других породообразующих минералов, фиксируют элементы полибарической и политермальной эволюции, обусловивших современный облик гранитоидных массивов.

Ряд петрографических, минералогических, геохимических, структурных и других признаков показывают, что при генерализации процессов происхождения гранитов конкретных тел в рамках магматического, анатектического или метасоматического механизмов здесь неизбежно сохраняются фрагменты предшествующей и позднейшей истории горных пород. Однако даже замечание К. Менерта (1971 г.) о правомерности вывода генетического характера лишь по отношению к данному образцу породы с точки зрения полевошпатового обобщения может оказаться весьма грубым, поскольку в этом образце существует группа полевошпатовых систем, не находящихся в сопоставимых равновесных состояниях. Применяемый способ отбора фракций сам по себе не является узкоцеленаправленным и использованная для анализа проба (или пробы), как уже указывалось, фиксирует структурно дискретную разность, преобладающую в комплексе полевошпатовых модификаций образца. Отсюда следует, что в ходе аналитических работ по гранитоидам нами в большинстве случаев регистрировались свойства петрографически наиболее значимого полевого шпата; случаи же активизации вторичных изменений выделены особо. Таким образом, по достаточно представительному числу проб, основываясь на наиболее часто встречаемых характеристиках, можно обобщить основные особенности полевошпатовой минералогии конкретных массивов, а также указать на ряд ответвлений от главного петрогенетического процесса.

Ниже приведены описания структурных и фазовых состояний полевых шпатов различных гранитоидных массивов и комплексов. Дана характеристика также полевых шпатов более основных пород, метаморфических образований и пегматитов, так или иначе генетически связанных с гранитоидами. Сделан акцент на возможные условия формирования наиболее часто встречаемых представителей этой минеральной группы, но также оцениваются и отклонения, отражающие отдельные детали и общую динамику становления пород.

Гранитоиды Енисейского кряжа

Докембрийский магматизм Енисейского кряжа проявлен в несколько этапов — архейский, карельский и байкальский [В.М. Даденко, С.С. Кумеев, 18]. В архее образование чарнокитов канского комплекса происходило в результате процессов ультраметаморфизма в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В чарнокитах отмечаются как пертитовые и антипертитовые полевые шпаты, так и гомогенные разности. Характерная черта этих полевошпатовых модификаций — отсутствие

существенных различий в составе и структурном состоянии между гомогенными зернами и фазами распада.

Внедрение крупных масс магматических гранитов таракского комплекса характеризует карельский этап. Полевые шпаты этих гранитов в основном пертитовые, и составляющие фазы находятся в низком структурном состоянии.

В рифее в связи с байкальским тектогенезом в Енисейском крае развит полно ряд геосинклинальных формаций гранитов. Выделяются синтектонические (соскладчатые), сининверсионные и посторогенные формации. Синтектоническое гранитообразование приводит к формированию метасоматических гранитов и мигматитов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (Посольненский, Чернореченский, Верхне-Кутукасский и другие массивы).

Для гранитов типичны структуры порфиробластические с участками пойкилобластических. Порфиробласты представлены микроклином высокой триклинности с низким содержанием натрия. На метасоматический характер микроклина указывают сохранившиеся в нем пойкилитовые включения плагиоклаза и кварца. Для микроклина основной массы характерно межгранулярное развитие. Плагиоклаз представлен двумя разновидностями: альбитом и олигоклазом. Большинство зерен олигоклаза заключено в порфиробластах микроклина, меньшая часть вместе с альбитом находится в основной массе. Калишпаты и плагиоклазы находятся в низком структурном состоянии.

Процессы метасоматической гранитизации в отдельных случаях перерастали в селективное плавление с образованием эвтектоидных гранитов. Такие граниты испытывали перемещение и иногда сопровождалась лишь частичным расплавлением исходных пород, что установлено на примере Гаревского массива. Плагиоклаз здесь также упорядочен; калишпат является максимальным микроклином с невысоким Or-содержанием.

Сининверсионные граниты байкалиды слагают более половины площади всех гранитоидов региона (татарско-аяхтинский комплекс: Татарский, Аяхтинский, Стрелковский, Каламинский, Чиримбинский, Гурахтинский, Нижнеканский и другие массивы). Массивы приурочены к ядрам крупных антиклинорий, конформны по отношению к вмещающим образованиям, но в контакте с последними могут появляться гибридные породы повышенной основности или щелочности. Центральные части массивов сложены гранитами, в периферических они сменяются гранодиоритами, диоритами или сиенитами, но столь же обычны и более постепенные переходы к вмещающим через гнейсовидные граниты и гранитогнейсы. Формирование массивов обусловлено процессами магматического замещения. Исследование полевошпатовой минералогии Аяхтинского, Чиримбинского и Каламинского массивов проведено по наиболее распространенным петрографическим разновидностям пород: равнозернистым серым и розовым гранитам, гнейсовидным гранитам и гнейсам [С.С. Кумеев, С.С. Ильенок, А.М. Сазонов, 4].

Характеристики полевых шпатов здесь весьма однообразны. Это особенно заметно в плагиоклазах, обладающих основностью 0 — 10 % Ан в гнейсах и серых гранитах, 0 — 20 % Ан в гнейсовидных гранитах и 0 — 37 % Ан в розовых гранитах, причем лишь в последних устанавливается некоторая разупорядоченность, в то время как другие разности устойчивы в низком структурном состоянии. Упорядоченные плагиоклазы ассоциируются с рентгенографически моноклинными и слабо триклинными калишпатами. В серых порфиroidных гранитах более распространены низкие и максимальные микроклины, в других петрографических разностях в основном фиксируются санидин-ортоклазы. Наименее упорядочены калишпаты розовых гранитов, а в гнейсах заметны моноклинный и триклинный пути упорядочения. Особенностью калишпатов является взаимосвязь t_{10} и Ор-содержания: в розовых и гнейсовидных гранитах возрастание t_{10} сопровождается увеличением % Ор, в гнейсах зависимость обратная; в серых гранитах такая связь отсутствует. Локализация величин Δa наблюдается лишь в розовых гранитах.

Происхождение пород татаро-аяхтинского комплекса связано с процессами магматического замещения. При этом считается, что процесс гранитизации, завершающийся формированием серых гранитов, по-видимому, является заключительной стадией регионально проявленного алломагматического замещения. Если начальные этапы гранитизации происходили в условиях больших глубин по крупным объемам вмещающих толщ, то ее конечный этап связан с условиями средних глубин и палингенного магмообразования на отдельных участках массивов, фиксирующихся распространением розовых гранитов.

Посторогенные граниты байкалид, выделяемые в глушихинский комплекс, слагают большую группу массивов, из которых полевые шпаты изучены в Осиновском, Тырадинском, Лендахском, Савинском, Гремихинском, Верхне-Киликейском, Стрелковском и Чистопольском. Образования комплекса трехфазные: I — равномернозернистые и порфиroidные граниты; II — гранит-порфиры и микрогранит-порфиры; III — аплитовидные граниты и аплиты. Полевошпатовая минералогия двух последних фаз однотипна: калишпаты являются, как правило, низкими микроклинами с Ор-содержанием 80 — 90 %, а плагиоклазы — промежуточными альбитами. В гранитах I фазы устанавливается существенное различие калишпатов основного базиса и порфиroidных выделений: первые представлены моноклинными разностями от высокого до низкого санидина, а вторые — низкими до максимальных микроклинами. Триклинные разности локализуются, кроме того, составами 85 — 100 % Ор, а моноклинные — составами 75 — 85 % Ор. Напряженность ячейки изменяется в пределах 0,0 — 0,15 Å и не связана с Ор-содержанием. Минералогия плагиоклазов еще более монотонна: преобладают упорядоченные разности ($U_c = 0,9 - 1,0$) состава альбит—олигоклаз. В пределах каждого массива имеются модификации полевых шпатов, отличающиеся от указанных особенностей, но эти отклонения незакономерны и обобщенные структурно-фазовые характеристики можно считать оптимальными для всех образований глушихинского комплекса. Формирование этих масси-

вов связано с многократным внедрением магматического расплава и его вертикальными перемещениями. Предполагается, что на современном эрозионном срезе вскрыты гранитоиды гипабиссальной фации.

Гранитоиды Алданского щита

В пределах этого обширного региона исследованы представители отдельных формационных типов гранитоидов архейского и раннепротерозойского возраста.

Порфиробластические чарнокитоиды восточной части Алданского щита (Тимптоно-Учурский блок) располагаются в серии супракрустальных образований тимптоно-джелтулинского комплекса [С.С. Кумеев, В.Н. Верхало-Узкий, 11]. Пластовые и дайковые тела, сложенные этими породами, достигают в береговых обнажениях рек Гонам и Учур протяженности от сотен метров до первых километров и мощности десятков — сотен метров. В отдельных случаях они формируют небольшие по площади тела и мелкие штокообразные массивы. Порфиробластические чарнокитоиды обычно тяготеют к зонам полихронных дизъюнктивных нарушений и динамометаморфизма. Они имеют тектонические контакты с вмещающими породами и нередко включают ксенолиты последних, представленные разнообразными кристаллосланцами, гнейсами и чарнокит-мигматитами. Приконтактные зоны сложены ультрамилонитами, милонитами и бластомилонитами, переходящими в порфиробластические гнейсовидные чарнокитоиды, среди которых встречаются и массивные разности, представленные крупнозернистыми порфиroidными чарнокитоидами. Формирование чарнокитоидов связано с процессами гранитизации и дегранитизации.

Породы, слагающие плутоны мигматит-гранитовой формации (тимптоно-алданский комплекс), исследовались на примере гранодиоритов и гранитов. Их происхождение объясняется метасоматическим преобразованием пород супракрустального комплекса. При интрузивном возникновении расплава формируются интрузивно-анатектические аляскиты, а синхронный высокотемпературный метасоматизм приводит к образованию кварц-полевошпатовых метасоматитов (пегматоидов) [2].

Рапакивиподобные граниты принимают участие в строении Кодарского массива, расположенного на западе Алданского щита в центре хр. Кодар и являющегося частью Кодар-Удоканского лополита. Массив площадью около 2400 км² имеет в плане округлую форму, резкие, активные контакты с вмещающими породами нижнепротерозойской удоканской и архейской чарской серий. Формирование массива происходило в две фазы. Породы главной фазы представлены порфиroidными биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами, слагающими основную часть массива, и их фаціальными разновидностями. Второстепенная фаза — мелко-среднезернистые лейкократовые граниты, формирующие небольшие штокообразные и жильные тела. В пределах массива также устанавливаются продукты разновозрастных метасоматических

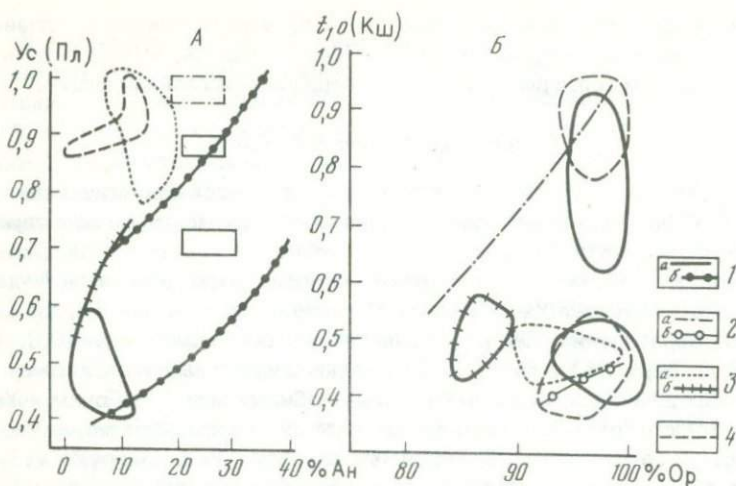


Рис. 52. Состав и упорядоченность плагиоклазов (А) и калиевых полевых шпатов (Б) из гранитоидов Алданского щита.

Формация: 1 — чарнокитов (а) и эндербитов (б); 2 — мигматит-гранитов (а — гранодиориты, б — граниты); 3 — аляскитов (а) и метасоматитов (б); 4 — рапакиви

процессов, которые оказывали существенное влияние на частично или полностью сформированные гранитоиды.

Полевые шпаты гранитоидов Алданского щита охарактеризованы 86 анализами плагиоклазов и 149 анализами калишпатов (коллекция В.Н. Верхало-Узкого). Для сравнения путей эволюции этих минералов выбрана диаграмма состав — упорядоченность (рис. 52). Порфирировидные чарнокитоиды — чарнокиты и эндербиты — микроскопически сложены гомогенными плагиоклазами и калишпатами.

Плагиоклазы чарнокитов локализуются в пределах трех групп, дискретных по Y_c : основности 20 — 30 % Ан отвечают группы промежуточного и низкого состояния, а малоосновные различия соответствуют структурной модификации промежуточного альбита. В эндербитах довольно отчетливы отдельные вариационные линии, показывающие уменьшение значений Y_c при увеличении % Аб. В плагиогранитах и гранитах мигматит-гранитовой формации преобладают упорядоченные различия среднего состава. Для аляскитов и связанных с ними метасоматитов характерна смена упорядоченных альбит-олигоклазов промежуточными альбитами. В рапакиви-подобных гранитах Кодарского массива исследованные плагиоклазы представляют собой Na-фазы пертитов, находящихся в низком структурном состоянии.

Калишпаты гранитоидов указанных формационных типов обычно нечетко дифференцированы по преобладанию триклинных и моноклинных модификаций. В чарнокитах более распространены ортоклазы, реже — низкие микроклины и в единичных случаях — промежуточные;

в эндебитах устанавливаются ортоклазы и высокие микроклины. В обеих разностях пород Ор-содержание калишпатов близко к максимальному 95 — 100 %. Для калишпатов мигматит-гранитовой формации связь увеличения t_1 и % Ор выражена отчетливо, особенно в плагиогранитах, где высокие микроклины содержат 80 % Ор, а низкие около 100 % Ор. Калишпаты гранитов этой формации аналогичны ортоклазам чарнокитов. В аляскитах и связанных с ними метасоматитах калишпаты структурно однородны (ортоклазы), но отличаются содержанием ортоклазового минала: в аляскитах в среднем около 95 %, в метасоматитах — около 85 %. Рапакивиподобные граниты сложены двумя дискретными группами калишпатов: матричным ортоклазом в продуктах пертитового распада и низким микроклином в гомогенных выделениях. В обоих случаях Ор-содержание достаточно высоко — 90 — 100 %.

Напряженность калишпатовых ячеек, как правило, не превышает 0,15 Å, но в микроклинах плагиогранитов мигматит-гранитовой формации ее значения достигают 0,30 Å. Кроме того, отмечается линейная зависимость увеличения напряженности с ростом Ор-содержания в калишпатах метасоматитов и обратная зависимость для аляскитов. Индивидуальные черты каждого возможного механизма формирования пород охарактеризованных формаций в свете особенностей слагающих их полевошпатовых ассоциаций можно интерпретировать следующим образом.

Гранитизация и дегранитизация: понижение основности плагиоклазов сопровождается понижением степени порядка; для чарнокитов этот процесс прерывистый, для эндебитов — плавный, но, по-видимому, неоднотактный; конечной (либо начальной) стадией изменения плагиоклазовой минералогии является промежуточный альбит. Роль калишпатов в полевошпатовом парагенезисе в известной степени пассивна (стабилен ортоклаз), появление микроклинов в чарнокитах связано с более упорядоченными олигоклазами.

Палингенно-метасоматические плагиограниты и граниты, напротив, характеризуются изменчивостью характеристик калишпатов, и их минералогическим отличием в указанных петрографических разностях. Устойчивое низкое состояние плагиоклазов позволяет предположить существенно калиевую специфику метасоматического преобразования.

Интродуцировавшие анатектические выплавки (аляскиты) характеризуются более кислым составом того же низкого плагиоклаза и тем же преобладающим ортоклазовым фоном. По-видимому, в данном случае интрузивный процесс выражается узким диапазоном изменения полевошпатовых свойств.

Высокотемпературный метасоматизм — уже более направленный процесс: развиваются промежуточные альбиты, а эволюция калишпатов направлена в сторону обеднения Ор-составляющей, т.е. в более высокотемпературную область сольвуса, по сравнению с аляскитами.

Рапакивиподобные граниты имеют определенные черты сходства с аляскитами: развитие упорядоченных фаз пертитов (К-фаза моноклинно упорядочена) также результат медленного остывания. По анало-

гии с ультраметаморфитами можно предполагать, что микроклиновые калишпаты здесь образуются при последующих явлениях гранитизации.

Гранитоиды хребта Джугджур (Челасинский плутон)

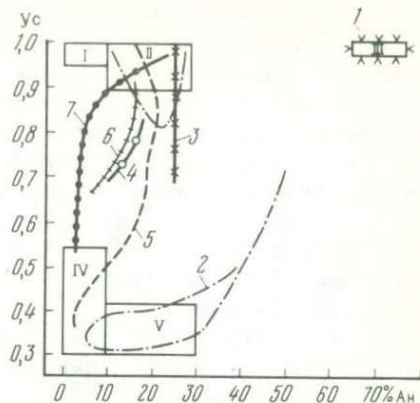
Челасинский плутон — часть Прибрежного батолита (7400 км²) гранитоидов. Плутон состоит из шести массивов: Комуйского, Джагдинского, Курьинского, Усть-Курьинского, Олгондинского, Танчинского. Вмещающими породами служат терригенно-карбонатные толщи верхнепротерозойского и кембрийского возраста и вулканиты нижнего мела [В.И. Пузанов, С.С. Кумеев, А.Б. Соловьев, 11]. В плане он имеет слабо вытянутую в субмеридиональном направлении форму в соответствии с общим простираем основных структурных элементов вмещающих пород. Форма плутона сложная, с извилистыми очертаниями контакта, падающего от плутона. Выделенные в составе плутона массивы соединяются между собой узкими рукавами гранитоидных пород. Характерная черта строения массива — отсутствие механического воздействия гранитоидов на структуру вмещающих пород, которая как бы просвечивает через весь плутон, прослеживаясь в многочисленных ксенолитах и различных по размерам останцах кровли с сохранением элементов залегания слагающих их пород. На современном эрозионном срезе в условиях громадной площади выхода и незначительной глубины формирования кровли над плутоном сохранились фрагменты тонкой пленки вмещающих пород с ненарушенными элементами залегания.

В петрографическом отношении плутон представлен разнообразным комплексом пород, составляющих единые фациальные ряды переходных разностей гранитоидов, обусловивших зональное строение плутона. Изучение полевых шпатов Челасинского плутона проведено в соответствии с выделяемыми разностями пород: габбро, диориты, гранодиориты, адамеллиты, амфибол-биотитовые и биотитовые порфириовидные граниты, те же граниты равномернозернистые, аляскитовые граниты. Для нижеследующего описания использованы 71 анализ плагиоклазов и 48 анализов калишпатов.

Плагиоклазы габбро обладают преимущественной основностью около 70 % Ан (до 90 %) и высокой упорядоченностью. В диоритах плагиоклазы нестабильны: значительны вариации основности (от 10 до 50 % Ан) и Ус (0,32 — 1,0). Преобладают упорядоченные разности в гранодиоритах (средний состав 25 % Ан) и несколько разупорядоченные (Ус = 0,70 — 0,83) в адамеллитах (~ 20 % Ан). В обеих разностях гранитов присутствуют плагиоклазы широкого диапазона Ус, но в порфириовидных разностях обычная основность 8 — 16 % Ан, а в равномернозернистых наблюдается дифференциация на две группы: 15 — 20 и 0 — 6 % Ан, причем последняя группа соответствует структурному типу промежуточного альбита. Подобные альбиты отмечаются и в аляскитовых разностях, но в основном здесь плагиоклазы упорядоченного характера. Общая черта плагиоклазовой минералогии описываемых пород — присутствие

Рис. 53. Эволюция состава и упорядоченности плагиоклазов в ходе формирования пород Челасинского плутона.

1 — габбро; 2 — диорит; 3 — гранодиорит; 4 — адамеллит; 5 — гранит; 6 — порфиroidный гранит; 7 — аляскитовый гранит. Структурно-фазовые типы: I — низкий альбит, II — низкий олигоклаз, III — низкий лабрадор-битовнит, IV — высокий-промежуточный альбит, V — высокий олигоклаз



в каждой разности плагиоклазов различного структурного состояния, т.е. каждая петрографическая разновидность в какой-то степени представляет собой внутреннее структурно-неоднородную серию (за исключением габбро). При этом наиболее пестрой оказывается группа диоритов, причем пестрота выражена не только в упорядоченности, но и в составе.

На рис. 53 показан характер взаимоотношений Yc и % An, наблюдаемый в плагиоклазах массива. В большинстве случаев каждая разность пород образует самостоятельные вариационные линии или области концентраций точек, а идентичными оказываются плагиоклазы порфиroidных гранитов и адамеллитов. Отсюда следует, что конкретные разновидности гранитоидов проходят длительный многоступенчатый путь развития и возможно отражают условия формирования отдельных полифациальных рядов. Преимущественное расположение точек на диаграмме Yc — % An позволяет выделить самостоятельные структурно-фазовые группы плагиоклазов, общие или индивидуальные для различных пород:

1. Низкие альбиты распространены только в гранитах и отражают процесс вторичной альбитизации.
2. Низкие олигоклазы встречены практически во всех разностях пород, кроме габбро.
3. Низкие лабрадор-битовниты отмечены только в габбро.
4. Высокие промежуточные альбиты входят в состав аляскитов, гранитов и диоритов.
5. Высокие олигоклазы характерны для диоритов.

Можно также отметить присутствие в породах низких-промежуточных плагиоклазов $Y_c = 0,9 - 0,65$, но эта группа не столь отчетливо локализована по An-содержанию. Однако именно в этой области индивидуализируются упомянутые вариационные линии плагиоклазов гранитов.

Калиевые полевые шпаты пород Челасинского плутона исключительно однородны по структурному состоянию: значения t_1o лишь в единичных случаях выходят за рамки $0,30 - 0,40$, т.е. калишпаты являются санидинами. При этом минимальные значения t_1o отмечаются в гранитах и гранодиоритах — адамеллитах. В гранитоидах изменения Or-содержания приходится на интервал $83 - 100\%$; в диоритах состав

калишпата ограничен 88 — 94 % Ор. Величины напряженности ячеек обычно не выходят за пределы 0,10 — 0,20 Å; в собственно гранитах значения Δa возрастают пропорционально росту Ор-содержания.

Одной из особенностей полевошпатовых свойств является тождество состояний гомогенных разностей и пертит-антитертитовых фаз распада; отмечается лишь повышенная упорядоченность альбит-олигоклазовых Na-фаз, соответствующая общей широкой распространенности этой структурно-фазовой группы. Таким образом, значимым минералогическим отличием обладают только плагиоклазы. Общими типами для средних — кислых пород являются упорядоченные олигоклазы и высокие промежуточные альбиты.

В соответствии с геолого-структурными данными нами была предложена модель становления пород плутона, использующая теоретические принципы магматического замещения. Наиболее глубокие эрозионные срезы фиксируют здесь преобладание кислых пород, а апикальные части представлены основными — средними разностями. Разогрев магмы вследствие экзотермических реакций идет в сторону приповерхностных фаций и максимален в области контакта с вмещающими породами. Процессы анатексиса, свойственные большим глубинам, с уменьшением давления могут сменяться и непосредственной интрузией [С.С. Ильенок, 10]. Согласно установленным структурно-фазовым типам плагиоклазов можно предположить, что исходной "матрицей" являются низкие олигоклазы, сформированные в режиме медленной кристаллизации. Об этом свидетельствует их присутствие во всех средних — кислых породах. При разогреве одним из путей эволюции плагиоклазов является дезорганизация структуры и при переходе через низкие-промежуточные формы появляется группа высоких-промежуточных альбитов с температурами, близкими к порогу триклинно-моноклинной инверсии. Эти значения температур (900 — 1000 °) регистрируют термальный предел, при котором происходила консолидация плагиоклазов в гранитах, диоритах и габбро, и который, вероятно, обусловил оптимальную обстановку течения процесса замещения. Структурная группа высокого олигоклаза не является кристаллографически стабильной и лишь отражает направление изменения стабильных структур, в данном случае к упорядоченному лабрадоритовниту габбро.

Эти и другие сложные подробности могут быть также вызваны полибарическими условиями формирования пород, однако в конкретном случае недостаточно данных для рассмотрения изменений вдоль определенного фациального ряда. Все вышеизложенное касается лишь петрографической зональности и в какой-то мере характеризует общее направление наиболее вероятных плагиоклазовых изменений.

Предполагаемой последовательности становления пород комплекса не противоречит и характеристика калишпатов, структурная однородность которых, проявленная по всему объему плутона, очевидно, может иметь несколько вариантов интерпретации. Важнейшим вариантом представляется обстановка устойчивого высокотемпературного режима, ответственного за кристаллизацию разупорядоченных санидинов. Высо-

котемпературная пертитовая ассоциация свидетельствует о существенно безводных условиях распада при достаточно высоком давлении. Смена же пертитовых полевых шпатов гомогенными разностями в апикальных частях массивов предполагает значительное снятие давления.

Граниты Памира

Раумидский интрузивный массив является дискордантным штокообразным телом площадью около 100 км². Массив образовался в эоценовую эпоху в малоглубинных условиях на завершающем этапе развития подвижной области. В нем выделяются граниты шести крупных фаз, находящиеся друг с другом в интрузивных соотношениях. Становление массива происходило в два этапа, и каждый этап состоял из трех фаз. Породы всех фаз представлены массивными отчетливо порфиоровидными биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами.

По структурным особенностям и пространственному положению в интрузивных телах породы всех фаз массива могут быть разделены на граниты глубинной и граниты краевой (в основном апикальной) фации. Полевые шпаты раумидских гранитов охарактеризованы 84 анализами калишпатов из вкрапленников и основной массы образований всех шести фаз [В.Н. Волков, С.С. Кумеев, 14].

По мере перехода от ранних к более поздним фазам становления массива моноклиновая упорядоченность порфиоровидных вкрапленников, а также триклиновая упорядоченность зерен калишпатов основной мелко-, среднезернистой массы последовательно нарастает. В поздних фазах массива калишпат вкрапленников и основной массы гранитов по составу все более обогащается ортоклазовым компонентом, а напряженность решетки уменьшается, за исключением перехода от V к VI фазе.

Калишпаты мелко- и среднезернистого базиса гранитов являются существенно микроклиновыми и более богатыми ортоклазовым миналом по сравнению с порфиоровидными выделениями из гранитов тех же фаз и фаций массива. Исключение представляют граниты VI фазы, в которых калишпат вкрапленников является гомогенным низким микроклином с более высоким Or-содержанием, чем в основной массе; здесь вкрапленники образовались позднее кристаллизации базиса. Калишпаты гранитов краевой фации второй фазы также имеют большее Or-содержание во вкрапленниках, но это низкие санидины.

Интересным оказался факт существенного различия структурного состояния между калишпатами порфиоровидных вкрапленников и базиса в пределах одной фазы гранитов, по сравнению с соотношением этой же характеристики у калишпатов различных фаз. Это может объясняться более поздней кристаллизацией калишпата базиса из расплава, богатого флюидом, который при консервации в межзерновом пространстве способствовал формированию микроклинов. В то же время начальная стадия становления массива, по-видимому, характеризовалась менее водными условиями и в гранитах первой фазы структурная организация калишпатов вкрапленников и основной массы одинакова — это только

моноклинные разности, более упорядоченные в мелкозернистом базисе. Для гранитов с мелкозернистым базисом характерна более напряженная ячейка в разностях из основной массы, чем в порфиридных выделениях. Напротив, в гранитах с более крупнозернистым базисом все калишпаты по напряженности ячейки идентичны.

Изменение упорядоченности калишпатов вкрапленников (в значениях t_{10} и коэффициента Z) по вертикальному разрезу в диапазоне 3500 — 4400 м происходит в том же направлении, в котором имело место понижение температуры кристаллизации расплава, однако в разностях из основной массы значения Y_c и t_{10} практически не изменяются. Отметим, что диапазон изменений калишпатов вкрапленников весьма значителен и сопоставим с вариациями упорядоченности во всех фазах.

Калишпаты гранитов краевой (апикальной) фации обычно почти аналогичны разностям глубинной фации, однако граниты краевой фации четвертой фазы сложены высокими санидинами, а глубинной низкими. Здесь же устанавливается и существенное различие состава калишпата. В целом же сопоставление не однозначно, так как сами граниты краевой фации неоднородны и масштаб неоднородности, возможно, больше различий между гранитами краевой и глубинной фаций.

Плаггиоклазы раумидских гранитов, изученные по 74 пробам, не обладают таким отчетливым разнообразием, как калишпаты. Статистически выделяются две крупные группы: 1) 5 — 8 % Ан при $Y_c = 0,8 - 0,9$ (53 % проб) и 2) 11 — 13 % Ан при $Y_c = 0,9 - 1,0$ (24 % проб), т.е. присутствуют слабо разупорядоченные альбиты и упорядоченные альбитолигоклазы. Ор-содержание обычно весьма устойчиво (около 0,5 %). Характерно, что относительно разупорядоченными являются Na-фазы пертитов.

Формирование гранитов обоих этапов происходило из различных порций расплава, каждая из которых поступала в интрузивную камеру из глубинного источника. Граниты начальных фаз в каждом из двух этапов становления массива образовались из исходного недифференцированного расплава, а граниты последующих фаз — из продуктов кристаллизации остаточных все более и более дифференцированных, а потому все более низкотемпературных расплавов. Более интенсивно процесс дифференциации расплава происходил на втором этапе становления массива, и особенно резкий скачок степени дифференцированности фиксируется при переходе от V к VI фазе.

Лянгарский массив. Характер изменения полевых шпатов по вертикальному разрезу изучен на примере нижнеюрских — верхнемеловых гранитов Лянгарского массива (юго-восточный Памир), опробованного через 50 м в диапазоне 4000 — 5050 м (коллекция Р.Х. Хасанова). Плаггиоклазы подразделяются по нескольким преобладающим значениям основности: 1) № 16 — 17, 2) № 19 — 27, 3) № 30 — 32. Наибольшая основность в нижней и средней частях разреза. Содержание ортоклазового компонента в плаггиоклазах часто выше 3,5 %, причем стабильные низкие значения отмечаются в интервале разреза 4500 — 4800 м. Плаггиоклазы изученного разреза в целом характеризуются промежуточным структурным

состоянием и возрастанием значений $Ус$ снизу вверх, но в средней части (4600 — 4800 м) наблюдаются незакономерные изменения этого показателя; здесь же появляются антипертитовые разности.

Калиевые полевые шпаты в качестве гомогенных образований установлены лишь в центральной части разреза. Их Or -содержание прогрессивно возрастает с повышением гипсометрического уровня нахождения гранитов и достигает состава чистых конечных членов. Степень упорядоченности калишпатов по разрезу изменяется незначительно. Это промежуточные санидины со значениями $t_{10} = 0,36 - 0,41$, но по величинам коэффициента Z можно заметить незакономерные локальные изменения структурного состояния, не выходящие из граничных значений этой структурной модификации.

Наиболее высокотемпературной (до $800^{\circ}C$ по плагноклазовому термометру) является нижняя часть изученного разреза. Выше 4400 м все вариации значений температур находятся около $700^{\circ}C$. Использование баротермометра Стормера позволяет оценить возможное формирование основной части гранитов при $0,5 - 1$ кб, т.е. установить гипабиссальный характер внедрения Лянгарского массива.

Гранитоиды Земли Виктории (Антарктида)

В районе Сухих Долин (Трансантарктические горы, южная часть Земли Виктории) развиты додевонские магматические породы, разделяющиеся по отношению к Росскому орогенезу на четыре комплекса: доорогенный, орогенный, поздне- и посторогенный. Эти в основном гранитоидные образования прорывают породы трех метаморфических комплексов, в частности гранитогнейсовый [Е.Н. Каменев, С.С. Кумеев, 18].

Комплекс доорогенных гранитоидов представлен плутонами батолитового характера, сложенными огнейсованными порфиробластическими биотит-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми сиенит-диоритами и монцонитами, которые, возможно, являются мобилизованными аналогами гранитогнейсового комплекса. Комплекс орогенных гранитоидов (выделяются начальная и заключительная фаза внедрений) представлен штоками и батолитами массивных порфиробластических крупнозернистых биотит-роговообманковых гранодиоритов, граносиенитов и гранитов. К позднеорогенному гранитоидному комплексу относятся штоки и пластины крупнозернистых порфировидных диоритов, сиенит-диоритов и монцонитов. Его завершающая фаза представлена малыми жильными и штокообразными телами среднезернистых биотитовых гранитов и гранодиоритов. Посторогенному комплексу принадлежат штоки, лакколлиты и пластины биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и граносиенитов.

Для характеристики полевых шпатов двух первых комплексов и гранитогнейсов фундамента использованы образцы 57 плагноклазов и 46 калишпатов. Плагноклазы гранитогнейсов имеют два максимума составов, соответствующих альбиту и олигоклаз-андезину, находящимся в

низком структурном состоянии. Низкие альбиты (№ 6 — 10) отмечаются также в ранней фазе орогенных гранитоидов, а в заключительной фазе — промежуточные разности олигоклаз-андезинов, но вариации основности здесь весьма широки. Нестабильными по составу и упорядоченности являются плагиоклазы доорогенных гранитоидов.

У калишпатов ортоклазсодержания изменяются в пределах 70 — 90 %; в гранитогнейсах отмечаются калишпаты с 71 — 80 % ортоклазового компонента, в орогенных гранитоидах ранней фазы присутствуют разности с наиболее широким диапазоном ортоклазсодержания. В этих же породах заключительной фазы комплекса вариации ортоклазсодержания сужаются.

В калишпатах максимумы t_1 для гранитогнейсов и заключительной фазы орогенных гранитоидов приходится на интервал 0,25 — 0,5. Кроме того, одна часть калишпатов гранитогнейсов соответствует триклинно упорядоченным разновидностям, а другая часть орогенных гранитоидов — триклинно промежуточным. На тот же интервал t_1 приходится и максимум встречаемости триклинных калишпатов начального этапа орогенного комплекса. Если сравнить две фазы комплекса орогенных гранитоидов, то необходимо отметить повышение основности плагиоклаза и ортоклазсодержания калишпата в заключительную фазу и снижение упорядоченности обоих полевых шпатов. Вследствие известной неоднородности как состава, так и упорядоченности полевых шпатов гранитогнейсов средние значения этих констант здесь довольно высоки. Можно отметить, что, например, по сравнению с ранней фазой орогенного комплекса в полевых шпатах гранитогнейсов повышены и анортит- и ортоклазсодержание, но упорядоченность несколько снижена. В доорогенных гранитоидах не установлено преобладание определенного типа калишпата, кроме того, здесь диагностируется присутствие анортоклазов.

K- и Na-фазы пертитов — антипертитов соответствуют характеристикам гомогенных полевых шпатов, описанным для пород каждого комплекса, лишь в гранитоидах заключительной фазы орогенного комплекса можно установить более высокотемпературную обстановку фазовой сегрегации.

Таким образом, полевые шпаты метаморфических гранитогнейсов характеризуются в целом наиболее низкими, но неоднородными структурными состояниями. Эта же неоднородность с преимущественным разупорядочением прослеживается и в стадию мобилизации пород фундамента, в доорогенных гранитоидах. Начальный этап орогенного гранитообразования не наследует специфику фазовых и структурных состояний полевых шпатов гранитогнейсов ни по характеру распределения этих констант, ни по средним значениям. По-видимому, это обстоятельство свидетельствует о самостоятельности исходного магматического расплава, результатом более высокотемпературной эволюции которого явились образования заключительной фазы орогенного комплекса, где устанавливаются более разупорядоченные плагиоклазы и моноклинные калишпаты.

Рассматривая характеристику упорядоченности и состав полевых шпатов из образований поздне-посторогенных плутонов, можно выявить следующие закономерности [С.С. Кумеев, Е.Н. Каменев, 11].

1. Полевые шпаты пород центральной и краевой зон главной фазы поздне-посторогенного комплекса характеризуются нестабильностью состава, низкой упорядоченностью и высокими температурами равновесий. При этом структурная организация плагиоклазов отвечает промежуточному и высокому состоянию, а калиевые полевые шпаты представлены широким рядом моноклинных разностей (санидин-ортоклазы).

2. Полевые шпаты области эндоконтакта характеризуются более совершенной структурной организацией, что, однако, может быть связано с наблюдавшимся пертитовым распадом. Наряду с пертит-антипертитом здесь отмечался и высокий плагиоклаз, сходный с разновидностями центральных частей.

3. Полевые шпаты гранитоидов поздней фазы так же неоднородны, как и порода главной фазы, но в них не наблюдается четкой дифференциации на изолированные структурные модификации.

4. Использование полевошпатовых баротермометров показало, что формирование пород главной фазы возможно в условиях общего давления около 10 кб. С приближением к контакту давления резко снижаются и формирование полевых шпатов более соответствует водным условиям. Крайне нестабилен барометрический режим формирования полевых шпатов пород поздней фазы: здесь фиксируются общие давления порядка 5 кб. Для пород поздне-посторогенного комплекса в принципе характерны сухие полибарические условия формирования.

Среди гнейсовидных порфиробластических гранитоидов доорогенного комплекса на хребте Стэфлер наблюдаются шарообразные и эллипсоидные обособления (капли) мелкозернистых гранитов, достигающие 18 см в диаметре. Состав обособлений соответствует жильным биотит-амфиболовым гранитам, пересекающим породы доорогенных плутонов. В самом центре ядерной части шаровидных капель располагается мелкозернистый агрегат, насыщенный темноцветами. Этот агрегат погружен в среднезернистый светло-серый гранодиорит, постепенно переходящий в мелкозернистый, причем зона перехода выражена нечетко и обогащена тонкими, различно ориентированными полевошпатовыми прослойками. Далее наблюдается зона мелкозернистого серого и светло-серого гранита, которая оканчивается тонкой (4 — 6 мм) розовой каемкой, ограничивающей внешнее шаровидное обособление. Эти зональные капли погружены в среднезернистый розовато-серый гранит, причем на отдельных участках заметна флюидалность, ориентированное расположение темноцвета вокруг шаровидного включения. В цементирующей массе встречаются также среднезернистые меланократовые прослои, которые грубо ориентированы субпараллельно границе орбикулы [С.С. Кумеев, Е.Н. Каменев, 18].

Изменение состава и упорядоченности полевых шпатов в пределах шаровидных обособлений гранитоидов следующее: основность плагиоклаза (изменения от № 13 до № 36) уменьшается от ядерной зоны к светло-серой среднезернистой массе, затем слегка повышается в мелко-

зернистом агрегате и плавно снижается к цементирующей массе. В меланократовых участках основность плагиоклазов снова несколько повышается. Состав калишпатов внешней зоны орбикулы и вмещающего гранита практически одинаков: это почти гомогенные разности без альбитового компонента.

При переходе к каждой последующей зоне орбикул изменения величин упорядоченности и An-содержания идентичны. Неупорядоченный плагиоклаз ядра № 36 несколько упорядочивается в окружающем светло-сером среднезернистом агрегате № 20. В мелкозернистой массе орбикулы вновь фиксируется разупорядоченный плагиоклаз № 30 и далее к внешней зоне и цементирующей гранитной массе происходит некоторое повышение степени порядка № 21—22; в меланократовых прослоях плагиоклаз № 26 вновь слабо упорядочен. Упорядоченность калишпатов (гомогенные разности, 98 — 100 % Or) несколько изменяется в пределах каждой опробованной зоны, но сопоставима в орбикуле и цементе и соответствует низкому ортоклазу.

Формирование шаровидных обособлений интерпретируется как результат селективного плавления, в ходе которого немобилизованные выплавки сохранились в виде капель. Полевые шпаты в шаровидных обособлениях связаны с высокотемпературной историей, а процесс мобилизации характеризуется большей упорядоченностью полевых шпатов, что можно связать с метасоматическими гранитизирующими явлениями.

Гранитоиды Кольского полуострова (Мурманский блок)

Территория Мурманского блока сложена позднеархейскими породами комплекса основания Балтийского щита, преимущественно мигматитами и гранитоидами, среди которых расположены полосы, пятна и иной формы реликты биотитовых гнейсов, биотит- и диопсидсодержащих амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Здесь также присутствуют гиперстенсодержащие гнейсы и сланцы, двупироксен-плагиоклазовые породы, гиперстеновые диориты (эндербиты) и в подчиненном количестве чарнокиты [М.В. Минц и др., 11].

В ходе работ по обновлению среднемасштабных геологических карт советской части Балтийского щита, проведенных объединением "Аэрогеология", получен ряд новых сведений о структурном контроле мигматизации и гранитизации в пределах Мурманского блока.

1. Распространенность гиперстенсодержащих и двупироксен-плагиоклазовых пород крайне ограничена, а площадь выходов не превышает первых процентов территории Мурманского блока. Структурный контроль процессов эндербитизации и чарнокитизации двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев не установлен.

2. Регионально распространены в пределах Мурманского блока плагиоклаз-микроклиновые мигматиты средней и особенно высокой степени мигматизации (теневые мигматиты); бескалишпатовые мигматиты (плагиомигматиты) встречаются изолированными участками, ограниченными по площади.

3. Размещение плагиоклаз-микроклиновых гранитов (мигматит-гранитов), представляющих собой конечный продукт региональной мигматизации и гранитизации, контролируется поверхностями чешуйчатых надвигов, наблюдающихся на современном эрозионном срезе в виде дугообразных разрывов. Граниты расположены в основании надвиговых чешуй и образуют серповидные в плане тела. Центры раздвижения надвиговых чешуй могут быть отнесены в разряду гранито-гнейсовых куполов.

4. Менее распространенные в районе порфиروبластовые мигматиты, содержащие единичные изолированные порфиробласты калиевого полевого шпата и переходящие в порфиробластотеневые разности и порфиробластические граниты, приурочены к зонам продольных и поперечных разломов по отношению к простираению Мурманского блока.

5. Интенсивно калишпатизированные породы, ранее обычно диагностировавшиеся в качестве граносиенитов, расположены в зонах диагональных разломов.

Для оценки возможного механизма формирования мигматитов и гранитоидов Мурманского блока исследованы их полевые шпаты. Материалом изучения явились пробы, статистически характеризующие все основные разновидности горных пород района. Как правило, рассматриваемые породы мигматит-гранитового ряда в целом представляют собой неравновесные минеральные ассоциации. Наряду с полевыми шпатами поздних генераций в горных породах постоянно присутствуют полевые шпаты с реликтовыми структурно-фазовыми характеристиками. Лишь в отдельных случаях наблюдаются равновесные пары минералов, что позволяет говорить о мозаичной равновесности пород. Сохранение неравновесных минеральных ассоциаций, очевидно, свидетельствует о весьма неоднородной проницаемости горных пород, причем с течением времени проницаемость для растворов отдельных участков породы изменялась. Отсутствие же растворов, которые пропитывали бы всю породу, очевидно, обеспечило сохранность относительно высокотемпературных минералов, в частности полевых шпатов, с соответствующими структурно-фазовыми характеристиками. Таким образом, закономерные изменения различных констант полевых шпатов отражают последовательное изменение условий минералообразования.

Сопоставить полевошпатовые состояния более удобно на плагиоклазах (проанализировано около 200 проб). Встречаемость структурно-фазовых типов в указанных разностях пород показана на рис. 54. При некотором разбросе точек для гранулитов более характерны неупорядоченные плагиоклазы с широким диапазоном основности 20 — 70 % Ан. В ходе эндербитизации происходит деанортитизация плагиоклаза и повышение его структурной организации. Плагиомигматизация как низкой, так и высокой степени характеризуется существенной локализацией свойств плагиоклазов и, соответствуя значениям наибольшего упорядочения эндербитоподобных пород, направлена в сторону понижения основности. Это же изменение прослеживается и далее в гранитах.

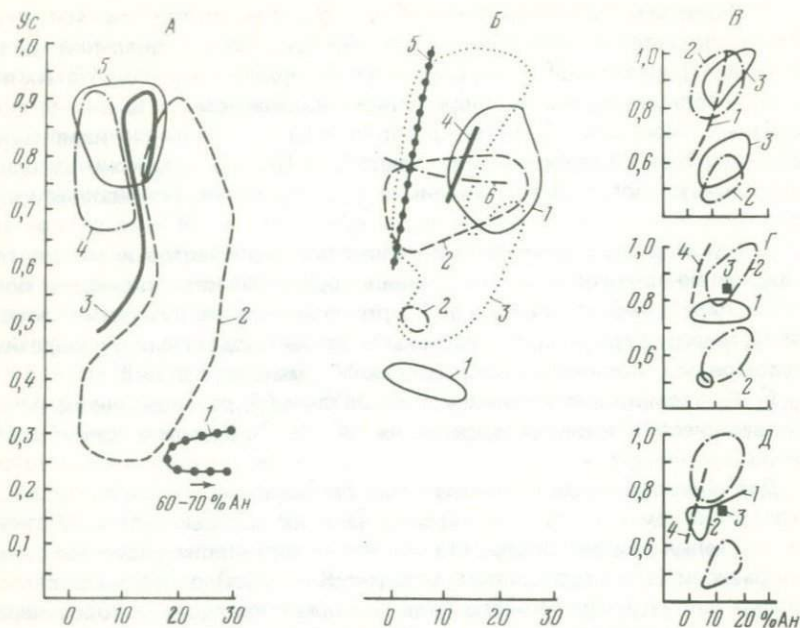


Рис. 54. Структурно-фазовые группы плагиоклазов в гранитоидах Мурманского блока.

А. Общее изменение плагиоклазов в ходе мигматизации и гранитизации: 1 — породы гранулитовой фации; 2 — эндербитизированные породы; 3 — мигматиты; 4 — граниты; 5 — граниты оснований надвиговых чешуй.

Б. Изменение плагиоклазов в породах с однородной парагенетической минеральной ассоциацией: 1 — плагиогнейсы и амфиболиты; 2 — плагиоклазовые мигматиты и граниты; 3 — мигматиты и граниты; 4 — порфиробластовые мигматиты и граниты; 5 — субщелочные мигматиты и граниты; 6 — метасоматиты.

В. Плагиоклазы в ходе гранитизации: 1 — мигматиты низкой и средней степени мигматизации; 2 — теньевые мигматиты; 3 — граниты.

Г. Плагиоклазы различных типов теньевых мигматитов: 1 — плагиоклазовых; 2 — плагиомикроклиновых; 3 — порфиробластических; 4 — субщелочных.

Д. Плагиоклазы различных типов гранитов (см. обозначения к рис. 54, Г).

Плагиоклазы, отобранные строго из гранитов, локализующихся в основании надвиговых чешуй, дополнительно исследованы на ряде участков. Эти граниты представляют собой массивные или неясно гнейсовидные розовые или розовато-серые, средне- или крупнозернистые породы, сложенные светлоокрашенным или розовым калишпатом, белым или серым плагиоклазом, светло-серым или голубоватым, часто опаловидным кварцем и небольшим количеством биотита. Реже встречаются амфиболсодержащие разновидности. Характерны гранобластовые микроstructures, реже наблюдаются структуры, переходные к гипидиоморфнозернистым. Как видно из рис. 54, плагиоклазы формируют компактное поле по упорядоченности ($Yc = 0,75 - 0,90$) и по Ан-содержанию ($0 - 15\% \text{ Ан}$), включающее и теньевые мигматиты, и мигматит-граниты. Та-

ким образом, генетическое родство этих разностей пород становится достаточно наглядным [С.С. Кумеев, М.В. Минц, 14].

Геологи объединения "Аэрогеология" (В.Е. Гендлер, М.В. Минц, З.М. Самозванцева, В.Е. Чудинова и др.) разработали схему фациального и петрографического членения метаморфических образований в зависимости от степени мигматизации, которая завершается полной гранитизацией исходных пород, принадлежащих к различным фациям регионального метаморфизма средних давлений. Этой схемой предусматривается, что в результате преобразования пород отдельных фаций формируются сквозные мигматит-гранитовые ряды с определенной петрографической спецификой. Такими рядами являются: плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые, плагиоклаз-микроклиновые порфиробластические и субщелочные (с гадингситом) мигматиты и граниты. Каждый ряд сложен производными трех процессов: мигматизации слабой и средней степени, мигматизации высшей степени (теневые мигматиты) и гранитизации. По-видимому, плагиомигматизация и плагиогранитизация — первые в общей последовательности рядов. Возможные черты преемственности либо автономности в формировании пород других рядов можно проследить по плагиоклазовым характеристикам.

С этой целью использована группа, исходными породами которой являются биотитовые плагиогнейсы кольской серии и лебяжинской свиты (лейкократовая ветвь группы) и амфиболиты (меланократовая ветвь). Лейкократовые разности имеют основной минеральный парагенезис: плагиоклаз — кварц — биотит (часто с гранатом), а меланократовые: роговая обманка — плагиоклаз — биотит (часто с кварцем и гранатом). Группа охарактеризована 91 анализом. Положение их в координатах упорядоченность — основность приведено на рис. 54, Б, где показаны поля распространения плагиоклазов каждого петрографического ряда без деления на конкретные разности пород. Заметим также, что не наблюдалось значимого различия в характеристиках этого минерала в лейкократовой и меланократовой ветвях. Плагиоклазы первичных пород локализованы в двух полях: более обычен промежуточный низкий олигоклаз и реже отмечается промежуточный-высокий альбит. В ходе плагиомигматизации диапазон основности существенно расширяется за счет увеличения альбитовой составляющей плагиоклазов. При плагиоклаз-микроклиновой мигматизации наблюдается широкое, слабо дифференцированное поле с вариациями U_c от 0,45 до 1,0 и со значениями A_n -содержания в пределах 0 — 25%. В порфиробластических разностях пород основность плагиоклазов (альбит-олигоклазы), как и упорядоченность, изменяется незначительно. В субщелочных породах при альбитовом составе колебания величины U_c от 1,0 до 0,60. В метасоматитах, развитых по этим субщелочным мигматит-гранитам, напротив, наблюдалась непостоянная основность плагиоклазов при стабильных значениях U_c 0,75 — 0,80. Распространенность и взаимоотношения структурно-фазовых типов плагиоклазов свидетельствуют о том, что плагиомигматизация развивается по плагиогнейсам и амфиболитам, тогда как плагиомикроклиновому преобразованию подвергаются и исходные породы и плагиограниты.

Процесс гранитизации можно рассмотреть отдельно на примере упоминавшихся плагиомикроклиновых мигматитов и гранитов (см. рис. 54, В). Началу развития этого процесса (мигматизации слабой и средней степени) отвечает повышение основности и упорядоченности плагиоклазов плагиомигматит-гранитов и одновременный переход от промежуточного альбита к низкому альбит-олигоклазу. При увеличении степени мигматизации (теневые мигматиты) происходит локализация плагиоклазов в области близкого к низкому альбит-олигоклазу и в области промежуточного альбит-олигоклаза, причем для обеих областей в целом характерны элементы линейной зависимости повышения значений U_c с ростом $Ан$ -содержания. По-видимому, существование двух независимых ветвей мигматизации обусловлено различием первичных пород: в одном случае процесс идет по уже сформировавшимся более упорядоченным породам плагиомигматит-гранитам, а в другом — в сферу плагиомикроклиновой мигматизации непосредственно попадают гранулиты. Дальнейшее гранитообразование, как уже упоминалось, в основном расширяет область существования плагиоклазов как по упорядоченности (в сторону снижения U_c), так и по основности (также в сторону ее снижения). Сравнение плагиоклазов из теневых мигматитов различных петрографических рядов показывает, что в каждом ряду проявление высшей стадии мигматизации в известной степени индивидуально, т.е. устанавливаются либо различные поля концентраций точек, либо линейные зависимости (см. рис. 54, Г). На диаграмме заметно и разделение двух преимущественных направлений развития мигматизации: в одном случае по вторичным плагиомигматитам, в другом — по промежуточным альбитам исходных гранулитов, но последний процесс не свойствен порфиروبластическим и субщелочным мигматитам. Если же рассмотреть особенности плагиоклазов гранитов, завершающих развитие каждого петрографического ряда, то здесь сохранены те же изменения, которые сопровождают гранитизацию: понижение основности и степени порядка относительно мигматитов (см. рис. 54, Д).

Калиевые полевые шпаты мигматитов и гранитоидов Мурманского блока в структурном отношении очень однообразны. Из исследованных 300 проб лишь около 1 % являлись моноклинными или близкими к ним разностями. В то же время при оптическом изучении устанавливается ряд специфических явлений, которые выше, при описании кристалломорфологии микроклинов, интерпретировались как результат стрессового воздействия на породы.

Калишпаты гранитоидов описываемого района представлены нерешетчатыми или решетчатыми разновидностями. На первоначальной стадии динамического преобразования в нерешетчатых зернах появляется сначала пятнистое погасание, затем слабые и более четкие двойники, отличающиеся от плагиоклазовых своим нерегулярным строением. Далее проявляется вторая система двойников, накладывающаяся на первую под различными углами. Постепенно фиксируется их регулярное параллельное чередование с заметным уменьшением ширины двойниковых пластин. Как правило, подобные пластины имеют скользящее погасание как

по удлинению, так и в поперечном направлении, причем двойниковые швы не проявляются, и вся система двойников является чередованием светло- и темноокрашенных теней. Таким образом осуществляется переход к теневой псевдомикроклиновой решетке или, как мы называем, к деформационной микроклиновой решетке, которая может иметь самую разнообразную морфологию, но ее основной чертой является сетка перекрещивающихся двойников, а основным отличием от обычного микроклинового строения — неоднородность, периодичность и известное разнообразие составных элементов. Следует отметить и неясно выраженное пертитовое строение калишпатов, слабо улавливаемое рентгенографически.

Влияние деформационных явлений ощущается и в облике уже описанных плагиоклазов, зерна которых в различной степени раздавлены, часто образованы изогнутыми и выклинивающимися двойниками, а часто двойниковое строение вообще отсутствует.

Упомянувшееся структурное однообразие калишпатов выражается в их микроклиновом характере: здесь развиты низкие и максимальные микроклины, практически не зависящие от петрографии пород (рис. 55). Анализы нанесены по величинам X_4 и X_5 . Правая шкала показывает градуировку триклинной упорядоченности по значениям U_c и t_{10} . Выделение дискретных структурных групп произведено согласно природной распространенности (см. рис. 18 и 40). Редкие ортоклазы встречаются в мигматитах, субщелочных гранитоидах и чарнокитах. Деформационные явления в структуре микроклина выражаются искажением его ячейки, которое наиболее часто встречалось в калишпатах теневых мигматитов и мигматит-гранитов и, как правило, характеризовало порфиروبластические разности пород.

Однородными являются калишпаты и в отношении состава: от 90 до 100 % Ор компонента содержится в 80 % анализировавшихся проб; 95 — 100 % Ор содержат в 54 % проб, а чистыми конечными членами являются 16 %.

Напряженность калишпатовых ячеек изменяется от 0,0 до 0,30 Å; причем примерно в 10 — 15 % случаях из-за искажения ячеек координация между ребрами ячеек нарушена и параметр Δa не определяется.

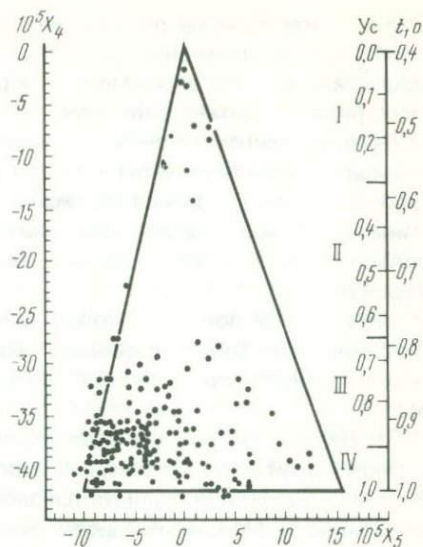


Рис. 55. Упорядоченность калишпатов из гранитоидов Мурманского блока:

I — высокий микроклин; II — промежуточный микроклин; III — низкий микроклин; IV — максимальный микроклин

Отличия калишпатов по величине Δa в породах разных фациальных групп обычно незакономерны, однако они становятся наглядными при прослеживании изменения пород в рамках конкретного петрографического ряда. Например, в плагиоклаз-микроклиновых мигматитах и гранитах с повышением интенсивности мигматизации область существования калишпатов увеличивается и за счет Δa , и за счет состава, а при дальнейшем гранитообразовании происходит только обогащение альбитовым миналом. В ходе порфиробластеза обеднение ортоклазовой молекулой сопровождается почти линейным увеличением напряженности калишпатовой ячейки.

Специфика полевошпатовой минералогии мигматитов и гранитов Мурманского блока позволяет конкретизировать некоторые детали петрогенетического характера, связанные с историей ультраметаморфизма.

1. Наблюдаемая ассоциация гомогенных плагиоклазов и калишпатов не может считаться равновесной и, по-видимому, не связана генетически. В плагиоклазах устанавливаются элементы эволюции и преемственности, зависящие от различных баротермических условий метаморфизма и различных этапов гранитообразования. Калишпаты в своей массе практически идентичны по структурным и фазовым показателям: низкие микроклины с малой альбитовой составляющей.

2. В общем случае преобразование гранулитов в граниты идет по пути упорядочения и раскисления плагиоклазов. Не исключено, что важным этапом этой эволюции является прохождение плагиоклазов через состояние промежуточного альбита. Эта структурно дискретная группа устойчива не только в описываемых, но и в ряде упоминавшихся природных плагиоклазовых ассоциаций.

3. В ряду мигматит — гранит изменения плагиоклазов заключаются в некотором расширении диапазона составов и упорядоченности: переход к гранитам не имеет четкого порога в количественных значениях этих характеристик.

4. Процесс мигматизации носит многоактный (или непрерывный) характер и на некоторых этапах сопровождается существенно калиевым метасоматизмом. Минералогически этот метасоматизм выражается в развитии микроклинов. Реликты моноклинного калишпата в плагио-микроклиновых мигматит-гранитах позволяют предположить, что именно такая модификация первична. С точки зрения теории упорядочения-разупорядочения все первично моноклинные разности должны были преодолеть порог моноклинно-триклинного перехода и в твердом состоянии в течение длительного геологического времени пройти путь до максимального микроклина вследствие миграции алюминия в избранную тетраэдрическую позицию. С позиции теории силы связи микроклинов образуются независимо от моноклинно-триклинного перехода и путь его упорядочения регулируется изменением первично триклинной ячейки.

Структурная независимость микроклинов от моноклиновых разностей предполагает и возможности его формирования в любом состоянии порядка-беспорядка. В рассматриваемом случае, когда развитие проме-

жучочно упорядоченных и высоких микроклинов крайне ограничено, более целесообразно представить процесс микроклинизации, как идущий снизу, т.е. от наиболее низких упорядоченных разностей. Этот процесс будет противоположен примеру Ильмено-Вишневогорского комплекса, где триклинное упорядочение шло сверху от высокого микроклина. Таким образом, образование микроклина можно представить как результат воздействия метасоматизирующих растворов глубинного происхождения. Характер структурного состояния микроклинов обусловлен температурным режимом растворов, которые должны были иметь существенно калиевую специализацию. Этот процесс не отражается на изменениях первичных моноклинных калишпатов, но может создать благоприятные условия для сегрегации натриевых полевых шпатов, что, кстати, и фиксируется довольно кислым плагиоклазом гранитов.

Микроклинизация может быть обусловлена динамическим воздействием. На возможность регионального характера этого явления указывал П.Эскола еще в 1929 г., который изучал граниты Фенно-Скандинавии. Однако, как было уже показано, прямое приложение давлений изменяет ячейку ортоклаза до альбитовой конфигурации, а не до микроклиновой. По-видимому, механические деформации в микроклинах больше имеют отношение к конкретному местоположению горной породы: пространственной близости к зонам разломов, которые благоприятны для проникновения коровых растворов. Не исключено также, что динамическое преобразование не ограничивается зонами разломов, а с той или иной интенсивностью проявлено гораздо шире по всему объему пород Мурманского блока.

Общая история геологического развития Мурманского блока на этапе позднеархейской региональной мигматизации и гранитизации, зафиксированная в состоянии полевых шпатов наиболее распространенных петрографических разностей пород, позволяет в некоторой степени конкретизировать основные черты порообразующих процессов [С.С. Кумеев, М.В. Минц, 14; М.В. Минц и др., 11].

1. Непрерывность процессов ультраметаморфизма, в результате которых на фоне понижающихся температур и давлений исходные двупироксен-плагиоклазовые породы гранулитовой фации метаморфизма преобразуются в эндербиты (чарнокиты), затем — в плагиомигматиты и в плагиомикроклиновые мигматиты (равномернозернистые и порфиروبластовые) и, наконец, в граниты. В качестве завершающей стадии наиболее вероятен процесс микроклинизации (и эпидотизации), более интенсивно проявившийся в зонах диагональных разрывов и несколько в меньшей степени в гранитах оснований надвиговых чешуй.

2. Максимальный привнос вещества отмечается в пределах участков пород, преобразование которых завершилось на наиболее низкотемпературной стадии.

3. Оптико-морфологические особенности полевых шпатов и аномальные ячейки калишпатов свидетельствуют о том, что процессы перекристаллизации протекали в условиях ориентированных давлений и сопровождалась интенсивным дроблением и катаклазом пород (в отдельных

участках — милонитизацией), что, очевидно, свидетельствует о преимущественно твердом состоянии вещества горных пород в период ультраметаморфизма. Дробление вещества горных пород и идущие параллельно ему деформационные изменения кристаллов и перекристаллизация могли быть основными слагаемыми механизма пластического течения горных пород. Дополнительные возможности для перемещения отдельных блоков горных пород создавались повышенной проницаемостью растворов на участках гранитообразования.

4. Вопрос о том, проходили ли граниты Мурманского блока магматическую стадию, однозначно не решается. Широкое распространение в гранитах полевых шпатов, характеризующихся признаками динамометаморфического преобразования, в какой-то мере может свидетельствовать о том, что минералообразование происходило либо при отсутствии, либо при относительно незначительной роли расплава. Однако наиболее вероятно частично расплавленное состояние вещества в стадию развития процесса плагиомикроклиновой гранитизации. Последним обстоятельством успешно объясняется надвигообразование — перемещение чешуй облегчалось наличием своеобразной смазки в их основании. Таким образом, надвигообразование должно рассматриваться как неотъемлемая часть процесса гранитизации пород Мурманского блока, и сам процесс может быть отнесен к разряду тектоно-магматических.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Габбро-сиенитовый комплекс Горной Шории.

Девонский габбро-сиенитовый комплекс представлен рядом образований, из которых полевые шпаты изучены в массивах: Патынском, Куль-Тайгинском, Верхне-Кондомском, Мало-Каратагском, Куйлюм-Суракском, Ортонском, Асырском, Майском (коллекции С.С. Ильенка и Н.Ф. Столбовой). В работах С.С. Ильенка (1964 г., 1975 г.) указывается, что из-за ряда специфических особенностей, присущих петрографии пород отдельных массивов, здесь четко проявлено разделение на группу габбровых и группу сиенитовых пород, которые являются соответственно ранней и поздней фазами внедрения базальтовой магмы. Образования второй фазы могут быть сформированы либо интрузией, либо магматическим замещением с появлением продуктов ассимиляции, имеющими промежуточный характер между составами замещаемого субстрата и породы, получающейся при обычной кристаллизации сиенитовой магмы. Такими продуктами являются ксенолитоподобные меланократовые участки габбрового характера с постепенными переходами в сиенит-диориты, диориты, монцониты и др. При нормальном ходе дифференциации сиенитовой магмы проявляются переходы от известково-щелочных сиенитов к щелочным и нордмаркитам, и далее граносиенитам и гранитам. Ассимиляция вмещающих карбонатных пород обуславливает возникновение нефелинсодержащих разностей, являющихся продуктами десиликации габбровой или сиенитовой магмы.

Для характеристики пород комплекса использовано 38 анализов плагиоклазов и 20 калишпатов из габбро, пегматитов (жильная фация

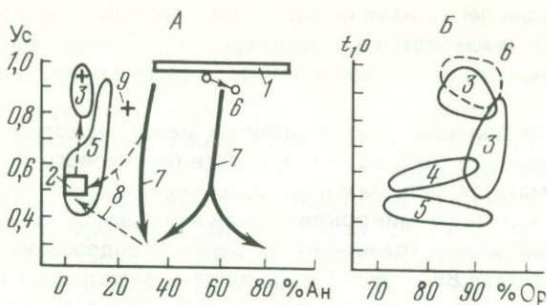


Рис. 56. Структурно-фазовые группы полевых шпатов в породах габбро-сиенитового комплекса Горной Шории.

А. Эволюция плагиоклазов.

Б. Группы калишпатов.

Зоны: 1 — габбро; 2 — сиенито-диорит; 3 — сиенит; 4 — нефелиновый сиенит; 5 — гранит; 6 — пегматит; 7 — пути разупорядочения плагиоклазов габбро; 8 — изменения в ходе магматического замещения; 9 — сиениты и граниты массива Асыр

первой фазы), диорит-сиенитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и гранитов. На рис. 56 представлен вероятный путь эволюции полевых шпатов при магматическом замещении, и это более наглядно выражено в изменении плагиоклазов. Наиболее устойчивы плагиоклазы габбро и сиениты, находящиеся в низком структурном состоянии, причем в габбро отчетлива локализация по величине Y_c , а в сиенитах по % Ан. Разогрев магмы, являющийся этапом магматического замещения, последовательно переводит плагиоклазы в разупорядоченное структурное состояние до значений $Y_c = 0,25 - 0,30$. Такой путь проходят плагиоклазы габбро Патынского массива и массива Большой Куль-Тайги. Дальнейшая, наиболее вероятная эволюция направлена по пути раскисления плагиоклазов с их переходом в структурно-фазовую группу промежуточного альбита, отмеченную в диорит-сиенитах и диоритоподобных породах Верхне-Кондомского массива. В сиенитах независимо от способа их формирования обнаружены только низкие альбиты и не исключено, что заключительным этапом замещения может быть непосредственная интрузия. Менее определены характеристики плагиоклазов гранитов, представленные в основном разностями из Верхне-Кондомского массива. С одной стороны, они связаны с диоритоподобными породами той же группы промежуточных альбитов и могут отражать дальнейшую эволюцию расплава, направленную в сторону накопления кремнезема при одновременном обогащении кальцием, возможно за счет вмещающих пород, что приводит к появлению более упорядоченных альбит-олигоклазов. С другой стороны, если сравнивать сиениты и граниты и, в частности, эти разности в массиве Асыр, то заметна более высокая основность и разупорядоченность плагиоклазов в гранитах. Таким образом, при рассмотрении гранитообразования в качестве более позднего процесса необходимо предположить и более высокотемпературный режим консолидации гранитов. По-видимому, более предпочтительным может явиться предположение об автономности сиенитообразования либо об его послегранитовом развитии.

Плагиоклазы пегматитов обладают как кислым, так и весьма основным составом и находятся в низком структурном состоянии. В зальбандах жил основность выше, чем в центре, и слегка понижена упорядоченность.

В калиевых полевых шпатах различия менее существенны, но достаточно наглядны (см. рис. 56, Б). Разности пертитового строения, отмеченные в пегматитах Патыма и некоторых сиенитах различных массивов, принадлежат к низким микроклинам при вариации Ор-содержания от 80 до 100%. В сиенитах и граносиенитах Верхне-Кондомского массива при стабильном составе 85 — 95% Ор калишпаты показывают непрерывный переход от высокого к низкому микроклину, но в гранитах здесь преобладает ортоклаз широкого диапазона химического состава. Также обособлены на диаграмме упорядоченность — состав и калишпаты нефелиновых сиенитов, принадлежащие к высоким промежуточным микроклинам и содержащие значительную примесь альбитового компонента. Напряженность ячеек в сиенитах концентрируется в области значений $\Delta a = 0,1 - 0,2 \text{ \AA}$, в гранитах значения Δa несколько увеличиваются с понижением величин t_1, o . Можно отметить связь Δa с Ор-содержанием, которая однотипна во всех калишпатах: увеличение гомогенности сопровождается повышением напряженности ячеек, и это особенно характерно для калишпатов гранитов. Как уже отмечалось, пертитовому распаду свойственны противоположные зависимости и можно предполагать приобретение основных черт минералогии горношорских калишпатов при температурном режиме, превышающем сольвусные отношения.

Относительно высокотемпературная обстановка, возникающая в ходе магматического замещения, подтверждается и присутствием тройных полевых шпатов. Последние установлены непосредственно по разрезам через зоны диоритоподобных пород Майского массива (С.С. Ильенко, С.С. Кумеев, Н.Ф. Столбова, 1974 г.).

Ботогольский массив (Восточный Саян)

Формирование пород массива происходило в три фазы: I — представлено габброидами и диоритами, II — пироксеновыми сиенитами и III — нефелиновыми. Генетически породы подразделяются на группу магматических образований (пироксеновые и нефелиновые сиениты) и контактно-реакционных (фениты). В зависимости от характера первичных пород фениты классифицируются на апосланцевые, апогабброидные и апокарбонатные и рассматриваются как результат взаимодействия щелочного расплава с соответствующими породами (Р. В. Лобзова, 1972 г.).

В полевых шпатах массива (коллекция Р.В. Лобзовой) отмечается большое разнообразие микроструктур плагиоклазов и калишпатов, а также развитие на локальных участках нескольких поколений этих минералов, обусловленное замещением плагиоклаза более кислыми разностями, которые замещаются калишпатом. Часто отмечаются реликтовые формы плагиоклазов. Зерна калишпата обладают пертитовым строением, причем морфология агрегатов распада самая разнообразная, решетчатые зерна обычны в фенитизированных разностях пород.

По составу и упорядоченности исследованные плагиоклазы в основном принадлежат к структурным группам низкого (фены) и низкого-промежуточного альбит-олигоклаза (пироксеновые сиениты). В скарнах отмечаются плагиоклазы промежуточной структурной организации. Более разнообразны модификации калишпата, которые в целом группируются в пределах двух дискретных структурных групп: промежуточного-низкого санидина и низкого микроклина. Первые встречены в пироксеновых и пироксен-полевошпатовых сиенитах, в нефелиновых сиенитах и апосланцевых фенитах. Путь триклинного упорядочения начинается в калишпатах апосланцевых фенитов, проходит через пегматиты и завершается близкими к максимальным микроклинам в апогабброидных фенитах и лейкократовых сиенитах. Упорядоченные микроклины отмечаются и в полевошпатовых сиенитах близ расположенного Хушагольского щелочного массива.

Общей закономерностью является корреляция Ор-содержания и t_{10} : увеличение % Ор (пределы колебаний 80 — 100 %) наблюдается в наиболее упорядоченных микроклинах. Связь величин t_{10} и напряженности ячеек Δa отчетлива также в микроклинах. Кроме того, напряженность коррелирует с Ор-содержанием и более четко в калишпатах фенитов.

Пути калишпатовой эволюции массива принципиально аналогичны Ильмено-Вишневогорскому щелочному комплексу. Низкие санидины первичных пород (пироксеновые сиениты) сменяются промежуточными санидинами в нефелиновых сиенитах, повторяя калишпаты аллохтонных миаскитов. Фенитизация пород в начальной стадии приводит к появлению как триклинных разностей, так и моноклинных. Именно такими особенностями обладают разности из апосланцевых фенитов, чем весьма напоминают калишпаты фенитов внутренних зон инъекционного экзоконтакта ильмено-вишневогорских миаскитов. Дальнейшее развитие фенитизации характеризуется продвижением калишпатов по пути триклинного упорядочения и в итоге приводит к статистически значимой группировке анализов в области низкого микроклина. Калишпаты лейкократовых сиенитов Ботогольского массива и полевошпатовых сиенитов Хушагольского массива соответствуют максимальным микроклинам, наблюдавшимся в породах экранирующего контакта.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ АНОРТОЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ОСНОВНЫХ МАССИВОВ

Анортозитовая ассоциация автономного типа изучена на примере субплатформенных анортозитов Прибалтийской провинции (западная Латвия) и Украинского щита (Вольнский и Коростеньский плутоны), а также на примере анортозитов подвижных зон Кольской (массивы: Кейвская группа, Мончегорский, Главного хребта, Колвицкий), Алданской (Каларский массив) и Анабарской (р.Котуйкаан) провинций. Анализировалось 150 образцов из коллекций Е.В. Шаркова и М.К. Суханова

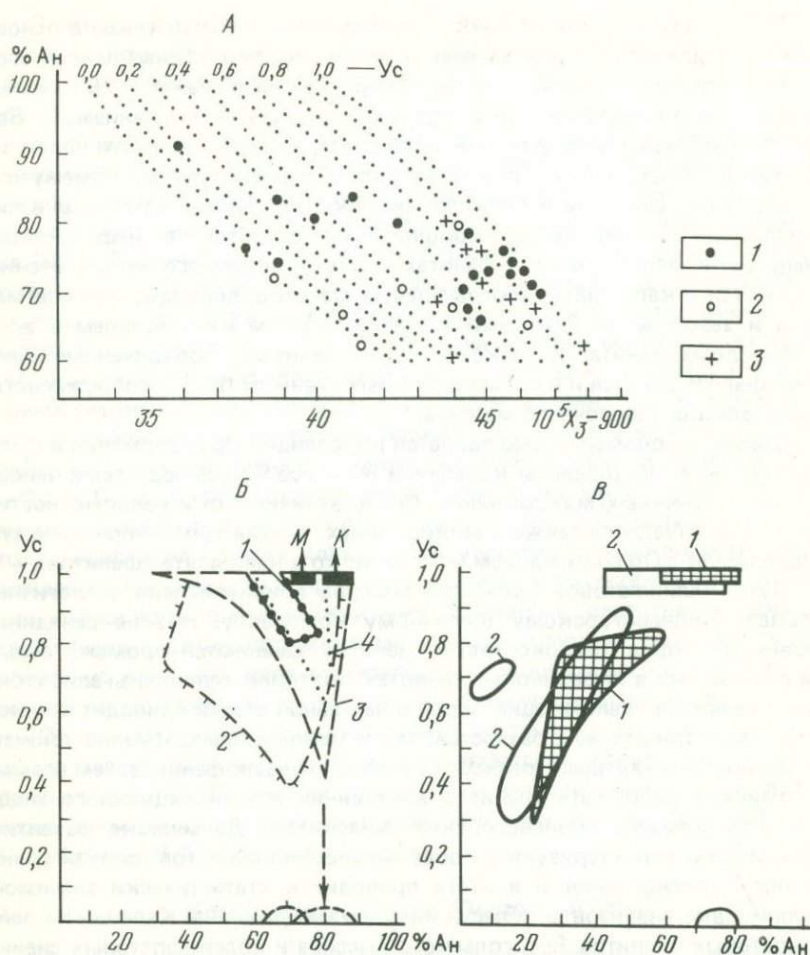


Рис. 57. Характеристика плагиоклазов анортозитовых комплексов.

А — пример определения упорядоченности высокоосновных плагиоклазов из различных анортозитовых провинций: 1 — Балтийский щит, 2 — Украинский щит, 3 — Прибалтийский массив.

Б. Структурно-фазовые типы плагиоклазов: 1 — Прибалтийский массив; 2 — Украинский щит; Балтийский щит, массивы: 3 — Колвицкий, 4 — Главного хребта, М — Мончегорский, К — Кейвская группа.

В. Структурно-фазовые типы плагиоклазов в анортозитах: 1 — Анабарского и 2 — Каларского массивов

Анортозиты подвижных зон, в отличие от субплатформенных, претерпели позднейшие метаморфические изменения. Например, массивы Мончегорский и Главного хребта метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, Колвицкий — в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, Кейвские — в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Анор-

тозиты Каларского массива испытали гранитизацию и по локальным зонам — регрессивный метаморфизм, который отмечается и в Анабарском массиве.

Плагиоклазы, не затронутые наложенными изменениями, обычно обладают черной и серой окраской, часто иризируют. Как правило, по Ан-содержанию это лабрадоры и битовниты с широкими вариациями упорядоченности. Пример оценки упорядоченности (в терминах Ус) высокоосновных плаггиоклазов приведен на рис. 57, А. Непосредственно пределы отдельных массивов ассоциации плаггиоклазовых модификаций редко соответствуют какому-то узкому диапазону установления равновесных свойств, однако в ряде случаев эти свойства изменяются довольно направленно, создавая специфические соотношения состава и упорядоченности.

Субплатформенные анортозиты Прибалтики сложены в основном упорядоченными лабрадорами, промежуточные разности редки, а разупорядоченные отсутствуют (см. рис. 57, Б). Аналогичные анортозиты Коростеньского и габбро-лабрадориты Волинского плутонов представлены плаггиоклазами широкого диапазона основности и низкой-промежуточной упорядоченности. Отмечаются также и редкие разупорядоченные лабрадоры. На рис. 57, Б показано также расположение анализов плаггиоклазов из отдельных массивов Кольской провинции [Е.В. Шарков, С.С. Кумеев, 4]. В Кейвских интрузиях и Мончегорском массиве это главным образом упорядоченные лабрадор-битовниты и битовниты.

Диапазон состава и упорядоченности существенно шире в плаггиоклазах габбро-анортозитов Главного хребта и продолжает расширяться в плаггиоклазах колвицких анортозитов, в которых отмечаются и полностью разупорядоченные битовниты. Поскольку плаггиоклазы Колвицкого массива представляли собой белые непрозрачные разновидности, а это считается одним из признаков вторичной перекристаллизации, не исключено, что метаморфическое преобразование ведет, с одной стороны, к деанортитизации при сохранении низкого структурного состояния и, с другой, к разупорядочению без изменения состава. По-видимому, первый процесс характеризует регрессивную ветвь эволюции, а второй — прогрессивную, но контрастность этих процессов затушевывается уже приобретенными в отдельных микроциклах структурно-фазовыми характеристиками плаггиоклазов, что, например, фиксируется одновременным ростом упорядоченности при диафорезе, или понижением основности при нарастании метаморфизма.

Иной тип изменения плаггиоклазов наблюдался в анортозитах Алдана и Анабара (см. рис. 57, В). Здесь выделяются две дискретные группы: 1) низкие лабрадоры — битовниты, 2) структурно неустойчивые разности, переходные от низкого-промежуточного лабрадора к высокому альбито-олигоклазу. Сравнение свойств серых (неизмененных) и белых (диафоризированных) кристаллов из одних и тех же образцов анабарских анортозитов показало, что обе разности встречаются и в низкой, и в переходной группе и, имея одинаковые значения Ус, различаются меньшей основностью до 10 % Ан вторичных плаггиоклазов. По Каларскому мас-

сиву сравнивались серые (неизменные) кристаллы и розовые (возможно возникшие при гранитизации): разница значений Y_c здесь невелика, но основность розовых разностей всегда выше. Белые (диафоризированные) кристаллы являются неупорядоченными битовнитами и промежуточными альбит-олигоклазами, резко отличаясь своими свойствами от наиболее распространенных модификаций плагиоклаза.

Таким образом, по структурно-фазовым состояниям плагиоклазы автономных анортозитов обладают элементами как сходства, так и различия, которое, скорее всего, обусловлено историей геологического развития конкретных регионов. Первичные свойства плагиоклазов, устойчиво отмечающиеся во всех массивах, связаны с максимально низким структурным состоянием. С этой точки зрения наименьшие изменения претерпели анортозиты Прибалтики. В пределах Балтийского щита картина неоднородна и породы всех массивов в той или иной степени были охвачены метаморфическими процессами. Минералогически подобные преобразования выражаются в деанортитизации, разупорядочении, вариациях ортоклазсодержания, а также в направленном совместном изменении этих свойств. Весьма интересен путь эволюции плагиоклазов Анабарского и Каларского массивов, где одновременное раскисление и снижение степени порядка, по аналогии с распространенностью в различных магматических комплексах группы промежуточного альбита, может свидетельствовать о прохождении анортозитами стадии наложенного частичного переплавления. Однако здесь едва ли могла иметь место собственно гранитизация, которая сопровождается формированием высокоупорядоченных плагиоклазов. Несколько неопределенна характеристика плагиоклазов украинских анортозитов, так как они в основном имеют черты сходства с разностями из массивов Балтийского щита и по свойствам не локализованы так строго, как прибалтийские образования.

Плагиоклазы стратиформных анортозитов исследовались на примере Западно-Саянского Булкинского габбро-анортозитового массива, который представляет собой воронкообразное тело с чашевидной внутренней структурой [Д.М. Орлов, С.С. Кумеев, 10]. Характерная особенность фазового состава плагиоклазов — частое присутствие в одной пробе двух разновидностей, отличающихся по основности. Одна фаза обычно имеет состав около 10 — 15 % Ан, а другая — 60 — 80 % Ан. Из общих особенностей структурного состояния можно отметить низкую степень упорядоченности основных плагиоклазовых фаз и кислых фаз в оливиновых габбро-норитах, а также в породах верхней части разреза. Весьма упорядочены кислые фазы в анортозитах, а также обе сосуществующие фазы в меланократовых породах.

Ритмичность формирования плагиоклазов в подобных расслоенных массивах обычно объясняется тем, что более тяжелый битовнит вместе с темноцветными минералами опускается в базальтоидном магматическом расплаве. Слои лейкократового облика, напротив, образовались в результате всплывания кристаллов более натриевого состава. Возможно, что подобное всплывание связано с увеличением количества кислой фазы. Низкая степень упорядоченности основной фазы плагиоклазов

свидетельствует об ее ранней кристаллизации, а сравнительная упорядоченность кислой фазы может говорить о стабильных температурных условиях, в частности о продолжительности прогревания магматической камеры. Такие условия должны способствовать пульсационному режиму кристаллизации и фазовой дифференциации плагиоклаза.

Определенными чертами сходства с плагиоклазами Булкинской интрузии обладают разности Салминского массива анортозитов — гранитов рапакиви [Е.В. Шарков, С.С. Кумеев, 14]. Плагиоклазы анортозитов имеют двухфазное строение, и более четко дифрактометрически диагностируется кислая фаза, по содержанию анортита сходная с плагиоклазами гранитов рапакиви. Средний состав плагиоклаза по имеющимся анализам № 18, состав кислой фазы плагиоклазов из анортозитов также № 18. Упорядоченность плагиоклазов Салминского массива характеризуется очень широким диапазоном значений, соответствующим как низким, так и высоким модификациям. Среди кислых и средних пород массива широко распространены калиевые полевые шпаты, представленные двумя разностями. Одна соответствует ортоклазу 85 — 90 % Or , $t_{10} = 0,42 - 0,51$, другая — низкому микроклину 80 — 85 % Or , $t_{10} = 0,84 - 0,90$. Из изложенного можно сделать вывод о том, что исследованные плагиоклазы салминских анортозитов по структурно-фазовым характеристикам более соответствуют разностям из пород стратиформного типа.

ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ КРИТЕРИИ ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Примеры изменения характеристик полевых шпатов как в масштабе геологических тел, так и в масштабе магматических и метаморфических комплексов и формаций довольно определенно могут быть связаны с ходом и динамикой тех или иных глубинных процессов. Формирование кристаллической структуры полевых шпатов обусловлено в основном баротермическими условиями различных уровней земной коры и регулируется многими факторами, такими, как скорость кристаллизации магматического расплава, его реакции с вмещающими породами, степень фракционирования, закалочный эффект и др.

Первичная структура полевых шпатов возникает при росте из расплава, но даже в пределах отдельно взятого массива полихронные, полифазные и полифациальные явления приводят к многоликости полевошпатовых свойств и трудно определяемой последовательности консолидации петрографических разностей пород. Дополнительно осложняют воссоздание истории развития полевошпатовой минералогии динамические преобразования и постмагматические процессы, которые могут иметь самый разнообразный масштаб проявления и цикличность.

Независимо от предполагаемого способа формирования и механизма становления отдельных магматических образований первичные структурные и фазовые состояния полевых шпатов в первую очередь отражают баротермическую обстановку режима кристаллизации расплава. Именно этот фактор способствует измерениям изоморфной смесимости $K-Na-Ca$ -компонентов и обуславливает возможность перемещения Al . В ходе роста кристаллов в определенном режиме кристаллизации возникает единообразная структурная постройка, что кристаллографически интерпретируется как создание равномерной пространственной решетки с одним мотивом взаимосвязи атомов. Изменение этого режима влечет иную периодичность решетки и иную комбинацию связей. Отсюда следует и необходимость структурной дискретности свойств в ходе реализации природной минералогии, вообще, и полевых шпатов, в частности. И хотя фактические пространственные и временные масштабы проявления подобных однородных условий в лучшем случае известны лишь предположительно, ее наиболее объяснимым следствием может явиться возникновение конкретной разности пород. Структурная сегрегация, отражающая смену баротермических условий, ведет к формированию широкого петрографического спектра пород. По-видимому, также и различные соотношения параметров термодинамического режима кристаллизации в своих комбинациях благоприятствуют воспроизведению схожих элементов структур, поэтому даже прямые аналогии состояний упорядоченности и фазовой композиции полевых шпатов далеко не всегда приемлемы для отождествления обстановки пороодообразования. При наличии других реперных оценок возможности полевых шпатов, как

Термодинамические условия формирования магматических пород в различных фациях глубинности

| Фация | Глубина | Температура, °С | Давление, атм |
|-------------------------------------|-----------------------------|-----------------|---------------|
| Вулканическая (поверхностная) | Десятки метров | До 30 | 1 – 10 |
| Субвулканическая (приповерхностная) | От десятков м до 1 – 1,5 км | 30 – 50 | 10 – 300 |
| Гипабиссальная | 1,5 – 6 км | 50 – 400 | 300 – 1500 |
| Мезоабиссальная | 6 – 10 км | 400 – 550 | 1500 – 3000 |
| Абиссальная | 10 – 20 км | 550 – 750 | 3000 – 6000 |
| Ультраабиссальная (чарнокитовая) | Более 20 км | 750 | 5000 – 6000 |

количественных индикаторов петрогенетического процесса, существенно возрастают.

Поскольку именно термодинамическая обстановка главным образом ответственна за структурную и фазовую композицию полевошпатовых минералов, реализующихся в конкретной горной породе, то необходимо охарактеризовать местоположение магматических образований в общем разрезе литосферы.

Ю.А. Кузнецов, В.Н. Шарапов и В.Г. Меламед [7] отмечают термодинамические условия формирования магматических пород (табл. 11).

Это только внешние условия. Известно, что с уменьшением глубины формирования магматических пород появляются все более высокотемпературные фации роговиков, признаки сильного разогрева магмы и более быстрого охлаждения и кристаллизации. Для субвулканической и гипабиссальной фаций характерны высокотемпературные роговики спуррит-мервинитовой и пироксен-роговиковой фаций, которые указывают на температуру магмы в области контакта до 1000 °С и выше [16]. Для массивов магматических пород характерны закаленные эндоконтактные зоны с мелкозернистой и порфировой структурой; местами проявляются продукты бурного отщепления летучих с образованием брекчиевых структур. Кристаллизация при высоких температурах способствует формированию твердых растворов, особенно в системе $Or - Ab$.

Конечно, условия кристаллизации полевых шпатов и других минералов отличаются в приконтактных зонах от центральной части тела. Вместе с тем также оказывает влияние размер магматической камеры, состав магмы и связь ее с более глубокими очагами. Последние приводят к появлению новых порций магмы, дополнительным потокам летучих и созданию условий сравнительно медленного охлаждения или преобразования ранних минералов. Все это создает даже для определенного уровня глубины различие в термодинамических условиях форми-

рования магматических пород, которые могут быть отнесены к более мелким типам фаций.

Среднеглубинные (мезоабиссальные) условия характеризуются равномерным устойчивым прогревом вмещающих пород, медленным охлаждением расплавов, что способствует появлению устойчивых минералов с достаточно упорядоченной структурой. К данной фации принадлежит основная масса батолитовых тел. Здесь характерны длительные процессы взаимодействия магмы с вмещающими породами и зараженность (контаминация) расплавов веществом последних. Поэтому состав магматических комплексов сильно зависит от состава вмещающих пород. Например, в геосинклинальных зонах фемического профиля, содержащих значительное количество средне основных эффузивов и туфов, наблюдаются габбро-плагиогранитные комплексы пестрого состава, содержащие разнообразные породы промежуточного состава. Здесь нередко проявляются гибридные породы. В геосинклинальных зонах салического типа наблюдаются комплексы однообразного выдержанного состава с развитием нормальных биотитовых или двуслюдяных гранитов, чаще калиевого ряда. Кроме типичных интрузивных образований широко проявляются продукты магматического замещения, особенно в связи с контрастными контактными зонами, где развиты процессы не только выплавления, но чаще реакционно-химического взаимодействия магмы с субстратом.

Абиссальные фации характеризуются широкими мигматитовыми зонами, среди которых проявляется мобилизация и накопление гранитного расплава с образованием куполов. Этот процесс длительный и также разнообразный. Ранний этап проявляется в значительном развитии анатектических явлений на фоне общего высокого разогрева субстрата с участием воды и других летучих. Такие условия благоприятны для развития устойчивых и достаточно упорядоченных типов полевых шпатов. Составы выплавленных расплавов носят эвтектоидный характер, а сам процесс идет со значительным участием летучих, особенно воды. Вместе с тем в зонах развития артеритов в результате инъекционных явлений возможны продукты более быстрого охлаждения и кристаллизации.

В участках формирования гнейсо-гранитных куполов при мобилизации гранитоидных расплавов проявляются длительный устойчивый разогрев и медленное охлаждение, что способствует развитию максимальной упорядоченности структур полевых шпатов и других минералов. Следует отметить в этих зонах значительное развитие пегматитовых расплавов-растворов, пересыщенных водой. Для этой фации характерно исключительно широкое развитие пегматитовых полей. В заключительной стадии формирования массивов гнейсо-гранитов могут проявляться трещинные малые интрузии и дайки, которые сопровождаются более быстрым охлаждением и появлением более мелкозернистой структуры в краевых частях тел, в основном за счет потери летучих.

Ультраабиссальная фация характеризуется весьма высокими давлениями и кристаллизацией расплавов при высоких температурах, чему способствует массовое отщепление воды и других летучих из этих зон

и миграция летучих в зоны более низких давлений с развитием процессов массового анатексиса. Для этих зон характерны высокотемпературные полевые шпаты. Водо- и гидроксилсодержащие минералы замещаются сухими минералами — пироксенами, гранатом, полевыми шпатами, кварцем. Кроме кислых пород — чарнокитов — здесь проявляются пироксен-гранатовые породы. Близки к таким условиям образования эклогитов, где альбитовая составляющая уходит в состав слабо щелочного пироксена (омфацита), а анортитовая — граната. Вместо ильменита здесь часто развит рутил. По-видимому, при высоких давлениях вместо кварца может кристаллизоваться коэзит или стишовит. Таким образом, с увеличением давления, вероятно, и полевые шпаты становятся неустойчивыми, заменяются другими минералами, стойкими при сверхвысоких давлениях.

Обобщенные черты полевошпатовой минералогии, которые могут быть рекомендованы с целью идентификации и типизации магматических образований по фаціальным принципам, приведены ниже.

Основными характеристиками плагиоклазов пород вулканических ассоциаций являются определенная структурная неоднородность и довольно четкое обособление по составу и упорядоченности представителей андезит-базальтов и липарит-дацитов. Вкрапленность андезит-базальтов Курило-Камчатской зоны (основность более 60 % Ан) представлена плагиоклазами трех групп: 1) разупорядоченной U_c до 0,30, 2) промежуточной U_c до 0,60, 3) упорядоченной U_c более 0,70. Не исключено, что третья группа имеет ксеногенный характер, так как близка к части плагиоклазов полнокристаллических включений. Данные по вкрапленникам липарит-дацитов этой же зоны показывают узкую область существования плагиоклазов с основностью 20 — 30 % Ан и величинами U_c около 0,30. Сюда же можно причислить и мегакристаллы пемз. Ко второй группе близко примыкают плагиоклазы покровных и субвулканических базальтов Приморья, но их общее изменение весьма определенно направлено к более кислым разностям из дацит-порфиров и кварцевых порфиров и к щелочным породам. Аналогичные изменения свойственны и плагиоклазам андезит-базальтовой ассоциации северо-восточного Сихотэ-Алиня. По-видимому, вулканические серии Приморья менее дифференцированы, резкой контрастности в структурно-фазовых состояниях плагиоклазов здесь не наблюдается. Процессы изменения плагиоклазов в отложениях пирокластических потоков не показывают развития упорядочения в ходе сваривания и высокое структурное состояние, приобретенное в момент извержения, сохраняется.

Генетическая информативность калиевых полевых шпатов более ограничена: обычно это структурно обособленные группы санидинов. Наглядно проявляется процесс моноклинного упорядочения калишпатов лишь в ходе спекания пирокластических отложений. Заслуживает внимания факт преимущественного распространения в вулканических породах калишпатов с составом 60 — 70 % Ор. Именно в эффузивных породах, причем щелочных, наблюдалась наиболее частая встречаемость анортотоклазов. Хотя для анортотоклазов и фиксируются определенные изменения

состава, связанные с региональной распространенностью формаций, но по аналогии с фазовой дискретностью калишпатов они также обычно имеют весьма узкую область количественного соотношения составных компонентов: 20 — 25 % Ор и 15 — 20 % Ан. Поскольку структурное уточнение аноктоклазов показывает неупорядоченное Al-распределение, можно считать, что их присутствие в породах является индикатором достаточно высокотемпературной обстановки кристаллизации.

Полевые шпаты малоглубинных интрузивных образований, пространственно и генетически связанных с очагами вулканической деятельности, существенно отличаются от разностей, возникающих в эффузивных породах, и это в основном относится к плагиоклазам. Вулканогенные плагиоклазы образуют для интрузивных своеобразную разупорядочную основу, от которой начинаются в различной степени закономерные зависимости изменений упорядоченности и Ан-содержания. Наличие таких зависимостей — специфическая черта плагиоклазов интрузивных формаций, свидетельствующая о многоэтапной термодинамической эволюции магматического расплава, и в породах каждой формации, как правило, она завершается формированием низких плагиоклазов. В субвулканических породах процесс упорядочения плагиоклазов оканчивается на промежуточной стадии, а калишпаты — те же высокие — низкие санидины; в образованиях этой фации нередко аноктоклазы.

Таким образом, в целом подтверждается высокое структурное состояние полевых шпатов в продуктах эруптивной деятельности, что еще раз подчеркивает действенность фактора закалки и устойчивость структур, возникающих в режиме резкого снятия давления. Если именно этим фактором объясняются главные особенности полевых шпатов вулканических ассоциаций, то необходимо предположить меньшую скорость миграции магматических расплавов, формирующих структурную организацию разностей промежуточного типа. Менее дифференцированные серии обладают элементами преемственности и непрерывной эволюции облика полевошпатовой минералогии в своих петрографических составляющих. Полноправными членами вулканической ассоциации являются и упорядоченные плагиоклазы, которые свойственны полнокристаллическим включениям, и, следовательно, консолидировались при медленной кристаллизации на глубине. Аналогичное происхождение имеют и некоторые фенокристаллы лав. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что тезис об однородности полевых шпатов эффузивных пород верен лишь в грубом приближении, и при достаточно дифференцированном рассмотрении приведенные характеристики данной группы минералов могут использоваться с целью более детальной генетической идентификации.

Образования гипабиссальной фации глубинности не имеют однозначных характеристик полевых шпатов. Это, в первую очередь, связано с интрузивным механизмом формирования массивов, эволюция полевых шпатов в котором носит непрерывный и ветвистый характер.

Условия медленного охлаждения приводят к последовательному развитию упорядочения в плагиоклазах и калишпатах (последние упорядо-

чиваются в моноклинном ряду). Соответственно, при вертикальной одноактной интрузии нижележащие горизонты должны обладать более высокими значениями упорядоченности. Также обычна и меньшая упорядоченность порфировых вкрапленников относительно зернистого базиса породы за счет их ранней кристаллизации, обусловленной присутствием благоприятных центров кристалла. В малоглубинных интрузиях максимум разупорядочения соответствует состоянию эффузивных полевых шпатов, а отчетливо выраженная тенденция к максимуму порядка отражает возрастание глубины формирования пород. Длительность и непрерывность процесса остывания порождает и плавность изменения структурного состояния полевых шпатов. Однако здесь необходимо разграничить историю гомогенных плагиоклазов и калишпатов, поскольку первые завершают свою эволюцию ко времени начала консолидации вторых. Позднейшая история калишпата связана с сегрегацией пертитовых фаз, по-видимому, в водной обстановке, а антипертитовая ассоциация — более ранний распад анортоклазового раствора. В контактовых зонах интрузий в полевых шпатах также преобладает закалочный эффект, но картина может осложняться реакциями расплава с вмещающими породами и дополнительно регулироваться новой скоростью остывания. Естественно, что эта упрощенная схема не учитывает сохранность полевых шпатов в области, непосредственно примыкающей к магматической камере, где стабильность термодинамических условий ведет к образованию других структур этих минералов.

Полевошпатовая минералогия пород мезоабиссальной фации дифференцируется также лишь в динамике становления магматических тел. Это видно на примере габбро-сиенитового комплекса Горной Шории и Челасинского плутона, где довольно отчетливо зафиксированы последовательные этапы магматического замещения. Процесс замещения в наиболее чистом виде отражается в истории плагиоклазов. Пестрые по составу исходные породы в ходе разогрева под действием трансмагматических растворов приобретают однотипные структурные и фазовые характеристики плагиоклазов, которые в кульминационной температурной точке становятся высокими-промежуточными альбит-олигоклазами и олигоклазами, т.е. отражают обстановку частичного или полного переплавления. Следующее затем остывание в случае интрузии может формировать обычные упорядочивающиеся ряды плагиоклазов, которые сопровождаются однородными моноклинными калишпатами. Палингенное магмообразование фиксируется более высоким структурным состоянием полевых шпатов, чем в случае алломагматического замещения.

В гранитоидах и мигматит-гранитах абиссальной фации (Балтийский щит, Алданский щит) характеристики полевых шпатов в массе весьма однородны: плагиоклазы локализируются в структурных группах близкого к низкому и низкого альбита и олигоклаза, а первичные калишпаты — упорядоченные моноклинные модификации с малой альбитовой составляющей. Аналогичными структурными и фазовыми особенностями обладает и основная часть полевых шпатов различных пегматитовых провинций. Лишь десилицированные пегматиты имеют свой путь полевошпатовой эволюции.

Следует отметить, что именно в мигматизированных породах этой фации наиболее широко развита и триклинная модификация калишпата — микроклина. Формирование микроклинов не является следствием изменения симметрии при предельном моноклинном упорядочении. Микроклины образуются непосредственно из расплава при соответствующей обстановке, благоприятной для создания триклинной ячейки, и упорядочиваются по схеме триклинного ряда. Их независимость от моноклинных калишпатов определяет и возможности формирования не только в наиболее высоком, но и низком структурном состоянии. Отсюда следует, что микроклины могут образовываться и в низкотемпературной среде при частичном переплавлении пород под действием как метасоматизирующих коровых растворов, так и любого метаморфического преобразования. Такие же механизмы формирования не исключаются и для моноклинных калишпатов.

Образования ультраабиссальной фации (чарнокиты, эндербиты) также достаточно однообразны по характеристикам своих полевых шпатов, которые представлены высокими-промежуточными плагиоклазами и непостоянными по составу промежуточными-низкими санидинами. Однако и здесь при интрузии развиваются низкие разности, а в зонах глубинных разломов моноклинный калишпат существует вместе с триклинным. Для автохтонных чарнокитоидов обычно родство полевых шпатов с разностями из вмещающих пород.

Обобщенные особенности полевошпатовой минералогии не всегда четко прослеживаются на природных объектах, что связано с гетерогенностью конкретных массивов и магматических комплексов.

Несколько своеобразна полевошпатовая история щелочных комплексов. Процесс эволюции полевых шпатов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса уже был детально описан. В качестве специфики формирования облика этой минеральной группы указано на ведущий фактор изменения калишпатов при относительно инертном плагиоклазовом фоне. Основываясь на использовании выбранной классификационной схемы пород, моделирующей петрогенетический процесс, были установлены количественные оценки структурных и фазовых свойств калишпатов на различных направлениях и этапах породообразования.

Формирование щелочного комплекса подготовлено последовательным метасоматическим преобразованием пород субстрата (гнейсов и мигматитов): усилением мигматизации, фенитизации, развитием полевошпатовых метасоматитов. В результате происходит генерирование магматического расплава, производными которого являются миескиты. В начальной стадии этого процесса происходит раскисление плагиоклаза и затем образование нескольких дискретных групп по An -содержанию в низком структурном состоянии, которые устойчивы вплоть до непосредственной интрузии. Последовательные изменения претерпевают калишпаты: дискретные фазовые группы сближаются и сходятся в одну (77% Or), а из аналогичных структурных групп статистическую значимость все более приобретают низкие санидины. Такое концентрирование и выравнивание полевошпатовых характеристик является показателем

однородности сформированного магматического расплава и здесь удобно проследить два направления его последующей реализации в миаскитах. В автохтонной фации плагиоклазы сохраняют свои свойства, а калишпаты расчленяются на несколько дискретных фазовых групп при сохранении той же структурной организации низкого санидина. В аллохтонных миаскитах усиливается локализация некоторых значений структурных и фазовых показателей полевых шпатов: Ан-содержание плагиоклазов приобретает одномодальное распределение (12–13 % Ан), а калишпаты разупорядочиваются и резко переходят в структурную группу промежуточных санидинов при сохранении двух дискретных максимумов Ор-содержания (79 и 86 %).

Таким образом, при палингенном миаскитообразовании не происходит структурной перестройки полевых шпатов, но наблюдается их фазовая неоднородность. Интрузивный процесс сопровождается разупорядочением калишпатов, что может объясняться большей скоростью кристаллизации. Здесь же происходит локализация ранее лишь спорадически встречаемых высоких микроклинов и затем эта самостоятельная калишпатовая модификация проходит путь упорядочения, параллельный моноклинному пути. Жильная фация миаскитов, с одной стороны, сохраняет структурный тип калишпатов палингенных образований, с другой, наследует фазовые особенности интрузивных. Кроме того, в этом наборе полевых шпатов проявлена неоднородность, являющаяся результатом взаимодействия даек и залежей с вмещающими породами. Калишпатовые изменения характерны и для контактовых зон массива, где в ореоле внешней фенитизации развиваются наиболее упорядоченные санидины (ортоклазы) и низкие микроклины с высоким Ор-содержанием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным фактором в формировании природных полевых шпатов следует считать термодинамические свойства магматического расплава. Присутствие в пределах отдельного магматического тела неоднородных структурно-фазовых генераций полевых шпатов — свидетельство полимагматических условий консолидации массива и отражает либо повторные инъекции расплава, либо позднейшие этапы полного или частичного переплавления и перекристаллизации пород. Это справедливо и для метаморфических процессов, но здесь длительное динамическое воздействие, вероятно, может быть идентичным эффекту переплавления, и консервация полевошпатовых структур происходит в момент снятия давления. Для зарождения пространственной кристаллической постройки полевого шпата и ее дальнейшего равномерного роста необходима однородная термодинамическая обстановка в конкретном объеме кристаллизующегося расплава.

Любое изменение этой обстановки ведет к иному фазовому и структурному равновесию, порождая многообразие полевошпатовых ассоциаций. В подобном случае возникает ситуация, охарактеризованная А.С. Марфуниным [12] как распад упорядочивающихся серий в структурно-кинетическом отношении на множество частных случаев, требующих нахождения своих особых эмпирических связей. Можно добавить, что такие отдельные случаи часто касаются как микрополевошпатовых систем в объеме кристалла, так и сложных полиминеральных систем в объеме геологического образца или геологического тела. Отсюда следует и необходимость индивидуального подхода к рассмотрению полевошпатовой истории каждого природного объекта, которая в ряде деталей будет иметь определенные аналогии, но будет отличаться представительностью и последовательностью структурно-фазовых генераций, что и отражает специфику петрогенезиса.

Приведенные примеры показывают, что петрографические процессы могут быть сопоставлены по комплексу структурных и фазовых характеристик полевых шпатов и по динамике их изменения как в петрографических разностях пород отдельных геологических тел, так и на различных уровнях магматической колонны. Ограничивающим условием подобной генетической информативности следует считать необходимость геологической чистоты анализируемого материала. Оценка роли полевых шпатов в породообразовании существенно затрудняется гетерогенностью отдельных массивов с далеко не очевидным соотношением объемов пород, сформированных различными способами. Отсюда вытекают и дополнительная неоднозначность полевошпатовых характеристик, как следствие неравноточного опробования разных фаций пород, и возможная необъективность их сопоставления.

Результаты экспериментальных исследований в области минералогии полевых шпатов пока не позволяют дать единую последовательную схе-

му зависимости элементарных структур от действия таких факторов, как температура, давление, время и способ кристаллизации, структурная сегрегация, участие каталитических реакций, влияние кинетических атомных барьеров и т.д. Эти факторы суммируются в понятие структурное состояние. Лишь в отдельных случаях и в определенной геологической ситуации можно указать на преобладающую роль какого-то фактора при формировании структуры полевого шпата. Структурное состояние в первом приближении оценивается по показателю упорядоченности, мерой которой является Al-распределение. Несомненно также, что на структурном состоянии сказываются и различные варианты Ca-Na-K-смесимости, частичное влияние которой на оценку упорядоченности в ряду калишпат — альбит можно учесть. В то же время фазовый состав является самостоятельным классификационным понятием, поэтому целесообразно использовать термин структурно-фазовое состояние.

При описании полевых шпатов нами использована структурная номенклатура, но, очевидно, на определенной стадии петрологических обобщений удобнее пользоваться термином структурно-фазовый тип (группа). Применение подобного укрупненного понятия позволяет быстро оценить и направленность петрогенетического процесса, и фаціальную специфику пород.

Под структурно-фазовым типом (группа для однородных анализов) плагиоклаза предлагается понимать модификацию, устойчивую в природной обстановке, в естественном парагенезисе. В градации структурного состояния подразумеваются высокие, промежуточные, низкие и переходные между ними разности; подразделения по составу соответствуют традиционным значениям основности.

Для калишпатов обычно используется лишь структурная классификация - санидины и микроклины - также с указанием на высокое, промежуточное и низкое структурное состояние. Однако здесь не отражаются фазовые характеристики, что ограничивает возможности петрографических обобщений. Обоснование природной дискретности в фазовом составе калишпатов является важной задачей, решение которой позволит строго очертить области применения существующих терминов. Без разграничения калишпатов по фазовому составу использование их петрогенетической информативности значительно сужается.

В качестве примера рассмотрим моноклинный калишпат. Поскольку он относится к кристаллографической группе санидина, то вполне естественно соответствующее обозначение высокий санидин и т.д. Упорядоченной разностью является низкий санидин. В петрографической литературе эта структурная модификация носит название ортоклаз, причем часто подразумевается фазовая разность, наиболее обогащенная Or-компонентом. В породах Ильмено-Вишневогорского комплекса была установлена дискретная фазовая группа с 84 — 100 % Or (см. рис. 49), которая частично включала низкие санидины. Соответственно и структурная группа низкого санидина (первые десять классов) не полностью охватывала богатые Or-компонентом разности. Таким образом, появляется возможность подразделить структурно идентичные низкий санидин и ор-

токлаз по ортоклазовому миналу на границе 84 % Ор и, в частности, в упоминаемом случае мигматиты-субстраты окажутся собственно ортоклазовыми, а нефелиновые мигматиты — санидиновыми.

Полученные нами данные не свидетельствуют о возможности естественного изменения симметрии в калишпатах и последующей триклинизации под действием фактора времени. Санидин и микроклин являются самостоятельными структурными полиморфами с индивидуальной термальной историей и со специфическими физико-химическими условиями формирования. Обоим минералам присущи как высоко-, так и низкотемпературные модификации, однако прямые температурные параллели здесь были бы неуместны. И хотя на отдельных этапах пороодообразующего процесса моноклинные и триклинные разности существуют совместно, не исключено, что для зарождения и роста кристаллов микроклина более благоприятна обстановка медленного снятия давления и медленного охлаждения.

В минералогии плагиоклазов интересно стабильное присутствие в ряде естественных серий пород структурно-фазовой группы высокого промежуточного альбита (альбита-олигоклаза), которая фиксирует обстановку максимального разогрева и обычно закономерно переходит в группу низких модификаций того же состава при медленном остывании.

Широкий круг вопросов еще требует решения. Это касается, в частности, возможностей практического применения экспериментальных диаграмм фазовых равновесий. Остается дискуссионной и возможность применения полевошпатовых минералов в качестве количественных показателей баротермической обстановки минералообразования. Самостоятельное значение могут иметь такие явления, как геохимические свойства, диффузия, кристаллографические дефекты, сращения полевых шпатов с другими минералами, двойникование и др. Несомненно, что со временем существенную генетическую информацию можно будет извлечь из изучения таких физических свойств полевых шпатов, как эффекты деформации, термопроводимость, электропроводимость, люминесценция и др. Весьма важно обоснование новых последовательных схем, моделирующих участие полевых шпатов в процессах петрогенезиса.

1. *Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Барий и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск, Наука, 1978.
2. *Беляев Г.М., Верхало-Узкий В.Н., Рудник В.А.* Новые данные об архейских гранитоидах Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1974, т.216, № 2, с. 410 — 414.
3. *Волынец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов в мало-глубинных интрузивах Камчатки (сравнительное описание, корреляционное значение, петрогенетическая информативность). Новосибирск, Наука, 1976.
4. *Вопросы генезиса и рудоносности гранитоидных комплексов.* [Сб. статей]. Элиста, Калмыцкий ун-т, 1979.
5. *Геологическое строение и полезные ископаемые Калмыцкой АССР* (вып. 5). [Сб. статей]. Элиста, Калмыцкий ун-т, 1980.
6. *Гордиенко В.В., Кухаренко А.А.* Методика исследования структурного состояния щелочных полевых шпатов и их рациональная номенклатура. — В сб.: Минералогия и геохимия. Л., Ленингр. ун-т, 1975, вып. 5, с. 41 — 56.
7. *Кузнецов Ю.А., Шарпов В.Н., Меламел В.Г.* О магматических фациях глубинности. — Геология и геофизика, 1973, № 7, с. 3 — 17.
8. *Кумеев С.С.* Структурная дифрактометрия полевых шпатов. Элиста, Калмыцкое кн. изд-во, 1973.
9. *Левин В.Я., Роненсон Б.М.* О происхождении миаскитовых нефелиновых сиенитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 19 — 31.
10. *Магматические формации складчатых регионов.* [Сб. статей]. Элиста, Калмыцкий ун-т, 1975.
11. *Материалы IV Всесоюзного симпозиума по изоморфизму* (Казань, 27 — 29 сент. 1977 г.). [Сб. статей]. Ч. 1, Казань, Казанский ун-т, 1978. Ч. 2, Элиста, Калмыцкий ун-т, 1977.
12. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М. ИГЕМ, 1962.
13. *Полевые шпаты.* [Сб. статей]. М., Изд. иностр. лит., 1952, т. 1; 1956, т.2.
14. *Полевые шпаты в процессе пороодообразования.* [Сб. статей]. Элиста, Калмыцкий ун-т, 1980. 365 с.
15. *Роненсон Б.М.* Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. — М., Недра, 1966, вып. 23. 174 с.
16. *Фации метаморфизма.* В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто. Недра, 1970. 432 с.
17. *Физика минералов* [Сб. статей]. М., Мир, 1964.
18. *Экспериментальные исследования в области геохимии, петрографии, минералогии и кристаллографии.* [Сб. статей]. Элиста, Калмыцкий ун-т, 1976.
19. *Feldspar — Mischkristalle: Eine Übersicht/H.U. Bambauer, H. Kroll, H.E. Nager, H. Pentinghaus.* — Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr. 1974 (1975), 97, N 2 — 5, p. 313 — 344.
20. *Bruno E., Facchinelli A.* Al — Si orderdisorder and cell parameters in calcic plagioclases. — Rend. Soc. ital. miner. e. petrol., 1979, 35, N 1, p. 59 — 70.
21. *Carmichael I.S.E., Mackenzie W.S.* The lattice parameters of high-temperature iriclinic sodic feldspars. — Min. Mag. 1964, 33, N 266, p. 949 — 962.
22. *Dal Negro A., De Pieri R., Quarenì S., Taylor W. H.* The crystal structures of nine K — feldspars from the Adamello massif (Northern Italy). — Acta Cryst., 1978, B 34, N 9, p. 2699 — 2707.
23. *Feldspar Mineralogy/Ribbe P.H. Smith J.V. Stewart D. B. Yund R.A.* — Blacksburg, South. Print. Co., 1975. 233 p.
24. *Feldspar.* Proc. NATO Adv. Study Inst., Manchester, 1972, Manchester e.a. 1974. 717 p.

25. *Ferguson R.B.* Whence orthoclase and microcline? A crystallographer's interpretation of potassium feldspar phase relations. — *Can. Miner.*, 1979, 17, N 3, p. 515 — 525.
26. *Hazen R.M.* Sanidine: predicted and observed monoclinic — to — triclinic reversible transformations at high pressure. — *Science*, 1976, 194, N 4260, p. 105 — 107.
27. *Henderson C.M.B.* An elevated temperature X — ray study of synthetic disordered Na — K alkali feldspars. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1979, 70, N1, p. 71 — 79.
28. *Hovis G.L.* Unit — cell dimensions and molar volumes for a sanidine analbite ion — exchange series. — *Amer. Miner.*, 1977, 62, N 7 — 8, p. 672 — 679.
29. *Hovis G.L., Peckins E.* A new X — ray investigation of maximum microcline crystalline solutions. — *Contr. Mineral and Petrol.*, 1978, 66, N 4, p. 345 — 349.
30. *Kroll H.* Estimation of the Al, Si distribution of feldspars from the lattice translations Tr [110] . and. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1973, 39, N 2, p. 141 — 156.
31. *Kroll H.* The structures of heat — treated plagioclases An_{28} , An_{52} , An_{69} and the estimation of Al, Si order from lattice parameters (C). — "Phys. and Chem. Miner.", 1978, 3, N 1, p. 76 — 77.
32. *Kroll H., Muller W.F.* X — ray and electron — optical investigation of synthetic high-temperature plagioclases. — *Phys. and Chem. Miner.*, 1980, 5, N 3, p. 255 — 277.
33. *Laves F.* Al/Si Verteilungen, Phasen — Transformation und Namen der Alkalifeldspäte. — *J. Krist.*, 1960; 113, S. 265 — 296.
34. *Laves F., Viswanathan K.* Relations between the optic axial and triclinicity of potash feldspars, and their significance for the definition of stable and unstable states of alkali feldspars. — *Schwitz Min. Petr., Mitt.*, 1967, 47, N 1, S. 147 — 161.
35. *Luth W.C., Querol — Sune F.* An alkali feldspar series. — *Contr. Mineral and Petrol.*, 1970, 25, N 1, p. 25 — 40.
36. *Martin R.F.* The alkali feldspar solvus: the case for a first — order break on the K — limb. — *Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr.*, 1974 (1975), 97, N 2 — 5, p. 346 — 355.
37. *Orville P.M.* Unit — cell parameters of the microcline — low albite and the sanidine — high albite solid solution series — *Amer. Miner.*, 1967, 52, N 1 — 2, p. 55 — 86.
38. *Parsons I.* Feldspars and fluids in cooling plutons. — *Mun. Mag.*, 1978, 42, N 321, p. 1 — 17.
39. *Ribbe P.H.* The structure of a strained intermediate microcline in cryptoperthitic association with twinned plagioclase. — *Amer. Miner.*, 1979, 64, N 3 — 4, p. 402 — 408.
40. *Robin P.* — J.F. Stress and strain in cryptoperthite lamellae and the coherent solvus of alkali feldspars. — *Amer. Miner.*, 1974, 59, N 11 — 12, p. 1299 — 1318.
41. *Seck H.A.* Der Einfluß des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — H_2O . — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1971, 1, 31, N 1, 2, p. 67 — 86.
42. *Sipling P.I., Yund R.A.* Experimental determination of the coherent solvus for sanidine — high albite. — *Amer. Miner.*, 1976, 61, N 9 — 10, p. 897 — 906.
43. *Smith J.V.* Feldspar minerals. — Berlin e.a., Springer, 1974, T. I — 627 p., T. 2 — 690 p.
44. *Stewart D.B., Wright T.L.* Al/Si order and symmetry of natural potassic feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. — *Bull. Soc. franc. miner et cristallogr.*, 1974 (1975), 97, N 2 — 5, p. 356 — 377.
45. *Thompson J.B., Hovis G.L.* Triclinic feldspars: angular relations and the representation of feldspar series. — *Amer. Miner.*, 1978, v. 63, N 9 — 10, p. 981 — 990.
46. *Viswanathan K.* Kationensustausch an Plagioklasen. — *Contr. Mineral and Petrol.*, 1972, 37, N 4, p. 277 — 290.
47. *Whitney J.A., Stormer J.C.* The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. — *Amer. Miner.*, 1977, 62, N 7 — 8, p. 687 — 691.
48. *Willaime C., Brown W.L., Gandais M.* Physical aspects of exsolution in natural alkali feldspars. — *Electron Microscopy Miner. Berlin e.a.*, 1976, p. 248 — 257
49. *Wright T.L., Stewart D.B.* X — ray and optical study of alkali feldspar: I., II. *Amer. Miner.*, 1968, 53, N 1 — 2, p. 38 — 104.

| | |
|---|------------|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 4 |
| Глава 1. Структура и фазовые отношения в полевых шпатах. | 7 |
| Структура | 7 |
| Фазовые отношения | 18 |
| Глава 2. Структурная номенклатура полевых шпатов | 33 |
| Глава 3. Интерпретация структурных и фазовых состояний полевых шпатов по параметрам элементарных ячеек | 47 |
| Существующие методики интерпретации | 47 |
| Практическая термометрия и барометрия | 57 |
| Новая методика определения состава и упорядоченности полевых шпатов | 60 |
| Глава 4. Классификационная схема полевых шпатов и ее обоснование экспериментальными данными | 93 |
| Моноклинно-триклинная инверсия. | 100 |
| Глава 5. Методика экспериментальных работ | 109 |
| Глава 6. Эволюция минералогии полевых шпатов в петрогенетическом процессе | 117 |
| Ильмено-Вишневогорский комплекс щелочных пород | 117 |
| Геологическое положение | 117 |
| Петрографическая характеристика важнейших классов горных пород. . . | 122 |
| Петрогенетическое использование минералогии полевых шпатов | 141 |
| Глава 7. Петрогенетическая интерпретация структурных и фазовых свойств природных полевых шпатов | 147 |
| Полевые шпаты вулканогенных пород и вулcano-плутонических ассоциаций | 147 |
| Полевые шпаты гранитных пегматитов | 159 |
| Полевые шпаты преимущественно гранитоидных серий и комплексов. . . | 163 |
| Полевые шпаты щелочных пород. | 186 |
| Полевые шпаты анортозитовых комплексов и дифференцированных основных массивов. | 189 |
| Глава 8. Полевошпатовые критерии формационно-генетической типизации плутонических комплексов | 194 |
| Заключение. | 202 |
| Список литературы | 205 |

Сергей Сергеевич Кумеев

Полевые шпаты — петрогенетические индикаторы

Редактор издательства *Р.В. Добровольская*
Обложка художника *В.У. Полякова*
Художественный редактор *Е.Л. Юрковская*
Технический редактор *О.А. Колотвина*
Корректор *Р.А. Слобоженко*
Оператор *И.В. Севалкина*

ИБ № 4182

Подписано в печать 27.04.82. Т—09716. Формат 60×90¹/16. Бумага офсетная № 2. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,37. Уч.-изд.л. 12,70. Тираж 2950 экз. Заказ **397/8506—14**. Цена 65 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К—12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.

3
65 коп.

3869

НЕДРА