

М. И. ДУБРОВСКИЙ

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ  
АНАЛИЗ  
МИНЕРАЛЬНЫХ  
АССОЦИАЦИЙ  
ГРАНИТОИДОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. И. ДУБРОВСКИЙ

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ  
АНАЛИЗ  
МИНЕРАЛЬНЫХ  
АССОЦИАЦИЙ  
ГРАНИТОИДОВ**

Ответственный редактор  
И. Д. БАТИЕВА



Ленинград  
Издательство „Наука“  
Ленинградское отделение  
1987



4807

Дубровский М. И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. — Л.; Наука, 1987. — 256 с.

Монография является логическим продолжением книги автора „Гранитные системы и граниты”. К полным гранитным системам построены изоплетические (по основности нормативного плагиоклаза и железистости нормативного ортопироксена) разрезы, которые удобнее использовать при решении конкретных петрологических задач. На основе анализа фазовых превращений в ликвидус-солидусной области системы Аб—Ан—Ор при различных значениях  $P_{H_2O}$  разработан двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород. Более обоснована и уточнена комплексная классификация гранитоидов. На примере гранитных комплексов Кольского полуострова и других регионов Советского Союза показана эффективность применения разработанных физико-химических моделей, термобарометра и классификации при решении главной задачи парагенетического анализа и частных вопросов петрологии.

Библ. 157 назв. Ил. 92. Табл. 50.

Рецензенты:

В. В. Ветрин, Н. В. Котов, В. С. Попов

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Работа Д. С. Коржинского „Физико-химические основы парагенетического анализа минеральных ассоциаций” [45] явилась фундаментом для развития в нашей стране целенаправленных физико-химических исследований в геологии как теоретического, так и экспериментального характера. В ней четко сформулированы задачи парагенетического анализа и намечены пути их решения. Поскольку процессы образования горных пород по своей сути являются физико-химическими, то очевидна необходимость глубокого знания геологами фундаментальных законов физической химии. Кроме того, особенностью природных систем считается их многокомпонентность и открытость, на что особое внимание было обращено Д. С. Коржинским, разработавшим теорию процессов в системах с вполне подвижным поведением компонентов.

Для проведения парагенетического анализа необходимы физико-химические модели – диаграммы, важность которых очевидна, так как [27, с. 94]: „физико-химический анализ парагенезисов преследует цель путем графического анализа природных эмпирических парагенетических соотношений „нащупать” хотя бы в качественном выражении главные физико-химические закономерности ассоциаций минералов от величин экстенсивных и интенсивных факторов равновесия природных систем. Физико-химический анализ рассматривает равновесные соотношения минералов и теоретическую основу его составляет термодинамика природных систем”. И далее: „Конечная цель физико-химического анализа парагенезисов состоит в том, чтобы, выявив зависимость минерального состава и парагенезисов от факторов равновесия природных систем, использовать эти зависимости для решения обратной задачи – на основании особенностей состава и парагенезисов минералов определить физико-химические условия образования горных пород и руд”.

Сложность экспериментального моделирования с многокомпонентными и открытыми системами (особенно расплавленными) затрудняет получение надежного инструмента для решения актуальных проблем петрологии. Поэтому на современном уровне наших возможностей приходится ограничиваться качественными (в лучшем случае полуколичественными) экспериментально-теоретическими моделями – диаграммами, полученными геометрическим анализом диаграмм состояния многокомпонентных систем с привлечением экспериментальных данных по частным системам [26]. Предлагаемая работа является логическим

продолжением монографии автора „Гранитные системы и граниты” [26], поэтому многие теоретические вопросы здесь опущены, полагая, что читатель знаком с содержанием названной монографии. Кроме того, знание основ физико-химической петрологии, изложенных в работах А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева [34], В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского [71], В. А. Жарикова [27], Ф. А. Скрейнемакерса [90] и др., является обязательным условием для понимания данной работы.

Перед настоящей работой ставились следующие задачи:

а) выбрать системы и модельные условия для описания процессов, приводящих к образованию различных минералого-петрохимических типов гранитоидов;

б) с учетом разработанных автором [26] полных восьмикомпонентных гранитных моделей построить изоплетические сечения к ним как наиболее пригодные для решения конкретных петрологических задач;

в) разработать совершенные методы определения термодинамических параметров формирования магматических пород;

г) разработать рациональную комплексную классификацию гранитоидов с учетом естественных минералого-петрохимических типов гранитоидов [81], конечных котектических составов теоретических физико-химических моделей и первого макета такой классификации, представленного в работе автора [26];

д) провести парагенетический анализ минеральных ассоциаций различных природных петрохимических типов гранитоидов с применением разработанных автором физико-химических моделей, термобарометра и классификации.

Решение поставленных задач выполнялось определенными методическими приемами:

а) разработка физико-химических моделей и построение к ним изоплетических сечений осуществлялись методами геометрического анализа многокомпонентных мультисистем [26, 45, 48] с использованием экспериментальных данных по частным системам, учетом теоретических достижений по изучению конгруэнтных и инконгруэнтных превращений и соблюдением всех правил и принципов физико-химического анализа;

б) двуполевошпатовый термобарометр рассчитывался с учетом изменения топологии диаграммы состояния ликвидус-солидусной области системы Аб—Ан—Ор при различных значениях давления воды;

в) проверка разработанных моделей и классификации гранитоидов, а также парагенетический анализ природных минеральных ассоциаций проводились сопоставлением модельных ассоциаций фаз — минералов — с реальными и прослеживанием ходов и порядка кристаллизации фаз предполагаемых исходных составов расплавов.

Для парагенетического анализа были выбраны природные примеры, включающие практически все многообразие минералого-петрохимических типов гранитоидов, представленных наиболее полно изученными докембрийскими формациями гранитоидов Кольского полуострова [5, 6, 7, 11, 13] и молодыми гранитами главным образом Дальнего Востока [10, 35, 38, 39, 88].

Основные результаты исследования сводятся к следующему:

а) впервые в теории физической химии проведен детальный геометрический анализ в приложении к природным алюмосиликатным системам, содержащим более пяти виртуальных компонентов, и на этой основе разработаны полные  $P_{H_2O}-T-X$  физико-химические диаграммы, моделирующие условия формирования минеральных парагенезисов всех главных петрохимических типов гранитоидов; к полным диаграммам по основности нормативного плагиоклаза и железистости нормативного ортопироксена построены изоплетические сечения, позволяющие производить парагенетический анализ минеральных ассоциаций магматических гранитоидов и решать частные петрологические задачи; получили развитие теоретические вопросы по фазовым превращениям в расплавных мультисистемах;

б) разработаны двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород и комплексная классификация гранитоидов, первые варианты макетов которых приведены в работе автора [26];

в) парагенетическим анализом минеральных ассоциаций доказано, что формирование гранитоидов происходит при вполне подвижном поведении „флюида” (в частном случае воды), который в свою очередь задает режим вполне подвижного поведения железа в расплаве, и эти два фактора совместно с химизмом расплава определяют все разнообразие гранитных минеральных ассоциаций;

г) с физико-химических позиций решена проблема гиперстеновых гранитоидов (чарнокитоидов); показано, что на появление в гранитоидах гиперстена при высоких значениях  $P_{фл}$  оказывает влияние низкощелочной исходный состав расплава, а при обычных составах магм — низкое значение  $P_{фл}$ ; появление оливина в гранитоидах определяется теми же условиями, что и гиперстена, только железистость расплава должна быть выше 70%.

Исследования проводились в рамках работы по теме „Эволюция докембрийского магматизма Кольского полуострова”, выполняемой в Лаборатории магматизма и магматического рудообразования Геологического института Кольского филиала АН СССР. При выполнении настоящей работы автор всегда находил поддержку со стороны директора института доктора геол.-мин. наук И. В. Белькова и руководителя темы доктора геол.-мин. наук И. Д. Батиевой. Многие идеи и теоретические находки проверялись в обсуждениях и дискуссиях с коллегами по работе кандидатами геол.-мин. наук В. Р. Ветриным и А. Н. Виноградовым. Критические замечания, высказанные по некоторым положениям работы профессорами Н. Ф. Шинкаревым и Н. В. Котовым, а также кандидатами геол.-мин. наук Б. К. Львовым и А. В. Донских, способствовали ее улучшению. В подготовке фактического материала и оформлении работы большую помощь оказали лаборанты О. Н. Сусарова и Н. А. Харьковская.

Автор выражает глубокую благодарность всем, кто оказывал ему помощь и содействие в работе.

В работе приняты следующие сокращения:

$P$	– давление	Гр	– гранат
$P_{\text{общ}}$	– общее давление	Дж	– джосмитит
$P_{\text{фл}}$	– давление флюида	Ди	– диопсид
$P_{\text{H}_2\text{O}}$	– давление паров воды	Жед	– жедрит
$P_{\text{л}}, P_{\text{з}}$	– давление литостатическое, на- грузки	Ист	– истонит
$T$	– температура	Кв	– кварц
$T_{\text{кр}}$	– температура кристаллизации	Ки	– кианит
$T_s$	– температура солидуса	Кс	– кальсилит
$X$	– концентрация компонентов	Кф	– калиофилит
$S$	– энтропия	Кор	– корунд
$V$	– объем	Крд	– кордиерит
$\mu$	– химический потенциал	Крос	– кроссит
$K$	– число компонентов (в прави- ле фаз)	Ктф	– катофорит
$\Phi, f$	– число фаз (в правиле фаз)	Кум	– кумингтонит
$C, n$	– число степеней свободы	Кпш	– калиевый полевой шпат
$E, e$	– эвтектика основной ( $E$ ) и гра- ничной ( $e$ ) систем	Лар	– ларнит
$P, p$	– перитектика на диаграммах со- стояния основной ( $P$ ) и гра- ничной ( $p$ ) систем	Лц	– лейцит
$M, m$	– минимум основной ( $M$ ) и гра- ничной ( $m$ ) систем	Монт	– монтичеллит
$J$	– инвариантная точка	Мпр	– моноклинный пироксен
$l$	– моновариантная линия	Мрг	– маргарит
$Ж$	– расплав, жидкость	Му	– мусковит
$K_{\text{агп}}$	– коэффициент агпаитности	Мул	– муллит
$K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$	– коэффициент щелочности	Нс	– натровый силикат
$A, B, C$	– компоненты и фазы теоретиче- ских систем	Нф	– нефелин
$\alpha, \beta, \gamma$	– твердые растворы теоретиче- ских систем	Окер	– окерманит
Аб	– альбит	Ол	– оливин
Акт	– актинолит	Опр	– ортопироксен
Алм	– альмандин	Ор	– ортоклаз
Алс	– альсилит ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ )	Пар	– паргасит
А-Амф	– щелочной амфибол	Пир	– пироп
Ан	– анортит	Пл	– плагиоклаз
Анд	– андалузит	Пр	– пироксен
Ант	– аннит	Прг	– парагонит
Апш	– щелочной полевой шпат	Пш	– полевой шпат
Арф	– арфведсонит	Риб	– рибекит
С-Арф	– арфведсонит по Сундиусу	Рог	– роговая обманка
Бар	– барруазит	Рих	– рихтерит
Би	– биотит	Сапф	– сапфирин
Вин	– винчит	Сид	– сидерофиллит
Во	– волластонит	Сил	– силиманит
Гас	– гастингсит	Ст	– ставролит
Гед	– геденбергит	Тар	– тарамит
Гел	– геленит	Тр	– тремолит
Герц	– герценит	Фа	– фаялит
Глф	– глаукофан	Фл	– флогопит
		Фо	– форстерит
		Фс	– ферросилит
		Хал	– минал Халимонда
		Цо	– цоизит
		Шп	– Шпинель
		Чер	– чермакит
		Эд	– эденит
		Эг	– эгирин
		Эн	– энстатит
		Эп	– эпидот

## 2. ЕСТЕСТВЕННЫЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Большой объем и неоднородность накопившегося фактического материала по гранитоидам вызывают необходимость осмысливания его с единых позиций. Отсутствие четкой комплексной классификации затрудняет сопоставление гранитоидных комплексов различных регионов и возрастов, усложняют разработку физико-химических моделей их формирования и рудообразования. В связи с этим автор поставил перед собой решение пока двух актуальнейших задач: 1) разработать физико-химические модели формирования (образования) гранитоидов и 2) создать рациональную комплексную классификацию, поскольку существующие физико-химические модели и классификации не отвечают современным требованиям, о чем более подробно говорится в работах [26, 58].

Особо следует остановиться на работе А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетова [81], поскольку в ней приведены наиболее полные сведения о естественных минералогических классах. По сути это первая работа, известная автору, в которой на основании огромного статистического материала, включающего свыше 300 гранитоидных ассоциаций, конкретизировано разделение гранитоидов на классы. Авторы показали, что изученные магматические ассоциации гранитоидов, охватывающие почти все крупные регионы СССР, а по возрасту — от докембрия до мезозоя, можно сгруппировать в пять минералогических классов:

I) гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами — мусковитом, гранатом, кордиеритом, силлиманитом, топазом, андалузитом; кальций-содержащие цветные минералы при этом всегда отсутствуют;

II) биотитовые гранитоиды, содержащие биотит в качестве единственного цветного минерала;

III) биотит-роговообманковые гранитоиды, включающие в состав цветных минералов биотит, роговую обманку, пироксен;

IV) биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности с тем же набором цветных минералов; однако роговая обманка и даже пироксен здесь встречаются в парагенезисе с калиевым полевым шпатом (при калиевом типе щелочности) или плагиоклазом, более кислым, чем  $Pl^{35}$  (при натровом типе щелочности);

V) гранитоиды, содержащие щелочные цветные минералы.

В работе [81] дана подробная минералогическая и химическая характеристики каждого класса, рассмотрен химизм главных породообразующих минералов, показана четкая взаимосвязь химизма и минеральных

ассоциаций в каждом классе. Охарактеризованы особенности состава чарнокитоидов, рапакиви и фаялитоносных гранитоидов. Понятны трудности, с которыми приходилось сталкиваться при обработке неоднородного литературного материала. Особенно это касается различия биотит-роговообманковых и биотит-роговообманковых гранитоидов повышенной щелочности, а также границы между последними и гранитами со щелочными темноцветными минералами. Следует заметить, что понятие „повышенная щелочность” не точное и поэтому его не рекомендуется применять в классификационных целях. Биотит-роговообманковые гранитоиды нормальной щелочности отличаются от биотит-роговообманковых повышенной щелочности содержанием калиевого полевого шпата, номером плагиоклаза и суммой щелочей при определенном перекрытии этих параметров (при сходстве минеральных парагенезисов). Тонкости различий, очевидно, заключаются в составах минералов, но, к сожалению, граничные значения этих составов не указываются.

Приводимая ниже краткая характеристика „минералогических классов” гранитоидов и их распространенность дается по работе А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетова [81].

I. Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами установлены в 55 из 300 изученных выборок магматических ассоциаций. Среди них встречаются граниты и ультракислые граниты, реже гранодиориты. Кварцевые диориты с высокоглиноземистыми минералами не описаны нигде. Часть комплексов полностью сложена гранитоидами с высокоглиноземистыми минералами, в других же они появляются на отдельных этапах эволюции региона.

II. Биотитовые гранитоиды встречены в 87 ассоциациях. Как и в I классе, преимущественно это граниты и ультракислые граниты, реже биотитовые гранодиориты, исключительно редки диориты. Особенно следует подчеркнуть, что только иногда биотитовые гранитоиды образуют собственные комплексы, в которые входят как полный набор пород от кварцевых диоритов до ультракислых гранитов, так и только граниты. Биотитовые гранитоиды обычно завершают ассоциации, начинающиеся биотит-роговообманковыми гранитоидами нормальной и повышенной щелочности. Они также входят в состав сложных комплексов, начальные члены которых представлены биотит-роговообманковыми гранитоидами. Изредко они слагают ранние члены ассоциаций, образованных гранитоидами с высокоглиноземистыми минералами.

III. Биотит-роговообманковые гранитоиды установлены в 60 ассоциациях и притом среди них явно преобладают кварцевые диориты и гранодиориты, менее развиты граниты и редки ультракислые граниты, поскольку поздние члены большинства гранитоидных комплексов обычно представлены биотитовыми разновидностями.

IV. Биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности встречены в 43 ассоциациях. Преобладающим развитием среди них пользуются кварцевые сиениты и сиенитдиориты, кварцевые монзониты; подчиненное значение имеют лейкократовые граниты. В большинстве случаев эти гранитоиды образуют самостоятельные комплексы, в которых только завершающие члены иногда

сложены биотитовыми гранитами или гранитами со щелочными цветными минералами. Изредка кварцевые сиениты, сиенит-диориты и граносиениты встречаются среди биотит-роговообманковых гранитоидов нормальной щелочности вместе с кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

V. Гранитоиды со щелочными темноцветными минералами встречены в 36 из изученных ассоциациях. Практически во всех случаях они образуют самостоятельные щелочные комплексы, сложенные почти полностью породами этого класса (типа) и редким исключением в составе таких комплексов являются лишь биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности.

Приведенная последовательность минералогических классов соответствует повышению их петрохимической щелочности, поэтому автор настоящей работы предлагает называть их естественными минералогическими типами гранитоидных пород, существование которых необходимо учитывать при разработке физико-химических моделей и классификаций.

На территории Кольского полуострова, где автор настоящей работы занимался изучением гранитоидов в течение 20 лет, имеются все указанные минералогические классы, описание которых дано в работах [5, 6, 7, 11, 13].

Кроме перечисленных минералогических классов гранитоидов в работе рассматриваются минералогические особенности и химический состав еще трех групп гранитоидов: чарнокитоидов, рапакиви и фаялитоносных гранитоидов. По своим минеральным ассоциациям (парагенезисам) все они вписываются в какой-либо из перечисленных классов, а различные представители одной группы могут входить в разные классы.

Чарнокитоиды, к которым относятся гранитоиды, содержащие ортопироксен (иногда в парагенезисе с гранатом), пользуются весьма небольшим распространением и по возрасту разделяются на докембрийские и фанерозойские, отличающиеся друг от друга только некоторыми особенностями минерального состава.

Докембрийские чарнокитоиды, по данным [108], делятся на 5 групп: раннескладчатые, соскладчатые, позднескладчатые автохтонные, позднескладчатые аллохтонные и чарнокитоиды зон глубинных разломов. Фанерозойские чарнокитоиды также проявляются в разных геологических обстановках. В одних случаях они слагают небольшие однофазовые интрузивные массивы, в других — отдельные самостоятельные фазы (чаще ранние и средние) сложных многофазных комплексов, завершающихся биотитовыми гранитоидами. Иногда гранитоидные комплексы полностью сложены чарнокитоидами. Изредка гиперстенсодержащие породы отсутствуют в центральных частях интрузивных тел и проявляются лишь в узкой зоне приконтактной области. Но во всех случаях интрузивные тела фанерозойских чарнокитоидов имеют гипабиссальный, близкий к субвулканическому, или субвулканический характер с глубиной кристаллизации от 500 до 1500 м. Главной особенностью фанерозойских гранитоидов (включая приконтактные фации) является присутствие ромбического и моноклинного пироксенов.

По наличию других темноцветных минералов среди всех чарнокитоидов А. П. Пономарева и Б. Ф. Налетов выделяют различные минералогические классы гранитоидов: биотит-роговообманковые нормальной и повышенной щелочности, почти с постоянным присутствием моноклинного пироксена, а также содержащие высокоглиноземистые минералы, т. е. чарнокитоиды не принадлежат к одному какому-то петрохимическому типу. По их мнению, это свидетельствует о том, что своеобразный минеральный состав чарнокитоидов отражает скорее высокую температуру расплавов, чем какие-либо другие условия, например щелочность. Формирование в условиях повышенной щелочности, по мнению А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетова, устанавливается надежно для приконтактных фаций чарнокитоидов, развивающихся в гранитах, не содержащих гиперстена и, по-видимому, также характеризующихся первоначально высокой температурой расплава. Приведенные замечания об условиях образования чарнокитоидов свидетельствуют о том, что проблема эта еще не решена. К этому вопросу мы еще вернемся при парагенетическом анализе минеральных ассоциаций чарнокитоидов в главе 6.

Рапакиви пользуются преимущественным развитием в докембри. Авторы работы [81] считают, что тип рапакиви выделяется больше из традиционных соображений, чем по каким-то особым минералогическим отличиям. Как отмечает Л. П. Свириденко [87], к рапакиви в настоящее время относят не только овоидные, но и крупнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые ортоклазовые граниты, обладающие определенными чертами химизма: преобладанием калия над натрием, низким содержанием кальция и магния и отличаются высокой железистостью темноцветных минералов. Минералогические критерии этой группы пород нечеткие и в соответствии с предлагаемым А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетовым делением гранитоидов на классы по типу парагенезиса полевой шпат+темноцветный минерал часть гранитов рапакиви относится к классу биотит-роговообманковых гранитоидов повышенной щелочности, часть — к классу биотитовых гранитоидов, а некоторые граниты рапакиви содержат гиперстен или фаялит (или то и другое) и могут быть отнесены к чарнокитоидам или фаялитоносным гранитам.

Фаялитоносные гранитоиды также пользуются ограниченным распространением. Они слагают линзы, полосы и участки среди субщелочных роговообманково-биотитовых гранитов (Негаяхский массив), пегматоидные и миароловые обособления среди биотитовых гранитов (Верхнеоротуканский массив), участки в приконтактных зонах лейкократовых (Малтан-Бохалчинский интрузив) и щелочных (Южное Приморье) гранитов. Как и в предыдущих двух группах, минералогические критерии данной группы также нечеткие, поскольку фаялит может находиться в ассоциации с различными темноцветными минералами. В приконтактных зонах аляскитовых гранитов присутствует один фаялит. В миароловых обособлениях среди биотитовых гранитов кроме фаялита устанавливаются мусковит и биотит. Фаялитовые породы, залегающие среди биотит-роговообманковых гранитов повышенной

щелочности, содержат диопсид-геденберgit, гаcтингсит и биотит, а среди гранитов со щелочными цветными минералами — эгирин, рибекит, энigmatит, грюнерит, лепидомелан.

По петрохимическим параметрам первые три минералогических класса (I—III) относятся А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетовым к гранитоидам нормальной щелочности и два (биотит-роговообманковые повышенной щелочности и со щелочными цветными минералами) — к повышенной.

Проведенное А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетовым [81] сравнение химического состава гранитоидов различных минералогических классов показало, что гранитоиды нормальной щелочности наиболее устойчиво (т. е. во всех группах пород — от кварцевых диоритов до ультракислых гранитов) отличаются друг от друга по содержанию СаО и  $Al_2O_3$ , которые соответственно возрастают и убывают в направлении от содержащих высокоглиноземистые минералы к биотит-роговообманковым. Именно эта особенность составов гранитоидов, по мнению авторов работы [81], вызывает смену биотит-роговообманковой ассоциации парагенезисом высокоглиноземистых минералов или биотитом, в зависимости от содержания щелочей (главным образом калия) в расплавах.

Гранитоиды повышенной щелочности по сравнению с гранитоидами нормальной щелочности обладают более низким количеством глинозема и кальция. Последние убывают в направлении от биотит-роговообманковых разновидностей к содержащим щелочные цветные минералы.

Таким образом, по мнению авторов работы [81], на минеральный состав гранитоидов кроме щелочей оказывают заметное влияние также кальций и алюминий, содержание которых не коррелируется с содержанием щелочей. Влияние магния и железа меньше, поскольку концентрация магния коррелируется с концентрацией глинозема, а железа, за некоторыми исключениями, — с концентрацией щелочей. Характерно повышенное количество калия в биотитовых породах, часто превышающее его в субщелочных и даже щелочных гранитоидах.

Тем не менее А. П. Пономарева и Б. Ф. Налетов отмечают, что, несмотря на установленные связи, в настоящее время ввиду трудностей построения четырехмерных пространственных диаграмм невозможно провести петрохимические рубежи, которые бы разграничили минералогические классы. Однако тщательное сравнительное изучение химических составов пород с различными минералогическими особенностями, по их мнению, позволяет объяснить последние в основном с точки зрения различий составов в исходных расплавах, а не только  $P-T$  условий, как это в последнее время делается многими исследователями.

Отсюда намечается необходимость решения классификационной задачи: выявить количественную петрохимическую границу между естественными минеральными классами. Первые результаты в решении этой задачи изложены в работе [26], а более обоснованное ее решение приводится в гл. 5.

### 3. ВЫБОР СИСТЕМ И МОДЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ДЛЯ ОПИСАНИЯ (МОДЕЛИРОВАНИЯ) ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ

В работе [26] автором дано обоснование выбора компонентов, систем и модельных условий, с помощью которых описаны в общем виде практически все минералого-петрохимические типы гранитоидов. Здесь же приводится еще один вариант обоснования правильности выбора систем и модельных условий, который представляется более убедительным и, кроме того, за последнее время появились работы подтверждающие идеи автора.

#### 3.1. Выбор систем

Использование данных работы [81] позволяет проверить связь минерального состава гранитоидов с набором нормативных минералов и эмпирически обосновать выбор систем для моделирования процессов тех или иных минералогических классов (типов) гранитоидов. Все выделенные в работе [81] минералогические классы гранитоидов по набору нормативных минералов можно объединить в три группы (см. табл. 5.8): 1) с нормативным Алс, 2) с нормативным Во (Ди, Гед) и 3) с нормативным Эг (Ак). Имеются два примера, когда в норме нет ни Алс, ни Во, и возможны случаи, когда в норме не будет ни Ан, ни Эг. Таким образом, возможные ассоциации нормативных алюмосиликатных минералов гранитоидов сводятся к следующим:

- А — Аб—Ан—Ор—Эн—Фс—Алс—Кв—Н<sub>2</sub>О;
- Б — Аб—Ан—Ор—Эн—Фс—Кв—Н<sub>2</sub>О;
- В — Аб—Ан—Ор—Эн—Фс—Во (Ди, Гед)—Кв—Н<sub>2</sub>О;
- Г — Аб—Ор—Эн—Фс—Во (Ди, Гед)—Кв—Н<sub>2</sub>О;
- Д — Аб—Ор—Эн—Фс—Во (Ди, Гед)—Эг—Кв—Н<sub>2</sub>О;
- Е — Аб—Ор—Эн—Фс—Эг—Кв—Н<sub>2</sub>О.

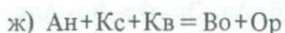
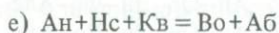
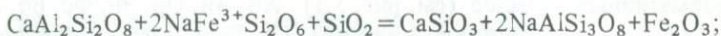
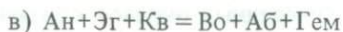
Из окисных минералов присутствуют Мт (или Гем), Илт и, кроме того, в ассоциации Д и Г могут быть Нс и Кс, но тогда не будет Мт и Гем. Приведенные ассоциации минералов и являются подсистемами, пересыщенными SiO<sub>2</sub>, общей системы, компоненты которой выражены в окисной форме. Геометрический физико-химический анализ этих подсистем при P<sub>Н<sub>2</sub>О</sub> произведен автором [26]. Поскольку компонентность подсистем должна быть такой же, как и общей системы, то ассоциации В, Г и Е,

имеющие меньшее число компонентов, следует включать в основные подсистемы как частные, о чем говорилось в работе [26]. Можно доказать, что оставшимися тремя подсистемами А, В и Д и ограничивается все многообразие подсистем системы из 8 окислов ( $+H_2O$ ):  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  ( $H_2O$ ).

Итак, из восьми приведенных окислов образуются 10 насыщенных  $SiO_2$  нормативных миналов (см. рис. 5.1): Аб, Ан, Ор, Эн, Фс, Во, Алс, Эг, Мт (или Гем, или силикаты щелочей), Кв. Если магнетит исключить из рассмотрения и соответственно уменьшить число окислов до 7, то тогда, согласно комбинаторики из 9 миналов, будет 28 кварцсодержащих семиминальных ассоциаций:

- 1) Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Кв;
- 2) Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв;
- 3) Аб–Ан–Ор–Эн–Во–Алс–Кв;
- 4) Аб–Ан–Ор–Фс–Во–Алс–Кв;
- 5) Аб–Ан–Эн–Фс–Во–Алс–Кв;
- 6) Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Алс–Кв;
- 7) Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Алс–Кв;
- 8) Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв;
- 9) Аб–Ан–Ор–Эн–Во–Эг–Кв;
- 10) Аб–Ан–Ор–Фс–Во–Эг–Кв;
- 11) Аб–Ан–Эн–Фс–Во–Эг–Кв;
- 12) Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Эг–Кв;
- 13) Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Эг–Кв;
- 14) Аб–Ан–Ор–Эн–Алс–Эг–Кв;
- 15) Аб–Ан–Ор–Фс–Алс–Эг–Кв;
- 16) Аб–Ан–Эн–Фс–Алс–Эг–Кв;
- 17) Аб–Ор–Эн–Фс–Алс–Эг–Кв;
- 18) Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Эг–Кв;
- 19) Аб–Ан–Ор–Во–Алс–Эг–Кв;
- 20) Аб–Ан–Эн–Во–Алс–Эг–Кв;
- 21) Аб–Ор–Эн–Во–Алс–Эг–Кв;
- 22) Ан–Ор–Эн–Во–Алс–Эг–Кв;
- 23) Аб–Ан–Фс–Во–Алс–Эг–Кв;
- 24) Аб–Ор–Фс–Во–Алс–Эг–Кв;
- 25) Ан–Ор–Фс–Во–Алс–Эг–Кв;
- 26) Аб–Эн–Фс–Во–Алс–Эг–Кв;
- 27) Ан–Эн–Фс–Во–Алс–Эг–Кв;
- 28) Ор–Эн–Фс–Во–Алс–Эг–Кв.

Из этих 28 ассоциаций только 1, 2 и 12 могут представлять устойчивые (стабильные) системы, а остальные 25 из-за реакции между определенными миналами превращаются либо в одну из трех, либо в системы с меньшим числом компонентов. К таким взаимоисключающим миналам относятся следующие: а) Во и Алс; б) Эг и Алс; в) Ан и Эг; г) Алс и Нс; д) Алс и Кс; е) Ан и Нс; ж) Ан и Кс, между которыми в кварцсодержащих системах происходят следующие реакции:



С учетом приведенных реакций легко можно установить в какие системы превратятся оставшиеся 25 минеральных ассоциаций в зависимости от количественных соотношений, участвующих в реакции минералов.

Три стабильных в условиях гранитообразования минеральных ассоциаций: 1) Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Кв, 2) Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв и 3) Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Эг–Кв представляют собой главные гранитные системы, геометрический физико-химический анализ которых произведен автором [26]. В указанной работе обращалось внимание на то, что построенные в процессе анализа диаграммы состояния систем являются одним из вариантов, достоверность которого может быть проверена экспериментально либо сопоставлением с природными объектами. Кроме того, отмечалось, что для решения конкретных петрологических задач применять диаграммы состояния полных систем довольно сложно и поэтому необходимы изоплетические сечения, соответствующие составу конкретно изучаемой породы. Построение изоплетических сечений даже при наличии полных диаграмм состояния задача не простая и требует определенных знаний физической химии и приемов построения диаграмм мультисистем. В работе [26] приведено несколько изоплетических сечений, построенных из упрощенных  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  проекций полных систем. Но поскольку проекции полных систем отражают только основные фазовые взаимоотношения, по которым можно судить о главных особенностях системы, то построение более детальных изоплетических сечений (к ним) через такие проекции затруднительно. В настоящей работе предлагается другой подход построения изоплетических сечений для каждой из выделенных минеральных систем. Но прежде чем перейти к изложению этого подхода, необходимо оговорить модельные условия, которые бы наилучшим образом соответствовали природным.

### 3.2. Выбор модельных условий

Автором в работе [26] обосновано положение, что кристаллизация магмы в земной коре начинается тогда, когда состав расплава попадает в условия своего ликвидуса при полном насыщении флюидом, главным образом водой, и показана тенденция смещения равновесий при усложнении состава флюида. Это положение находит подтверждение в работах, касающихся проблем флюидонасыщенности исходных расплавов и глубинности формирования магматических комплексов. Так, Ф. Г. Рейф [83] на основании большого количества флюидных микровключений в кварце из гранитов приходит к выводу, что некоторые изученные интрузии или их отдельные части характеризуются флюидонасыщенным, преимущественно микроэмульсионным, состоянием уже на средних или даже ранних стадиях кристаллизации при высоком (до 6–8%) содержании воды в расплаве. По данным же В. В. Ярмолюка [117], содержание воды в вулканических извержениях обычно равно 1–2%, но может достигать 4% и более. Хотя эти данные являются полуколичественными, поскольку подсчитывались по количеству газа и вулканического материала, тем не менее „можно утверждать, что генерация летучих в магматических камерах не связана с кристаллизацией расплава. Это очевидно для извержений типа толбачинского, в ходе которых изливаются афировые лавы” [117, с. 57].

Природные наблюдения подкрепляются экспериментами по плавлению гаплагранитной системы в зависимости от содержания в ней воды, а также по  $P$ – $T$  зависимости растворимости воды в гранитном расплаве. Результаты этих экспериментов в качественно упрощенном виде представлены на рис. 3.1 для эвтектической системы. Здесь же показаны четыре состава расплава с увеличивающимся содержанием воды и их пути внедрения по адиабате (наиболее вероятные) от места генерации магмы до места становления интрузивных тел. Показательно то, что этот путь начинается от линии ликвидус-солидусного равновесия при заданном содержании воды и проходит по области ликвидуса, а заканчивается либо на земной поверхности, либо на солидусе при полном насыщении расплава водой. Очевидно, что реализация того или иного варианта зависит не только от исходного содержания воды в расплаве, но и от глубины генерации расплава ( $P_{\text{общ}}$ ), которая влияет на начальную температуру. Поскольку удельный вес кислых расплавов (2.38–2.45) значительно ниже удельного веса гранодиорита (2.72) – среднего состава земной коры, то главной движущей силой внедрения таких расплавов является механизм всплытия [84] и трудно предложить причину, которая бы остановила кислую магму между крайними точками пути для образования промежуточного очага.

Как видно из рис. 3.1, в зависимости от содержания воды расплав будет достигать до различных „конечных пунктов”. Так, расплав 1, не содержащий воду, приходит на земную поверхность перегретым и изливается, естественно, без выделения летучих. Расплав 2 с исходным содержанием воды 1% по мере перемещения (с понижением давления) будет насыщаться этим количеством воды и в точке 2' полностью ею

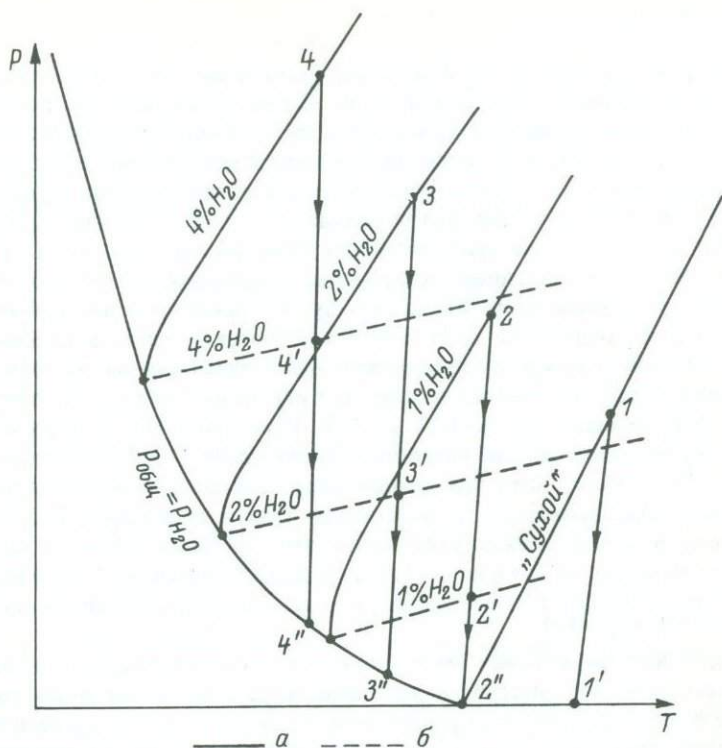


Рис. 3.1. Схематическая  $P$ - $T$  проекция ликвидус-солидусного равновесия эвтектической системы при различном содержании воды в расплаве, построенная с учетом данных [41, 53, 74, 86, 99, 105, 115, 154, 155].

$a$  – солидусные линии;  $b$  – изоплеты воды.

насытится, а на интервале  $2'-2''$  из расплава должна выделяться избыточная воды – на этом интервале с понижением давления уменьшается ее растворимость в расплаве. Пространственное размещение двух фаз – расплава и пара – будет зависеть от вязкости и степени перегрева первого, а также скорости перемещения данной системы. В одном случае это будет эмульсия, в другом – раздельное существование расплава и пара, что скажется на характере извержения при выходе их на земную поверхность.

Расплав 3 с исходным содержанием  $H_2O = 2\%$  насыщается этим количеством воды на интервале  $3-3'$ , а на интервале  $3'-3''$  происходит отделение избыточной воды. В точке  $3''$ , положение которой соответствует субвулканическим условиям по давлению, расплав попадает на ликвидус и начинает кристаллизоваться. Если в этом состоянии его удельный вес сравнивается с удельным весом окружающих пород, то он остановится, формируя интрузивное тело. Но если удельный вес кристаллизующего расплава будет меньше удельного веса окружающих пород, то он будет кристаллизоваться в движении до уравнивания удельных

весов. Если уравнивания не происходит, то он взламывает покрывшую и изливается на поверхность в виде „каши” либо выжимается в виде экструзии. Увеличивающееся при этом давление пара способствует прорыву расплава („каши”) к поверхности.

Расплав 4 с исходным содержанием  $H_2O = 4\%$  насыщается этим количеством воды еще при большем давлении, чем расплав 3, на интервале 4—4'. На интервале 4'—4'' происходит отделение пара (флюида) и до точки 4'' выделится около 3 мас.% воды относительно веса расплава. Данный расплав остановится на достаточно большой глубине, соответствующей по крайней мере гипабиссальным условиям по давлению, когда произойдет выравнивание удельных весов кристаллизующегося интрузивного вещества и окружающих пород, и прочность перекрывающих пород выдерживает увеличивающееся давление флюида. В определенных условиях возможно перемещение в субсолидусную область с появлением фазовых превращений, связанных с перегревом расплава.

Положение точек 3'' и 4'' на эвтектическом солидусе при полном насыщении водой расплава показано условно, так как с уменьшением давления от места генерации до места кристаллизации изменятся эвтектические соотношения компонентов системы и расплав чаще будет попадать в поле (объем) кристаллизации одной фазы. Поэтому точки 3'' и 4'' должны находиться несколько выше эвтектического солидуса. Необходимо иметь в виду, что картина несколько усложнится в природных системах, компоненты которых образуют твердые растворы. Произойдет котектическая кристаллизация, но принципиального отличия по сравнению с модельной эвтектической кристаллизацией не будет.

Таким образом, природные наблюдения и экспериментально-теоретические модели внедрения и кристаллизации расплавов с различным содержанием летучего компонента свидетельствуют о том, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Давление флюида (или активность его компонентов) становится внешним интенсивным параметром, который оказывает огромное влияние на фазовые превращения в расплавной системе. В результате создаются условия существования системы — кристаллизующегося расплава с вполне подвижным поведением летучих (флюида), в простейшем случае — воды.

Итак, образование плутонических гранитоидных пород из сухих или недосыщенных водой магм совершенно нерéalно, поэтому „сухие” физико-химические модели представляют лишь теоретический интерес.

Следовательно, для решения петрологических задач, касающихся природных объектов, применимы физико-химические модели расплавных систем, фазовые равновесия в которых определяются давлением флюида или, в простейшем случае, водой.

При физико-химическом анализе выбранных систем и построении изоплетических сечений, как и в работе [26, с. 97—98], соблюдались определенные условия, суть которых заключается в следующем.

1. Для сокращения мерности диаграмм многокомпонентных систем при геометрическом анализе использовались политермические проекции (разрезы) изобарических сечений, как это предлагает А. С. Трунин и

А. С. Космынин [96] в своем проекционно-термографическом методе исследования многокомпонентных систем.

2. Не рассматривались фазовые превращения в частных системах.

3. Во всех случаях автор стремился к упрощению диаграмм и меньшей их загруженности.

4. Во всех системах, за редким исключением, не рассматривались равновесия без Кв и  $H_2O$  и не учитывались полиморфные превращения фаз, а также возможные ликвационные явления.

5. При анализе систем с Фс (или с FeO) предполагалось, что такие системы буферизуются магнетит-фаялит-кварцевым или магнетитовым буфером и допускалось присутствие Мт фазы.

6. Анализ фазовых превращений во всех системах производился только в интервале давления 0–10 кбар, поскольку выше 10 кбар вряд ли возможно формирование гранитных пород.

### 3.3. Система А – модельная для гранитоидов, пересыщенных глиноземом (низкой щелочности)

$P_{H_2O}$ - $T$ - $X$  диаграммы состояния частных систем и полной системы А приведены в работе автора [26]. Анализ фазовых превращений в них производился с учетом порядка появления в ликвидусной области только линий разложения–образования: а)  $Gr + Kв = Kрд + Опр$ , б)  $Gr + Алс + Kв = Kрд$ , в)  $Би + Kв = Ор + Опр + H_2O$ , г)  $Му + Kв = Ор + Алс + H_2O$  и д)  $Амф + Kв = Пл + Опр + H_2O$  при увеличении  $P_{H_2O}$ , изменении железистости нормативного Опр и нормативного номера плагиоклаза.

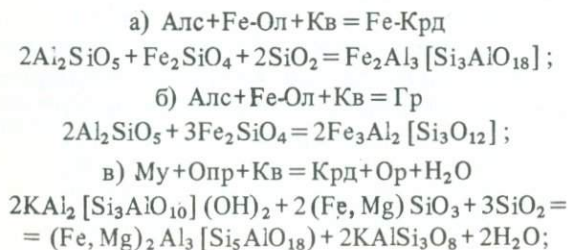
Как уже неоднократно отмечалось, для решения конкретных петрологических задач удобнее применять не полные диаграммы состояния, а изошлетические сечения к ним. В работе [26] приведены два таких сечения: 1) по Пл<sup>20</sup> и Опр<sup>45</sup> и 2) Пл<sup>20</sup> и Опр<sup>60</sup>, при построении которых не учитывались фазовые равновесия с Al-Амф (Глф–Чер ряда), поскольку его появление в системе А возможно при определенных составах и условиях. Кроме того, в этих сечениях в целях упрощения не учтены и другие субсолидусные моновариантные равновесия, которые имеют место в системе А в субсолидусе. Поэтому, чтобы полнее представить ликвидус-солидусные фазовые реакции в системе А, необходимо построить более полную диаграмму состояния субсолидусной области, для простоты без участия Амф (в том числе и антофиллита). В таком случае плагиоклаз будет индифферентной фазой, которая не участвует в образовании других фаз [26]. Следовательно, Пл как твердый раствор Аб и Ан можно принять за один компонент, задав его состав постоянным (№ 20–25). Тогда система А будет представлена шестью (+ $H_2O$ ) компонентами: Ор–Эн–Фс–Алс–Пл<sup>20</sup>–Кв (+ $H_2O$ ), в которой в субсолидусной области, ограниченной  $P$ - $T$  условиями амфиболитовой фации (нижний предел – до появления ассоциаций со ставролитом, верхний – до появления ассоциаций Опр+Сил и Крд+Жед), могут существовать десять (+ $H_2O$ ) фаз [15, 50, 70 и др.]: Кв, Пл, Кпш и Ор, Би, Му, Крд, Gr, Алс (Сил, Анд, Ки), Опр, Ол<sub>жел</sub>.

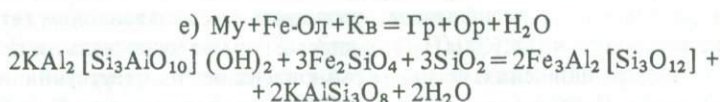
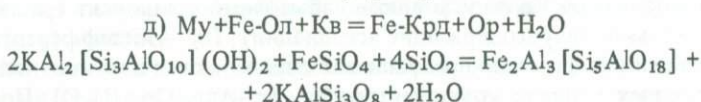
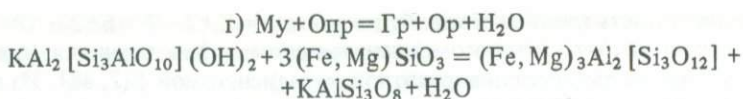
Вариантность такой системы будет равна  $n = K + 2 - \Phi = 6 + 2 - 10 = -2$ , т. е. данная условно шестикомпонентная система при заданных (принятых) условиях является дивариантной мультисистемой [27, 48]. Из шести ее компонентов Кв по условию – избыточный компонент (рассматриваются только кварцсодержащие ассоциации), Пл – индифферентный и практически все фазовые превращения определяются взаимоотношениями остальных четырех компонентов: Эн–Фс–Алс–Ор–(Н<sub>2</sub>O). Поэтому анализ фазовых равновесий можно проводить с использованием тетраэдра составов, вынося Пл, Кв и Н<sub>2</sub>O за диаграмму, но учитывать их присутствие во всех равновесиях. Фазовые равновесия без их отсутствия не рассматриваются. Принимается следующий ряд по железистости  $\text{Гр} > \text{Опр} > \text{Би} > \text{Крд}$ , а Сил может существовать только с достаточно магнезиальным Опр. Формальный расчет топологических элементов диаграммы состояния по исходным данным (число компонентов – 4, число фаз – 8) дает следующее их количество: инвариантных точек –  $C_8^6 = 28$ ; моновариантных линий –  $C_8^5 = 56$ ; дивариантных полей –  $C_8^4 = 70$ .

Прежде чем привести фазовые ассоциации моновариантных линий и дивариантных полей, рассмотрим возможность реального (стабильного) существования инвариантных фазовых ассоциаций. Из 28 инвариантных фазовых ассоциаций (+Пл, Кв, Н<sub>2</sub>O):

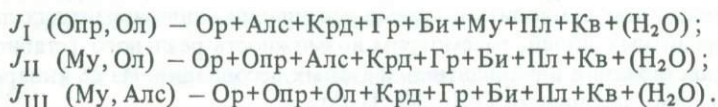
- |                           |                           |
|---------------------------|---------------------------|
| 1) Ор+Опр+Ол+Гр+Крд+Алс;  | 15) Ор+Опр+Ол+Крд+Би+Му;  |
| 2) Ор+Опр+Ол+Гр+Крд+Би;   | 16) Ор+Опр+Гр+Крд+Би+Му;  |
| 3) Ор+Опр+Ол+Гр+Алс+Би;   | 17) Ор+Ол+Гр+Крд+Би+Му;   |
| 4) Ор+Опр+Ол+Крд+Алс+Би;  | 18) Опр+Ол+Гр+Крд+Би+Му;  |
| 5) Ор+Опр+Гр+Крд+Алс+Би;  | 19) Ор+Опр+Ол+Алс+Би+Му;  |
| 6) Ор+Ол+Гр+Крд+Алс+Би;   | 20) Ор+Опр+Гр+Алс+Би+Му;  |
| 7) Опр+Ол+Гр+Крд+Алс+Би;  | 21) Ор+Ол+Гр+Алс+Би+Му;   |
| 8) Ор+Опр+Ол+Гр+Крд+Му;   | 22) Опр+Ол+Гр+Алс+Би+Му;  |
| 9) Ор+Опр+Ол+Гр+Алс+Му;   | 23) Ор+Опр+Крд+Алс+Би+Му; |
| 10) Ор+Опр+Ол+Крд+Алс+Му; | 24) Ор+Ол+Крд+Алс+Би+Му;  |
| 11) Ор+Опр+Гр+Крд+Алс+Му; | 25) Опр+Ол+Крд+Алс+Би+Му; |
| 12) Ор+Ол+Гр+Крд+Алс+Му;  | 26) Ор+Гр+Крд+Алс+Би+Му;  |
| 13) Опр+Ол+Гр+Крд+Алс+Му; | 27) Опр+Гр+Крд+Алс+Би+Му; |
| 14) Ор+Опр+Ол+Гр+Би+Му;   | 28) Ол+Гр+Крд+Алс+Би+Му   |

только 2, 5 и 26 могут существовать в оговоренных условиях, а остальные 25, в которых имеются ассоциации Ол+Алс, Опр+Му, Ол+Му, неустойчивы и в результате реакций:



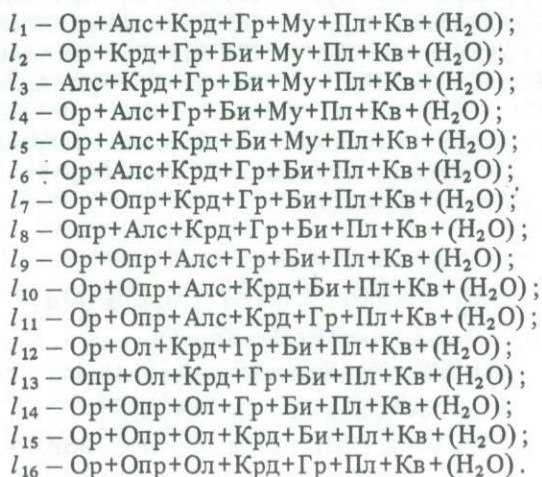


переходят либо в одну из указанных трех, либо — в моновариантные ассоциации (равновесия). Устойчивым неинвариантным ассоциациям — точкам — дадим новую нумерацию в порядке их важности для целей „гранитной” петрологии:



По взаимному расположению фигуративных точек состава фаз в пространстве концентрационного тетраэдра  $J_I$  относится к типу IV-25,  $J_{II}$  — к типу IV-7 и  $J_{III}$  — к типу IV-26, по классификации В. В. Доливо-Добровольского [20]. На рис. 3.2–3.4 показано расположение фаз в тетраэдре Ор–Эн–Фс–Алс и соответственно взаимоположения моновариантных линий пучков  $J_I$ ,  $J_{II}$  и  $J_{III}$  с учетом присутствия избыточных фаз — Кв и  $\text{H}_2\text{O}$  — и индифферентной — Пл.

В связи с уменьшением числа инвариантных точек до трех сократится количество моновариантных ассоциаций (линий) и дивариантных ассоциаций (полей). Моновариантные ассоциации (линии):



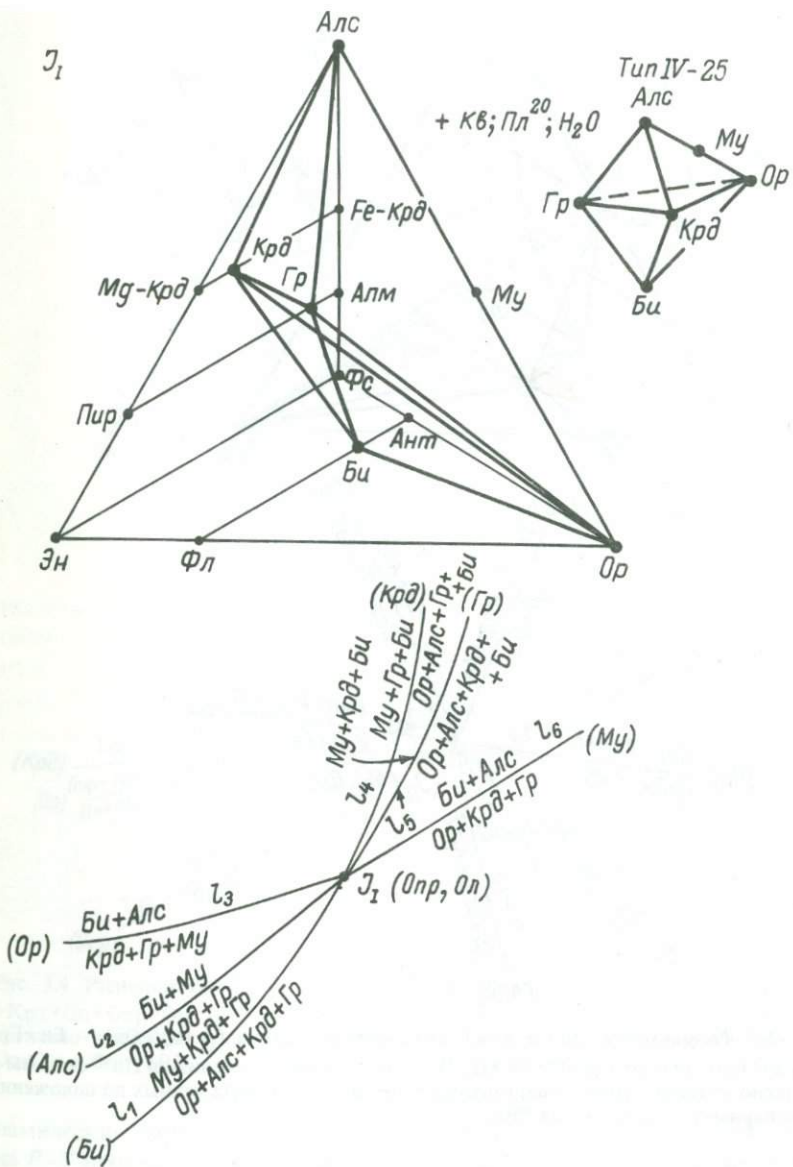


Рис. 3.2. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_1$  (Опр, Ол) – Му+Би+Гр+Крд+Алс+Ор+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>О) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А согласно классификации инвариантных точек по [20] и учета данных по разложению-кристаллизации Би и Му.

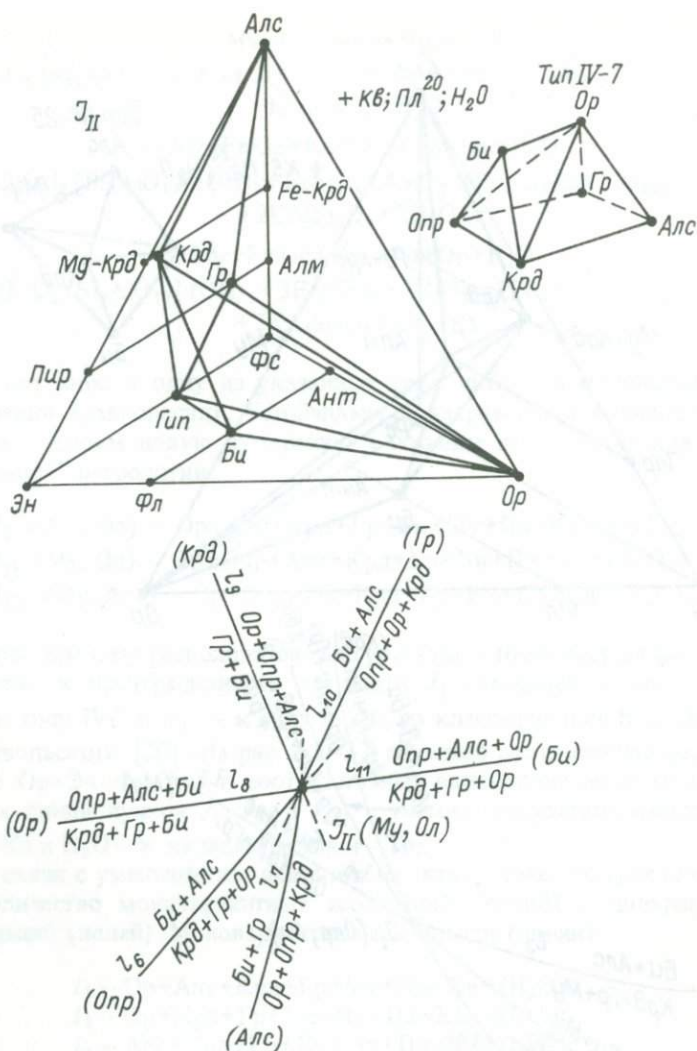


Рис. 3.3. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_{II}$  (Му, Ол) – Би+Гр+Крд+Опр+Алс+Ор+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>О) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А согласно классификации инвариантных точек по [20] и учета данных по положению моновариантных равновесий [50].

Девять моновариантных ассоциаций, т. е. больше половины, представляют сингулярные равновесия:  $l_s^1 = l_1 = l_4 = l_5$  с реакцией  $Му + Кв = Ор + Алс$  (Крд, Гр, Би);  $l_s^2 = l_8 = l$  с реакцией  $Опр + Алс = Крд + Гр$  (Ор, Би) и  $l_s^3 = l_{13} = l_{14} = l_{15} = l_{16}$  с реакцией  $Ол + Кв = Опр$  (Ор, Крд, Гр, Би), но поскольку в каждом реальном сингулярном равновесии состав фаз зависит от характера и состава индифферентных фаз, то сингулярные равновесия с разными индифферентными фазами имеют различные термоди-

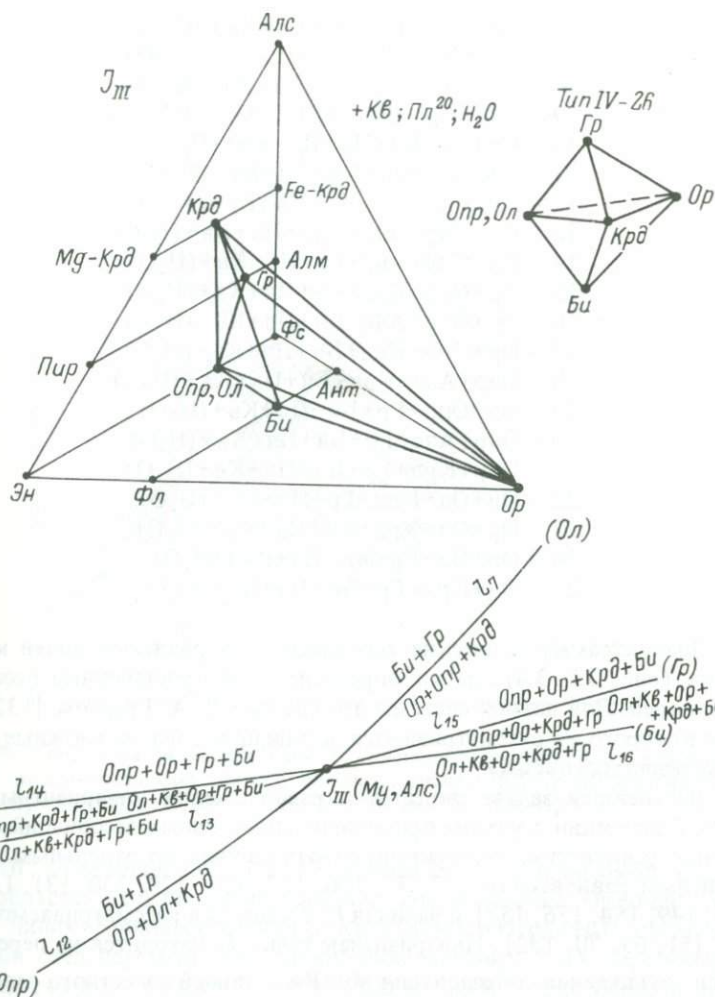


Рис. 3.4. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_{III}$  (Му, Алс) – Би+Гр+Крд+Ол+Опр+Ор+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>О) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А согласно классификации инвариантных точек по [20] и учета данных по реакции Ол+Кв = Опр [103].

намические параметры, и поэтому их линии занимают свое положение на  $P$ – $T$  проекции, что и показано на рис. 3.2–3.4. Соответственно сократилось и число дивариантных (равновесий) ассоциаций:

- 1 – Ор+Алс+Крд+Гр+Пл+Кв+(Н<sub>2</sub>О);
- 2 – Ор+Алс+Крд+Би+Пл+Кв+(Н<sub>2</sub>О);
- 3 – Ор+Алс+Гр+Би+Пл+Кв+(Н<sub>2</sub>О);
- 4 – Ор+Крд+Гр+Би+Пл+Кв+(Н<sub>2</sub>О);
- 5 – Алс+Крд+Гр+Би+Пл+Кв+(Н<sub>2</sub>О);

- 6 – Ор+Крд+Гр+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 7 – Алс+Крд+Гр+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 8 – Ор+Крд+Би+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 9 – Алс+Крд+Би+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 10 – Ор+Гр+Би+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 11 – Алс+Гр+Би+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 12 – Крд+Гр+Би+Му+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 13 – Ор+Опр+Алс+Крд+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 14 – Ор+Опр+Алс+Гр+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 15 – Ор+Опр+Крд+Гр+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 16 – Ор+Опр+Алс+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 17 – Ор+Опр+Крд+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 18 – Опр+Алс+Крд+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 19 – Ор+Опр+Гр+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 20 – Опр+Алс+Гр+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 21 – Опр+Крд+Гр+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 22 – Ор+Ол+Крд+Гр+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 23 – Ор+Ол+Крд+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 24 – Ор+Ол+Гр+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O);
- 25 – Ол+Крд+Гр+Би+Пл+Кв+(H<sub>2</sub>O).

Зная характеристические ассоциации дивариантных полей каждого пучка (рис. 3.2–3.4), легко определить и второстепенные ассоциации этих полей. Для данной системы это сделано Д. А. Грантом [132], в работе которого не рассматриваются ассоциации с Ол, возможные в высокожелезистых составах.

Дальнейшая задача сводится к расположению инвариантных точек на  $P$ – $T$  проекции с учетом природных минеральных ассоциаций, инвариантных равновесий, экспериментальных данных по отдельным моновариантным равновесиям [17, 37, 120, 127, 128, 129, 130, 131, 134, 138, 145, 149, 154, 156, 157] и наличия  $P$ – $T$  схем для рассматриваемой системы [51, 65, 70, 132]. Инвариантная точка  $J_I$  находится на пересечении линии разложения–образования Му+Кв с линией известного равновесия Би+Алс+Кв = Ор+Крд+Гр [50], а ее координаты (определяются) оцениваются следующими значениями параметров:  $P \approx 2.5$  кбар,  $T \approx 625$  °С [70]. Положение инвариантной точки  $J_{II}$  менее определенное и значительно отличается по данным разных авторов: по С. П. Кориковскому [50],  $P = 7$  кбар,  $T = 825$  °С; по Ю. В. Нагайцеву [70],  $P = 10.8$  кбар,  $T = 790$  °С. Положение инвариантной точки  $J_{III}$  вообще никем еще не определялось и в настоящее время можно сделать только глубокую оценку ее координат с учетом экспериментальных данных по равновесию Ол+Кв = Опр [103, 148] и приблизительного положения линии разложения Fe-Би+Кв; ориентировочно их значения следующие:  $P \approx 2$  кбар,  $T = 600$ – $650$  °С. В связи с этим необходимо несколько слов сказать о положении на  $P$ – $T$  проекции линии равновесия Би+Гр+Кв = Ор+Опр+Крд+H<sub>2</sub>O, которая проходит через последние две точки. На схемах из работ В. А. Глебовицкого [15], Ю. В. Нагайцева [70] и С. П. Кориков-

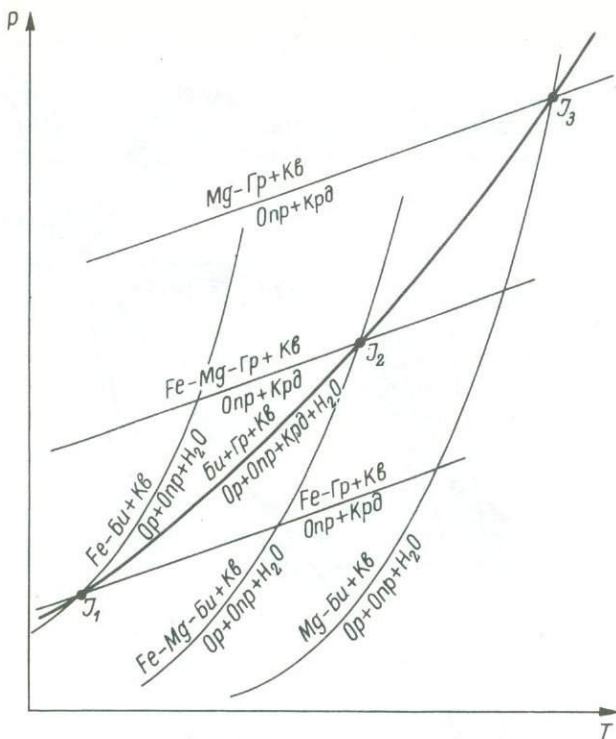


Рис. 3.5.  $P$ - $T$  проекция линий разложения-кристаллизации Би+Кв и Гр+Кв при различной железистости системы и появление моновариантного равновесия Би+Гр+Кв = Опр+Опр+Крд+ $H_2O$  в системе Опр-Эн-Фс-Алс-Кв- $H_2O$ .

ского [50], по мнению автора, она слишком смещена в высокотемпературную область, особенно ее низкобарическое окончание. Очевидно, поскольку линия равновесия Би+Гр+Кв = Опр+Опр+Крд+ $H_2O$  представляет собой след перемещения условно инвариантных точек пересечения линий разложения Би+Кв = Опр+Опр+ $H_2O$  и Гр+Кв = Опр+Крд, а поле устойчивости железистых составов Би сильно сокращается за счет высокотемпературного, то и линия первого равновесия должна смещаться в низкотемпературную область с увеличением железистости темноцветных фаз — минералов (рис. 3.5).

С учетом высказанных замечаний на рис. 3.6 изображена  $P$ - $T$  проекция субсолидусной области системы Опр-Эн-Фс-Алс-Пл<sup>20</sup>-Кв-( $H_2O$ ). Для простоты здесь показаны только два пучка:  $J_I$  и  $J_{II}$ , поскольку породы данного петрохимического типа редко содержат оливин [81]. Фазовые равновесия таких пород легко объяснить, выразив ассоциацию Ол+Кв через Опр, равновесия с которым анализируются ниже. Да и из пучков  $J_I$  и  $J_{II}$  не все равновесия представляют интерес для гранитной петрологии. Так, стабильные лучи линий  $l_1$ ,  $l_2$  и  $l_3$  находятся в слишком низкотемпературной области, а линии  $l_8$ ,  $l_9$ ,  $l_{10}$  и  $l_{11}$ , наоборот, располагаются в высокобарической и высокотемпературной области. Только

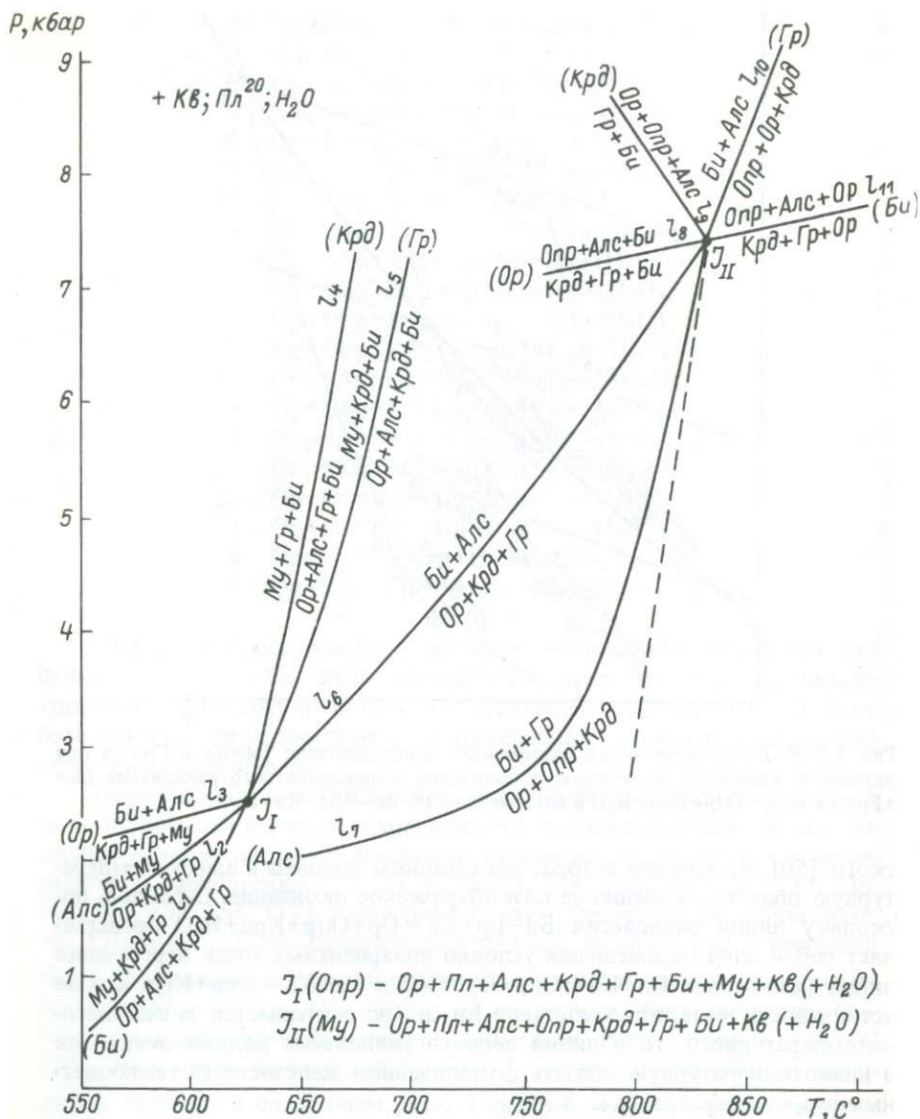


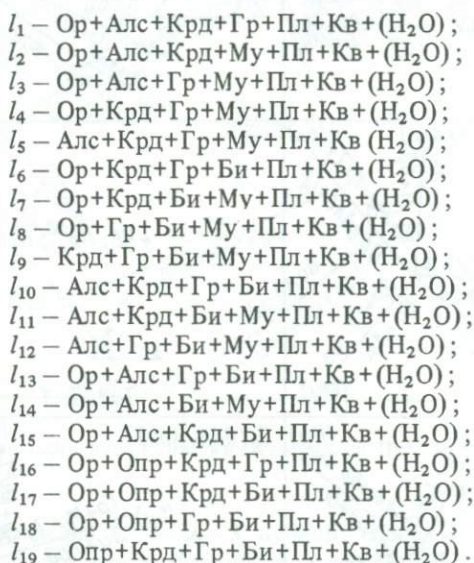
Рис. 3.6. P-T проекция изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> субсолидусной области системы в оговоренных интервалах P-T условий.

линии  $l_4$ ,  $l_5$ ,  $l_6$  и  $l_7$  занимают область существования и кристаллизации гранитных расплавов при  $P_{H_2O}$ . Но в связи с тем, что „темноцветные” фазы в каждой точке этих линий имеют различную железистость, увеличивающуюся с ростом температуры, очень сложно построить полную диаграмму состояния ликвидус-солидусных условий для гранитных составов. К решению такой задачи можно подойти через изоплетические сечения по Орп начиная с субсолидуса. В изоплетическом сечении по Орп

„шестикомпонентная” система превращается в условно пятикомпонентную ( $+H_2O$ ), например  $Op-Op^{50}-Pl^{20}-Alc-Kv-(H_2O)$ ; моновариантные равновесия системы  $Op-Эн-Фс-Алс-Pl^{20}-Kv-(H_2O)$  превращаются в неинвариантные, дивариантные – в моновариантные. Для поставленной цели достаточно использовать семь моновариантных равновесий (рис. 3.6), которые превращаются в инвариантные (рис. 3.7; с нумерацией моновариантных равновесий)



Соответственно инвариантным точкам имеется 19 моновариантных ассоциаций (линий), поскольку не все дивариантные поля шестикомпонентной системы пересекаются изоплетическим сечением:



Дивариантные ассоциации показаны на рис. 3.8 и 3.9.

Далее можно приступить к построению диаграммы. В. А. Жариков [27] отмечает: „Для того чтобы построить качественную схему диаграммы состояния  $n$ -вариантной мультисистемы, необходимо и достаточно определить положение  $1-n$  независимых неинвариантных пучков, содержащих все  $r_s = K + 2 - n$  фаз системы (т. е. таких пучков, которые имеют не более одной общей моновариантной линии)” (с. 290). Для рассматриваемой системы (точнее изоплетического сечения) достаточно

Tun III-5

Tun III-13

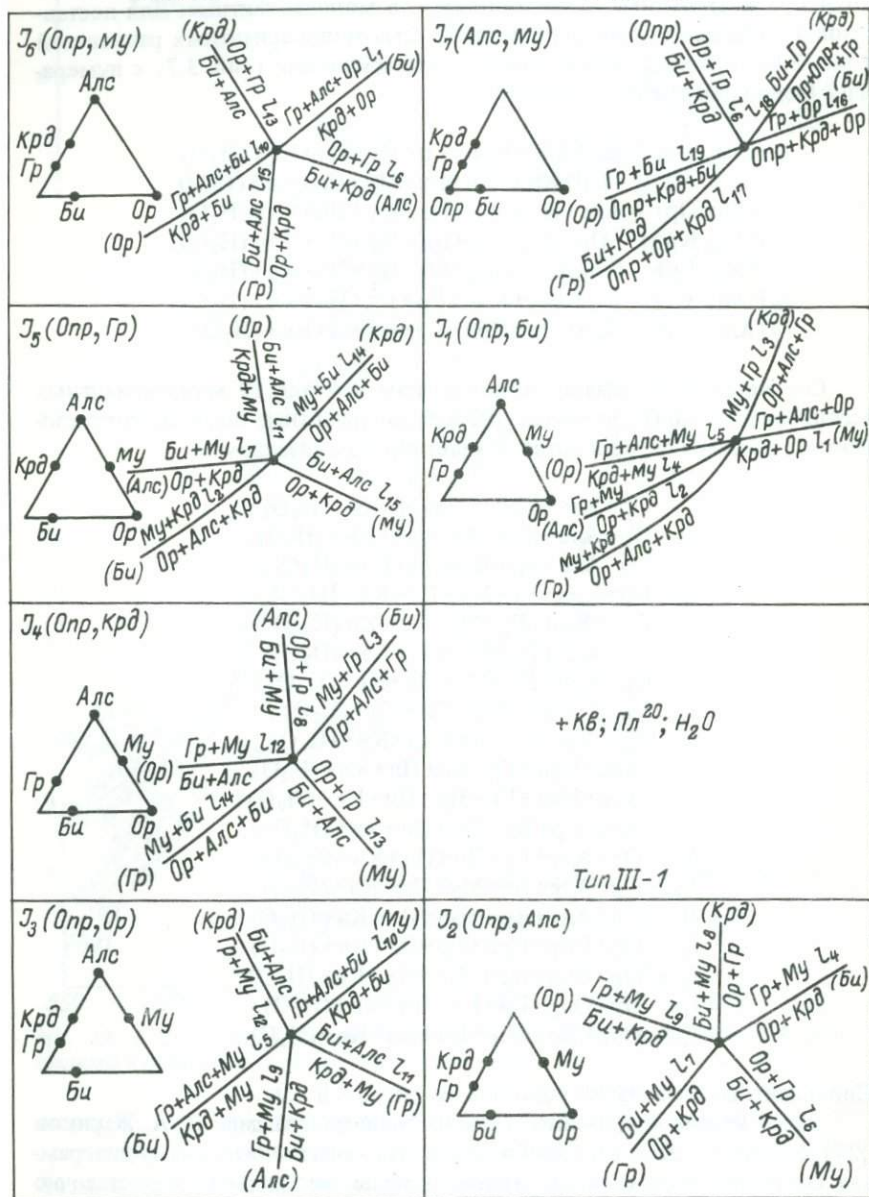


Рис. 3.7. Классификация по [20] субсолидных инвариантных точек изоплетических сечений по Пл и Ор системы А.

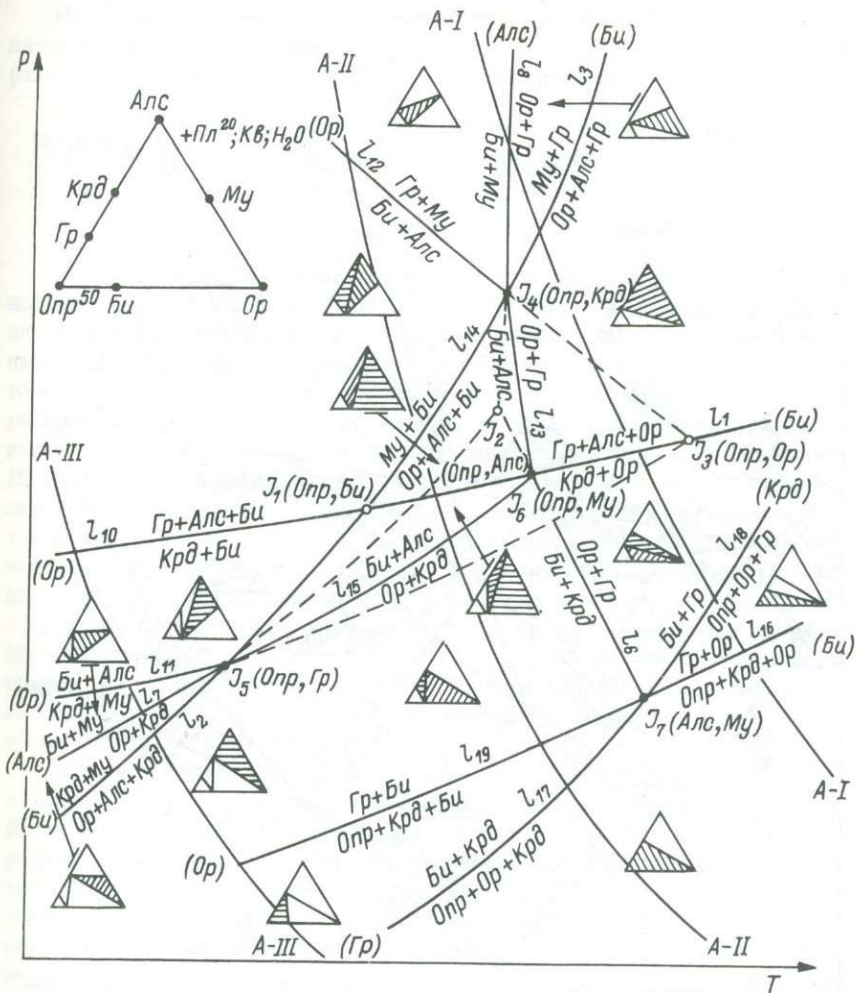


Рис. 3.8.  $P$ - $T$  проекция изоплетических сечений по  $Pl^{20}$  и  $Op^{50}$  субсолидусной области системы А.

определить положение  $1 - (-2) = 3$  пучков, содержащих все  $r_s = 5 + 2 - (-2) = 9$  фаз, поскольку изоплетическое сечение остается дивариантной мультисистемой:  $n = 5 + 2 - 9 = -2$ . Хотя приемы графического построения таких диаграмм изложены в работах Д. С. Коржинского [48] и В. А. Жарикова [27], тем не менее при построении каждой конкретной диаграммы состояния той или иной системы необходим творческий подход для выбора опорных пучков с учетом природных ассоциаций. С целью облегчения выбора необходимых опорных пучков прежде всего следует все их расклассифицировать, учитывая, что  $Pl$  является индифферентной фазой, а  $Kv$  и  $H_2O$  — избыточными, которые выносятся за диаграмму, и в результате этого пятикомпонентная система сводится

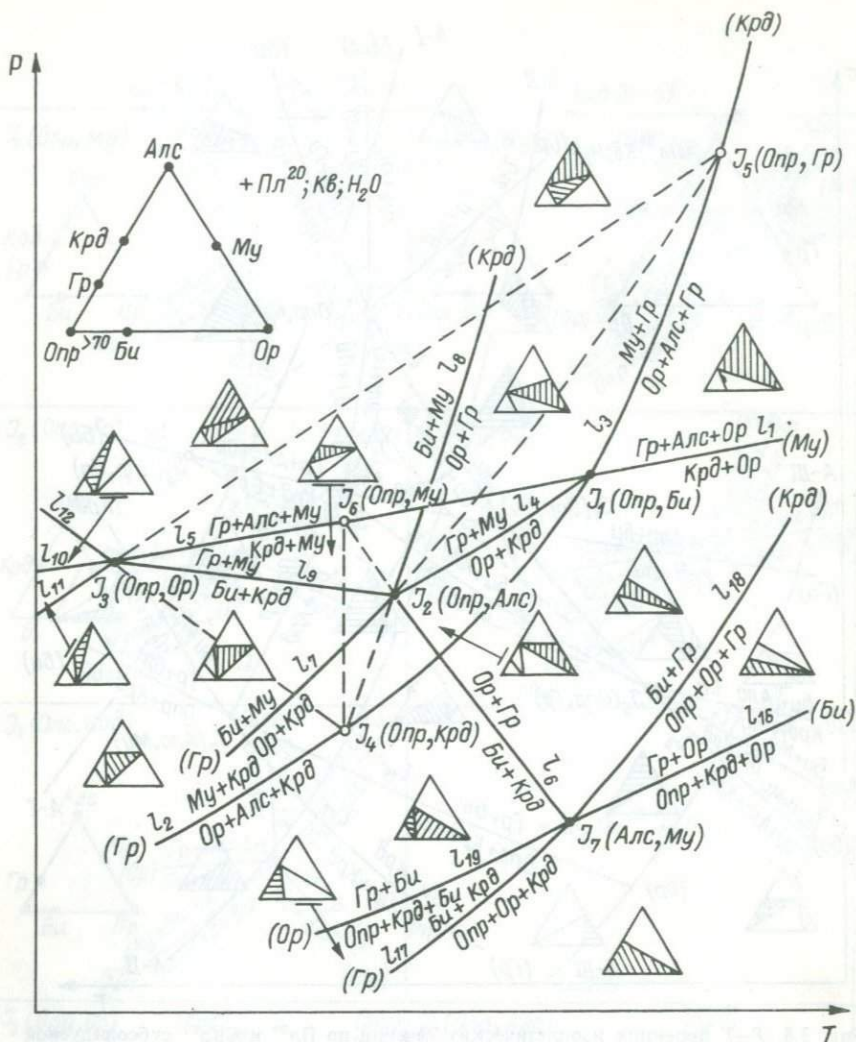


Рис. 3.9. P-T проекция изоплетических сечений по  $\text{Pl}^{20}$  и  $\text{Or}^{>70}$  (но до появления Ол) субсолидусной области системы А.

к трехкомпонентной —  $\text{Or}-\text{Or}-\text{Alc}$ . Тогда для классификации инвариантных точек достаточно учесть семь фаз:  $\text{Or}$ ,  $\text{Or}$ ,  $\text{Alc}$ ,  $\text{Krd}$ ,  $\text{Gr}$ ,  $\text{Bi}$ ,  $\text{Mu}$  ( $+\text{Pl}$ ,  $\text{Kv}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) и по их взаимному расположению разделить на следующие типы, по В. В. Доливо-Добровольскому [20]: тип III-1 — инвариантная точка  $J_2$ ; тип III-5 — инвариантные точки  $J_3$ ,  $J_4$ ,  $J_5$  и  $J_6$ ; тип III-13 — инвариантные точки  $J_1$  и  $J_7$  (рис. 3.7). Направление стабильных лучей в каждом пучке выбиралось с учетом известных экспериментальных данных по разложению—образованию  $\text{Mu} + \text{Kv}$ ,  $\text{Bi} + \text{Kv}$ ,  $\text{Krd} + \text{Or}$  и  $\text{Krd}$ , поэтому нет необходимости приводить обращенные варианты.

Из 19 моновариантных равновесий этой системы 10 являются сингулярными, которые в свою очередь представляют четыре сингулярных равновесия с различными индифферентными фазами:

- 1)  $l_s^1 = l_2 = l_3 = l_{14}$  с реакцией  $\text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Алс} (\text{Крд}, \text{Гр}, \text{Би})$ ;
- 2)  $l_s^2 = l_{17} = l_{18}$  с реакцией  $\text{Би} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Опр} (\text{Крд}, \text{Гр})$ ;
- 3)  $l_s^3 = l_{16} = l_{19}$  с реакцией  $\text{Гр} + \text{Кв} = \text{Опр} + \text{Крд} (\text{Ор}, \text{Би})$ ;
- 4)  $l_s^4 = l_1 = l_5 = l_{10}$  с реакцией  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд} (\text{Ор}, \text{Му}, \text{Би})$ .

Указание на присутствие той или иной индифферентной фазы в моновариантных реакциях значительно облегчает построение и анализ диаграмм состояния, о чем говорилось в работе [26]. Для выбора опорных пучков следует проанализировать особенности каждого пучка с учетом данных по эксперименту и природным ассоциациям. Как видно из рис. 3.7, четыре точки типа III-5 имеют по одному сингулярному равновесию, изображенному двумя разнонаправленными линиями; точки типа III-13 — по два, и только точка типа III-1 не имеет сингулярных равновесий. Точки  $J_1, J_3$  и  $J_6$  „сидят” на линии сингулярного равновесия  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ . Причем в  $J_1$  имеется еще одна линия сингулярного равновесия  $\text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Алс}$ , в то время как пучок  $J_3$  — с Му, а  $J_6$  — без Му, т. е. эти точки должны находиться по разные стороны от линии  $\text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Алс}$ . Точки  $J_4$  и  $J_5$  совместно с  $J_1$  также находятся на линии  $\text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Алс}$ , при этом  $J_4$  без Крд, а  $J_5$  — без Гр, т. е. они располагаются по разные стороны от линии  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ . И, наконец,  $J_1$  находится на пересечении двух линий сингулярных равновесий:  $\text{Би} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Опр}$  и  $\text{Гр} + \text{Кв} = \text{Опр} + \text{Крд}$ .

Для расположения опорных пучков на  $P$ - $T$  проекции следует учесть и взаимоположение на ней указанных линий сингулярных равновесий. Из экспериментальных данных [26] известно, что линия разложения—образования биотита средней и низкой железистости в присутствии Кв находится в более высокотемпературной области, чем такая же линия мусковита с кварцем, а линия образования  $\text{Гр} + \text{Кв}$  за счет  $\text{Опр} + \text{Крд}$  располагается ниже по давлению линии разложения Крд на  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв}$ . Причем наклон последних линий, как и в работе автора [26], принимается положительным [50, 77]. При расположении этих четырех линий на  $P$ - $T$  проекции легко выбрать положение на них и трех опорных пучков. Кроме того, следует учесть и расположение моновариантных линий на рис. 3.6, которые в изоплетическом сечении превращаются в соответствующие инвариантные точки. Поскольку в инвариантной точке  $J_{II}$  ортопироксен имеет строго определенную железистость, равную  $\approx 70\%$ , и, следовательно, если строится изоплетическое сечение по  $\text{Опр}^{<70}$ , то в этом сечении из пучка  $J_{II}$  стабильными будут инвариантные точки  $J_4, J_5, J_6$ , а если — по  $\text{Опр}^{>70}$ , то стабильными будут инвариантные точки  $J_1, J_2$  и  $J_3$ ; инвариантная точка  $J_{II}$  может быть стабильной при довольно высокой железистости  $\text{Опр}$ , до появления в системе  $\text{Ол}$ .

На рис. 3.8 представлена  $P$ - $T$  проекция изоплетического сечения по  $\text{Опр}^{50}$  (выше  $J_1$  на рис. 3.6) субсолидусной области системы  $\text{Ор}$ - $\text{Эн}$ - $\text{Фс}$ - $\text{Алс}$ - $\text{Пл}^{20}$ - $\text{Кв}$ - $(\text{H}_2\text{O})$ . Опорные пучки здесь выбирались следующим

образом. Положение инвариантной точки  $J_7$  определяется пересечением линий с равновесиями  $\text{Би} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Опр} + \text{Н}_2\text{О}$  и  $\text{Гр} + \text{Кв} = \text{Опр} + \text{Крд}$ ; инвариантная точка  $J_6$  располагается на линии равновесия  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ , справа (в области больших значений температуры) от линии разложения  $\text{Му} + \text{Кв}$ ; инвариантные точки  $J_4$  и  $J_5$  находятся на линии равновесия  $\text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Алс} + \text{Н}_2\text{О}$ , первая — выше линии равновесия  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ , а вторая — ниже. Остальные три точки:  $J_1, J_2$  и  $J_3$  в этом сечении метастабильны и их положение определяется графически, пересечением соответствующих метастабильных лучей стабильных пучков (рис. 3.8).

На рис. 3.9 представлена  $P-T$  проекция изоплетического сечения по  $\text{Опр}^{70}$  (ниже  $J_1$  на рис. 3.6) субсолидусной области той же системы. При выборе положения опорных пучков и в данном варианте учитывались вышеуказанные особенности инвариантных точек. В этом сечении стабильными становятся инвариантные точки  $J_1, J_2, J_3$ , стабильной остается и  $J_7$ , а остальные точки превращаются в метастабильные.

Как отмечалось выше, для „гранитной” петрологии наибольший интерес представляют диаграммы изоплетических сечений выше  $J_1$ , поскольку все их моновариантные равновесия могут достигать ликвидуса гранитных расплавов при полном водонасыщении.

Следует обратить внимание на то, что диаграмма изоплетического сечения по  $\text{Опр}^{50}$  на рис. 3.8 отличается от сходной диаграммы, приведенной в работе А. Томпсона [153; рис. 1], не только положительным наклоном линий равновесий  $\text{Гр} + \text{Кв} = \text{Опр} + \text{Крд}$  и  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ , но и состоянием инвариантной точки  $J_3$  ( $\text{Опр}, \text{Ор}$ ) —  $\text{Алс} + \text{Крд} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Му} + (\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Н}_2\text{О})$ ; на рис. 3.8 эта точка метастабильная, а у А. Томпсона она стабильная. Поскольку  $J_3$  ( $\text{опр}, \text{ор}$ ) по сути дела является изоплетическим сечением линии моновариантного равновесия  $\text{Би} + \text{Алс} = \text{Крд} + \text{Гр} + \text{Му} + (\text{Пл} + \text{Кв} + \text{Н}_2\text{О})$ , то ее положение и состояние определяются положением этой линии относительно  $J_1$  на рис. 3.2 и 3.6. При положительном наклоне линии  $l_3$  ( $\text{Ор}$ ) на рис. 3.6 правильным будет вариант диаграммы на рис. 3.8 настоящей работы, при отрицательном — вариант диаграммы, представленной в работе А. Томпсона. В свою очередь положение  $l_3$  ( $\text{Ор}$ ) определяется положением линий равновесий  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$  и  $\text{Би} + \text{Алс} = \text{Крд} + \text{Му}$ , так как линия  $l_3$  ( $\text{Ор}$ ) есть след перемещения точки пересечения этих линий при изменении железистости системы. При положительном наклоне линии равновесия  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ , которое убедительно обосновано в работе Л. Л. Перчука и др. [77], линия  $l_3$  ( $\text{Ор}$ ) на рис. 3.6 должна иметь положительный наклон и, следовательно, диаграмма на рис. 3.8 более правильно отражает наши современные знания о рассматриваемой системе.

Используя диаграмму изоплетического сечения субсолидусной области (рис. 3.8), можно легко построить диаграммы, отражающие ликвидус-солидусные фазовые превращения гранитоидов высокоглиноземистого петрохимического типа. К данной работе построены три такие диаграммы для различной железистости расплавов: А-I —  $f^{\text{ж}} > 60$ , А-II —  $f^{\text{ж}} = 40-60$  и А-III —  $f^{\text{ж}} < 40$ . Положения этих сечений показано на рис. 3.8, но требует некоторого пояснения.

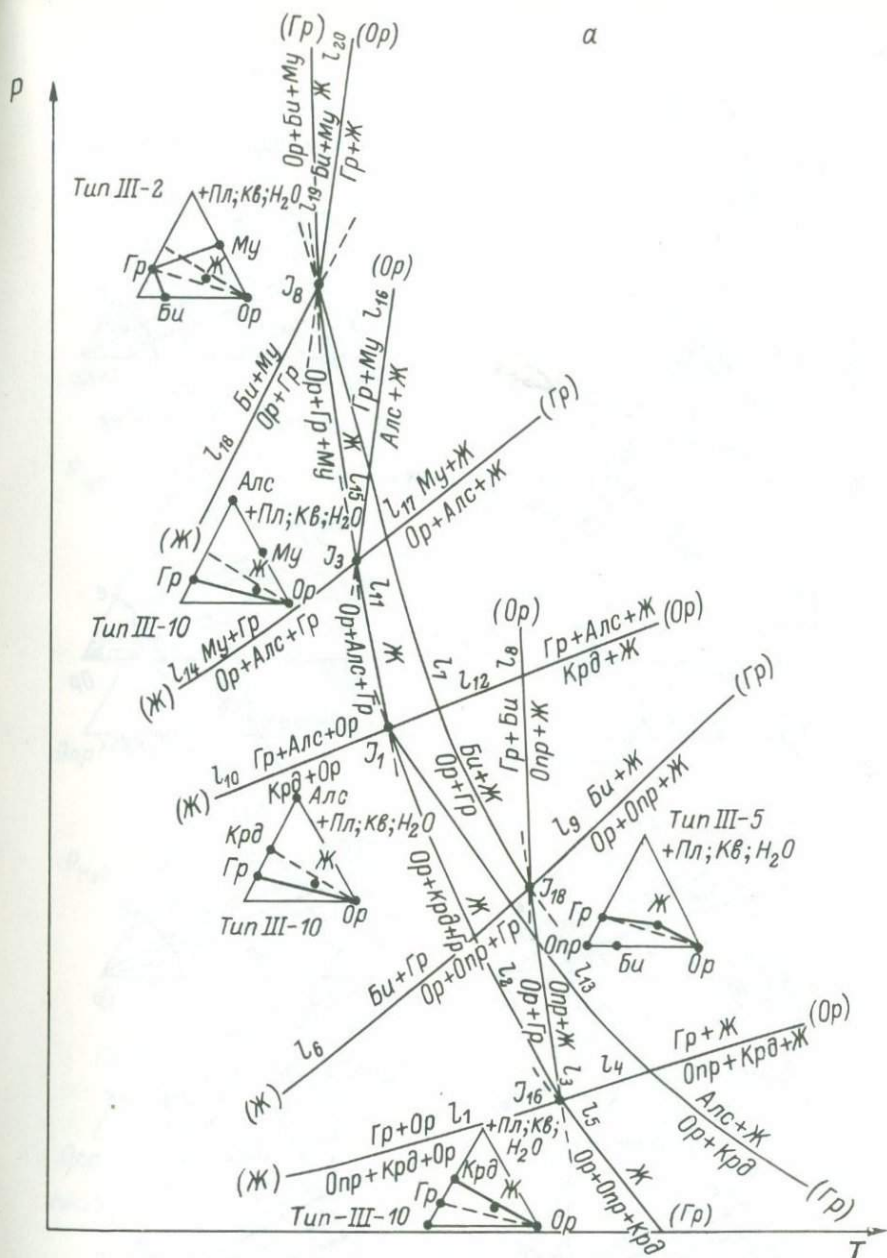


Рис. 3.10. Схематическая  $P$ - $T$  проекция изоплетических сечений по  $\text{Pl}^{20}$  и  $\text{Opr}^{60}$  ликвидус-солидусной области (сечение А-1 на рис. 3.8) системы А (а) и полуколичественные  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ - $T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $\text{Pl}^{20}$  и  $\text{Opr}^{60}$  ликвидус-солидусной области (сечение А-1 на рис. 3.8) системы А (б). Фазовые реакции приведены в табл. 3.1.

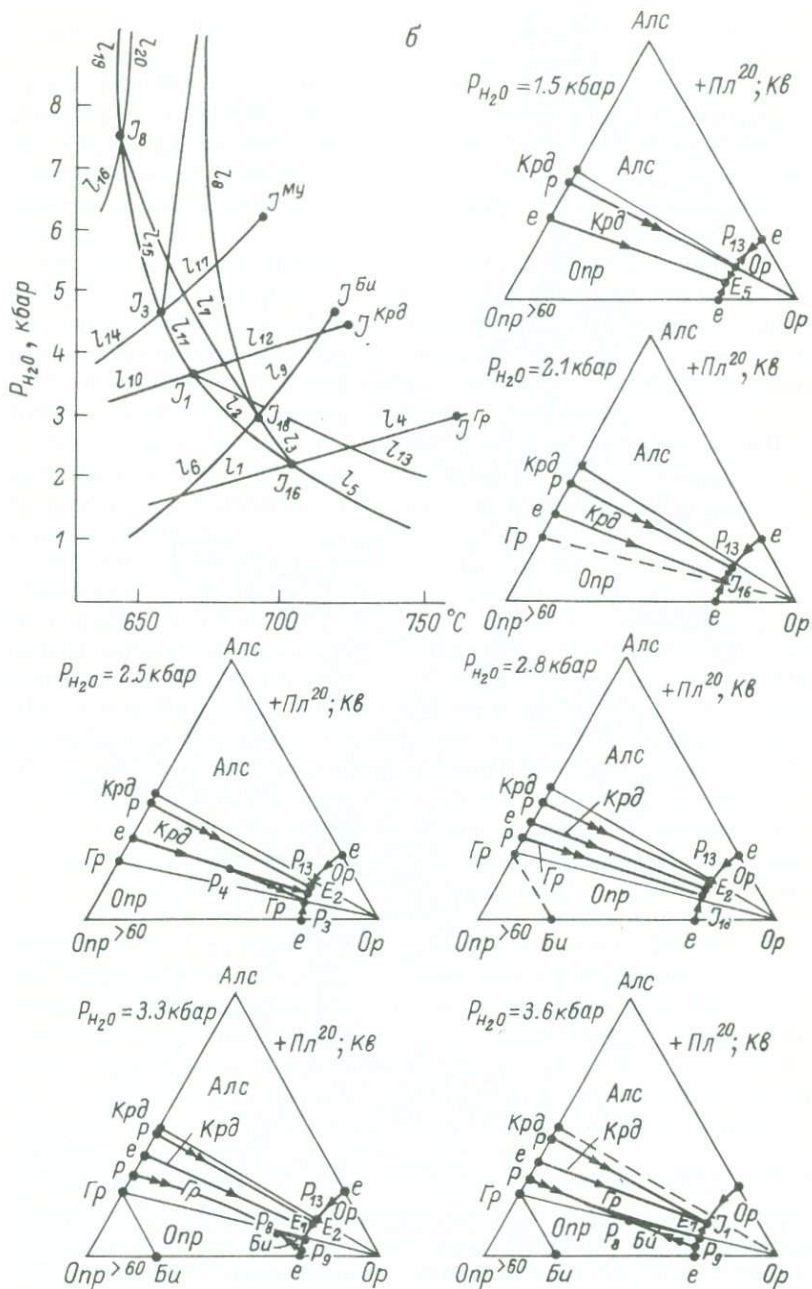


Рис. 3.10 (продолжение).

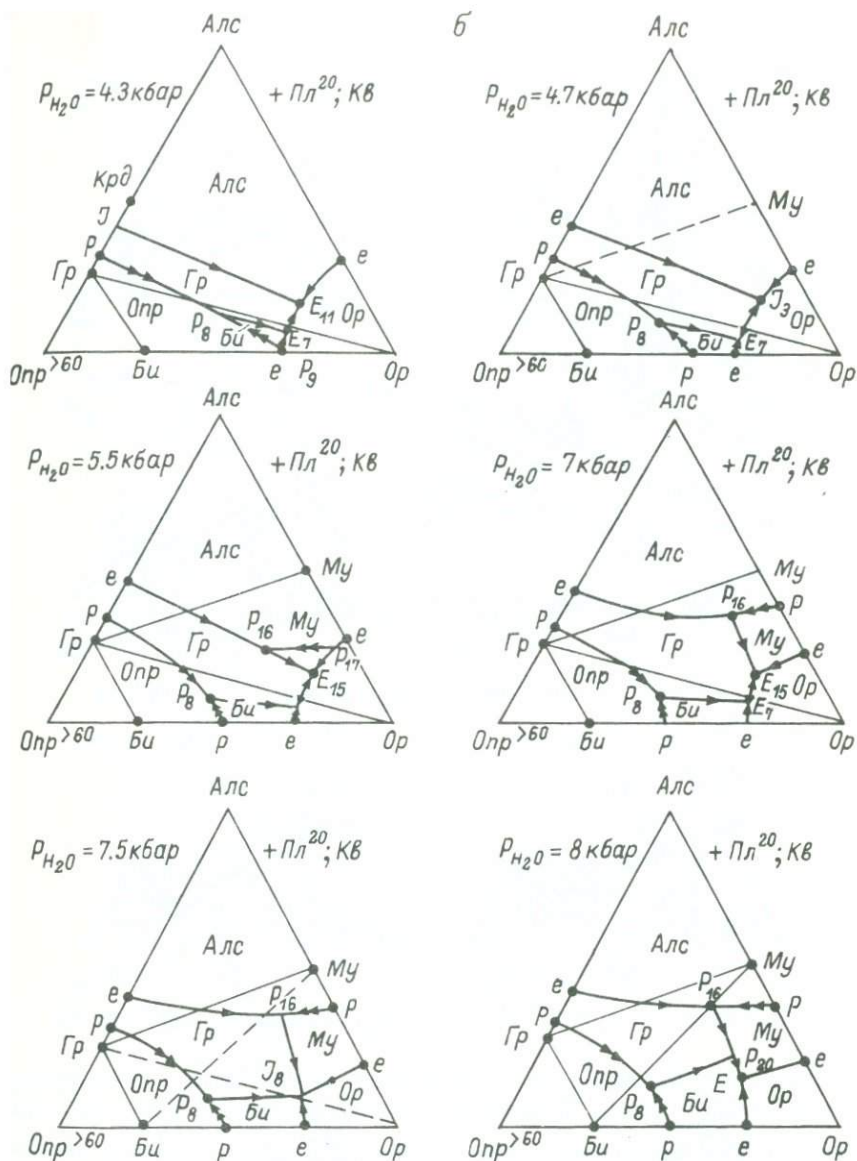


Рис. 3.10 (продолжение).

Топологическое сочетание (система) точек и линий субсолидусного сечения (рис. 3.8) отражает фазовые превращения при определенной железистости системы (или  $Op_r$  – единственного Fe-Mg компонента). С изменением железистости все точки и линии данного сечения будут как бы скользить (перемещаться) по  $P-T$  плоскости, в результате чего следы инвариантных точек дадут соответствующие линии моновариантных

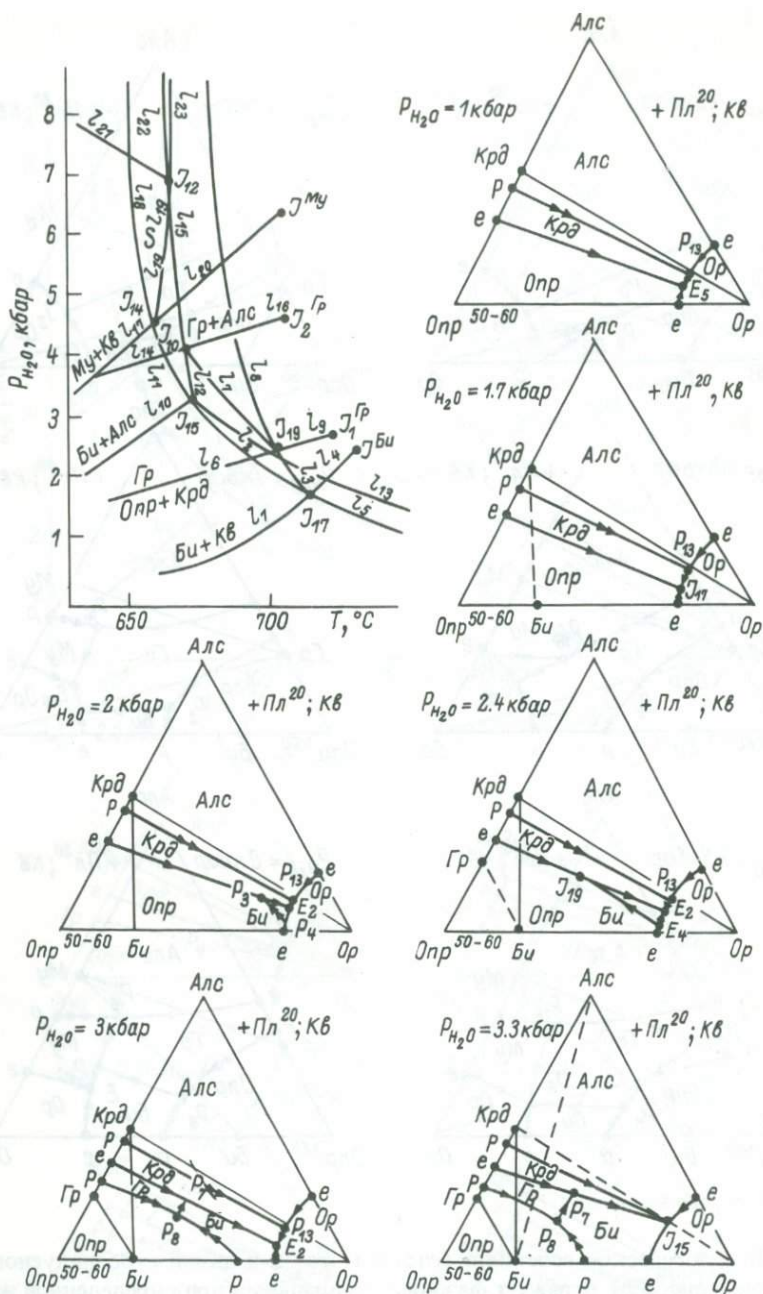


Рис. 3.11. Полуколичественные  $P_{H_2O}-T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $Pl^{20}$  и  $Opr^{50-60}$  ликвидус-солидусной области (сечение А-II на рис. 3.8) системы А.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.2.

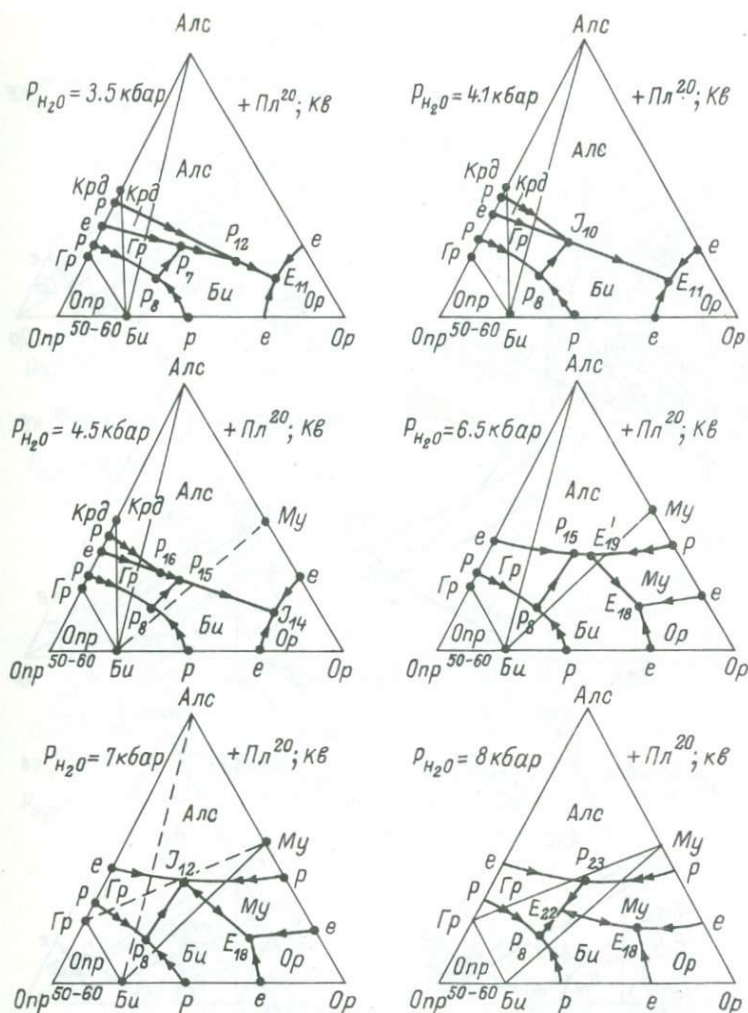


Рис. 3.11 (продолжение).

равновесий, а следы перемещения линий — дивариантные поля диаграммы (рис. 3.6). Солидусная линия этой системы при  $P_{H_2O}$  также будет менять свое положение на  $P_{H_2O}$ — $T$  проекции с изменением железистости расплава, но не так значительно, как это будут делать субсолидусные элементы диаграммы на рис. 3.8. Благодаря этому с увеличением железистости системы начиная от точки  $J_I$  солидус соответствующей железистости будет пересекать последовательно различные линии субсолидусных равновесий с образованием инвариантных точек с расплавом. На рис. 3.10—3.12 показаны частные сечения (т. е. как бы остановки солидуса при определенной железистости) для  $f > 60$ ,  $f^{40-60}$  и  $f < 40$ . Приемы построения этих диаграмм (диаграмм ликвидус-солидусной области

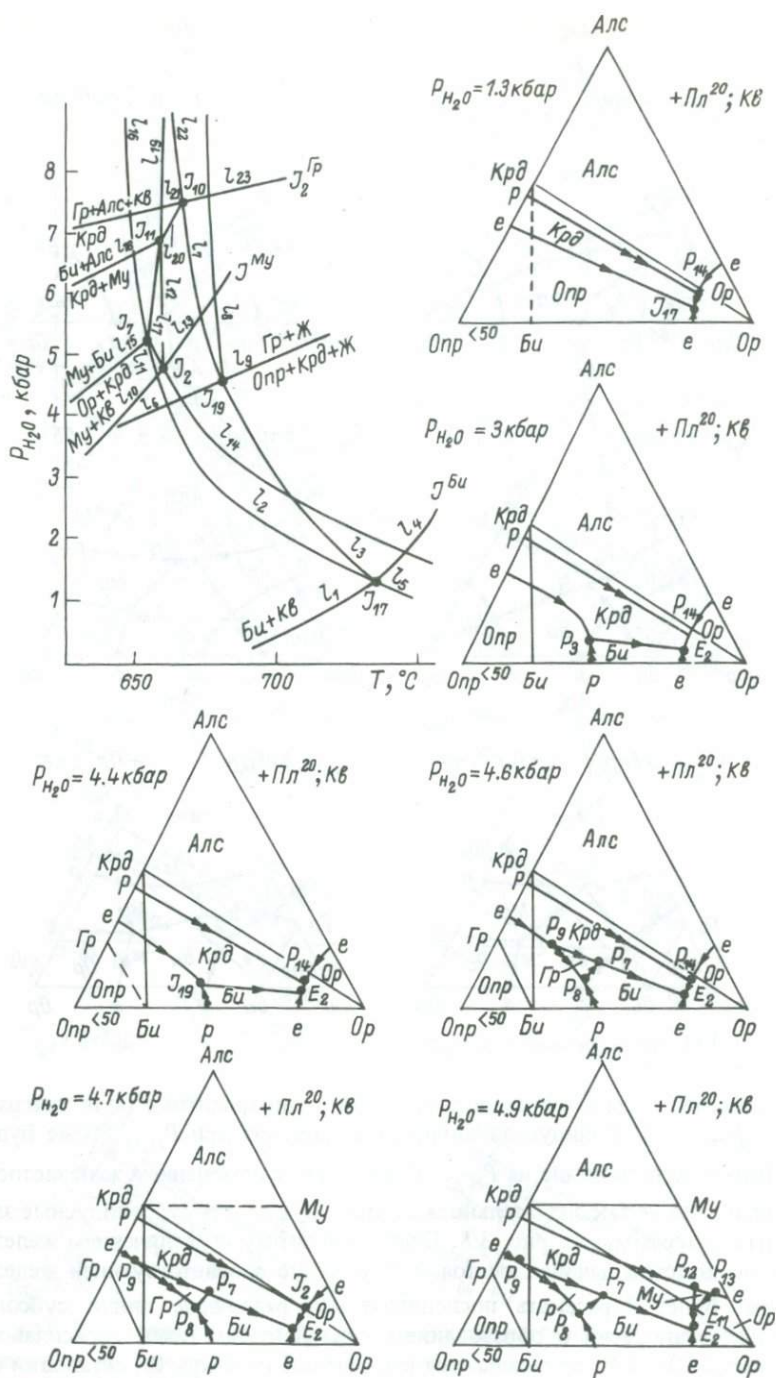


Рис. 3.12.

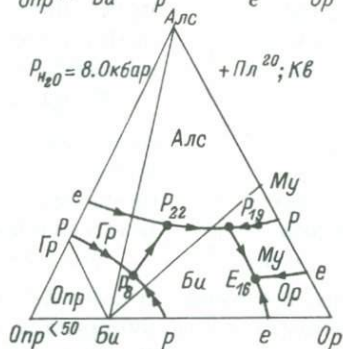
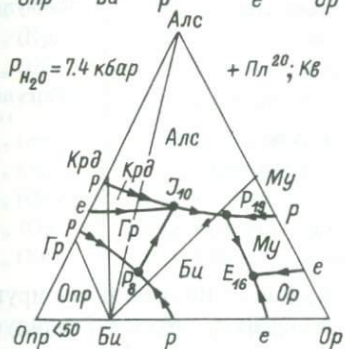
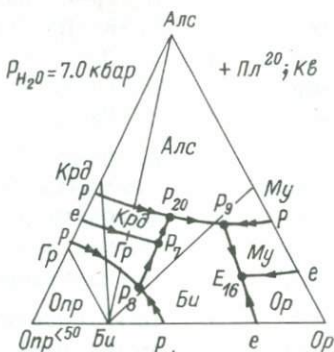
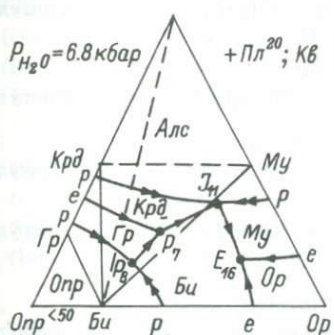
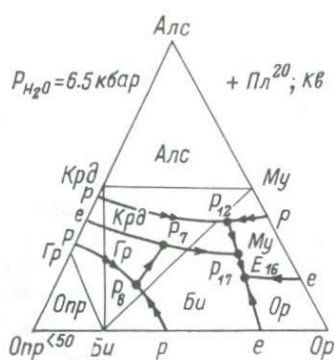
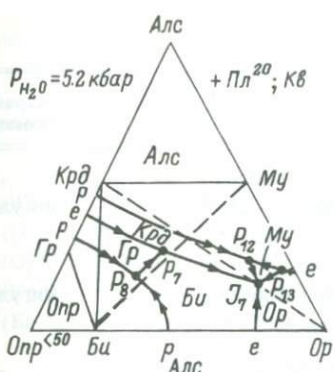


Рис. 3.12. Полуколичественные  $P_{H_2O}$ - $T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $Pl^{20}$  и  $Opr^{50}$  ликвидус-солидусной области (сечение А-III на рис. 3.8) системы А.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.3.

рассматриваемой системы, точнее изоплетических сечений по  $Pl^{20}$  и  $Opr^f$ ) аналогичны приемам построения диаграмм субсолидуса и даже несколько проще, поскольку порядок расположения инвариантных точек уже определен положением линий субсолидусных моновариантных равновесий, которые превращаются в инвариантные точки при добавлении к ним еще одной фазы — расплава. Для примера кратко рассмотрим

Таблица 3.1

Фазовые реакции к рис. 3.10, б

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_{16}$	$Ор+Пл+Гр+Кв = Ж+Крд+Опр$	Сингулярное
$I_1$ (Ж)	$Гр+Кв+Ор+Пл = Крд+Опр+Ор+Пл$	
$I_2$ (Опр)	$Ор+Пл+Гр+Крд+Кв = Ж$	Сингулярное
$I_3$ (Крд)	$Ор+Пл+Гр+Кв = Ж+Опр$	
$I_4$ (Ор)	$Пл+Гр+Кв+Ж = Ж+Крд+Опр+Пл$	Сингулярное
$I_5$ (Гр)	$Ор+Пл+Крд+Опр+Кв = Ж$	
$J_{18}$	$Пл+Гр+Би+Кв = Ж+Опр+Ор$	Сингулярное
$I_6$ (Ж)	$Би+Кв+Пл+Гр = Ор+Опр+Пл+Гр$	
$I_7$ (Опр)	$Ор+Пл+Гр+Би+Кв = Ж$	Сингулярное
$I_8$ (Ор)	$Пл+Гр+Би+Кв = Ж+Опр$	
$I_9$ (Гр)	$Би+Кв+Пл+Ж = Ж+Ор+Опр+Пл$	Сингулярное
$J_{11}$	$Ор+Пл+Гр+Алс+Кв = Ж+Крд$	
$I_{10}$ (Ж)	$Гр+Алс+Кв+Ор+Пл = Крд+Ор+Пл$	Сингулярное
$I_{11}$ (Крд)	$Ор+Пл+Гр+Алс+Кв = Ж$	
$I_{12}$ (Ор)	$Пл+Гр+Алс+Кв+Ж = Ж+Крд+Пл$	Сингулярное
$I_{13}$ (Гр)	$Ор+Пл+Крд+Кв = Ж+Алс$	
$J_3$	$Пл+Гр+Му+Кв = Ж+Алс+Ор$	Сингулярное
$I_{14}$ (Ж)	$Му+Кв+Пл+Гр = Ор+Алс+Пл+Гр$	
$I_{15}$ (Алс)	$Ор+Пл+Гр+Му+Кв = Ж$	Сингулярное
$I_{16}$ (Ор)	$Пл+Гр+Му+Кв = Ж+Алс$	
$I_{17}$ (Гр)	$Му+Кв+Пл+Ж = Ор+Алс+Ж+Пл$	Сингулярное
$J_8$	$Ор+Гр+Би+Му+Пл+Кв+Ж$	
$I_{18}$ (Ж)	$Би+Му+Пл+Кв = Ор+Гр+Пл+Кв$	Сингулярное
$I_{19}$ (Гр)	$Ор+Би+Му+Пл+Кв = Ж$	
$I_{20}$ (Ор)	$Би+Му+Пл+Кв = Гр+Ж$	

приемы построения сечения А-I (рис. 3.10, а, б). Вначале анализируются все пучки, которые нумеруются теми же числами, что и субсолидусные линии на рис. 3.8, а затем они располагаются в такой же последовательности, как и субсолидусные линии, „насаживаясь” на соответствующие линии ниже расположенных пучков. Нумерация моновариантных линий на рис. 3.10–3.12 самостоятельная.

На рис. 3.10, а приведена схема расположения инвариантных точек и их классификация, по В.В. Доливо-Добровольскому [20], согласно положению фигуративных точек фаз на концентрационном треугольнике. Очевидно, что для построения согласованной схемы расположения инвариантных точек необходимо положение фигуративной точки расплава закреплять на одном месте, где она должна быть в „нижней” точке. В данном случае выбран такой вариант положения фигуративной точки расплава на концентрационном треугольнике, чтобы соотношения Крд

Таблица 3.2

Фазовые реакции к рис. 3.11

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_{17}$	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр} + \text{Ор}$	Сингулярное
$I_1$ (Ж)	$\text{Би} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Крд} = \text{Ор} + \text{Опр} + \text{Пл} + \text{Крд}$	
$I_2$ (Опр)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$I_3$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр}$	
$I_4$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Кв} + \text{Ж} = \text{Ж} + \text{Опр} + \text{Ор} + \text{Пл}$	
$I_5$ (Би)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Крд} + \text{Орп} + \text{Кв} = \text{Ж}$	Сингулярное
$J_{19}$	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр} + \text{Крд}$	
$I_6$ (Ж)	$\text{Гр} + \text{Кв} + \text{Би} + \text{Пл} = \text{Крд} + \text{Опр} + \text{Пл} + \text{Би}$	
$I_7$ (Опр)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Крд} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Гр}$	
$I_8$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр}$	
$I_9$ (Би)	$\text{Гр} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Ж} = \text{Ж} + \text{Крд} + \text{Опр} + \text{Пл}$	Сингулярное
$J_{15}$	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд} + \text{Ор}$	
$I_{10}$ (Ж)	$\text{Би} + \text{Алс} + \text{Пл} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Крд} + \text{Пл} + \text{Кв}$	
$I_{11}$ (Крд)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$I_{12}$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд}$	
$I_{13}$ (Би)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Крд} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	Сингулярное
$J_{10}$	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд}$	
$I_{14}$ (Ж)	$\text{Гр} + \text{Кв} + \text{Алс} + \text{Пл} + \text{Би} = \text{Крд} + \text{Пл} + \text{Би}$	
$I_{15}$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Гр}$	
$I_{16}$ (Би)	$\text{Пл} + \text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} + \text{Ж} = \text{Ж} + \text{Крд} + \text{Пл}$	
$J_{14}$	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс} + \text{Ор}$	} Через точку S – Му + Би = Ж
$I_{17}$ (Ж)	$\text{Му} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Би} = \text{Ор} + \text{Алс} + \text{Пл} + \text{Би}$	
$I_{18}$ (Алс)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$I_{19}$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	
$I'_{19}$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$I_{20}$ (Би)	$\text{Му} + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Ж} = \text{Ж} + \text{Ор} + \text{Алс} + \text{Пл}$	
$J_{12}$	$\text{Пл} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	Сингулярное
$I_{21}$ (Ж)	$\text{Гр} + \text{Му} + \text{Пл} + \text{Кв} = \text{Би} + \text{Алс} + \text{Пл} + \text{Кв}$	
$I_{22}$ (Алс)	$\text{Пл} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$I_{23}$ (Би)	$\text{Пл} + \text{Гр} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	

с Гр и Опр были эвтектическими, а с Алс – перитектические; Гр с Опр – также перитектические [26; рис. 1.9]. Затем схема на рис. 3.10, а переносится на  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  проекцию с приблизительной привязкой известных линий моновариантных равновесий: солидуса системы  $\text{Пл}^{20}-\text{Ор}-\text{Кв}-(\text{H}_2\text{O})$  (с учетом незначительного влияния на его положение присутствующих в системе Алс и Опр) и линий разложения–образования  $\text{Му} + \text{Кв}$ ,  $\text{Би} + \text{Кв}$ ,  $\text{Гр} + \text{Кв}$  и  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв}$  (последних трех при  $f^{\text{Опр}} \approx 65$ ). К  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  проекции строятся изобарические разрезы–диаграммы. Аналогичным

Т а б л и ц а 3.3

Фазовые реакции к рис. 3.12

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_{17}$	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр} + \text{Ор}$	Сингулярное
$l_1$ (Ж)	$\text{Би} + \text{Кв} + \underline{\text{Пл}} + \underline{\text{Крд}} = \text{Ор} + \text{Опр} + \underline{\text{Пл}} + \underline{\text{Крд}}$	
$l_2$ (Опр)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$l_3$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр}$	
$l_4$ (Крд)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Би} + \text{Кв} + \underline{\text{Ж}} = \underline{\text{Ж}} + \text{Опр} + \text{Ор} + \underline{\text{Пл}}$	
$l_5$ (Би)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Крд} + \text{Опр} + \text{Кв} = \text{Ж}$	Сингулярное
$J_{19}$	$\text{Пл} + \text{Гр} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр} + \text{Крд}$	Сингулярное
$l_6$ (Ж)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Кв} = \underline{\text{Пл}} + \underline{\text{Би}} + \text{Крд} + \text{Опр}$	
$l_7$ (Опр)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Крд} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Гр}$	
$l_8$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр}$	
$l_9$ (Би)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Гр} + \text{Кв} + \underline{\text{Ж}} = \underline{\text{Ж}} + \text{Опр} + \text{Крд} + \underline{\text{Пл}}$	
$J_2$	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс} + \text{Ор}$	Сингулярное
$l_{10}$ (Ж)	$\underline{\text{Пл}} + \underline{\text{Крд}} + \text{Му} + \text{Кв} = \underline{\text{Пл}} + \underline{\text{Крд}} + \text{Ор} + \text{Алс}$	
$l_{11}$ (Алс)	$\text{Ор} + \text{Пл} + \text{Крд} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$l_{12}$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Крд} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	
$l_{13}$ (Крд)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Му} + \text{Кв} + \underline{\text{Ж}} = \underline{\text{Ж}} + \text{Ор} + \text{Алс} + \underline{\text{Пл}}$	
$l_{14}$ (Му)	$\text{Пл} + \text{Ор} + \text{Крд} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	Сингулярное
$J_7$	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Крд} + \text{Ж}$	Сингулярное
$l_{15}$ (Ж)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Крд} + \underline{\text{Пл}}$	
$l_{16}$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Ор} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж}$	
$l_{17}$ (Ор)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд}$	
$J_{11}$	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд} + \text{Алс}$	Сингулярное
$l_{18}$ (Ж)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Би} + \text{Алс} + \text{Кв} = \underline{\text{Пл}} + \text{Му} + \text{Крд} + \text{Кв}$	
$l_{19}$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Алс}$	
$l_{20}$ (Би)	$\text{Пл} + \text{Би} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд}$	
$J_{10}$	$\text{Пл} + \text{Алс} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Крд} + \text{Гр}$	Сингулярное
$l_{21}$ (Ж)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} + \underline{\text{Би}} = \text{Крд} + \underline{\text{Пл}} + \underline{\text{Би}}$	
$l_{22}$ (Крд)	$\text{Пл} + \text{Алс} + \text{Би} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Гр}$	
$l_{23}$ (Му)	$\underline{\text{Пл}} + \text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} + \underline{\text{Ж}} = \underline{\text{Ж}} + \text{Крд} + \underline{\text{Пл}}$	

приемом строились и сечения А-II и А-III, но с ограниченностью объема работы не приводятся схемы размещения и классификации инвариантных точек.

Как видно из рис. 3.10, б, 3.11 и 3.12, во всех сечениях по четыре инвариантные точки связаны с пересечением солидусом линий сингулярных равновесий:  $\text{Гр} + \text{Кв} = \text{Опр} + \text{Крд}$ ,  $\text{Гр} + \text{Алс} + \text{Кв} = \text{Крд}$ ,  $\text{Би} + \text{Кв} = \text{Опр} + \text{Опр} (+\text{H}_2\text{O})$  и  $\text{Му} + \text{Кв} = \text{Ор} + \text{Алс} (+\text{H}_2\text{O})$ , в которых присутствуют разные индифферентные фазы, а различия фазовых превращений в сечениях во многом определяются последовательностью пересечения этих

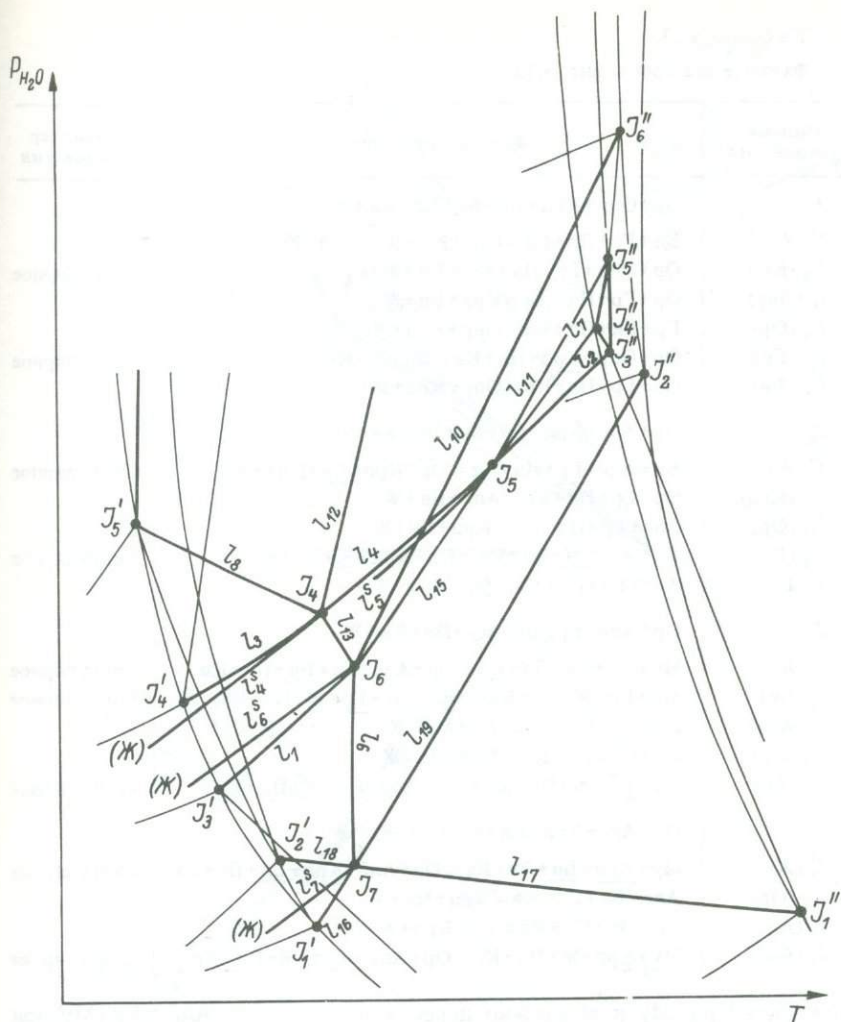


Рис. 3.13. Схематическая  $P_{H_2O}$ - $T$  проекция изоплетического сечения по  $Pl^{20}$  ликвидус-солидусной области системы А на интервале железистости  $Опр$  от 30 до 70%. Фазовые реакции приведены в табл. 3.4.

линий. При высокой железистости системы кордиеритовые ассоциации сменяются гранатовыми уже при низких значениях  $P_{H_2O}$ , и мусковит может сосуществовать только с  $Гр$ ; при низкой железистости возможны ассоциации  $Крд$  с  $Му$ .

Остальные инвариантные точки появляются при пересечении солидусом линий полных субсолидусных равновесий ( $+Pl+Kв+H_2O$ ): в сечении А-I:  $l_8 - Би+Му = Гр+Ор$ ; в сечении А-II:  $l_{15} - Би+Алс = Ор+Крд$  и  $l_{12} - Би+Алс = Гр+Му$ ; в сечении А-III:  $l_7 - Би+Му = Ор+Крд$  и  $l_{11} -$

Таблица 3.4

Фазовые реакции к рис. 3.13

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_7$	$Op+Opr+Krd+Gr+Bi+Pl+Kv+Ж$	
$l_7^S$ (Ж)	$Bi+Gr+Pl+Kv = Op+Opr+Krd+Pl+Kv$	
$l_{18}$ (Крд)	$Op+Opr+Gr+Pl+Kv = Bi+Ж+Gr$	Сингулярное
$l_6$ (Opr)	$Op+Gr+Pl+Kv = Krd+Bi+Ж$	
$l_{19}$ (Op)	$Gr+Bi+Pl+Kv = Opr+Krd+Ж$	
$l_{17}$ (Gr)	$Op+Opr+Krd+Pl+Kv = Bi+Ж+Krd$	Сингулярное
$l_{16}$ (Bi)	$Op+Gr+Pl+Kv = Opr+Krd+Ж$	
$J_6$	$Op+Alc+Krd+Gr+Bi+Pl+Kv+Ж$	
$l_6^S$ (Ж)	$Bi+Alc+Gr+Pl+Kv = Op+Krd+Gr+Pl+Kv$	Сингулярное
$l_{13}$ (Крд)	$Op+Gr+Pl+Kv = Alc+Bi+Ж$	
$l_{10}$ (Op)	$Alc+Gr+Pl+Kv = Krd+Bi+Ж$	
$l_{15}$ (Gr)	$Bi+Alc+Ж+Pl+Kv = Op+Krd+Ж+Pl+Kv$	Сингулярное
$l_1$ (Bi)	$Alc+Gr+Pl+Kv = Op+Krd+Ж$	
$J_4$	$Op+Alc+Gr+Bi+Mu+Pl+Kv+Ж$	
$l_4^S$ (Ж)	$Mu+Gr+Bi+Pl+Kv = Op+Alc+Gr+Bi+Pl+Kv$	Сингулярное
$l_3$ (Bi)	$Mu+Gr+Ж+Pl+Kv = Op+Alc+Gr+Ж+Pl+Kv$	Сингулярное
$l_8$ (Alc)	$Op+Gr+Pl+Kv = Bi+Mu+Ж$	
$l_{12}$ (Op)	$Gr+Mu+Pl+Kv = Bi+Alc+Ж$	
$l_{14}$ (Gr)	$Mu+Bi+Ж+Pl+Kv = Op+Alc+Bi+Ж+Pl+Kv$	Сингулярное
$J_5$	$Op+Alc+Krd+Bi+Mu+Pl+Kv+Ж$	
$l_5^S$ (Ж)	$Mu+Krd+Bi+Pl+Kv = Op+Alc+Krd+Bi+Pl+Kv$	Сингулярное
$l_{11}$ (Op)	$Alc+Bi+Pl+Kv = Krd+Mu+Ж$	
$l_7$ (Alc)	$Bi+Mu+Pl+Kv = Op+Krd+Ж$	
$l_2$ (Bi)	$Mu+Krd+Ж+Pl+Kv = Op+Alc+Krd+Ж+Pl+Kv$	Сингулярное

$Bi+Alc=Krd+Mu$  и возможно пересечение  $l_{12}$  —  $Bi+Alc=Gr+Mu$  при более высоких значениях  $P_{H_2O}$ .

Имея частные сечения по железистости Opr, можно решать те или иные петрологические задачи (см. гл. 6) и, кроме того, построить диаграмму состояния ликвидус-солидусной области системы Op—Эн—Фс—Алс—(Pl<sup>20</sup>—Кв—H<sub>2</sub>O) в интервале по железистости от 30 до 70% (без Амф).

На рис. 3.13 представлена такая диаграмма, которая построена с учетом появления моновариантных линий и инвариантных точек при перемещении всей совокупности точек и линий сечения А-I к сечению А-III, вызванное уменьшением железистости системы от 70 до 30%. Можно к построению такой диаграммы подойти и чисто формально, для чего пришлось бы рассматривать различные варианты и выбрать такой, который бы соответствовал субсолидусным диаграммам на рис. 3.8 и 3.9.

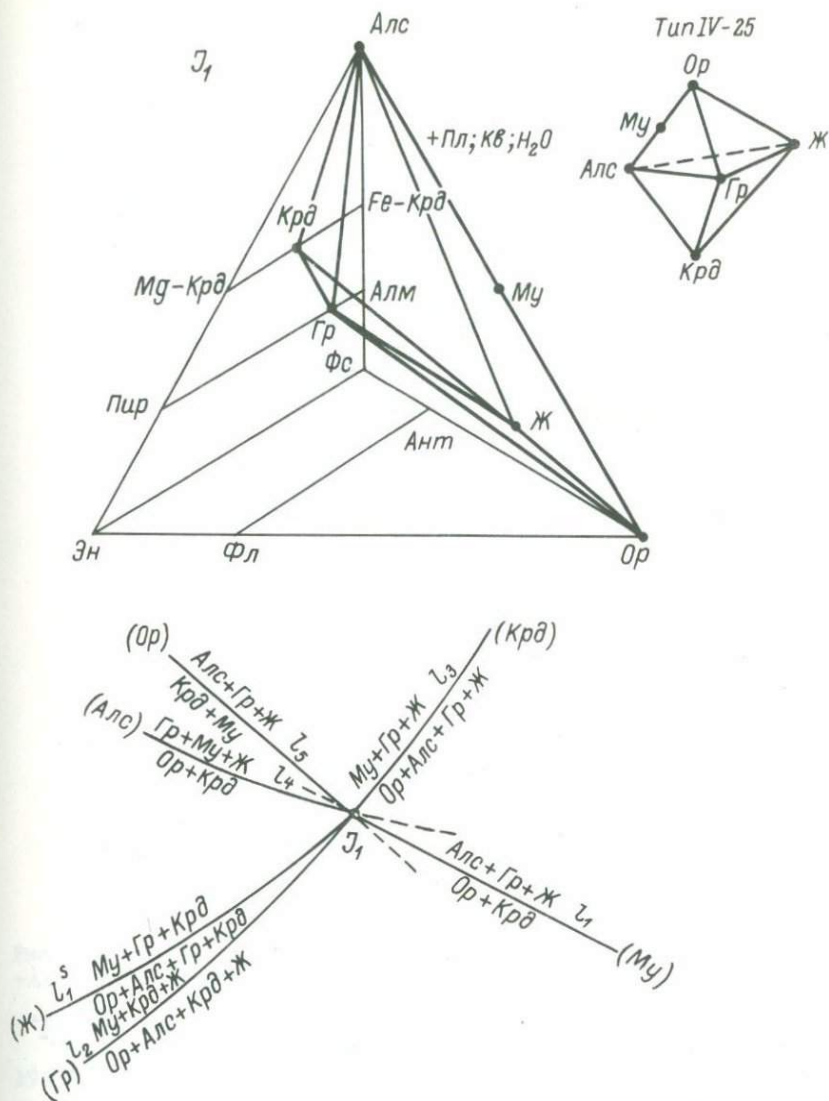


Рис. 3.14. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_1$  – Му+Гр+Крд+Алс+Ор+Ж+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>О) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А.

Предлагается пример одного из вариантов формального подхода к построению диаграммы состояния ликвидус-солидусной области системы Ор–Эн–Фс–Алс–(Пл<sup>20</sup>–Кв–Н<sub>2</sub>О). Последние три компонента – фазы – присутствуют, но не показываются во всех нижеследующих равновесиях. Тогда число фаз в данной системе будет равно 8 – Ор, Опр, Алс, Крд, Гр, Би, Му, Ж; число инвариантных точек (ассоциаций) только с расплавом равно  $C_7^5 = 21$ :

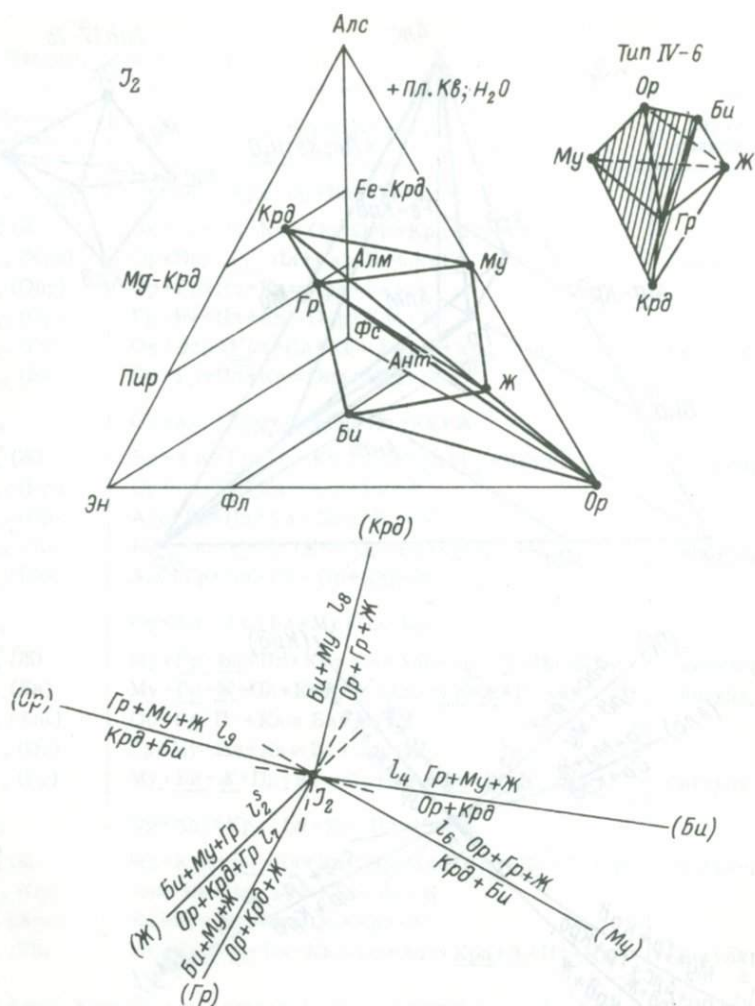


Рис. 3.15. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_2$  – Му + Би + Гр + Крд + Ор + Ж + (Пл<sup>20</sup> + Кв + H<sub>2</sub>O) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А.

- 1) Ор + Опр + Алс + Крд + Гр + Ж;
- 2) Ор + Опр + Алс + Крд + Би + Ж;
- 3) Ор + Опр + Алс + Гр + Би + Ж;
- 4) Ор + Опр + Алс + Крд + Гр + Би + Ж;
- 5) Ор + Алс + Крд + Гр + Би + Ж;
- 6) Опр + Алс + Крд + Гр + Би + Ж;
- 7) Ор + Опр + Алс + Крд + Му + Ж;
- 8) Ор + Опр + Алс + Гр + Му + Ж;
- 9) Ор + Опр + Крд + Гр + Му + Ж;
- 10) Ор + Алс + Крд + Гр + Му + Ж;
- 11) Опр + Алс + Крд + Гр + Му + Ж;
- 12) Ор + Опр + Алс + Би + Му + Ж;
- 13) Ор + Опр + Крд + Би + Му + Ж;
- 14) Ор + Алс + Крд + Би + Му + Ж;
- 15) Опр + Алс + Крд + Би + Му + Ж;
- 16) Ор + Опр + Гр + Би + Му + Ж;
- 17) Ор + Алс + Гр + Би + Му + Ж;
- 18) Опр + Алс + Гр + Би + Му + Ж;
- 19) Ор + Крд + Гр + Би + Му + Ж;
- 20) Опр + Крд + Гр + Би + Му + Ж;
- 21) Алс + Крд + Гр + Би + Му + Ж.

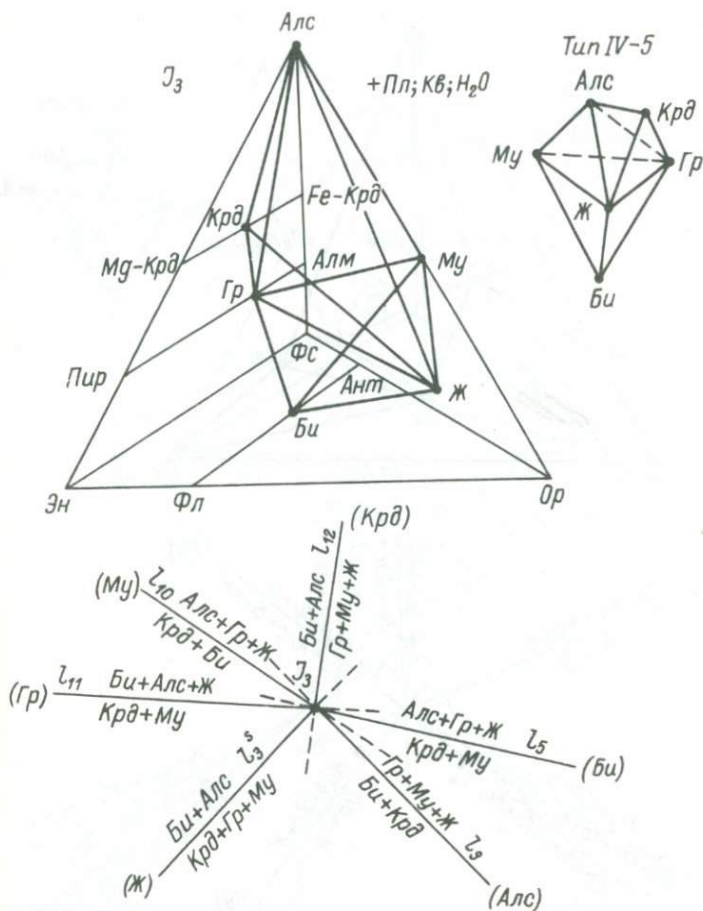


Рис. 3.16. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_3$  – Му+Би+Гр+Крδ+Алс+Ж+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>О) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А.

Из 21 инвариантной точки (ассоциации) только семь: 4, 5, 10, 14, 17, 19 и 21 устойчивы в заданных условиях и их можно получить прибавлением фазы Ж к соответствующим субсолидусным моновариантным ассоциациям на рис. 3.6, и тогда будем иметь  $J_7, J_6, J_1, J_5, J_4, J_2$  и  $J_3$  с нумерацией субсолидусных линий. Инвариантные ассоциации (точки), содержащие Опр и Алс, находятся в условиях, не характерных для гранитообразования, поэтому могут быть исключены из рассмотрения. Инвариантные ассоциации с Опр и Му в результате реакции между ними превращаются в устойчивые инвариантные или моновариантные равновесия (ассоциации).

Для облегчения построения диаграммы состояния в заданных условиях по взаиморасположению фаз в концентрационном тетраэдре производим классификацию устойчивых инвариантных точек, взаимоположение стабильных лучей и характер моновариантных равновесий

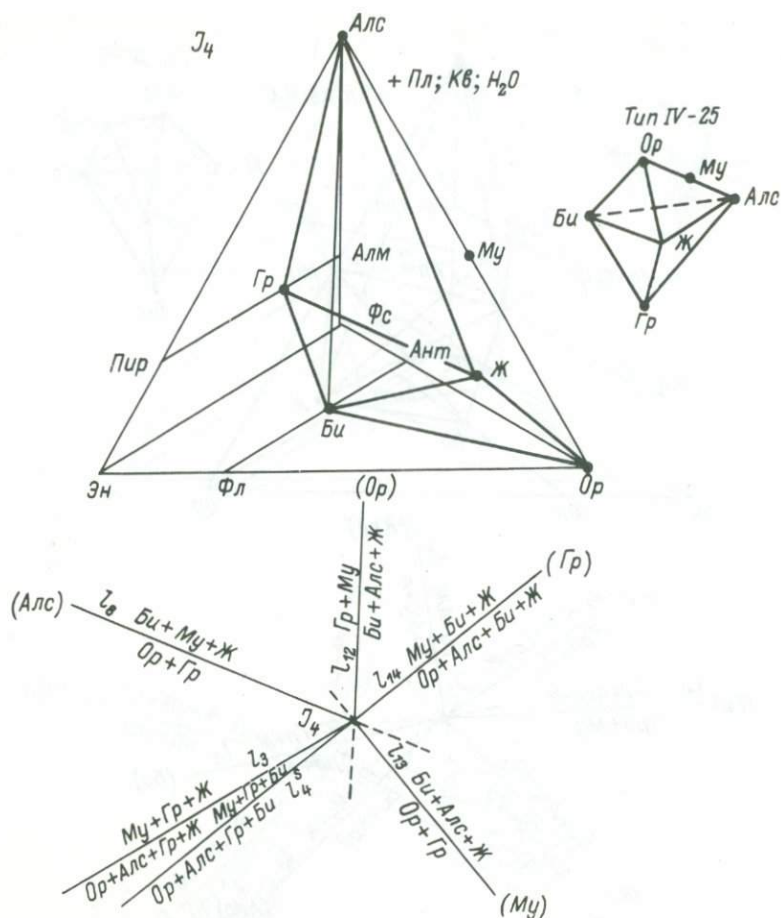


Рис. 3.17. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_4$  —  $Му+Би+Гр+Алс+Ор+Ж+(Пл^{20}+Кв+H_2O)$  изоплетического сечения по  $Пл^{20}$  системы А.

(рис. 3.14–3.20). Далее требуется установить, какие из семи неинвариантных точек будут стабильны в заданном интервале железистости. Поскольку инвариантные точки с расплавом представляют собой пересечение субсолидусных линий на рис. 3.8 с солидусом соответствующего состава по железистости, то и положение инвариантных точек с расплавом зависит от положения субсолидусных линий на  $P-T$  проекции. Субсолидусные линии  $l_1, l_2$  и  $l_3$  в заданном интервале железистости (30–70°, т. е. выше  $J_1$ ) метастабильны, следовательно, метастабильными будут  $J_1, J_2$  и  $J_3$ . А оставшиеся инвариантные точки — пучки  $J_4, J_5, J_6$  и  $J_7$ , чтобы образовали взаимоувязанную топологическую схему, надо расположить на  $P-T$  проекции только так, как это изображено на рис. 3.13. Таким образом, используя различные пути, приходим к одной и той же диаграмме состояния.

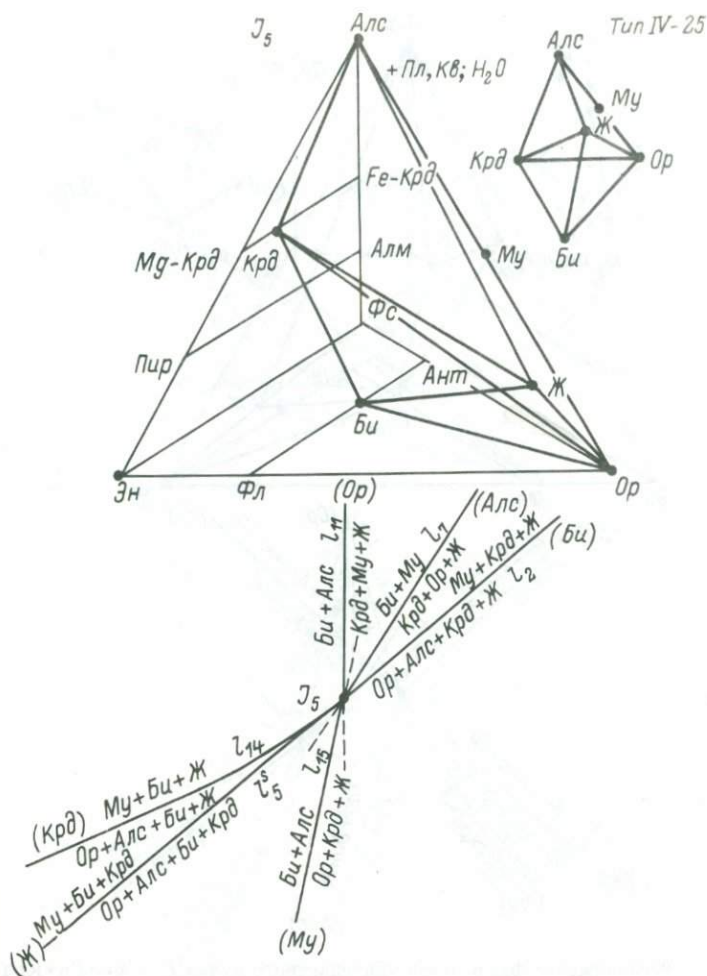


Рис. 3.18. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_5$  –  $\text{Му} + \text{Би} + \text{Крд} + \text{Алс} + \text{Ор} + \text{Ж} + (\text{Пл}^{20} + \text{Кв} + \text{Н}_2\text{О})$  изоплетического сечения по  $\text{Пл}^{20}$  системы А.

Диаграмма на рис. 3.13 в отличие от полной диаграммы системы А-8 [26] намного проще и отражает фазовые равновесия определенных ограниченных условий: во всех фазовых равновесиях принят постоянным номер плагноклаза, железистость системы изменяется от 30 до 70%, что исключает появления в равновесиях оливина и высокомагнезиальных Крд и Гр и соответствует природным минеральным ассоциациям высокоглиноземистых гранитоидов [81]. Данная диаграмма может быть использована для построения изоплетических сечений по  $f_{\text{Опр}}$ , а также для построения (разработки) моделей с вполне подвижным поведением железа при заданных значениях  $P_{\text{Н}_2\text{О}}$ .

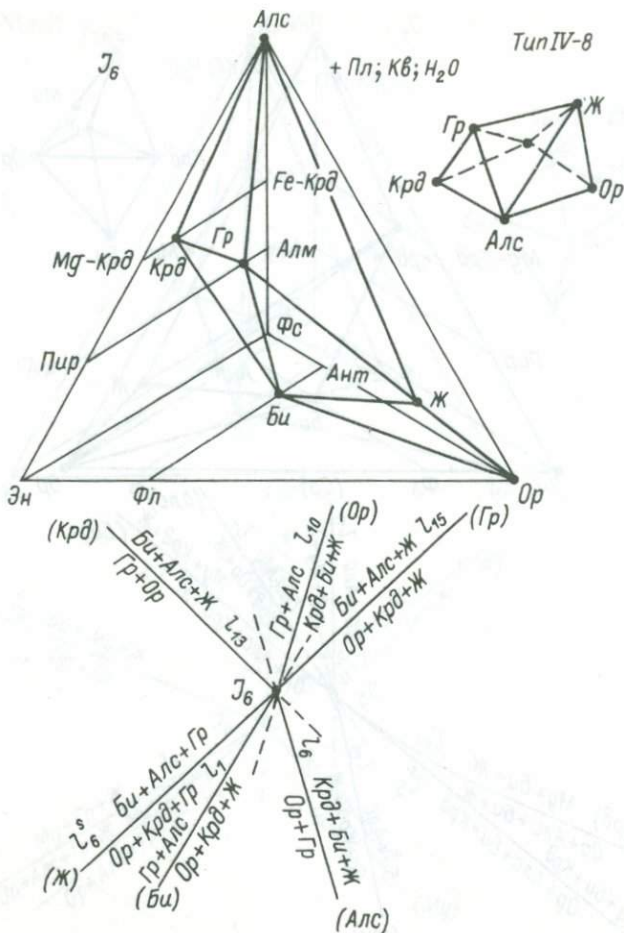


Рис. 3.19. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_6$  – Би+Гр+Крд+Алс+Ор+Ж+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>О) изоплетического сечения по Пл<sup>20</sup> системы А.

Анализ фазовых превращений при инертном поведении компонентов (кроме Н<sub>2</sub>О) показал, что кристаллизация в системе А при изобарических условиях заканчивается шестифазовым равновесием на котектической поверхности [26]. Тогда, согласно правилу фаз, в системе А в субсолидусе число степеней свободы  $C = K + 2 - \Phi = 7 + 2 - 5 = 4$ , которые приходятся на изменение  $P_{H_2O}$ , энтальпии, состава плагиоклаза и железистости одного темноцветного минерала, т. е. имеются две внутренние степени свободы. При постоянном давлении воды в изоплетическом сечении по Пл и Опр эта котектическая поверхность превращается в невариантную точку шестифазового равновесия – эвтектика системы Ор–Опр<sup>f</sup>–Алс, плюс Пл<sup>№</sup> и Кв.

Следует обратить внимание на то, что в изоплетических сечениях на рис. 3.10–3.12 представлены не все возможные в системе А (при задан-

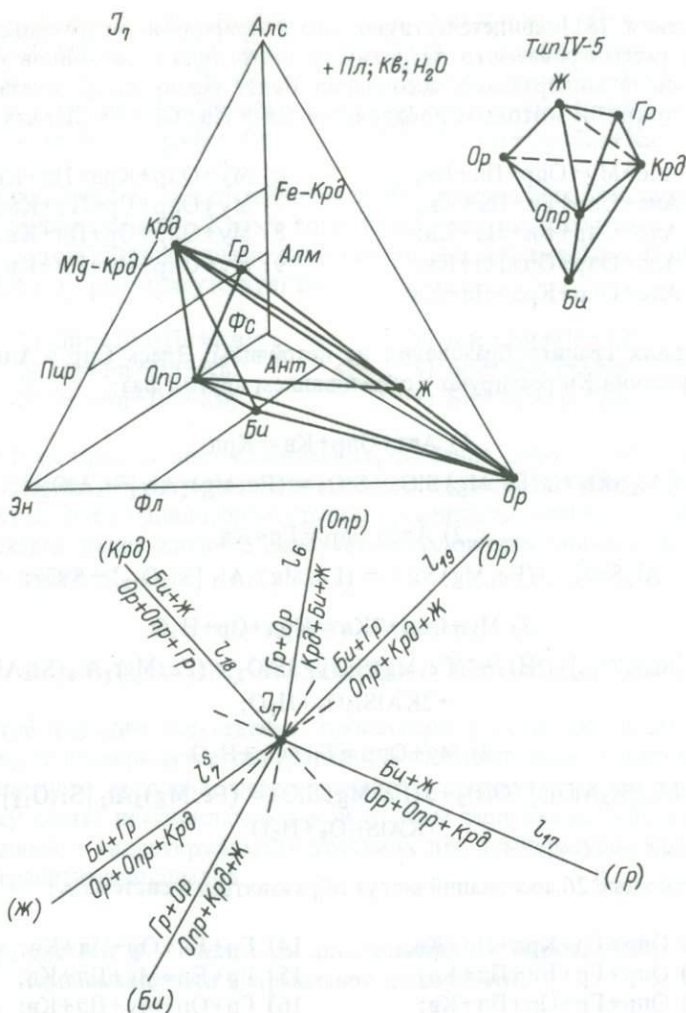


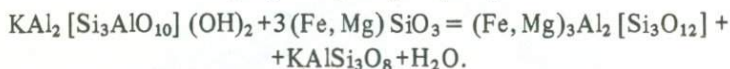
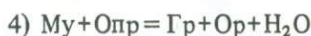
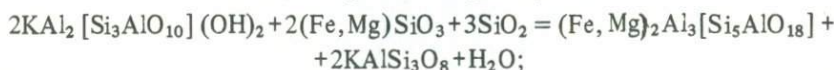
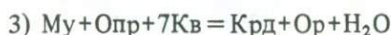
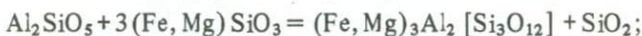
Рис. 3.20. Расположение фаз и лучей инвариантного пучка  $J_7$  – Би+Гр+Крд+Опр+Ор+Ж+(Пл<sup>20</sup>+Кв+Н<sub>2</sub>O) изоплетического сечения Пл<sup>20</sup> системы А.

ных условиях) шестифазовые равновесия, заканчивающие кристаллизацию пятиминеральными ассоциациями. Для получения (установления) всех пятифазовых (минеральных) ассоциаций не обязательно построение изоплетических сечений, включающих все (возможные) фазовые ассоциации. Их можно рассчитать, применяя правило комбинаторики и учитывая реальную возможность сосуществования тех или иных минералов. В указанных (заданных) условиях существования системы А, без учета полиморфных превращений  $Al_2SiO_5$  и других фаз, в фазовых ассоциациях участвуют 9 фаз (без Ж): Пл, Кпш(Ор), Опр, Крд, Гр, Би, Му, Алс и Кв (равновесия с Ол и Амф не учитываются из-за малой вероятности их существования в данной системе). Кроме того, эмпирические

наблюдения [81] свидетельствуют, что в природе не встречаются ассоциации рассматриваемого петрохимического типа гранитоидов без Пл. Тогда число минеральных ассоциаций будет равно числу сочетаний из 7 фаз по три, к которым добавляется Пл и Кв:  $C_7^3 = 35$ . Девять из них

- |                       |                      |
|-----------------------|----------------------|
| 1) Алс+Му+Опр+Пл+Кв;  | 6) Му+Опр+Крд+Пл+Кв; |
| 2) Алс+Опр+Гр+Пл+Кв;  | 7) Му+Опр+Гр+Пл+Кв;  |
| 3) Алс+Опр+Би+Пл+Кв;  | 8) Му+Опр+Ор+Пл+Кв;  |
| 4) Алс+Опр+Ор+Пл+Кв;  | 9) Му+Опр+Би+Пл+Кв   |
| 5) Алс+Опр+Крд+Пл+Кв; |                      |

в условиях гранитообразования не устойчивы. Здесь Опр с Алс и Му в присутствии Кв реагируют с образованием других фаз:



Остальные 26 ассоциаций могут образоваться в системе А:

- |                      |                       |
|----------------------|-----------------------|
| 1) Опр+Гр+Крд+Пл+Кв; | 14) Гр+Би+Ор+Пл+Кв;   |
| 2) Опр+Гр+Би+Пл+Кв;  | 15) Гр+Би+Му+Пл+Кв;   |
| 3) Опр+Гр+Ор+Пл+Кв;  | 16) Гр+Ор+Му+Пл+Кв;   |
| 4) Опр+Крд+Би+Пл+Кв; | 17) Крд+Алс+Би+Пл+Кв; |
| 5) Опр+Крд+Ор+Пл+Кв; | 18) Крд+Алс+Ор+Пл+Кв; |
| 6) Опр+Би+Ор+Пл+Кв;  | 19) Крд+Алс+Му+Пл+Кв; |
| 7) Гр+Крд+Алс+Пл+Кв; | 20) Крд+Би+Ор+Пл+Кв;  |
| 8) Гр+Крд+Би+Пл+Кв;  | 21) Крд+Би+Му+Пл+Кв;  |
| 9) Гр+Крд+Ор+Пл+Кв;  | 22) Крд+Ор+Му+Пл+Кв;  |
| 10) Гр+Крд+Му+Пл+Кв; | 23) Алс+Би+Ор+Пл+Кв;  |
| 11) Гр+Алс+Би+Пл+Кв; | 24) Алс+Би+Му+Пл+Кв;  |
| 12) Гр+Алс+Ор+Пл+Кв; | 25) Би+Му+Ор+Пл+Кв;   |
| 13) Гр+Алс+Му+Пл+Кв; | 26) Алс+Му+Ор+Пл+Кв.  |

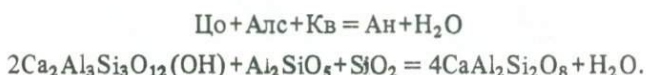
Реально, но маловероятно существование в данной системе следующих 10 минеральных пятифазовых ассоциаций с оливином (в высокожелезистых составах):

- |                      |                     |
|----------------------|---------------------|
| 1) Ол+Опр+Крд+Пл+Кв; | 6) Ол+Крд+Би+Пл+Кв; |
| 2) Ол+Опр+Гр+Пл+Кв;  | 7) Ол+Крд+Ор+Пл+Кв; |
| 3) Ол+Опр+Би+Пл+Кв;  | 8) Ол+Гр+Би+Пл+Кв;  |
| 4) Ол+Опр+Ор+Пл+Кв;  | 9) Ол+Гр+Ор+Пл+Кв;  |
| 5) Ол+Крд+Гр+Пл+Кв;  | 10) Ол+Би+Ор+Пл+Кв. |

Таким образом, всего набирается 36 пятифазовых ассоциаций конечной кристаллизации. Кроме того, из определенных составов при конечной кристаллизации возможно образование и четырехфазовых ассоциаций, в которых присутствует Би:

- |                  |                  |
|------------------|------------------|
| 1) Опр+Би+Пл+Кв; | 5) Алс+Би+Пл+Кв; |
| 2) Ол+Би+Пл+Кв;  | 6) Би+Ор+Пл+Кв;  |
| 3) Гр+Би+Пл+Кв;  | 7) Би+Му+Пл+Кв.  |

Во всех приведенных ассоциациях, особенно „абиссальных” по давлению флюида, не учитывается возможность кристаллизации из расплава минералов цоизит-эпидотовой группы, реализация которой может осуществляться выше линии образования—разложения цоизита, представляющей реакцию:



При этой реакции, естественно, происходит раскисление плагиоклаза. Но следует подчеркнуть, что вероятность кристаллизации эпидот-цоизита из гранитного расплава, пересыщенного алюминием, очень мала, поскольку состав плагиоклаза в такой системе чаще бывает кислый [81], устойчивый в гидротермальных условиях при температурах кристаллизации гранитных расплавов.

#### 3.4. Система В — модельная для гранитоидов нормальной глиноземистости (нормальной щелочности)

Как и для системы А,  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T-X$  диаграммы состояния частных систем и полной системы В приведены в работе автора [26]. Анализ фазовых превращений в них производился при условии, что в ликвидусную область направлены стабильные лучи линий разложения—образования: а) Би+Кв = Ор+Опр+Н<sub>2</sub>О и б) Амф+Кв = Опр+Мпр+Пл+Н<sub>2</sub>О. Диаграммы строились с учетом порядка их появления на ликвидусе при увеличении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , изменении железистости ортопироксена и номера плагиоклаза. В работе [26] приведены также два изоплетические сечения, отражающие фазовые превращения при Пл<sup>20</sup>—Опр<sup>40</sup> и Пл<sup>20</sup>—Опр<sup>60</sup>. Поскольку данный петрохимический тип гранитоидов характеризуется большими колебаниями железистости и наличием оливинсодержащих разновидностей [81], то для решения конкретных петрологических задач и проведения парагенетического анализа необходимы и соответствующие изоплетиче-

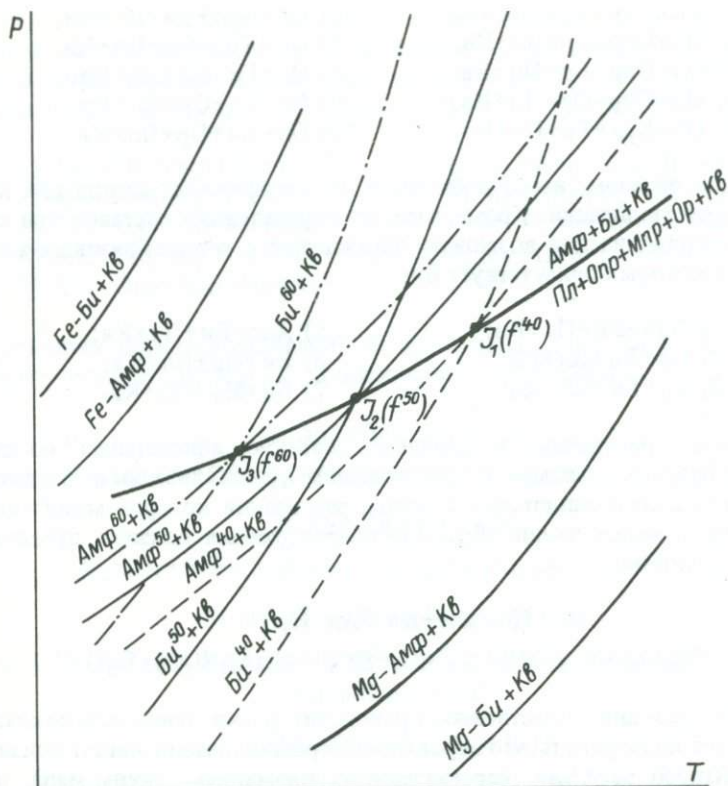


Рис. 3.21.  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  проекция линий разложения—кристаллизации Би+Кв и Амф+Кв при различной железистости системы и образование линии моновариантного равновесия Амф+Би+Кв=Пл+Опр+Мпр+Опр в субсолидусной области системы В.

ские сечения. Их можно построить используя полную диаграмму состояния системы В [26].

В настоящей работе приведем несколько изошлетических сечений, построенных способом, подробно изложенным в разделе 3.3, т. е. через анализ субсолидусных фазовых равновесий. Начинать анализ следует с полной системы. В системе В — Аб—Ор—Ан—Эн—Фс—Во (Ди, Гед)—Кв—(H<sub>2</sub>O) в интервалах  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  гранитообразования в субсолидусных реакциях участвуют следующие 8 (+H<sub>2</sub>O) фаз: Ор (Кпш), Пл, Опр, Ол, Мпр, Амф, Би, Кв. Для семикомпонентной системы фазовое равновесие, включающее все восемь фаз, будет моновариантным, т. е. в субсолидусе в заданных  $P-T$  интервалах система В не имеет инвариантных точек. Ограничим условия постоянством номера плагиоклаза, равным 20–30% Ан, которое чаще всего встречается в гранитоидах рассматриваемого петрохимического типа. Тогда семикомпонентная система превратится в шестикомпонентную: Пл<sup>25</sup>—Ор—Эн—Фс—Во—Кв (H<sub>2</sub>O), в которой вышеуказанная восьмифазовая ассоциация уже будет невариантной. Эта нева-

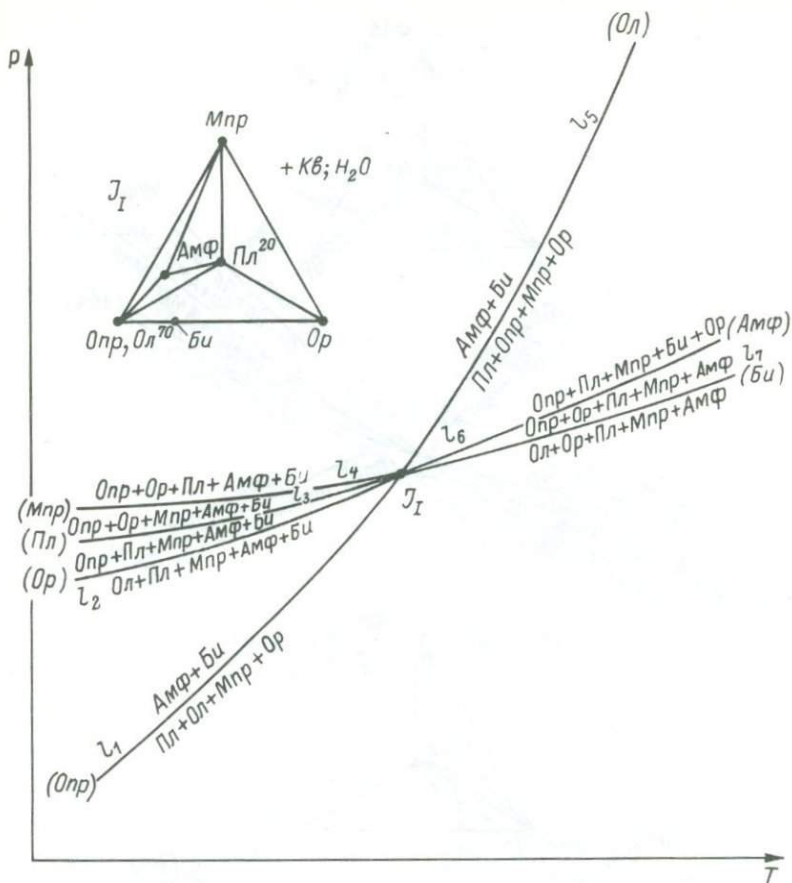


Рис. 3.22.  $P$ - $T$  проекция изоплетического сечения по  $Pl^{20}$  субсолидусной области системы В в интервалах  $P$ - $T$  условий амфиболитовой фации метаморфизма.

риантная ассоциация образуется из моновариантной, когда при определенной железистости ортопироксен начинает разлагаться на  $Ol+Kv$ . Поэтому, прежде чем анализировать фазовые превращения в инвариантном пучке, следует рассмотреть безоливиновое моновариантное равновесие, включающее следующие фазы:  $Pl$ ,  $Opr$ ,  $Mnp$ ,  $Or$ ,  $Amf$ ,  $Bi$ ,  $Kv$ ,  $(+H_2O)$ . Очевидно, что данная ассоциация фаз образует два сингулярных равновесия:  $Bi+Kv=Opr+Opr+H_2O$  и  $Amf+Kv=Opr+Mnp+Pl+H_2O$ , объединяя которые, получим общую реакцию —  $Amf+Bi+Kv=Opr+Opr+Mnp+Pl+H_2O$ , т. е. топологически это линия на  $P$ - $T$  проекции, образованная перемещением точки пересечения двух линий сингулярных равновесий при определенной железистости  $Opr$  (или  $Bi$  и  $Amf$ ) (рис. 3.21). Кроме того, при заданном номере плагиоклаза будет образовываться амфибол определенной щелочности [25]. При произвольном номере плагиоклаза это моновариантное равновесие превратится в дивариантное.

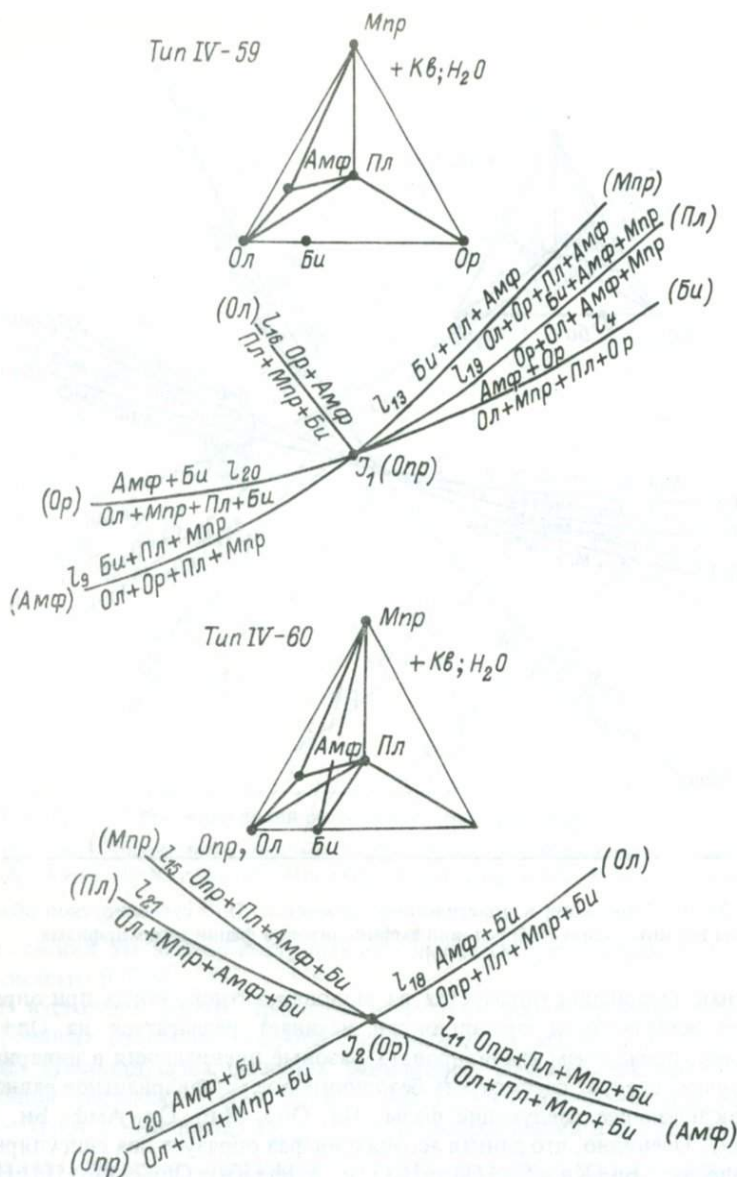


Рис. 3.23. Классификация по [20] субсолидных инвариантных точек изоплетических сечений по Пл и Опр системы В.

Как видно из рис. 3.21, эта линия на  $P-T$  проекции имеет положительный наклон, а железистость темноцветных минералов увеличивается к области низких (пониженных) значений температуры и давления, до инвариантного лучка, когда железистый Опр начнет разлагаться на  $Ол+K\beta$  (рис. 3.22). Равновесие  $Опр = Ол+K\beta$  изучалось как теоретически

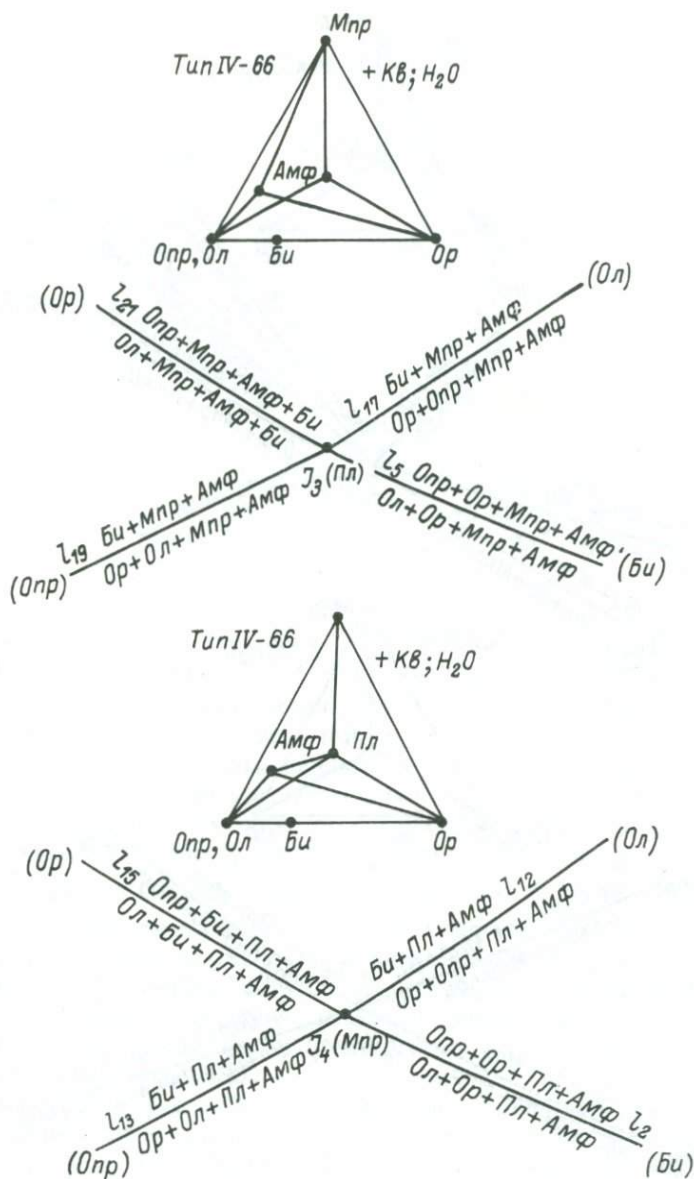


Рис. 3.23 (продолжение).

[62], так и экспериментально [103, 148]. Согласно экспериментальным данным [103], линия равновесия  $O_{пр} = O_{л} + KВ$  также имеет положительный наклон на  $P-T$  проекции и с увеличением  $f_{O_{пр}}$  перемещается в область больших значений давления. Пучок  $J_1$  на рис. 3.22 построен с учетом данных работы В. И. Фонарева и др. [103]. К сожалению,

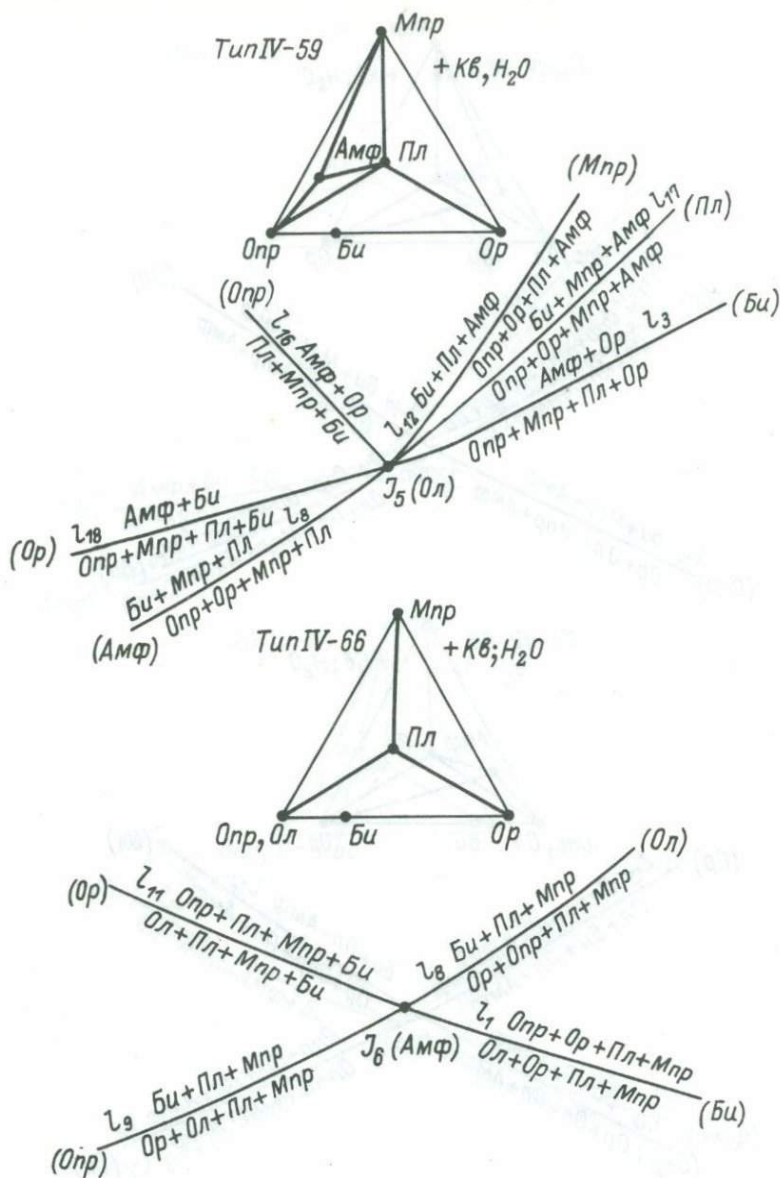


Рис. 3.23 (продолжение).

в настоящее время неизвестно точное положение ни одного топологического элемента этого пучка, и поэтому все дальнейшие диаграммы, связанные с ним, следует рассматривать как схемы, отражающие принципиально возможные фазовые превращения в определенных условиях.

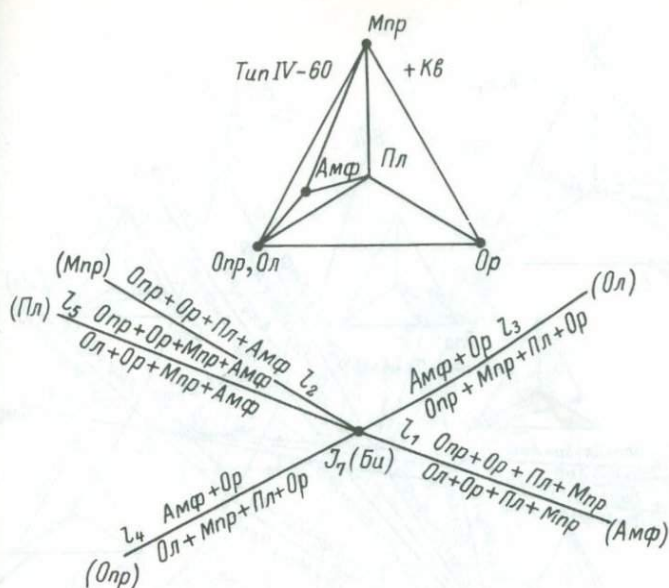


Рис. 3.23 (продолжение).

Итак, пучок  $J_1$  на рис. 3.22 образуется в результате пересечения линии безоливинового моновариантного равновесия  $Би + Амф + Кв = Ор + Опр + Mnp + Пл + H_2O$  и линии сингулярного равновесия  $Опр = Ол + Кв$ , которое представлено пятью линиями с различными индифферентными фазами. Положение фигуративных точек состава фаз в тетраэдре на рис. 3.22 показано как проекция из пятивершинника  $Эн-Фс-Пл^{25}-Mnp-Ор$ . Имея пучок  $J_1$ , можно переходить к построению изоплетических сечений по  $Опр$ . Если каждую линию пучка  $J_1$  пересечь изоплетой по  $f^{Опр}$ , то получим инвариантные точки системы  $Опр-Mnp-Пл-Ор-(Кв-H_2O)$ . Таких точек, согласно количеству моновариантных линий системы  $Эн-Фс-Во(Ди, Гед)-Пл-Ор-(Кв-H_2O)$ , набирается семь, нумерация которых соответствует нумерации линий на рис. 3.22. Их классификация, по В. В. Доливо-Добровольскому [20], и взаимоположение лучей показано на рис. 3.23.

Как видно из рис. 3.23, только одна линия  $l_{16}$  анализируемых пучков представляет полное равновесие, а остальные — три сингулярных равновесия: 1)  $Амф + Кв = Опр + Mnp + Пл + H_2O$ , 2)  $Би + Кв = Ор + Опр + H_2O$  и 3)  $Опр = Ол + Кв$  с различными индифферентными фазами. Анализ характера всех пучков и их предполагаемое взаимоположение на  $P-T$  проекции, соответствующее положению линий на рис. 3.22 относительно  $J_1$ , приводит к выводу, что достаточно построить два варианта диаграммы состояния субсолидусной области системы  $Опр-Mnp-Пл-Ор-(Кв-H_2O)$ : с высокой (ниже  $J_1$ ) и средней (выше  $J_1$ ) железистостью. Эти варианты приведены на рис. 3.24 и 3.25. Соответственно положению линий пучка  $J_1$  в первом варианте (ниже  $J_1$ ) стабильными будут пучки

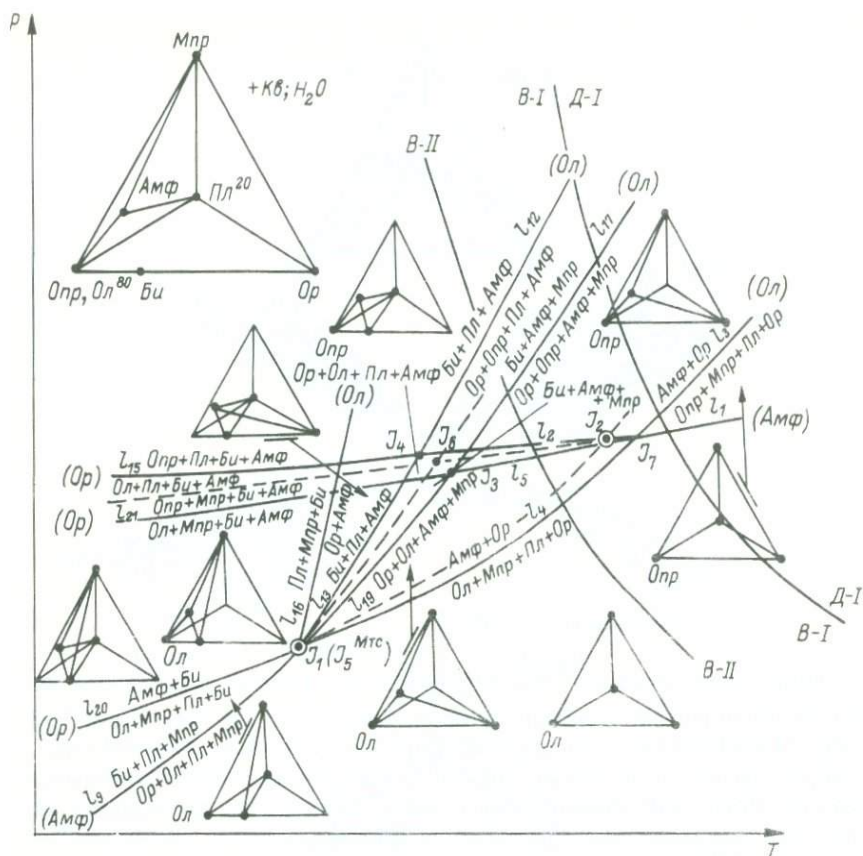


Рис. 3.24.  $P$ - $T$  проекция изоплетических сечений по  $ПЛ^{20}$  и  $Опр^{80}$  субсолидусной области системы В.

$J_1, J_4, J_3, J_7$ , а остальные — метастабильными, а во втором — стабильными будут пучки  $J_2, J_6$  и  $J_5$ , а остальные — метастабильными.

В качестве опорных пучков для построения диаграмм при высокой железистости  $Опр$  (рис. 3.25) были выбраны  $J_1$  и  $J_7$ , а положение остальных пучков определялось графически. Полученная диаграмма отражает главным образом фазовые равновесия с  $Ол$ . Следует обратить внимание на то, что в системе В (точнее, в изоплетических сечениях по  $ПЛ$  и  $Опр$ ) в отличие от системы А на фазовые равновесия влияет также  $ПЛ$ , который участвует в образовании  $Амф$ , и поэтому для изображения концентрационных зависимостей приходится использовать тетраэдр, и лишь  $Кв$  и  $H_2O$  как избыточные компоненты, участвующие во всех равновесиях, выносятся за диаграмму. Равновесия без их участия не рассматриваются.

При построении диаграммы при средней железистости (рис. 3.25) опорными пучками служили  $J_5$  и  $J_4$ ; положение  $J_6$  определялось графически. Эта диаграмма отражает главным образом фазовые равновесия с  $Опр$ . На рис. 3.24 и 3.25 в дивариантных полях показаны только харак-

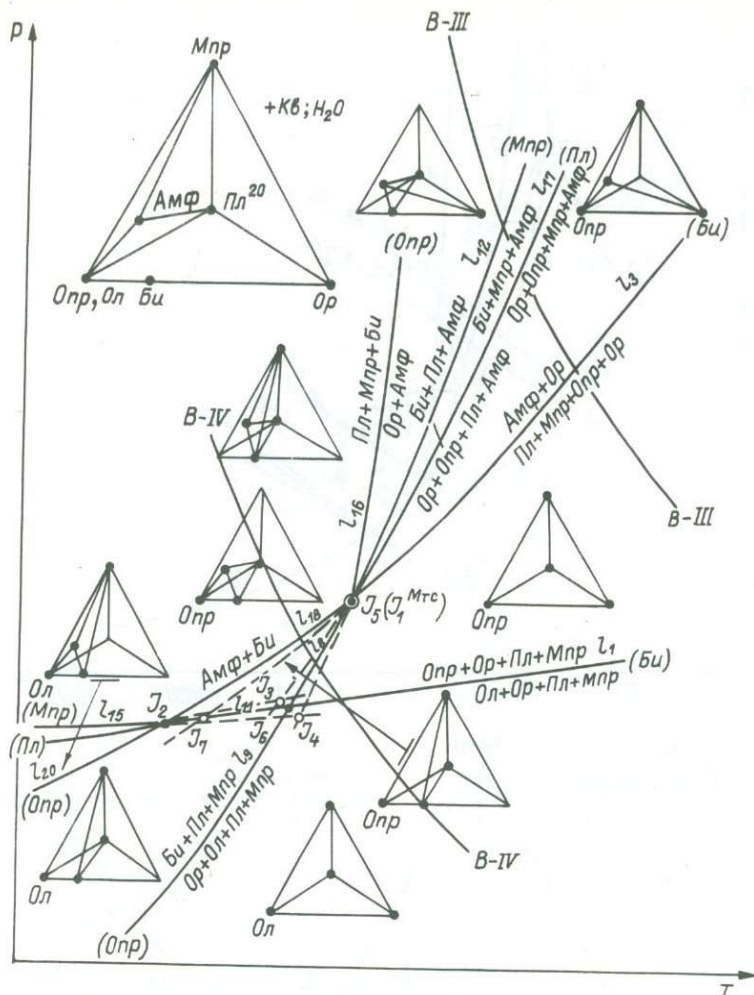


Рис. 3.25.  $P$ - $T$  проекция изоплетических сечений по  $\text{Пл}^{20}$  и  $\text{Опр}^{50-60}$  субсолидусной области системы В.

теристические ассоциации. Второстепенные дивариантные ассоциации (равновесия) каждого поля можно получить тетраэдризацией основного тетраэдра с учетом малого тетраэдра характеристической ассоциации (равновесия). Далее, используя полученные диаграммы субсолидуса, можно построить изоплетические сечения ликвидус-солидусной области, приемы построения которых описаны в предыдущем разделе. В качестве примера построены по два полуколичественных сечения к каждой субсолидусной диаграмме (рис. 3.26–3.29). Сечения на рис. 3.26 отражают фазовые равновесия системы В с  $\text{Опр}^{70}$ .

На рис. 3.26 изобарические разрезы представлены в двух видах: 1) тетраэдрическая проекция из вершины Кв пентатопа и 2) треугольная

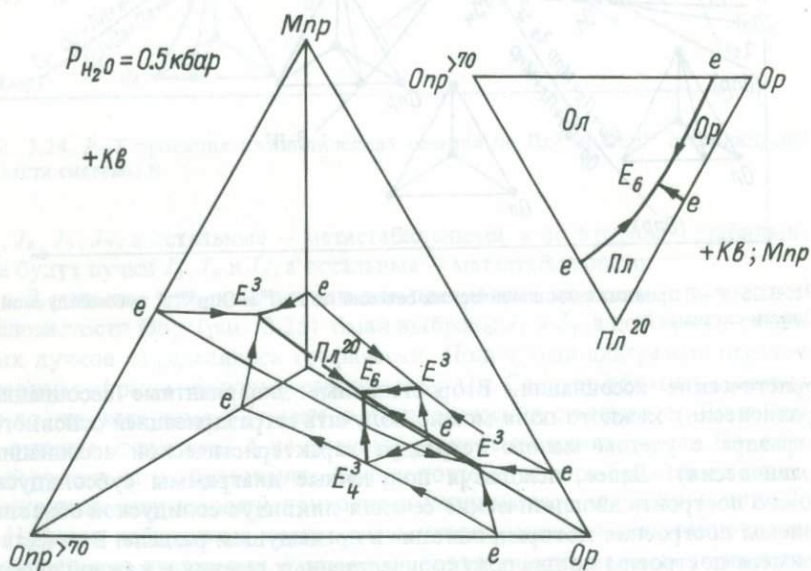
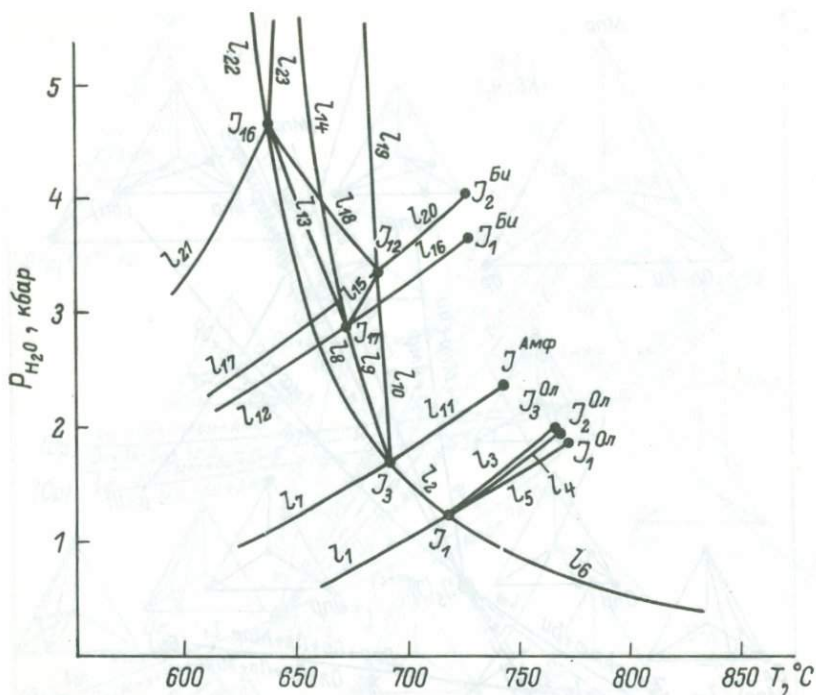


Рис. 3.26. Полуколичественные  $P_{H_2O}-T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $Пл^{20}$  и  $Опр^{>70}$  ликвидус-солидусной области (сечение В-1 на рис. 3.24) системы В.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.5.

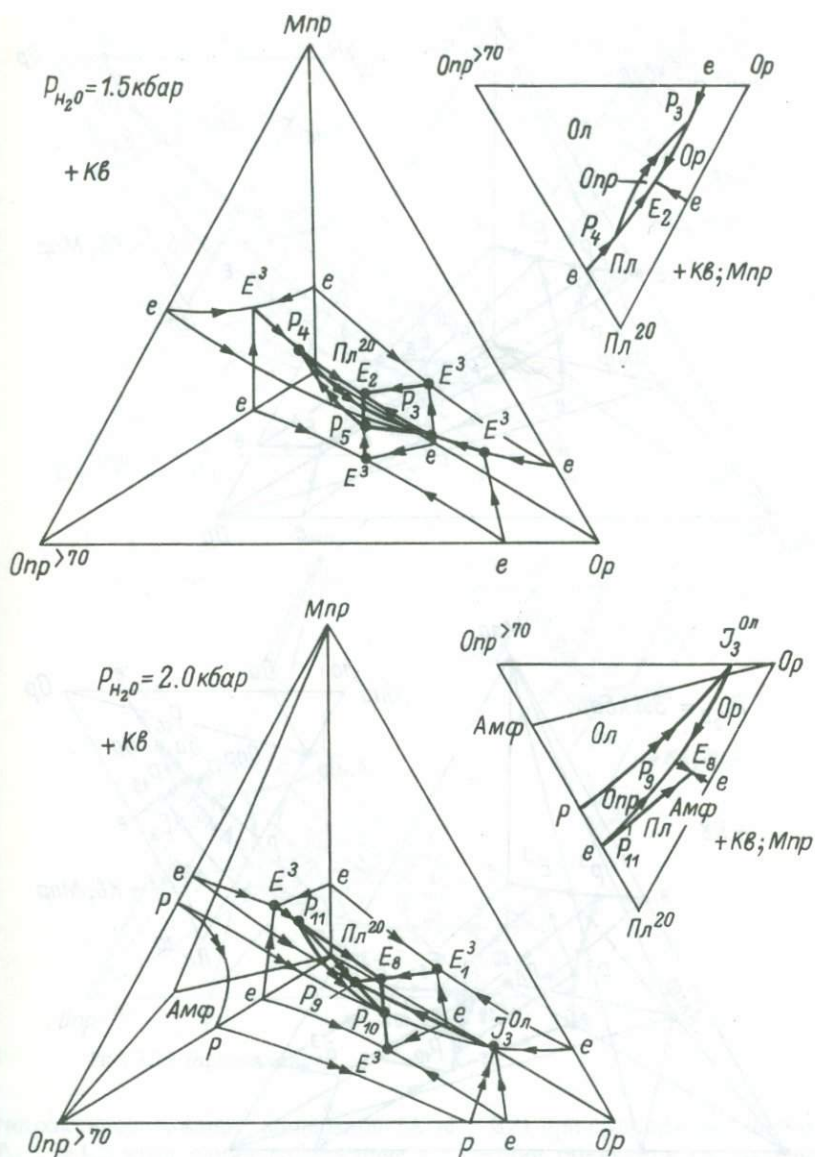


Рис. 3.26 (продолжение).

проекция, полученная двойным проектированием из вершин Кв и Мпр пентагопа. При втором способе изображения теряется часть информации, но зато выигрывается простота и наглядность. В треугольную проекцию не попадают топологические элементы фазовых равновесий, расположенные ниже поверхности, отделяющей объем первичной кристаллизации Мпр от объемов кристаллизации других фаз. В частности в сечении В-І



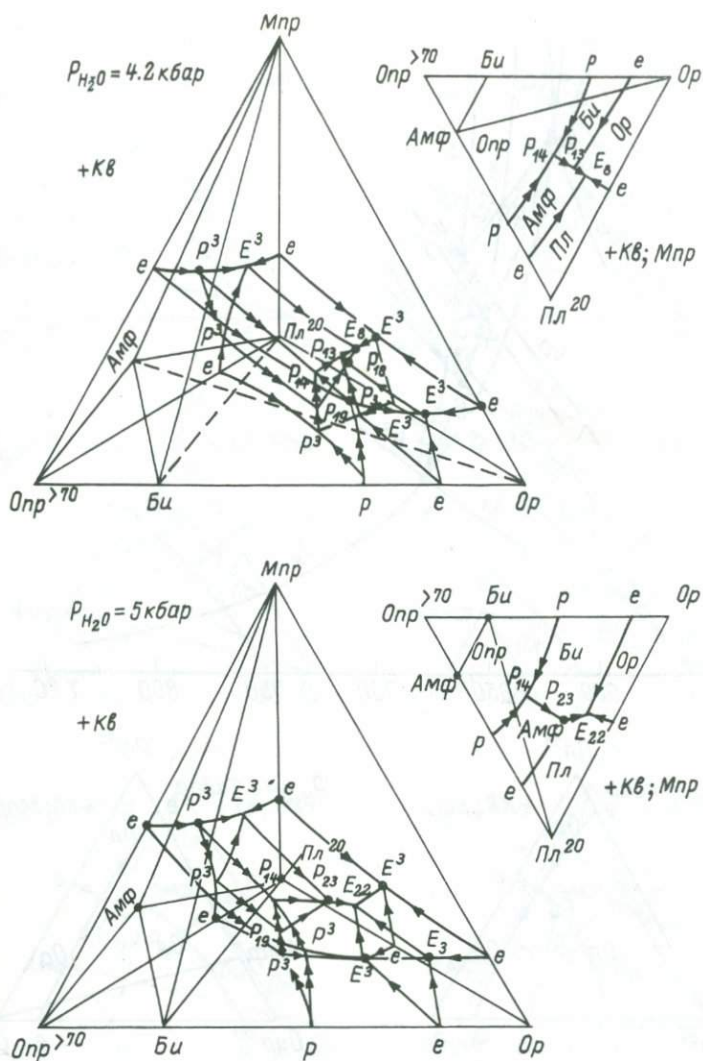


Рис. 3.26 (продолжение).

гидроксилсодержащих минералов (Амф и Би) при сравнительно низком  $P_{H_2O} \approx 1.2$  кбар оливинсодержащие ассоциации сменяются гиперстенсодержащими, и оливин совместно с Амф и Би может находиться как реликтовый минерал от не полностью прошедшей перитектической реакции. Кроме того, амфибол из-за высокой железистости имеет сравнительно небольшой объем кристаллизации, который не доходит до граней  $Or-Pl-Or^{>70}$  и  $Or-Mpr-Or^{>70}$ . Сечение В-II (рис. 3.27) приходится на изоплету  $Orp^{80}$ . При такой железистости на  $P_{H_2O}-T$  проекции еще больше расширяется поле существования Ол, перекрывающее поле

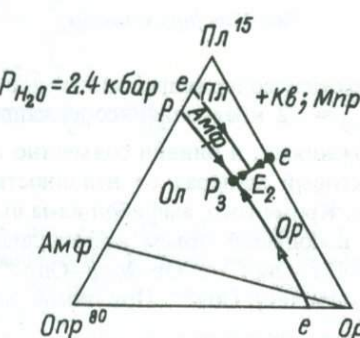
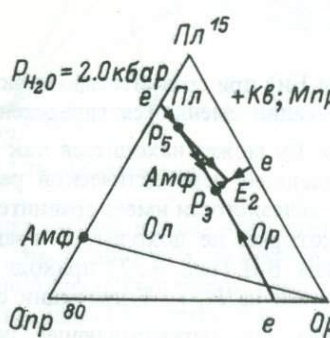
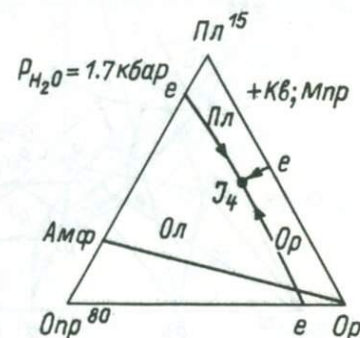
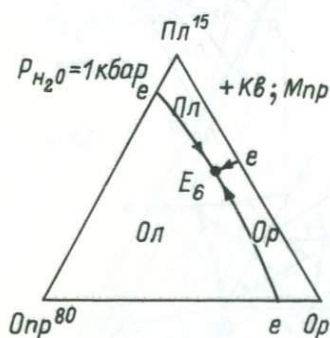
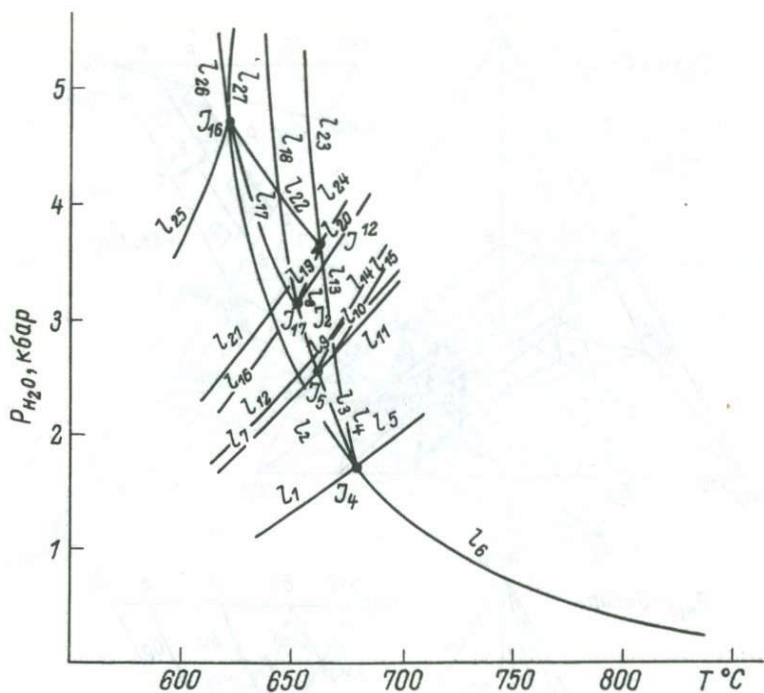


Рис. 3.27.

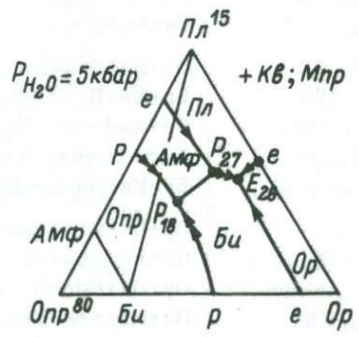
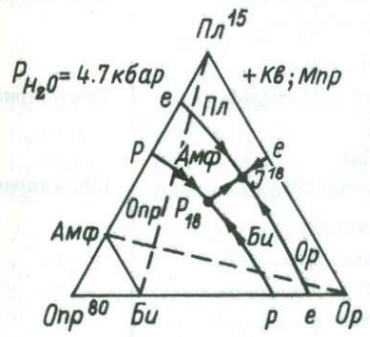
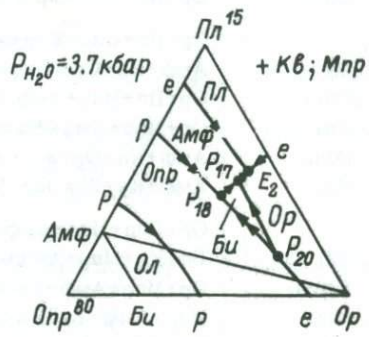
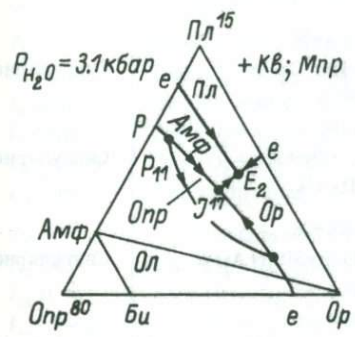
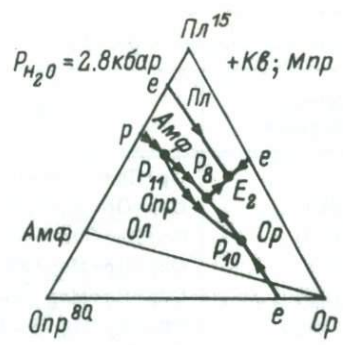
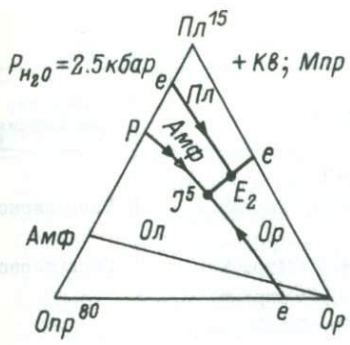


Рис. 3.27 (продолжение). Полуколичественные  $P_{H_2O}-T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $Пл^{15}$  и  $Опр^{80}$  ликвидус-солидусной области (сечение В-II на рис. 3.24) системы В.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.6.

кристаллизации Амф, в ассоциации с которым он может сосуществовать. С увеличением  $P_{H_2O}$  оливин сменяется ортопироксеном и появляется поле кристаллизации Би, который постепенно „дроникает” во все фазовые равновесия.

Сечение В-III (рис. 3.28), положение которого показано на рис. 3.25, представляет фазовые равновесия в системе В при средней железистости

Таблица 3.5

Фазовые реакции к рис. 3.26

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_1$	Ор+Пл+Опр+Ол+Мпр+Кв+Ж	
$l_1$ (Ж)	Опр+Ор+Пл+Мпр= Ол+Кв+Ор+Пл+Мпр	Сингулярное
$l_2$ (Ол)	Ор+Пл+Опр+Мпр+Кв= Ж	
$l_3$ (Пл)	Опр+Ор+Мпр+Ж= Ол+Кв+Ор+Мпр+Ж	Сингулярное
$l_4$ (Ор)	Опр+Пл+Мпр+Ж= Ол+Кв+Пл+Мпр+Ж	"
$l_5$ (Мпр)	Опр+Ор+Пл+Ж= Ол+Кв+Ор+Пл+Ж	"
$l_6$ (Опр)	Ор+Пл+Ол+Мпр+Кв= Ж	
$J_3$	Ор+Пл+Опр+Мпр+Амф+Кв+Ж	
$l_7$ (Ж)	Амф+Кв+Ор= Опр+Мпр+Пл+Ор	Сингулярное
$l_8$ (Опр)	Ор+Пл+Мпр+Амф+Кв= Ж	
$l_9$ (Пл)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Опр	
$l_{10}$ (Мпр)	Амф+Кв+Ор+Ж= Опр+Пл+Ор+Ж	Сингулярное
$l_{11}$ (Ор)	Амф+Кв+Ж= Опр+Мпр+Пл+Ж	"
$J_{17}$	Ор+Опр+Мпр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{12}$ (Ж)	Би+Кв+Мпр+Амф= Ор+Опр+Мпр+Амф	Сингулярное
$l_{13}$ (Опр)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Би	
$l_{14}$ (Ор)	Мпр+Амф+Би+Кв= Ж+Опр	
$l_{15}$ (Мпр)	Би+Кв+Амф+Ж= Ор+Опр+Амф+Ж	Сингулярное
$l_{16}$ (Амф)	Би+Кв+Мпр+Ж= Ор+Опр+Мпр+Ж	"
$J_{12}$	Ор+Пл+Опр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{17}$ (Ж)	Би+Кв+Пл+Амф= Ор+Опр+Пл+Амф	Сингулярное
$l_{18}$ (Опр)	Ор+Амф+Кв= Ж+Би+Пл	
$l_{19}$ (Ор)	Амф+Би+Кв= Ж+Опр+Пл	
$l_{20}$ (Амф)	Би+Кв+Пл+Ж= Ор+Опр+Пл+Ж	Сингулярное
$J_{16}$	Ор+Пл+Мпр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{21}$ (Ж)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ор+Амф	
$l_{22}$ (Амф)	Ор+Пл+Мпр+Би+Кв= Ж	
$l_{23}$ (Ор)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ж+Амф	

Опр, равной 60%, когда от  $J_{17}$  до  $J_{16}$  имеется перитектическое моновариантное равновесие  $l_{18}$  — Ор+Пл+Мпр+Амф+Кв = Би+Ж. В результате этой реакции в конечных продуктах кристаллизации можно наблюдать замещение биотита амфиболом, т. е. нарушение ряда Боуэна, о чем говорится в работе [102] и будет более детально рассмотрено в разделе 3.7. С увеличением  $P_{H_2O}$ , как и при большей железистости, после  $J_{16}$  появляется перитектическое равновесие  $J_{18}$  — Пл+Мпр+Би+Кв = Амф+Ж, т. е. снова Амф и Би „выстраиваются” в ряд Боуэна.

Сечение В-IV (рис. 3.29) отражает фазовое равновесие при железистости Опр<sup><50</sup>. При построении данного сечения необходимо иметь в виду,

Т а б л и ц а 3.6

Фазовые реакции к рис. 3.27

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_4$	Ор+Пл+Ол+Мпр+Амф+Кв+Ж	
$l_1$ (Ж)	Амф+Кв+Ор= Ол+Мпр+Пл+Кв+Ор	Сингулярное
$l_2$ (Ол)	Ор+Пл+Мпр+Амф+Кв= Ж	
$l_3$ (Пл)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Ол	
$l_4$ (Мпр)	Амф+Кв+Ор+Ж= Ол+Пл+Ж+Ор	Сингулярное
$l_5$ (Ор)	Амф+Кв+Ж= Ол+Мпр+Пл+Кв+Ж	"
$l_6$ (Амф)	Ор+Пл+Ол+Мпр+Кв= Ж	
$J_5$	Ор+Опр+Ол+Мпр+Амф+Кв+Ж	
$l_7$ (Ж)	Опр+Ор+Мпр+Амф= Ол+Кв+Ор+Мпр+Амф	Сингулярное
$l_8$ (Ол)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Опр	
$l_9$ (Мпр)	Опр+Ор+Амф+Ж= Ор+Кв+Ол+Амф+Ж	Сингулярное
$l_{10}$ (Амф)	Опр+Ор+Мпр+Ж= Ол+Кв+Ор+Мпр+Ж	"
$l_{11}$ (Ор)	Опр+Мпр+Амф+Ж= Ол+Кв+Мпр+Амф+Ж	"
$J_2$	Ор+Пл+Опр+Ол+Амф+Кв+Ж	
$l_{12}$ (Ж)	Опр+Ор+Пл+Амф= Ол+Кв+Ор+Пл+Амф	Сингулярное
$l_{13}$ (Ол)	Амф+Кв+Ор+Ж= Опр+Пл+Ор+Ж	"
$l_{14}$ (Амф)	Опр+Пл+Ор+Ж= Ол+Кв+Пл+Ор+Ж	"
$l_{15}$ (Ор)	Опр+Пл+Амф+Ж= Ол+Кв+Пл+Амф+Ж	"
$J_{17}$	Ор+Опр+Мпр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{16}$ (Ж)	Би+Кв+Мпр+Амф= Ор+Опр+Мпр+Амф	Сингулярное
$l_{17}$ (Опр)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Би	
$l_{18}$ (Ор)	Мпр+Амф+Би+Кв= Ж+Опр	
$l_{19}$ (Мпр)	Би+Кв+Амф+Ж= Ор+Опр+Амф+Ж	Сингулярное
$l_{20}$ (Амф)	Би+Кв+Мпр+Ж= Ор+Опр+Мпр+Ж	"
$J_{12}$	Ор+Пл+Опр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{21}$ (Ж)	Би+Кв+Пл+Амф= Ор+Опр+Пл+Амф	Сингулярное
$l_{22}$ (Опр)	Ор+Амф+Кв= Ж+Пл+Би	
$l_{23}$ (Ор)	Амф+Би+Кв= Ж+Пл+Опр	
$l_{24}$ (Амф)	Би+Кв+Пл+Ж= Ор+Опр+Пл+Ж	Сингулярное
$J_{16}$	Ор+Пл+Мпр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{25}$ (Ж)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ор+Амф	
$l_{26}$ (Амф)	Ор+Пл+Мпр+Би+Кв= Ж	
$l_{27}$ (Ор)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ж+Амф	

что хотя на  $P$ - $T$  проекции (рис. 3.25) гранитный солидус пересекает  $l_1$  — Опр<sup>70</sup> = Ол+Кв (Ор, Пл, Мпр), в действительности же они перекрещиваются, так как находятся в разных объемах системы координат  $P$ - $T$ - $X$  и поэтому не могут образовать невариантной фазовой ассоциации. В этом сечении с увеличением  $P_{H_2O}$  в начале появляется Би, а затем

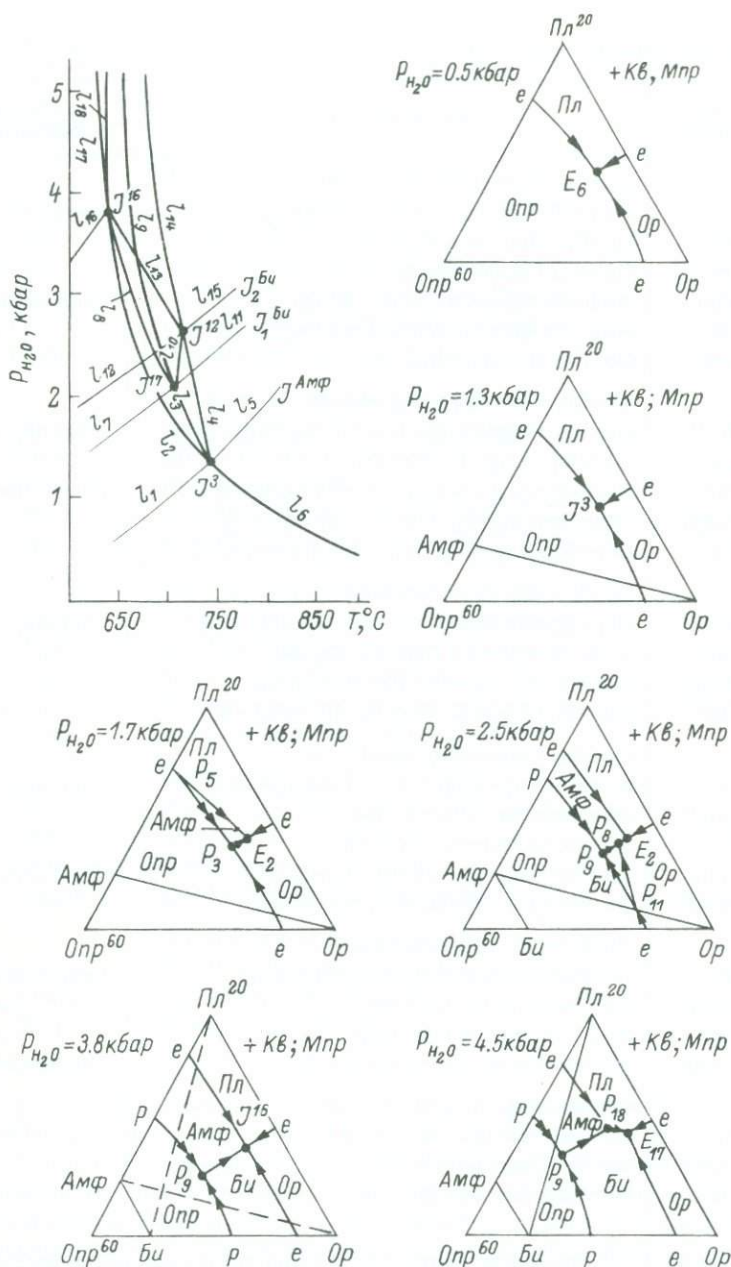


Рис. 3.28. Полуколичественные  $P_{H_2O}-T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $Pl^{20}$  и  $Op^{60}$  ликвидус-солидусной области (сечение В-III на рис. 3.25) системы В.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.7.

Таблица 3.7

Фазовые реакции к рис. 3.28

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_3$	Ор+Пл+Опр+Мпр+Амф+Кв+Ж	
$l_1$ (Ж)	Амф+Кв+Ор= Опр+Мпр+Пл+Ор	Сингулярное
$l_2$ (Опр)	Ор+Пл+Мпр+Амф+Кв= Ж	
$l_3$ (Пл)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Опр	
$l_4$ (Мпр)	Амф+Кв+Ор+Ж= Опр+Пл+Ор+Ж	Сингулярное
$l_5$ (Ор)	Амф+Кв+Ж= Опр+Мпр+Пл+Ж	
$l_6$ (Амф)	Ор+Пл+Опр+Мпр+Кв= Ж	
$J_{17}$	Ор+Опр+Мпр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_7$ (Ж)	Би+Кв+Мпр+Амф= Ор+Опр+Амф+Мпр	Сингулярное
$l_8$ (Опр)	Ор+Мпр+Амф+Кв= Ж+Би	
$l_9$ (Ор)	Мпр+Амф+Би+Кв= Ж+Опр	
$l_{10}$ (Мпр)	Би+Кв+Амф+Ж= Ор+Опр+Амф+Ж	Сингулярное
$l_{11}$ (Амф)	Би+Кв+Мпр+Ж= Ор+Опр+Мпр+Ж	"
$J_{12}$	Ор+Пл+Опр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{12}$ (Ж)	Би+Кв+Пл+Амф= Ор+Пл+Амф	Сингулярное
$l_{13}$ (Опр)	Ор+Амф+Кв= Ж+Би+Пл	
$l_{14}$ (Ор)	Амф+Би+Кв= Ж+Опр+Пл	
$l_{15}$ (Амф)	Би+Кв+Пл+Ж= Ор+Опр+Пл+Ж	Сингулярное
$J_{16}$	Ор+Пл+Мпр+Амф+Би+Кв+Ж	
$l_{16}$ (Ж)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ор+Амф	
$l_{17}$ (Амф)	Ор+Пл+Мпр+Би+Кв= Ж	
$l_{18}$ (Ор)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ж+Амф	

Амф и взаимоположение их полей таково, что амфибол должен перитектически сменяться ассоциацией Пл+Мпр+Би. Все сечения строились при условии, что солидус сечений на  $P$ - $T$  проекции оставался приблизительно на одном месте, а перемещались пучки  $J_1$  и  $J_5$ , в результате чего солидусом пересекались различные субсолидусные линии.

Следует отметить, что смена фазовых равновесий может произойти при постоянных значениях  $f^{\text{Опр}}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  с изменением номера плагиоклаза. Так, например, при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const}$  фазовые реакции сечения В-IV (при Амф<sup>50</sup>, Би<sup>50</sup> и Пл<sup>20</sup>) (рис. 3.29) при увеличении номера плагиоклаза до 40 сменяются фазовыми реакциями сечения В-III (рис. 3.28). В таком варианте при постоянной железистости субсолидусные топологические элементы диаграммы остаются зафиксированными на  $P$ - $T$  проекции, а перемещается солидус сечения.

Как и в системе А, представленные сечения отражают не все шести-фазовые равновесия возможные в системе В при заданных  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ - $T$  условиях, которые заканчивают кристаллизацию пятью фазами. Применяя

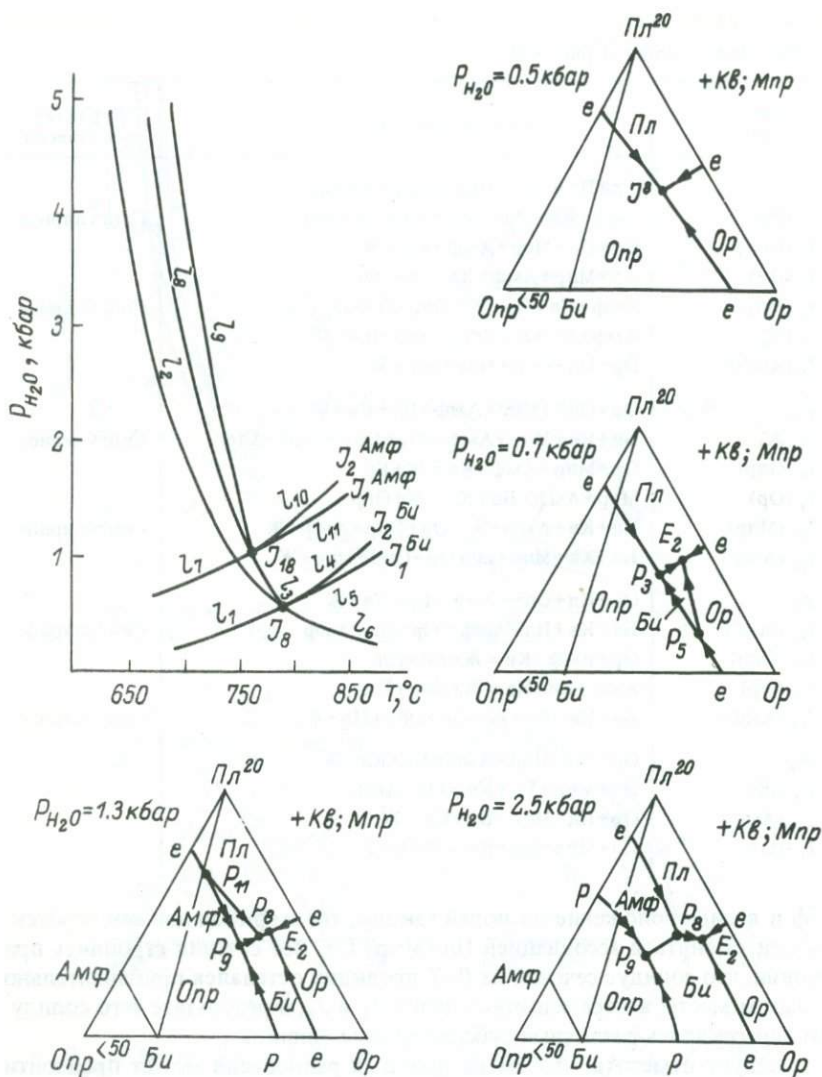


Рис. 3.29. Полуколичественные  $P_{H_2O}$ – $T$  проекция и изобарические проекции изоплетических сечений по  $Пл^{20}$  и  $Опр^{<50}$  ликвидус-солидусной области (сечение В-IV на рис. 3.25) системы В.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.8.

прием, описанный выше, их можно все рассчитать. В указанных условиях существования системы В в фазовых превращениях участвуют 8 фаз – минералов – Пл, Ор, Опр, Ол, Мпр, Амф, Би и Кв, тогда число пятиминеральных ассоциаций будет равно числу сочетаний из 7 фаз по 4, к которым добавляется Кв:  $C_7^4 = 35$ . Эти ассоциации следующие:

- |                        |                       |
|------------------------|-----------------------|
| 1) Пл+Ор+Опр+Ол+Кв;    | 19) Ор+Опр+Ол+Би+Кв;  |
| 2) Пл+Ор+Опр+Мпр+Кв;   | 20) Пл+Ор+Мпр+Би+Кв;  |
| 3) Пл+Ор+Ол+Мпр+Кв;    | 21) Пл+Опр+Мпр+Би+Кв; |
| 4) Пл+Опр+Ол+Мпр+Кв;   | 22) Ор+Опр+Мпр+Би+Кв; |
| 5) Ор+Опр+Ол+Мпр+Кв;   | 23) Пл+Ол+Мпр+Би+Кв;  |
| 6) Пл+Ор+Опр+Амф+Кв;   | 24) Ор+Ол+Мпр+Би+Кв;  |
| 7) Пл+Ор+Ол+Амф+Кв;    | 25) Опр+Ол+Мпр+Би+Кв; |
| 8) Пл+Опр+Ол+Амф+Кв;   | 26) Пл+Ор+Амф+Би+Кв;  |
| 9) Ор+Опр+Ол+Амф+Кв;   | 27) Пл+Опр+Амф+Би+Кв; |
| 10) Пл+Ор+Мпр+Амф+Кв;  | 28) Ор+Опр+Амф+Би+Кв; |
| 11) Пл+Опр+Мпр+Амф+Кв; | 29) Пл+Мпр+Амф+Би+Кв; |
| 12) Ор+Опр+Мпр+Амф+Кв; | 30) Ор+Мпр+Амф+Би+Кв; |
| 13) Пл+Ол+Мпр+Амф+Кв;  | 31) Ол+Мпр+Амф+Би+Кв; |
| 14) Ор+Ол+Мпр+Амф+Кв;  | 32) Пл+Ол+Амф+Би+Кв;  |
| 15) Опр+Ол+Мпр+Амф+Кв; | 33) Ор+Ол+Амф+Би+Кв;  |
| 16) Пл+Ор+Опр+Би+Кв;   | 34) Опр+Ол+Амф+Би+Кв; |
| 17) Пл+Ор+Ол+Би+Кв;    | 35) Ол+Мпр+Амф+Би+Кв. |
| 18) Пл+Опр+Ол+Би+Кв;   |                       |

Т а б л и ц а 3.8

Фазовые реакции к рис. 3.29

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_8$	Ор+Пл+Опр+Мпр+Би+Кв+Ж	
$l_1$ (Ж)	Би+Кв+ <u>Пл</u> + <u>Мпр</u> = Ор+Опр+ <u>Пл</u> + <u>Мпр</u>	Сингулярное
$l_2$ (Опр)	Ор+Пл+Мпр+Би+Кв= Ж	
$l_3$ (Ор)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ж+Опр	
$l_4$ (Мпр)	Би+Кв+ <u>Пл</u> + <u>Ж</u> = Ор+Опр+ <u>Пл</u> + <u>Ж</u>	Сингулярное
$l_5$ (Пл)	Би+Кв+ <u>Мпр</u> + <u>Ж</u> = Ор+Опр+ <u>Мпр</u> + <u>Ж</u>	"
$l_6$ (Би)	Ор+Пл+Опр+Мпр+Кв= Ж	
$J_{18}$	Пл+Опр+Мпр+Би+Амф+Кв+Ж	
$l_7$ (Ж)	Амф+Кв+ <u>Би</u> = Опр+Мпр+Пл+ <u>Би</u>	Сингулярное
$l_8$ (Опр)	Пл+Мпр+Би+Кв= Ж+Амф	
$l_9$ (Пл)	Мпр+Би+Амф+Кв= Ж+Опр	
$l_{10}$ (Мпр)	Амф+Кв+ <u>Би</u> + <u>Ж</u> = Опр+Пл+ <u>Би</u> + <u>Ж</u>	Сингулярное
$l_{11}$ (Би)	Амф+Кв+ <u>Ж</u> = Опр+Мпр+Пл+ <u>Ж</u>	"

Из 35 ассоциаций 18 представлены сингулярными ассоциациями трех моновариантных сингулярных равновесий: Опр=Ол+Кв; Амф+Кв=Пл+Опр+Мпр+Н<sub>2</sub>О (или Амф+Кв=Пл+Ол+Кв+Мпр+Н<sub>2</sub>О) и Би+Кв=Ор+Опр+Н<sub>2</sub>О (или Би+Кв=Ор+Ол+Кв+Н<sub>2</sub>О), в результате прохождения реакций которых пятифазовые ассоциации превращаются в четырехфазовые. Так, ассоциация 1) Пл+Ор+Опр+Ол+Кв превращается либо в Пл+Ор+Опр+Кв, либо в Пл+Ор+Ол+Кв; ассоциация 11) Пл+Опр+Мпр+Амф+Кв превращается либо в Пл+Опр+Мпр+Кв,

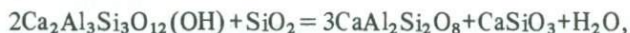
либо в Пл+Опр+Амф+Кв, либо в Пл+Мпр+Амф+Кв, либо в Опр+Мпр+Амф+Кв; ассоциация 16) Пл+Ор+Опр+Би+Кв превращается либо в Пл+Опр+Би+Кв, либо в Пл+Ор+Би+Кв, либо в Пл+Ор+Опр+Кв и т. д. Ассоциации 31 и 35 не гранитные, поскольку они не содержат полевые шпаты. Остаются следующие 15 ассоциаций, которые могут образоваться в системе В в зависимости от исходного состава (сюда входят и все пятифазовые ассоциации изоплетических сечений):

- |                      |                        |
|----------------------|------------------------|
| 1) Пл+Ор+Опр+Мпр+Кв; | 9) Пл+Ол+Мпр+Би+Кв;    |
| 2) Пл+Ор+Ол+Мпр+Кв;  | 10) Пл+Опр+Амф+Би+Кв;  |
| 3) Пл+Ор+Опр+Амф+Кв; | 11) Пл+Ол+Амф+Би+Кв;   |
| 4) Пл+Ор+Ол+Амф+Кв;  | 12) Пл+Мпр+Амф+Би+Кв;  |
| 5) Пл+Ор+Мпр+Амф+Кв; | 13) Ор+Опр+Мпр+Амф+Кв; |
| 6) Пл+Ор+Мпр+Би+Кв;  | 14) Ор+Ол+Мпр+Амф+Кв;  |
| 7) Пл+Ор+Амф+Би+Кв;  | 15) Ор+Мпр+Амф+Би+Кв.  |
| 8) Пл+Опр+Мпр+Би+Кв; |                        |

Причем только 7 из них: 1, 2, 5–7, 12 и 15 – котектические, а остальные 8 – перитектические. Кроме того, в зависимости от строго определенного исходного состава расплава при инертном поведении компонентов, конечные продукты кристаллизации системы В могут быть представлены следующими семью четырехминеральными ассоциациями:

- |                  |                   |
|------------------|-------------------|
| 1) Пл+Мпр+Би+Кв; | 5) Ор+Опр+Амф+Кв; |
| 2) Пл+Амф+Би+Кв; | 6) Ор+Ол+Амф+Кв;  |
| 3) Ор+Амф+Би+Кв; | 7) Ор+Мпр+Амф+Кв. |
| 4) Пл+Ор+Амф+Кв; |                   |

Таким образом, при инертном поведении компонентов всего набирается 22 минеральные ассоциации конечной кристаллизации системы В, без учета эпидотовых разновидностей возможных в этой системе при более основных плагиоклазах и высоких значениях  $P_{H_2O}$ , согласно реакции



когда солидус системы пересечет линию данного равновесия.

Всего набирается шесть эпидотсодержащих пятиминеральных ассоциаций: 1) Ор+Мпр+Эп+Пл+Кв; 2) Ор+Амф+Эп+Пл+Кв; 3) Ор+Би+Эп+Пл+Кв; 4) Мпр+Амф+Эп+Пл+Кв; 5) Мпр+Би+Эп+Пл+Кв; 6) Амф+Би+Эп+Пл+Кв и две четырехминеральных ассоциации: 1) Амф+Эп+Пл+Кв и 2) Би+Эп+Пл+Кв.

### 3.5. Система Д — модельная для гранитоидов низкой глиноземистости (щелочных)

$P_{H_2O}-T-X$  диаграммы состояния частных систем и полной системы Д приведены в работе автора [26]. Анализ фазовых превращений в данной системе, как и в системе В, с которой система Д имеет много общих черт [26], проводился при условии, когда в ликвидусную область при  $P_{H_2O}$  направлены стабильные лучи линий разложения—образования  $Bi+Kv = Op+Opr+H_2O$  и  $Kros = Opr+Эг+Ab+H_2O$ . Диаграммы строились с учетом порядка их появления на ликвидусе при увеличении  $P_{H_2O}$  и изменении железистости  $Opr$ . В работе [26] приведено одно изоплетическое сечение по  $Opr^{70}$  и 100% щелочности моноклинного пироксена — Эг. Поскольку данный петрохимический тип гранитоидов характеризуется, как правило (хотя есть исключения), высокой железистостью  $Opr$  и кислым плагиоклазом (5–10%  $An$ ), то для анализа фазовых превращений можно ограничиться еще одним изоплетическим сечением с использованием субсолидусной диаграммы на рис. 3.24, которая без точной привязки на  $P-T$  проекции топологически будет аналогична субсолидусу системы Д. Различие диаграмм заключается лишь в составе плагиоклаза и моноклинного пироксена: в системе Д плагиоклаз представлен  $Ab$ , а состав моноклинного пироксена может изменяться от  $Di-Ged$  до Эг. Следовательно, иной будет и состав фаз, в которые входят  $Ab$  и  $Mpr$ . Положение сечения Д-I относительно топологических элементов диаграммы на рис. 3.24 практически совпадает с сечением В-I. Соответственно и ликвидус-солидусные сечения на  $P_{H_2O}-T$  проекции также имеют топологическое сходство (см. рис. 3.26 и 3.30), только все элементы диаграммы состояния системы Д-I смещены в область низких значений температуры за счет уменьшения номера плагиоклаза до  $Ab$ .

В случае уменьшения железистости солидус системы Д будет незначительно смещаться в область высоких значений температуры. Более значительно будет изменяться положение всех субсолидусных пучков на рис. 3.24: пучок  $J_1$  перемещается в область высоких, а остальные пучки — в область низких значений  $P$  и  $T$  вплоть до превращения диаграммы на рис. 3.24 в диаграмму на рис. 3.25. В результате такого перемещения солидус системы Д будет уже пересекать другие линии с образованием новых пучков с расплавом, отражающих соответствующие фазовые превращения. При необходимости читателю предоставляется возможность самому построить другие варианты изоплетических сечений системы Д. В настоящей работе без построения всех необходимых сечений будут рассчитаны все возможные минеральные ассоциации, которые могут образоваться при кристаллизации того или иного состава исходного расплава. Поскольку система Д имеет полное сходство с системой В по количеству компонентов и фаз, то и возможное количество минеральных ассоциаций — продуктов конечной кристаллизации — будет также одинаковое.

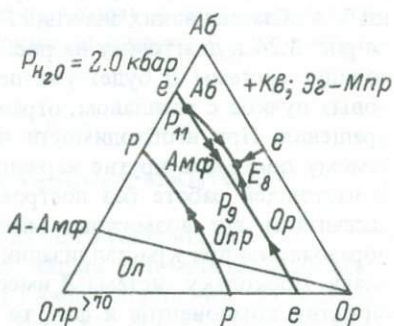
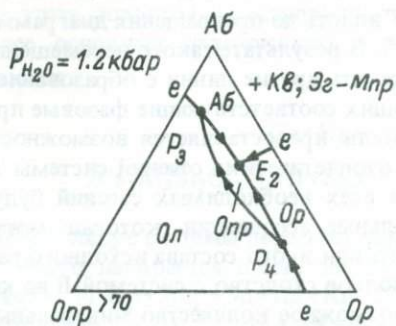
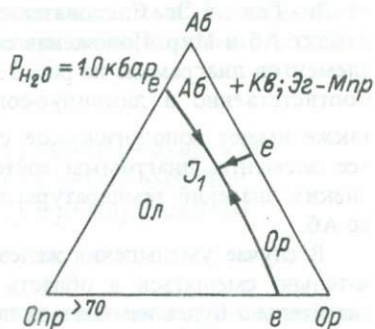
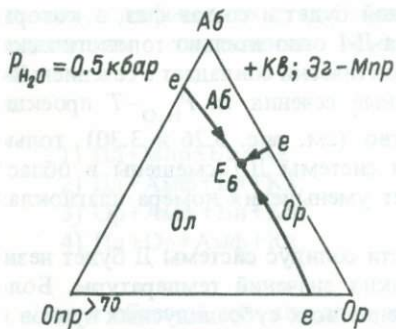
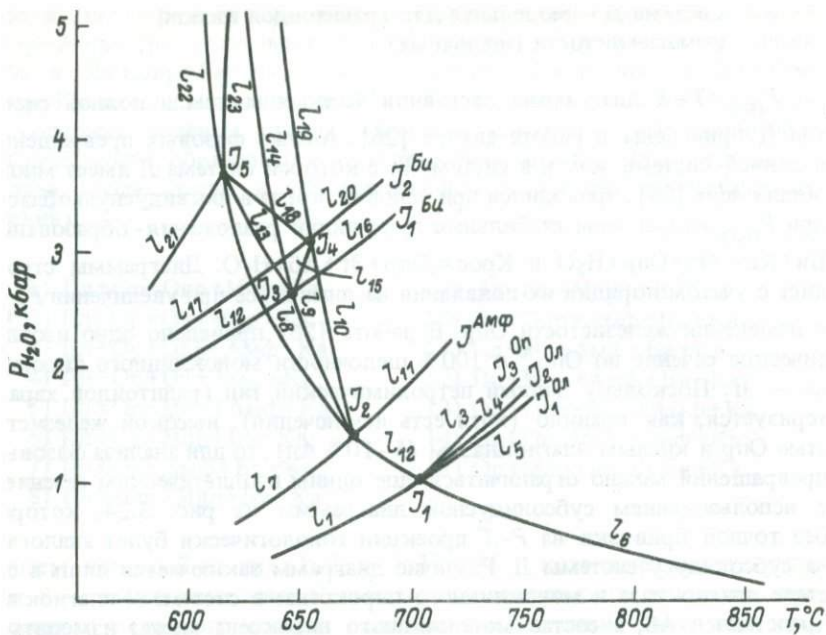


Рис. 3.30.

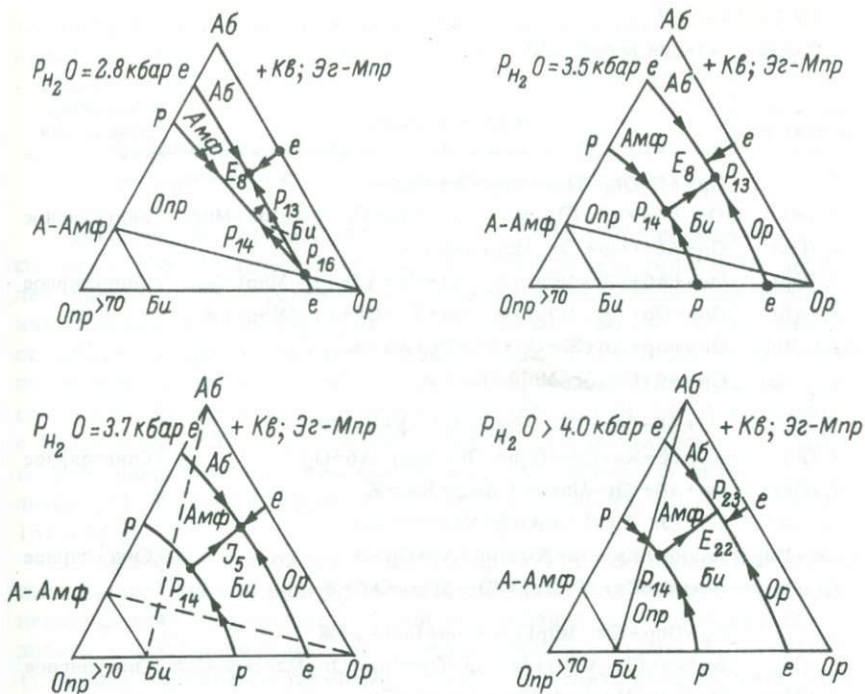


Рис. 3.30 (продолжение). Полуколичественные  $P_{H_2O}-T$  проекция и изобарические проекции изоплетического сечения по  $Opn > 70$  ликвидус-солидусной области (сечение Д-I на рис. 3.24) системы Д.

Фазовые реакции приведены в табл. 3.9.

Пятиминеральные ассоциации рассматриваемой системы следующие :

- 1)  $Аб + Ор + Опр + (Эг-Мпр) + Кв;$
- 2)  $Аб + Ор + Ол + (Эг-Мпр) + Кв;$
- 3)  $Аб + Ор + Опр + А-Амф + Кв;$
- 4)  $Аб + Ор + Ол + А-Амф + Кв;$
- 5)  $Аб + Ор + (Эг-Мпр) + А-Амф + Кв;$
- 6)  $Аб + Ор + (Эг-Мпр) + Би + Кв;$
- 7)  $Аб + Ор + А-Амф + Би + Кв;$
- 8)  $Аб + Опр + (Эг-Мпр) + Би + Кв;$
- 9)  $Аб + Ол + (Эг-Мпр) + Би + Кв;$
- 10)  $Аб + Опр + А-Амф + Би + Кв;$
- 11)  $Аб + Ол + А-Амф + Би + Кв;$
- 12)  $Аб + (Эг-Мпр) + А-Амф + Би + Кв;$
- 13)  $Ор + Опр + (Эг-Мпр) + А-Амф + Кв;$
- 14)  $Ор + Ол + (Эг-Мпр) + А-Амф + Кв;$
- 15)  $Ор + (Эг-Мпр) + А-Амф + Би + Кв.$

Т а б л и ц а 3.9

Фазовые реакции к рис. 3.30

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_1$	$Op + Ab + Oпр + Ol + (Mпр - Эг) + Kв + Ж$	
$l_1$ (Ж)	$Oпр + \underline{Op} + \underline{Ab} + (Эг - Mпр) = Ol + Kв + \underline{Op} + \underline{Ab} + (Эг - Mпр)$	Сингулярное
$l_2$ (Ol)	$Op + Ab + Oпр + (Эг - Mпр) + Kв = Ж$	
$l_3$ (Op)	$Oпр + Ab + (\underline{Эг - Mпр}) + \underline{Ж} = Ol + Kв + Ab + (\underline{Эг - Mпр}) + \underline{Ж}$	Сингулярное
$l_4$ (Ab)	$Oпр + \underline{Op} + (\underline{Эг - Mпр}) + \underline{Ж} = Ol + Kв + \underline{Op} + (\underline{Эг - Mпр}) + \underline{Ж}$	"
$l_5$ (Эг - Mпр)	$Oпр + \underline{Op} + Ab + \underline{Ж} = Ol + Kв + \underline{Op} + Ab + \underline{Ж}$	"
$l_6$ (Oпр)	$Op + Ab + Ol (Эг - Mпр) + Kв = Ж$	
$J_2$	$Op + Ab + Oпр + (Эг - Mпр) + A - Амф + Kв + Ж$	
$l_7$ (Ж)	$A - Амф + Kв + Op = Oпр + (Эг - Mпр) + Ab + Op$	Сингулярное
$l_8$ (Oпр)	$Op + Ab + (Эг - Mпр) + A - Амф + Kв = Ж$	
$l_9$ (Ab)	$Op + (Эг - Mпр) + A - Амф + Kв = Ж + Oпр$	
$l_{10}$ (Эг - Mпр)	$A - Амф + Kв + Op + \underline{Ж} = Oпр + Ab + Op + \underline{Ж}$	Сингулярное
$l_{11}$ (Op)	$A - Амф + Kв + \underline{Ж} = Oпр + (Эг - Mпр) + Ab + \underline{Ж}$	"
$J_3$	$Op + Oпр + (Эг - Mпр) + A - Амф + Би + Kв + Ж$	
$l_{12}$ (Ж)	$Би + Kв + (Эг - Mпр) + A - Амф = Op + Oпр + (Эг - Mпр) + A - Амф$	Сингулярное
$l_{13}$ (Oпр)	$Op + (Эг - Mпр) + A - Амф + Kв = Ж + Би$	
$l_{14}$ (Op)	$(Эг - Mпр) + A - Амф + Би + Kв = Ж + Oпр$	
$l_{15}$ (Эг - Mпр)	$Би + Kв + A - Амф + \underline{Ж} = Op + Oпр + A - Амф + \underline{Ж}$	Сингулярное
$l_{16}$ (A - Амф)	$Би + Kв + (Эг - Mпр) + \underline{Ж} = Op + Oпр + (Эг - Mпр) + \underline{Ж}$	"
$J_4$	$Op + Ab + Oпр + A - Амф + Би + Kв + Ж$	
$l_{17}$ (Ж)	$Би + Kв + \underline{Ab} + A - Амф = Op + Oпр + \underline{Ab} + A - Амф$	Сингулярное
$l_{18}$ (Oпр)	$Op + A - Амф + Kв = Ж + Би + Ab$	
$l_{19}$ (Op)	$A - Амф + Би + Kв = Ж + Oпр + Ab$	
$l_{20}$ (A - Амф)	$Би + Kв + \underline{Ab} + \underline{Ж} = Op + Oпр + \underline{Ab} + \underline{Ж}$	Сингулярное
$J_5$	$Op + Ab + (Эг - Mпр) + A - Амф + Би + Kв + Ж$	
$l_{21}$ (Ж)	$Ab + (Эг - Mпр) + Би + Kв = Op + A - Амф$	
$l_{22}$ (A - Амф)	$Op + Ab + (Эг - Mпр) + Би + Kв = Ж$	
$l_{23}$ (Op)	$Ab + (Эг - Mпр) + Би + Kв = Ж + A - Амф$	

Возможны также следующие четырехминеральные ассоциации:

- |                                  |                                       |
|----------------------------------|---------------------------------------|
| 1) $Ab + (Эг - Mпр) + Би + Kв$ ; | 5) $Op + Oпр + A - Амф + Kв$ ;        |
| 2) $Ab + A - Амф + Би + Kв$ ;    | 6) $Op + Ol + A - Амф + Kв$ ;         |
| 3) $Op + A - Амф + Би + Kв$ ;    | 7) $Op + (Эг - Mпр) + A - Амф + Kв$ . |
| 4) $Pl + Op + A - Амф + Kв$ ;    |                                       |

Кроме того, в каждой из приведенных пятиминеральных и четырехминеральных ассоциаций может присутствовать энigmatит с обра-

зованием еще пятнадцати шестиминеральных и семи пятиминеральных ассоциаций, являющихся продуктами кристаллизации восьмикомпонентной ( $+H_2O$ ) системы:  $Ab-Or-En-Fs-Wo$  (Ди, Гед)– $Эг-TiO_2-Kv-(H_2O)$ .

### 3.6. Особенности состава и кристаллизации биотитов и амфиболов в различных модельных системах

К настоящему времени накопился довольно обширный материал по составу и парагенетическим ассоциациям биотитов и амфиболов, наиболее широко распространенных темноцветных минералов. Тем не менее, как отмечает Л. Л. Перчук [73, с. 208]: „Этот, один из наиболее распространенных в природе парагенезисов оказался очень сложным для изучения фазового соответствия”. В работе [73] можно найти ссылки на исследователей, занимавшихся изучением ассоциации Би+Амф начиная с XIX в. и до 1970 г. За последнее десятилетие прибавилось много работ, посвященных изучению как биотитов и амфиболов, так и их парагенезисов [31, 49, 50, 52, 53, 60, 61, 63, 68, 89, 93, 97, 98, 101, 106, 123, 136, 137 и др.].

Сложность составов биотитов и амфиболов, по мнению многих исследователей, обуславливает чувствительность этих минералов к изменению физико-химических условий образования, что позволяет использовать данные минералы при решении обратной задачи: по свойствам (главным образом составу) Би и Амф определять физико-химические условия образования. Сложность решения этой задачи связана с тем, что на многие особенности состава Би и Амф влияют как химические условия среды образования, так и термодинамические параметры. К последним часто относят  $T$  и  $P$ , отождествляя последний фактор с глубиной формирования [60, 61]. К сожалению, все указанные работы по изучению Би+Амф ассоциации носят чисто эмпирический характер и в них не дается физико-химического объяснения выявленным зависимостям состава этой ассоциации.

Необходимо объяснить следующие эмпирические закономерности зависимости состава биотитов и амфиболов от условий кристаллизации, более четко сформулированные в работе [60].

1. В породах с железистостью 20–55 железистость амфиболов всегда меньше, чем биотитов; в интервале железистости пород 40–65 % железистость биотитов колеблется в пределах 38–50, амфиболов – 29–54; при железистости пород  $>65\%$  железистость биотитов и амфиболов близка железистости пород; железистость биотитов из гипабиссальных и субвулканических гранитов всегда больше железистости амфиболов, в абиссальных условиях – наоборот.

Вопрос о соотношении железистости биотитов и амфиболов, порядке их выделения из расплава и структурных взаимоотношениях подробно рассмотрен в работе автора [26], поэтому нет необходимости еще раз на этом останавливаться. Следует еще подчеркнуть, что при расчете железистости пород, биотитов и амфиболов необходимо учитывать только  $Fe^{2+}$ , поскольку  $Fe^{3+}$  по своим свойствам ближе стоит к Al и совместно

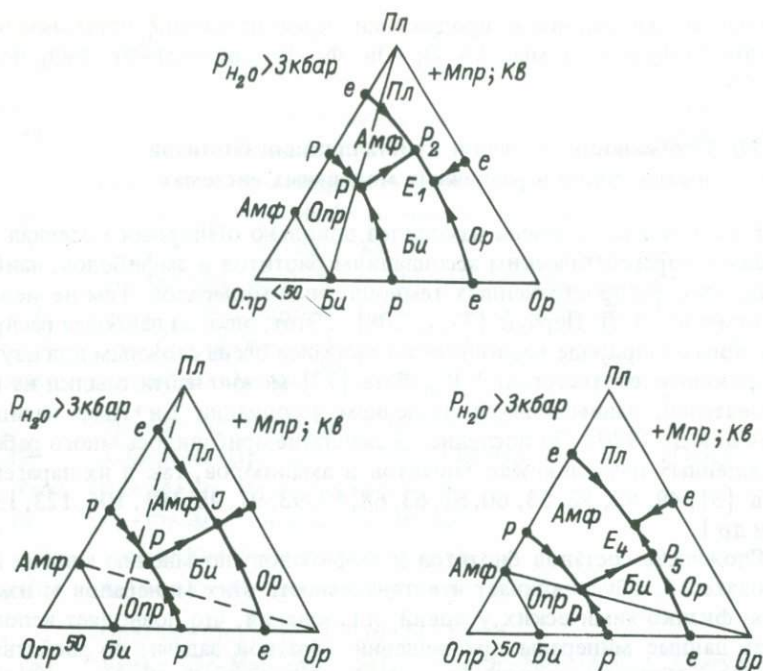


Рис. 3.31. Влияние железистости  $Opr$  на размеры полей (объемов) первичной кристаллизации амфибола и биотита и на изменение типов фазовых превращений в системе В при постоянном давлении флюида.

с ним занимает соответствующие позиции в структуре минералов. Что же касается влияния давления (глубины) на железистость рассматриваемых минералов, то из анализа условий гранитообразования (см. [26] и раздел 3.2) следует, что наибольшее влияние на фазовые равновесия при ликвидус-солидусных условиях конкретных гранитных систем оказывает  $P_{фл}$  (или  $P_{H_2O}$  в простейшем случае), а температура является зависимым фактором. И совершенно очевидно, что различие составов гипабиссальных и мезоабиссальных ассоциаций с абиссальными не может быть объяснено различием давления, градиент которого не превышает 3 кбар. Главная причина — это изменение температуры и степени окисления железа „гипабиссальных” и „абиссальных” условий, которая влияет на железистость расплава (системы), топологию диаграмм состояния, порядок выделения темноцветных минералов и соответственно на их железистость (рис. 3.31).

2. По глиноземистости устанавливается четкая зависимость от химизма пород (или исходного расплава) как для амфиболов, так и особенно для биотитов [81, 98]. Колебания глиноземистости в минеральных группах также определяются главным образом химизмом среды и значительно меньше температурой. Давление практически (на современном уровне наших знаний и методов определения) не влияет на глиноземи-

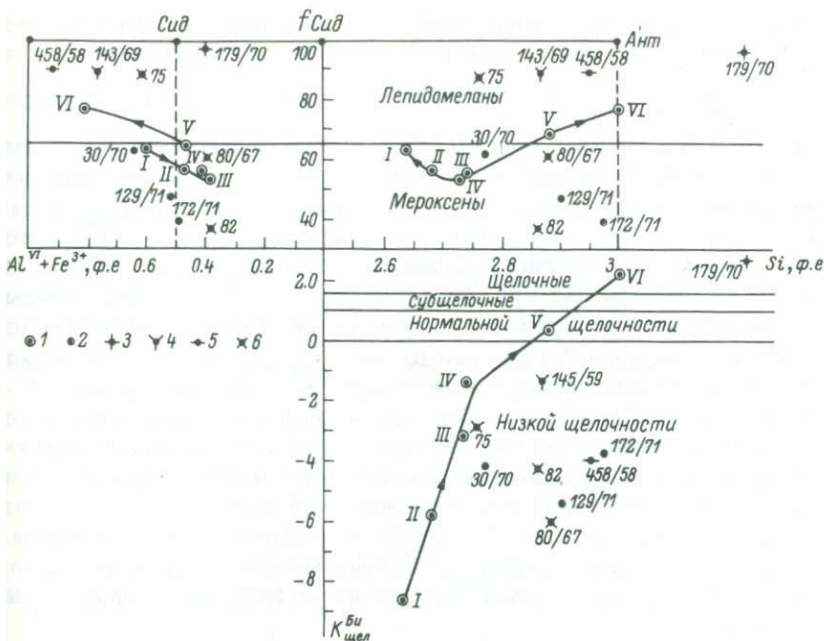


Рис. 3.32. Классификационная диаграмма биотитов.

1 – средние составы биотитов из пород различной щелочности по [65]; 2 – биотиты из пород лицко-арагубского комплекса; 3 – биотиты из щелочных гранитов; 4 – биотиты из пород Иоканьского массива; 5 – биотиты из пород Канозерского массива; 6 – биотиты из гранитоидов умбинского комплекса.

стость биотитов, учитывая малый градиент давления в интервале формирования гранитоидных пород. По мнению А. А. Маракушева и И. А. Тарарина [65], на глиноземистость биотитов влияют  $T_{кр}$  и режим кислотности–щелочности среды минералообразования. Они выделили шесть групп щелочности гранитоидов по биотиту. Хотя и существует связь состава биотитов с химизмом породы, но тем не менее следует отметить, что определение групп щелочности пород по составу биотита довольно не точное, сами же авторы [65] отмечают зависимость состава биотита еще и от температуры. Вероятно, более правильное определение щелочности пород производится по их химизму. Но при этом необходимо всегда помнить, что петрохимическая щелочность не тождественна физико-химической щелочности, хотя последняя находится в зависимости от первой.

Здесь уместно коротко остановиться на классификации биотитов. Как известно [18], природные биотиты состоят минимум из пяти миналов: Фл, Ант, Ист, Сид и Му. В классификационных диаграммах биотитов обычно используют либо мол.% первых четырех миналов [18], либо  $(Mg+Fe)/Al$  и  $Si/Al$  отношения [65]. Поскольку в первом варианте сложно рассчитать мол.% миналов, а во втором не совсем полно отражается химизм минерала, то с учетом состава миналов для классификации

биотитов предлагается использовать три параметра, которые просто рассчитываются и довольно полно отражают химизм минерала:  $f = \frac{(Fe^{2+} + Mn) \cdot 100}{Fe^{2+} + Mn + Mg}$ , Si, ф. е.;  $Al^{VI} + Fe^{3+}$ , ф. е. (рис. 3.70). Последняя сумма в Сид и Ист миналах равна 0.5 ф. е. Следовательно, если эта сумма будет больше 0.5, то в составе биотита присутствуют мусковитовый или ферримусковитовый минал. Кроме того, можно рассчитать  $K_{щел}^{Би}$  по такой же формуле, как он рассчитывается для пород, и сопоставить его с породным ( $K_{щел}$ ). На рис. 3.32 нанесены средние составы биотитов по группам щелочности, заимствованные из работы [94], а также биотиты из гранитоидов, по которым будет проводиться парагенетический анализ (см. гл. 6). Как видно из диаграммы, по  $K_{щел}^{Би}$  биотиты I–IV попадают в поле низкой щелочности; V – в поле нормальной щелочности, VI – в поле щелочных биотитов, что в общем, за исключением последнего биотита, не совпадает с делением биотитов на группы щелочности в работе [94]. В поле низкой щелочности находятся и фигуративные точки биотитов из пород низкой и нормальной щелочности, и только биотит из щелочных гранитов (пр. 179/70) попал в поле щелочных биотитов.

На глиноземистость амфибола влияют химизм среды и, вероятно, давление флюида (см. линии разложения амфиболовых миналов на рис. 2 в работе [26]).

Для магматических условий состав биотитов и амфиболов определяется особенностью системы, в которой образуются данные минералы, что следует из диаграмм состояния систем В и Д (разделы 3.4, 3.5). Данные системы характеризуют породы, недосыщенные Al (в ат. кол) относительно суммы  $Na+K+2Ca$ , и, как правило, в норме таких пород встречается Мпр (Ди+Гед+Эг). Теоретически ассоциация Би+Амф может образоваться в породах, насыщенных Al, а амфибол должен быть представлен Глф–Чер рядом [26]. В природе встречаются случаи (см. ниже), когда порода пересыщена Al (хотя и незначительно) и в ней присутствует ассоциация Би+Амф. Такие случаи не объясняются ошибкой анализа породы, а связаны с исходным составом расплава и условиями его кристаллизации. Это может произойти при достаточно высоком  $P_{фл}$ , когда существует большой объем первичной кристаллизации Би и Амф и нормативное содержание Алс в расплаве будет меньше нормативного Алс в Би, при кристаллизации которого произойдет быстрое уменьшение Алс в расплаве и переход его из системы А в систему В (рис. 3.33).

С другой стороны, возможен эффект обогащения расплава алюминием при кристаллизации из него амфибола (необязательно с фракционированием), который будет содержать больше нормативного Мпр, чем расплав, из которого он кристаллизуется (рис. 3.34). Этот эффект приводит к тому, что сингенетическая серия пород от кварцевых диоритов до гранитов в результате кристаллизации в ранних членах серии амфибола переходит от одного петрохимического типа к другому (от амфиболовых ассоциаций, через амфибол-биотитовые и биотитовые к биотитовым с высокоглиноземистыми минералами). Реализация такого процесса в природе происходит при условии достаточно высоких значений  $P_{фл}$ , когда на ликвидусе устойчив амфибол Глф–Чер ряда. Только через

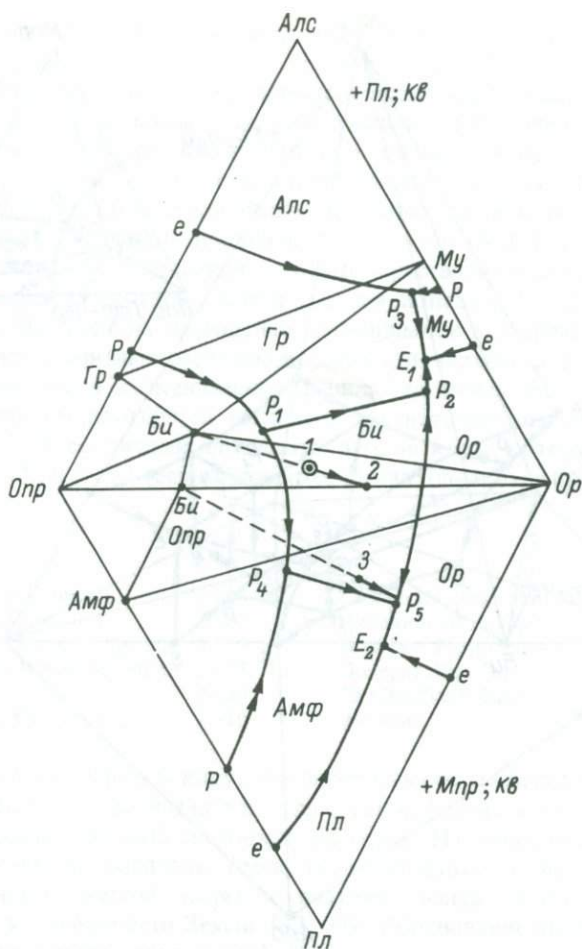


Рис. 3.33. Переход расплава 1 из системы А в систему В при кристаллизации из него биотита, содержащего нормативного Алс больше, чем в расплаве.

его объем кристаллизации расплав может перейти из системы В в систему А (см. соответствующие диаграммы состояния в работе [26]), где такой амфибол может находиться в равновесии с Крд и Гр, а не только с Би [26, рис. 1.31, 1.32]. Диаграммы состояния системы А6.4 и А6.5, А6.7 и А6.8 [26, рис. 1.31, 1.32, 1.34 и 1.35], отражающие фазовые равновесия с Амф+Крд и Амф+Гр, построены с посылкой, что Fe-Би (как и Mg-Би) появляется на ликвидусе с увеличением  $P_{H_2O}$  раньше, чем Fe-Глф-Fe-Чер амфибол, поэтому объем кристаллизации последнего небольшой на обеих диаграммах и только в плагиоклазовых составах. Если же изменить порядок появления этих минералов на ликвидусе, то и увеличится объем кристаллизации Глф-Чер амфибола и соответственно при его кристаллизации появится большая возможность расплаву

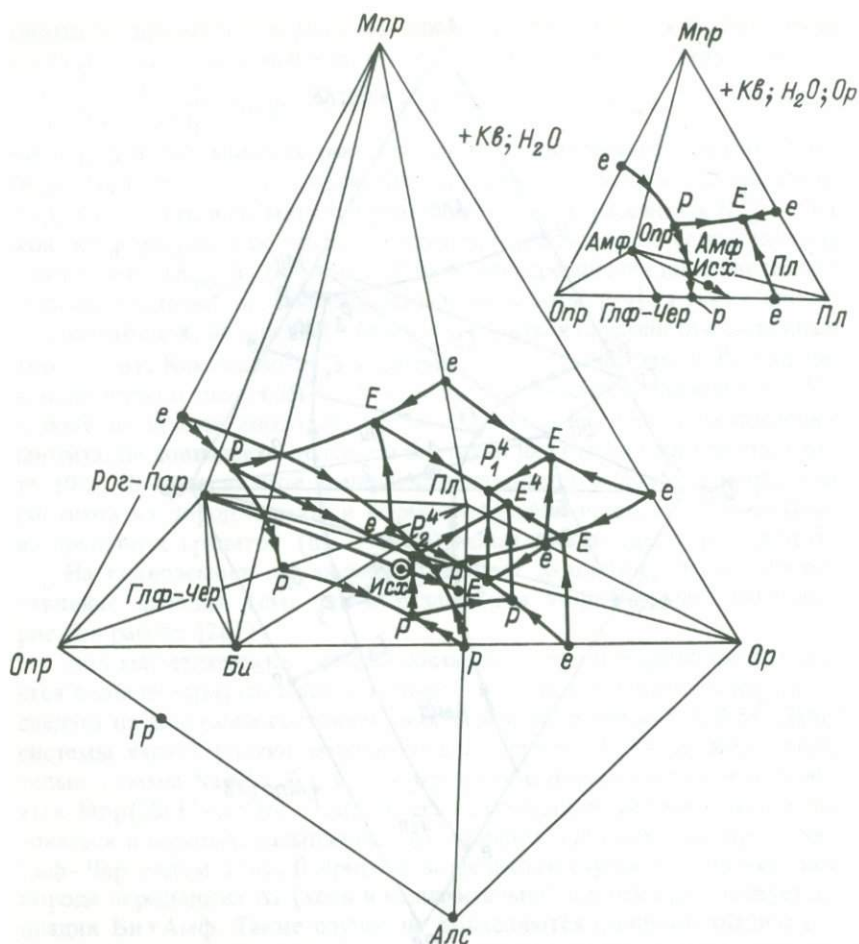


Рис. 3.34. Переход исходного расплава из системы В в систему А при кристаллизации из него амфибола, содержащего нормативного Мпр больше, чем в расплаве.

переместиться из системы В в систему А с образованием Амф+Крд+Би и Амф+Гр+Би ассоциаций.

В геологической литературе [16, 118, 126, 133] известны примеры, когда кристаллизацию и фракционирование амфибола используют для объяснения образования щелочноземельных серий пород за счет базальтовой магмы. По данным Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда [16, табл. 5], в конечных продуктах после фракционирования амфибола из „высокоглиноземистого” базальта в норме появляется корунд, т. е. экспериментально подтвержден переход из системы В в систему А.

При парагенетическом анализе конкретных минеральных ассоциаций будет показано влияние описанных особенностей биотитов и амфиболов на ход кристаллизации, количественный и качественный фазовый состав пород.

В заключение можно привести некоторые выводы, вытекающие из всего вышерассмотренного.

Определение вероятности реализации в природе процессов, смоделированных в диаграммах, и критериев различия (по конечным продуктам) режимов поведения компонентов — труднейшая задача. Несколько проще она решается относительно поведения воды. Практически всегда гранитоидные породы (от кварцевых диоритов до лейкогранитов) кристаллизуются при вполне подвижном поведении  $H_2O$ . В работе автора [26] приводились обоснования того, что кристаллизация магмы в земной коре начинается тогда, когда расплав попадает в условия своего ликвидуса при полном насыщении имеющимися в расплаве летучими, иначе бы все гранитные расплавы достигали поверхности Земли и были бы представлены в вулканической фации. Это можно еще раз подтвердить сравнением плотностей расплавов соответствующих составов или их стекол [14] со средней плотностью земной коры, которая примерно равна  $2.65-2.70 \text{ г/см}^3$  (если принять ее состав близким к составу гранодиорита):

	г/см <sup>3</sup>		г/см <sup>3</sup>
Гранит, Шап Филлс	2.446	Габбро Каррок, Филд	2.791
Гранит, Питерхид	2.376	Оливиновый долерит	2.775
Сиенит, Планшер Граунд	2.560	Долерит, Роули Раг	2.640
Тоналит, Новая Зеландия	2.575	Долерит, Уин Силл	2.800
Диорит	2.680	Диабаз, Палисадес	2.760
Диорит, Макфилд	2.710	Эклогит	2.746

Необходимо иметь в виду, что плотность стекла будет всегда больше, чем плотность расплава того же состава. Кроме того, присутствие летучих должно снижать плотность расплава. Из приведенных данных видно, что кислые расплавы (стекла) имеют плотность ниже, чем средняя плотность земной коры и поэтому всегда будут стремиться „всплыть” к поверхности Земли [82, 99]. Обоснование предела „всплывания” дано в работе автора [26]. Начало кристаллизации в таких условиях, а может быть даже еще и раньше, приводит к выделению флюида и увеличению его давления в изохорических условиях или в условиях уменьшающегося объема. И с этого момента фактор флюидного давления для кристаллизующегося расплава является внешним, который определяет все направления кристаллизации данного расплава. Содержание воды как компонента системы, ее активность в таком случае задаются как бы извне (имеется самостоятельная фаза — среда) и поэтому ее следует относить к вполне подвижным компонентам системы. Наличие свободного флюида, который в значительной мере является буфером окислительно-восстановительных реакций, должно создавать условие вполне подвижного поведения железа.

Вполне подвижное поведение щелочей может задаваться, как это считает Д. С. Коржинский [45, 48], прохождением через кристаллизующуюся магму трансмагматических флюидов. С другой стороны, значительно сложнее предложить критерии определения режима вполне подвижного поведения щелочей по продуктам кристаллизации.

Некоторые из высказанных положений и выводов будут проверяться на природных примерах (см. гл. 6).

Следует обратить внимание на следующую ограниченность всех разработанных физико-химических моделей в связи с применением их для определения  $P_{\text{фл}}$  и  $T$  кристаллизации. По ним могут быть установлены интервалы значений  $P_{\text{фл}}$  и  $T$  устойчивости данной минеральной ассоциации, которые обычно простираются от одной инвариантной точки до другой. Поэтому для этих целей необходим более точный „инструмент“, к которому относятся минералогические термометры и барометры при условии правильной их калибровки. Особое место среди последних занимает двуполевошпатовый термометр. Барическая зависимость распределения Аб между твердыми и жидкой (раславом) фазами расширяет возможность использования двуполевошпатовой ассоциации для разработки барометра (см. гл. 4).

#### 4. ДВУПОЛЕВОШПАТОВАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Известные двуполевошпатовые термометры [4, 73, 76, 85, 152] разработаны на основе эмпирических и расчетных данных, подкрепленных экспериментами в субсолидусе системы Аб—Ан—Ор [135, 145, 146, 147]. Экспериментально установлена также барическая зависимость распределения Аб между Пл и Кшц, что дало надежду на использование коэффициента распределения Аб для разработки барометра. Очевидно, чтобы разработать двуполевошпатовый термометр для магматических пород (каковыми являются граниты), необходимо четкое представление о ликвидус-солидусных фазовых превращениях в системе Аб—Ан—Ор с изменением  $P_{H_2O}$ , поскольку автором обосновано положение о влиянии на кристаллизацию гранитоидов  $P_{фл}$ , а не литостатического давления. Следовательно, прежде чем переходить к обоснованию и разработке термометра, необходимо более подробно остановиться на ликвидус-солидусных превращениях в системе Аб—Ан—Ор— $H_2O$ .

##### 4.1. Система альбит—анортит—ортоклаз

Система альбит (Аб)—анортит (Ан)—ортоклаз (Ор) является одной из наиболее сложных систем, в которой в зависимости от изменения давления воды и концентрации компонентов происходят различные типы фазовых превращений: эвтектическая (котектическая) и перитектическая кристаллизации с различной степенью распада твердых растворов, кристаллизация из минимальных тройных расплавов при полной смешимости в твердом состоянии. Сложные превращения происходят в субсолидусной области этой системы: упорядочение структуры, изменение симметрии, двойникования, распад твердых растворов [67].

Построение диаграммы состояния системы Аб—Ан—Ор при различных давлениях воды основывалось главным образом на теоретических подсказках физико-химического анализа с использованием данных по двойным граничным системам, небольшого количества экспериментальных данных по тройной системе [36, 40, 104] и природного фактического материала. По крайней мере достоверно установлено, что тип фазовых превращений и области твердых растворов в системе изменяются в зависимости от давления воды и соответственно меняется вид диаграмм. Один из вариантов диаграммы при низком значении давления

воды был предложен Татлом и Боуэном [154] на основании состава полевых шпатов из различных эффузивных и экструзивных пород. По экспериментальным данным Йодера, Стюарта и Смита [40], при  $P_{H_2O} > 5$  кбар получается иной вид диаграммы. Она упрощается и при различных концентрациях компонентов остается один тип фазового превращения — эвтектический.

Автором были обнаружены неточности и противоречия при построении диаграмм системы Аб—Ан—Ор, начиная с работы Татла и Боуэна [154] и кончая статьей Е. И. Кравцовой [54], а также сходных теоретических систем в специальной физико-химической литературы [1, 78]. Сказанное в первую очередь относится к переходу эвтектического превращения в перитектическое. Прежде чем разбирать этот вопрос в системе Аб—Ан—Ор, необходимо проанализировать, на каком уровне разрешения он находится в теории физической химии, тем более что для интересующих нас условий по системе Аб—Ан—Ор отсутствуют экспериментальные данные.

#### 4.1.1. О возможности перехода эвтектического равновесия в перитектическое в трехкомпонентных системах с твердыми растворами

Следует рассмотреть два случая такого перехода, поскольку оба они возможны в системе Аб—Ан—Ор:

- а) переход в системе с перитектикой, эвтектикой и неограниченной растворимостью в двойных системах;
- б) переход в системе при эвтектическом разрыве растворимости в одной из двойных систем.

Оба эти случая довольно подробно разбираются в специальной физико-химической литературе [1, 2, 78], но при этом, как было сказано выше, остались неточности и противоречия.

К сожалению, в работах [1, 2, 78] не рассматривается такой переход в двухкомпонентных системах, который происходит с изменением давления. Такие переходы разбираются в работах В. С. Соболева [92] и автора [26, рис. 2.10, 2.12]. Точнее происходит переход от эвтектики с перитектикой к двойным эвтектикам или минимум с перитектикой к эвтектике и наоборот. Чистого перехода от эвтектики в перитектике автору не удалось осуществить, хотя с этой целью анализировались различные типы диаграмм. Такое же заключение относится и к тройным системам без твердых растворов.

Следует отметить, что возможные переходы от одного типа превращения к другому, как это подчеркивал Ф. А. Скрейнемакерс [90], происходят только через сингулярные (вырожденные) равновесия.

Рассмотрим эти вопросы более подробно на примере тройных систем с твердыми растворами.

Переход в системе с перитектикой, эвтектикой и неограниченной растворимостью в двойных системах. Д. А. Петров [78] предполагает, что переходному

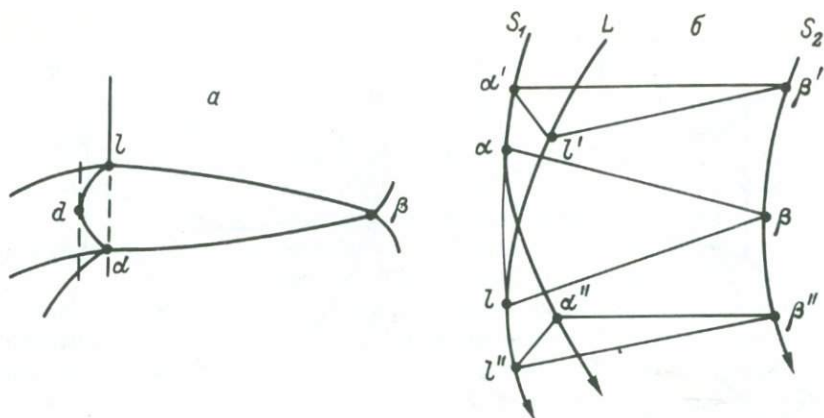


Рис. 4.1. Переход от эвтектического превращения к перитектическому по [78]. *a* – вертикальное сечение через высоту треугольника  $\alpha l \beta$ ; *б* – часть проекции на концентрационный треугольник. *L* – жидкая фаза; *l* – жидкая фаза конкретного состава; *S* – твердая фаза;  $\alpha$  – твердый раствор компонента В или В+С в А;  $\beta$  – твердый раствор компонента А или А+С в В.

случаю в такой системе отвечает частный случай, при котором жидкая и одна из твердых фаз „трехфазного”<sup>1</sup> треугольника лежат на одной вертикальной прямой (рис. 4.1, *a*). Переходный трехфазовый треугольник попадает на изотерму точки *d*. В проекции такой треугольник предлагается находить проведением общей касательной к линии *L* и линии одной из твердых фаз. На рис. 4.1, *б* таким треугольником является треугольник  $l a \beta$ . Таким образом, Д. А. Петров допускает возможность непрерывного перехода для одного и того же расплава от эвтектического к перитектическому трехфазному превращению или обратно, причем он осуществляется для данного расплава при определенной температуре. Предполагается, что во всех расплавах, точки состава которых лежат внутри треугольника фаз  $l a \beta$  (рис. 4.1, *б*), протекают при охлаждении одно за другим следующие превращения: 1)  $L \rightarrow \beta$  либо  $L \rightarrow \alpha$  (первичная кристаллизация, надэвтектическая); 2)  $L \rightarrow \alpha + \beta$  (эвтектическая); 3)  $L \rightarrow \alpha$  (переходное); 4)  $L + \beta \rightarrow \alpha$  (перитектическое); 5)  $\beta \rightleftharpoons \alpha \downarrow$  либо  $L \rightarrow \alpha$ . Во всех рассуждениях Д. А. Петрова, как и в [1, 2], о переходе от эвтектического к перитектическому равновесию постоянно нарушается принцип соответствия.

1. Вертикальное сечение через высоту переходного треугольника на рис. 4.1, *б* должно иметь вид, представленный на рис. 4.2, *a*, а не такой, каким его изображает Д. А. Петров (рис. 4.1, *a*). Сечение на рис. 4.2, *a* выводится из изображения всех сопряженных фаз (рис. 4.2, *б* и *в*). Поскольку  $l_1$  является расплавом, участвующим в эвтектическом превращении, линии (поверхности) ликвидуса к его фигуративной точке опускаются в разные стороны, а твердая фаза  $a_2$  уже находится в области

<sup>1</sup>Это не „трехфазный” треугольник, а вертикальное сечение трехфазной области: трехфазный треугольник располагается в изотермической плоскости.

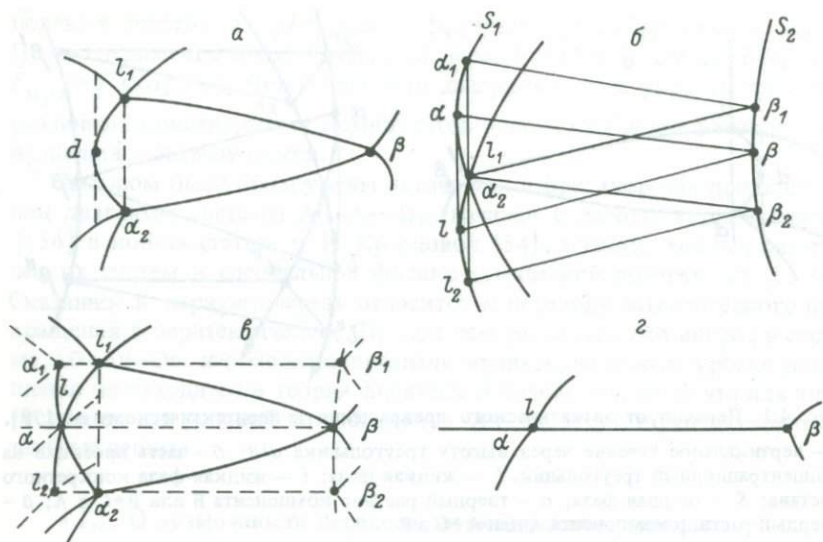


Рис. 4.2. Вертикальное сечение через высоту переходного треугольника по [78], каким оно должно быть с учетом всех сопряженных фаз (а), и положение сопряженных фаз на концентрационном треугольнике (б), в вертикальном сечении (в) и переходном треугольнике (г).

Условные обозначения те же, что и на рис. 4.1.

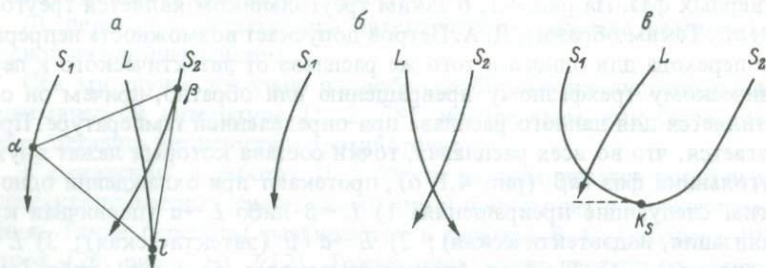


Рис. 4.3. Различные положения фазовых линий, при которых либо сложно (а), либо невозможно (б, в) построить „переходный” треугольник по способу Д. А. Петрова [78].

$K_S$  — критическая точка твердых растворов; остальные условные обозначения см. на рис. 4.1.

перитектической кристаллизации, то сопряженные линии (поверхности) ликвидуса и солидуса ее фигуративной точки должны опускаться в одну сторону, что и показано на вертикальном сечении, проходящем через вершину переходного треугольника (рис. 4.2, а, б, в). Сопряженные точки и линии переходного треугольника в вертикальном сечении изображены на рис. 4.2, г. Это сечение, очевидно, не имеет физико-химического смысла.

2. Двухфазовое равновесие вторичной кристаллизации ( $L \rightarrow a$  переходное, по Д. А. Петрову) не может изображаться треугольником фаз (переходный треугольник, по Д. А. Петрову), поскольку присутствующая фаза  $\beta$  не участвует в равновесии (процессе). В данном случае оно может изображаться только точкой, представляя сингулярное равновесие с индифферентной фазой  $\beta$ .

3. Способ касательной для определения переходного треугольника применим только к рисовке положений фазовых линий, которая приводится в работе Д. А. Петрова. При других произвольных положениях фазовых линий либо получается треугольник, перекрывающий огромную площадь диаграммы (рис. 4.3, *a*), либо вообще невозможно провести общую касательную к линии твердых растворов и перитектикали (рис. 4.3, *б* и *в*).

4. Солидусная поверхность не может одной своей стороной быть одновременно обращена и к расплаву, и к твердым фазам. Это противоречие было замечено Д. А. Петровым. Он отмечал [78, с. 131], что „часть поверхности, которую следует назвать эвтектической частью, лежит над трехфазным объемом, другая часть, которую следует назвать перитектической, лежит под трехфазным объемом”. При этом данная поверхность скручивается „пропеллером”.

5. Вопреки мнению Д. А. Петрова, а также [1, 2], о том что область эвтектического превращения переходит в область перитектического непрерывно, в согласии с принципом соответствия каждому комплексу фаз, находящихся в данной системе в равновесии, должен соответствовать определенный геометрический образ на диаграмме, и поэтому между ними обязательно должна быть граница.

Указанные несоответствия и противоречия позволяют утверждать, что переход от эвтектического превращения к перитектическому в трехкомпонентной системе невозможен, т. е. реальное существование таких систем сомнительно.

Анализ диаграмм различного вида привел автора к выводу о возможности существования систем, в которых происходит переход от эвтектического превращения к превращению с минимумом и перитектикой. При таком переходе соответствующие противоречия устраняются, если считать, что линии твердой и жидкой фаз при переходе от одного превращения к другому пересекаются, т. е. имеют одну общую точку. О таком взаимоотношении линий сказано в работе А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева [34, с. 75]: „В некоторых системах происходит изменение характера кристаллизации от конгруэнтного к инконгруэнтному и наоборот. При этом линия состава одной из твердых фаз пересекает линию состава жидкой фазы”. При подходе к пересечению фазовых линий сторона треугольника фаз  $l_1-a_1$  превращается в точку и треугольник фаз вырождается в линию ( $l, a$ )- $\beta$  (рис. 4.4, *a*). В точке пересечения состав твердой и жидкой фаз одинаковый, и система ведет себя здесь как однокомпонентная. Такая система при переходе от эвтектического превращения (рис. 4.4, *a, б*) может быть только системой с минимумом (или максимумом). Ее геометрический образ, изображенный на рис. 4.4, *в*, и отражает сингулярное равновесие  $l \rightarrow a$  в присутствии фазы  $\beta$ .

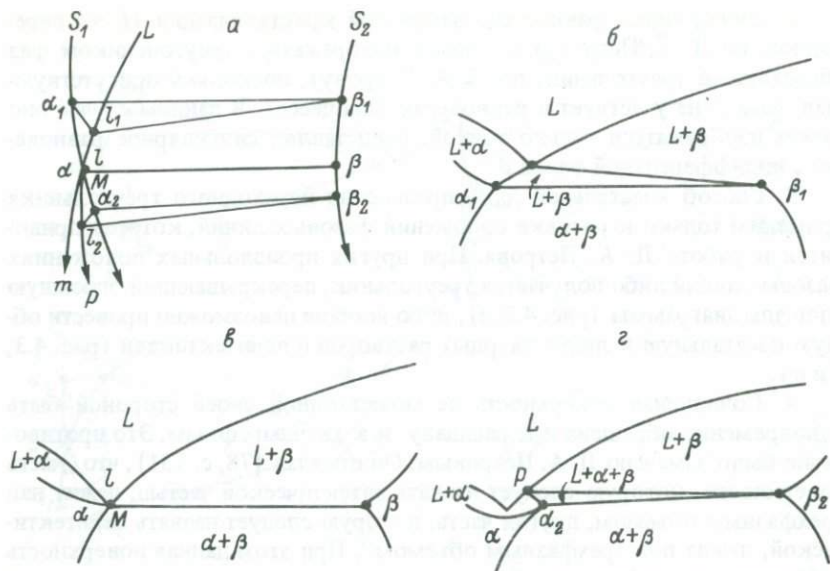


Рис. 4.4. Предлагаемый вариант перехода от эвтектического превращения к превращению с минимумом и перитектикой в тройной системе.

*a* – часть проекции на концентрационный треугольник; *б* – вертикальное сечение по  $a_1-\beta_1$ ; *в* – вертикальное сечение по  $a-\beta$ ; *г* – вертикальное сечение по  $a_2-\beta_2$ . Стрелками показано направление понижения температуры; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 4.1.

Показанное сечение, строго говоря, является не „переходным”, а граничным, через которое одно превращение не может перейти в другое, потому что из жидкости (расплава), попадающей в точку *M*, при постоянной температуре кристаллизуется твердая фаза  $\alpha$  того же состава и кристаллизация заканчивается в этой точке. Это неинвариантное равновесие при  $P = \text{const}$ . Ниже точки *M* (рис. 4.4, *a*) происходят различные фазовые превращения в зависимости от исходного состава расплава. Это следует из вертикального сечения вдоль линии  $\alpha_2-\beta_2$  (рис. 4.4, *г*).

Необходимо пояснить, каким образом разрешены указанные противоречия при рассматриваемом переходе:

1) „переходная” диаграмма (вертикальное сечение на рис. 4.4, *в*) соответствует строго определенным превращениям; ее вывод и физико-химический смысл совершенно аналогичны диаграмме двухкомпонентной системы [26, рис. 2.12];

2) двухфазовое сингулярное равновесие  $l \rightleftharpoons a$  при этом изображается точкой, которая с индифферентной фазой  $\beta$  соединена линией;

3) положение касательной к линии *L* в точке пересечения с линией *S* и фазовое превращение, соответствующее данному геометрическому образу, отвечают третьему варианту правила касательной при любом положении этих линий [1, 2];

4) трехфазовая область эвтектического превращения выклинивается в линию  $(l, a)-\beta$ , а трехфазовая область перитектического пре-

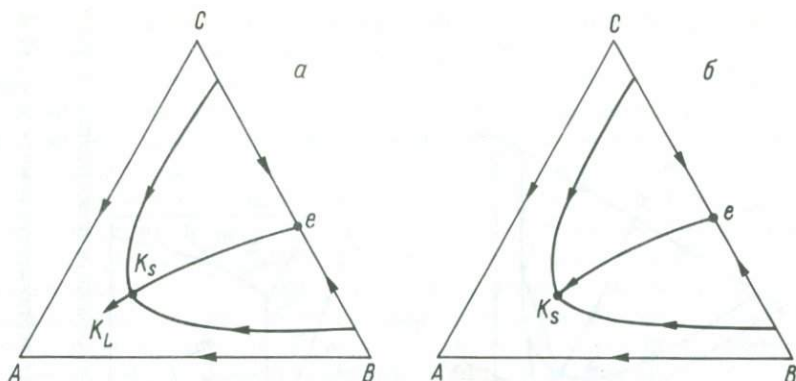


Рис. 4.5. Положение фазовых линий и узловых точек в тройной системе с твердыми растворами при эвтектическом разрыве растворимости в одной из двойных при попадании фазовой линии расплава на критическую точку твердых растворов.

*а* – по В. Я. Аносову и С. А. Погодину [1]; *б* – по А. Н. Заварицкому и В. С. Соболеву [34];  $K_L$  – точка жидкой фазы, сопряженной с критической точкой твердых растворов  $K_S$ . Остальные условные обозначения см. на рис. 4.1.

вращения начинается с этой линии; никакого выкручивания поверхностей не происходит;

5) граница между областями различных типов превращений проходит по линии  $(l, \alpha) - \beta$ , которую при равновесных превращениях ни жидкая, ни твердая фазы не могут перейти.

Следует особо подчеркнуть, что поскольку эвтектическое и перитектическое превращения имеют границу, то по ней может проходить температурный экстремум.

Переход эвтектического равновесия в перитектическое при эвтектическом разрыве растворимости в одной из двойных систем. Нас интересуют системы с минимальной критической точкой на линии твердых растворов. Имеются два варианта таких систем, в которых фазовая линия  $L$ , по крайней мере в проекции, попадает на критическую точку или пересекает фазовую линию твердых растворов в стороне от критической точки. Даже для первого более простого варианта исследователи по-разному изображают диаграмму и, естественно, по-разному прослеживают ход фазовых превращений.

В. Я. Аносов и С. А. Погодин [1], В. Я. Аносов и др. [2] считают, что фазовая линия  $L$  не может пересекать фазовую линию твердых растворов и протягивают первую в область кристаллизации одного твердого раствора (рис. 4.5, *а*). В таком изображении данного варианта пространство кристаллизации смеси твердых растворов должно иметь вырост, тянущийся под линией  $K_S - K_L$ . В. Я. Аносов и С. А. Погодин [1] отмечают: „так как этот вырост со всех сторон окружен пространством кристаллизации одного и того же твердого раствора, то, в согласии с принципом соответствия, он ограничен одной непрерывной поверхностью,

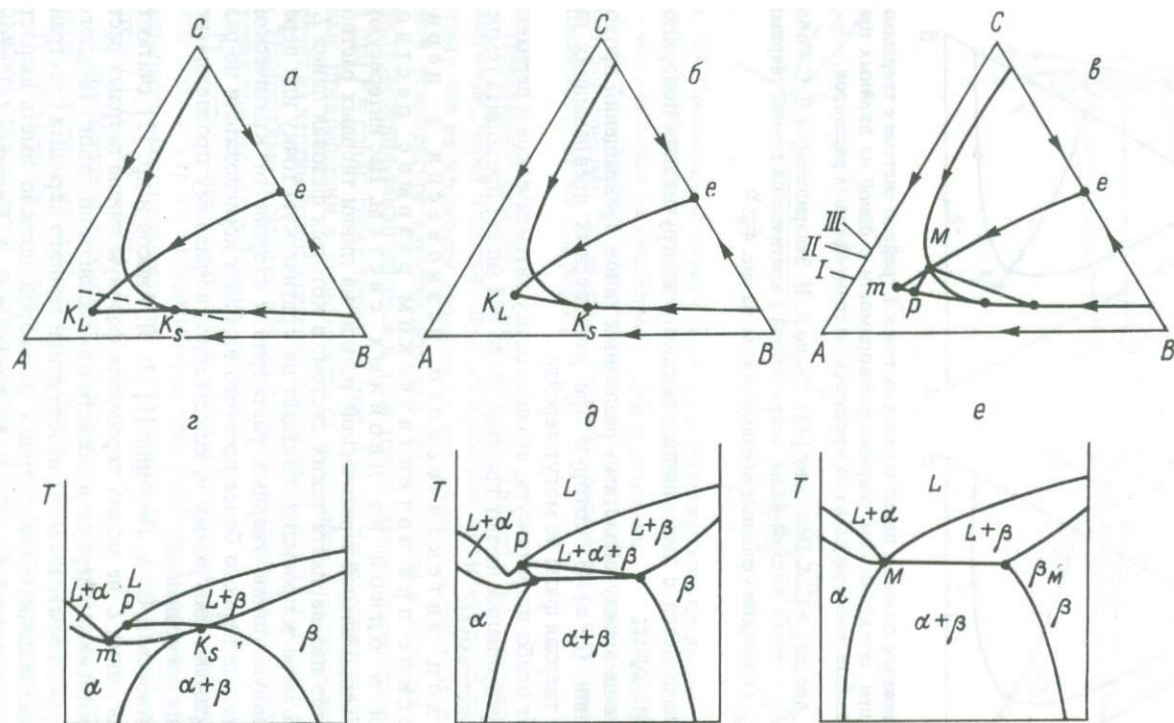


Рис. 4.6. Положение фазовых линий и узловых точек в такой же системе, как и на рис. 4.5, только здесь фазовая линия расплава не попадает на критическую точку твердых растворов.

*a* – по Г. Мазингу [59], В. Я. Аносову и С. А. Погодину [1]; *б* – по Д. А. Петрову [78]; *в* – по автору; вертикальные сечения: *г* – по I–I; *д* – по II–II, *е* – по III–III; остальные условные обозначения см. на рис. 4.1 и 4.3.

а не тремя гранями” (с. 614). Такое толкование выроста неправильно. Поскольку он образуется перемещением фазового треугольника (до вырождения его в линию  $K_S-K_L$ ) в пространстве, то и должен представлять собой область трехфазового равновесия, выклинивающегося в точку. И в том и в другом понимании выроста он является „чужеродным телом” в области кристаллизации одного твердого раствора, и его положение в этой области противоречит принципу соответствия. Кроме того, согласно правилу фаз, в точке  $K_L$  система должна иметь  $n = 2 + 1 - 2 = 1$  степень свободы (2 компонента, 2 фазы, при  $P = \text{const}$ ), но из изображения диаграммы непонятно дальнейшее поведение системы, если в точке  $K_L$  присутствует кристаллизующийся расплав. Использованный в этом варианте способ вырождения треугольника фаз в линию был предложен Ф. А. Скрейнмакерсом [90] для равновесия  $(l_1 + l_2) \rightleftharpoons l_3$ , которое не может изображаться точкой. Перенесение же этого способа на равновесие  $(S_1 + S_2) \rightleftharpoons l$  неправомерно, поскольку оно принципиально отличное от равновесия с жидкими фазами и может быть изображено точкой, когда составы фаз станут тождественными. Поэтому указанные противоречия легко устраняются, если фазовую линию  $L$  заканчивать в точке  $K_S$  (рис. 4.5, б), как это предлагают А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев [34, с. 104, рис. 74]. В этой точке трехфазовая эвтектическая область выклинивается с вырождением треугольника фаз в точку, и система ведет себя здесь как однокомпонентная: из расплава состава  $K_S$  кристаллизуется один твердый раствор того же состава. Данное равновесие при постоянном давлении будет инвариантным:  $n = 1 + 1 - 2 = 0$  (1 компонент, 2 фазы при  $P = \text{const}$ ).

По-разному представляют и второй вариант. Мазинг Г. [59], В. Я. Аносов и С. А. Погодин [1] и В. Я. Аносов и др. [2] протягивают фазовую линию  $L$  в область кристаллизации одного твердого раствора совершенно произвольно (рис. 4.6, а); Д. А. Петров [78] ограничивает ее касательной к критической точке  $K_S$  (рис. 4.6, б), но все они считают, что эта линия не пересекает фазовую линию твердых растворов, а перекрещивается с ней. Что касается взаимоотношения фазовых линий в области перехода эвтектического превращения в перитектическое, то этот вариант совершенно аналогичен рассмотренному выше случаю, поэтому не имеет смысла детально его разбирать. Достаточно привести некоторые пояснения к рис. 4.6, в, г, д, е, на которых изображены проекции фазовых линий на концентрационный треугольник и вертикальные сечения, построенные автором в соответствии с принципами физико-химического анализа. В отличие от диаграммы на рис. 4.6, б на предлагаемой диаграмме появляется точка  $M$  — пересечение фазовых линий  $L$  и  $S$ , от которой в область одного твердого раствора отходят перитектикаль, заканчивающаяся в точке  $P$ , и „минимальная” линия (температурный трог) до точки  $m$ . Точки  $P$  и  $m$  лежат на касательной линии, проведенной к точке  $K_S$ . Дальше касательной перитектикаль не может продолжаться, что хорошо видно из вертикального сечения, построенного вдоль этой касательной (рис. 4.6, з). Точка  $K_S$  — это точка касания поверхности солвуса с солюсной поверхностью, а линия  $K_S-P$  — изотерма сопряженной конечной точки перитектикали — является касательной и к поверхности солвуса,

и к линии вертикального сечения этой поверхности (рис. 4.6, *з*); она должна быть касательной и к горизонтальной проекции линии любого сечения солвусной поверхности, проходящего через точку  $K_S$  (рис. 4.6, *в*). Минимальная линия (температурный трог) в этом варианте на горизонтальной проекции также ограничивается касательной к точке  $K_S$ . В других случаях она может продолжаться дальше, если в системе А–В имеется температурный минимум. Такой случай мы рассмотрим в конкретной системе.

#### 4.1.2. Диаграмма состояния системы Аб–Ан–Ор при различном давлении воды

Д. Б. Стюарт и Е. Х. Розебум [151] на основе анализа всего экспериментального материала по системе Аб–Ан–Ор и теоретических представлений по физико-химии вывели 9 вариантов диаграммы низкотемпературного окончания этой системы (рис. 4.7, колонка I), включающие все предложенные до этого варианты. Варианты Стюарта и Розебума можно рассматривать как изменение топологии диаграммы состояния с увеличением давления воды. Сомнительна реализация в природе вариантов А, Е и F с минимальными точками внутри системы, что следует из свойств двойных граничных систем, но если будет доказано наличие минимума в системе Аб–Ан, то придется учитывать и их. Варианты Стюарта и Розебума, в которых есть переходы от эвтектического превращения в перитектическое, имеют недостатки, детально разобранные в предыдущем разделе.

Следует обратить внимание на случай С, который, как указывают Стюарт и Розебум, якобы подробно рассмотрен в работе Татла и Боуэна [154]. К сожалению, из-за неудачно выбранного крапа на рис. 4 работы Стюарта и Розебума для случая С непонятно взаимоположение точек  $K_E$ , С и точки пересечения (предполагаемого, по мнению Стюарта и Розебума) фазовых линий D и  $K_E$ –P. По логике этот случай должен быть промежуточным между В и D, т. е. отражать вариант, когда точка  $K_E$  и точка пересечения фазовых линий D и Q–P совпадают на горизонтальной проекции (по нашему мнению, они совпадают и в пространстве), как это воспроизведено на рис. 4.7. Очевидно, Татл и Боуэн разбирают случай, аналогичный варианту В, только они пограничную линию произвольно протягивают в область кристаллизации одного твердого раствора, а Стюарт и Розебум ограничивают ее касательной к точке  $K_E$ . Это хорошо видно по треугольникам фаз: в варианте С все треугольники фаз отражают эвтектическое превращение, а в варианте В, как и в случае, разбираемом Татлом и Боуэном, низкотемпературные треугольники фаз перитектические. Кроме того, можно сравнить варианты В и С Стюарта и Розебума с вариантом В Е. И. Кравцовой, который является копией случая Татла и Боуэна, за исключением трога *n–m*. Так как этот случай вошел уже в справочную [19] и учебную литературу [111, 113], то необходимо указать на ошибки, допущенные Татлом и Боуэном при изображении диаграммы и рассмотрении хода кристаллизации отдельных исходных расплавов. Татл и Боуэн, как и все исследователи системы

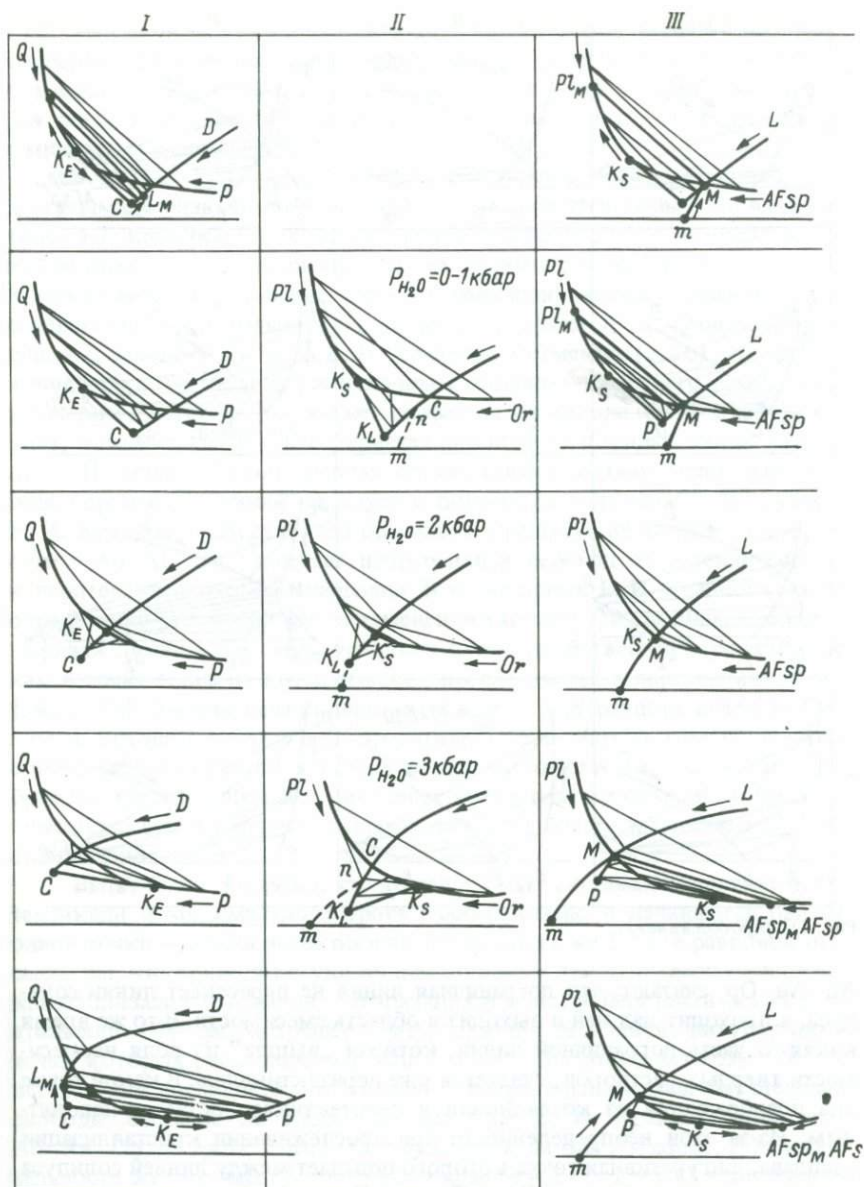


Рис. 4.7. Варианты диаграмм низкотемпературного окончания в системе Аб-Ан-Ор.

I – по Стюарту и Розебуму [151]; II – по Е. И. Кравцовой [54]; III – по автору. Условные обозначения в колонках I и II сохранены оригинальными, в колонке III – те же, что и на рис. 4.1 и 4.3.  $P_L$  – плагиоклаз;  $P_{L_M}$  – плагиоклаз, находящийся в равновесии с тройным минимумом; AFsp – щелочной полевой шпат;  $AFsp_M$  – щелочной полевой шпат, находящийся в равновесии с тройным минимумом.

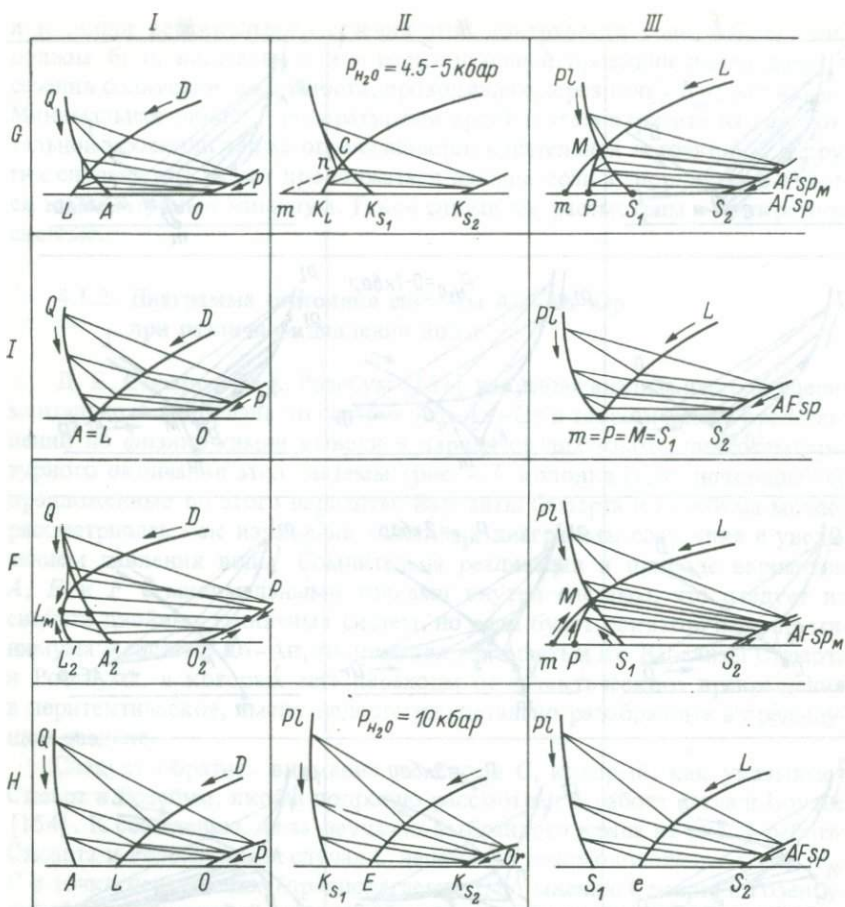


Рис. 4.7 (продолжение).

Аб—Ан—Ор, считают, что пограничная линия не пересекает линии солидуса, а проходит над ней и выходит в область смесимости. В то же время какая-то часть пограничной линии, которая „вышла” из поля несмесимости твердых растворов, считается уже перитектикалью. В какой точке она преобразуется из котектикали в перитектикаль остается непонятным. Из-за этой неопределенности при прослеживании кристаллизации расплава, фигуративная точка которого попадает между линией солидуса и перитектикалью (состав  $X$ , по Татлу и Боуэну), допускается выделение из „перитектической” жидкости „эвтектических” твердых фаз (треугольник фаз  $G'G_LG'$  на рис. 65 в работе Татла и Боуэна), в результате чего нарушается принцип соответствия и правило касательной, определяющее тип превращения. Получается, что жидкость (расплав) находится в области перитектического превращения, а сопряженные твердые фазы — в области эвтектического превращения. В тексте сказано, что происходит реакция плагиоклаза с расплавом и выделение ортоклаза,

а согласно положению вершин фазового треугольника должна проходить эвтектически кристаллизация. Кроме того, Татл и Боуэн не учитывают возможности появления температурного трога в данной системе, которая следует из характера двойных систем: эвтектики в системе  $\text{An}-\text{Or}$  и минимума в системе  $\text{Ab}-\text{Or}$ .

В 1974 г. Е. И. Кравцова [54] предложила несколько вариантов диаграммы низкотемпературного окончания системы  $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$  (рис. 4.7, колонка II), но и в ее вариантах заложены те же ошибки, за исключением того, что она учитывает наличие „трога” в этой системе. К сожалению, соотношение его с пограничной линией устанавливается совершенно произвольно (см. положение точки  $n$  на перитектикале рис. 4.7, колонка II), хотя Е. И. Кравцова и отмечает (с. 10), что „положение точки  $n$  определяется исходным составом последнего расплава на котектике, который еще может оказаться на коноде плагиоклаз–ортоклаз, а значит, заканчивает кристаллизацию, не покидая линии ликвидус”. И далее: „Такой расплав соответствует составу точки кажущегося пересечения линий солидуса и ликвидуса – точки  $C$ ”. Из работы Е. И. Кравцовой следует, что она, как и предыдущие исследователи системы  $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$ , признает непрерывный переход от эвтектического к перитектическому превращению. В то же время Е. И. Кравцова более определенно указывает место изменения характера пограничной кривой: „Кривая ликвидуса в этих условиях имеет двойственную природу, так как в точке  $C$  она из котектической преобразуется в перитектическую” [54, с. 13]. Указав начало перитектикаля, Е. И. Кравцова вслед за Татлом и Боуэном значительно протягивает ее в область кристаллизации одного твердого раствора за касательную к точке  $K_S$  и продолжает изображать треугольники фаз, вершина ликвидуса которых находится на перитектикале, а вершины твердых фаз – в области эвтектической кристаллизации.

Выше было показано, что в аналогичных системах появление перитектикаля и минимального трога взаимосвязано и начинаются они от одной точки – конца эвтектикаля. В вариантах же Е. И. Кравцовой они смещены, что приводит к указанным ошибкам при прослеживании путей кристаллизации расплавов, попадающих в область перитектических превращений. При рассмотрении кристаллизации расплавов, фигуративные точки которых располагаются вблизи трога, она допускает возможность пересечения последнего, что связано с неправильным расчетом степеней свободы системы на троге. По расчетам Е. И. Кравцовой, система  $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$  на троге имеет 2 степени свободы при  $P = \text{const}$ . В действительности же она имеет 1 степень свободы:  $n = 2 + 1 - 2 = 1$  (2 компонента, так как при любом числе компонентов, но не менее двух, система в этой области ведет себя как двухкомпонентная с твердыми растворами I типа, 2 фазы при  $P = \text{const}$ ), поэтому ни о каком пересечении трога расплавом не может быть и речи.

На рис. 4.7 в колонке III представлены варианты диаграммы низкотемпературного окончания трехфазовой области в системе  $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$  при изменении давления воды, построенные автором с учетом всех высказанных замечаний и исправлений при физико-химическом анализе

диаграмм, отражающих фазовые превращения в сходных системах. Для удобства сравнения предлагаемые варианты расположены по условиям, соответствующим вариантам Стюарта и Розебума [151], и вариантами Е. И. Кравцовой [54], которые она разбирает (варианты *A*, *E* и *F* с минимумами внутри системы она считает маловероятными). Все диаграммы рис. 4.7 изображены без строгого соблюдения масштаба и в этом смысле являются качественными, так как точное положение большинства узловых поверхностей, линий и точек в данной системе в интервале давления воды 1 атм—4 кбар не определено экспериментально. Поэтому они не могут быть использованы для прослеживания хода кристаллизации конкретного природного объекта с определенными количественными данными, но с их помощью можно объяснить многие структурные взаимоотношения природных полевых шпатов, поскольку диаграммы, очевидно, правильно отражают принципиально возможные фазовые превращения в системе Аб—Ан—Ор.

Из рис. 4.7 видно, что варианты диаграмм автора отличаются от таковых Стюарта и Розебума и Е. И. Кравцовой, кроме вариантов *J* и *H*. Отличия эти имеют принципиальное значение и требуют соответствующего пояснения.

На предлагаемых диаграммах появляется точка *M*, которая является не кажущимся пересечением фазовых линий *L* и *S*, а действительным. В ней заканчивается эвтектикаль и начинаются перитектикаль *M—P* и температурный трог *M—m*. Кроме того, она соединена с сопряженной твердой фазой линией *M—Pl<sub>M</sub>* (или *M—AFsp<sub>M</sub>*) (вырожденный треугольник фаз, отражающий вырожденное равновесие), по которой выклинивается трехфазовая область эвтектического превращения и начинается трехфазовая область перитектического превращения, т. е. она является границей между двумя типами превращений.

В варианте *C*, когда точка *M* совпадает с точкой *K<sub>S</sub>*, трехфазовая область эвтектического превращения выклинивается в точку. Область перитектического превращения в этом случае отсутствует, а из точки *M* начинается только термальный трог, который заканчивается в точке *m* системы Аб—Ор.

В вариантах *A*, *E* и *F* температурные минимумы проходят по границе разнотиповых превращений, т. е. по линии *M—Pl<sub>M</sub>* (или *M—AFsp<sub>M</sub>*), так как не может быть температурного минимума внутри однотипового превращения, трехфазовое равновесие в котором изображалось бы прямой линией, как это показано в вариантах Стюарта и Розебума. Необходимо обратить внимание на вариант *J*, который по изображению и фазовым превращениям сходен с эвтектической областью до граничной линии *M—Pl<sub>M</sub>* (или *M—AFsp<sub>M</sub>*) в вариантах *A*, *B*, *D*, *E*, *F* и *G*, только в варианте *J* линией *m—S<sub>2</sub>* (или *L—O*) изображено равновесие минимальный щелочной полевой шпат—ортоклаз, а в остальных вариантах — равновесие плагиоклаз—кальцийсодержащий щелочной полевой шпат (или кальцийсодержащий щелочной полевой шпат—кальцийсодержащий ортоклаз). При этом как точка *m* в варианте *J*, так и точка *M* в остальных вариантах изображают двухфазовое равновесие  $L \rightleftharpoons \alpha$  в присутствии (или без) сопряженной твердой фазы первичной стадии кристаллизации.

С использованием новых вариантов диаграмм рассмотрены пути кристаллизации расплавов различного исходного состава и произведено сопоставление их продуктов с природными примерами полевых шпатов [26]. Так, кристаллизацией расплавов, попадающих в область перитектических превращений и полной сместимости, прекрасно объясняются различные морфологические типы зональности полевых шпатов структур антирапакиви, описанные Г. Б. Ферштатером [100]. Кроме того, учитывая эти варианты диаграмм, а также используя результаты экспериментов по тройной системе, двойным граничным системам и отдельным компонентам, путем интерполяции и экстраполяции можно построить приближенные диаграммы данной системы в условиях 0.5–10 кбар давления воды (рис. 4.8). Такие диаграммы уже пригодны как для качественной, так и для количественной (приближенной) оценки фазовых превращений в конкретных геологических объектах [23] и будут использованы при разработке двуполевошпатового термобарометра.

#### 4.2. Двуполевошпатовый термобарометр

Предложенный в 1951 г. Бартом [4, 119] двуполевошпатовый геотермометр основан на двух главных посылах: 1) давление и химический состав среды не влияют на распределение альбитового компонента между плагиоклазом и калишпатом; 2) для магматических пород термометр фиксирует самую низкую температуру, при которой достигается равновесие.

Эксперименты Ииямы [135] и Сека [145, 146, 147] доказали влияние давления воды и химического состава системы на распределение альбита между двумя полевыми шпатами.

Используя результаты экспериментов Ииямы и Сека, Л. Л. Перчук [73], а затем Л. Л. Перчук и А. Л. Александров [76] рассчитали изобарические диаграммы для двуполевошпатового равновесия, которые охватывают довольно обширную область сосуществования двух полевых шпатов. Последняя работа Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова показала, что точность определения температуры кристаллизации полевых шпатов сильно зависит от правильной оценки давления — для одной и той же пары полевых шпатов разница температуры достигает 150 °С при изменении давления от 1 до 10 кбар. Поэтому эффективное практическое применение диаграмм Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова возможно лишь в сочетании с надежным методом определения давления. К сожалению, существующие геобарометры весьма немногочисленны и малонадежны. Особенно остро проблема оценки давления стоит для тех типов пород, где отсутствуют минералы-индикаторы. В этом отношении представляется заманчивым создание комплексного геотермобарометра на двуполевошпатовой основе. Более просто такая задача решается для ликвидус-солидусного равновесия системы альбит–анортит–ортотлаз, поскольку наличие дополнительной фазы (расплава) снижает его вариантность на единицу по сравнению с субсолидусным равновесием, для которого построены выше указанные диаграммы [73, 76].

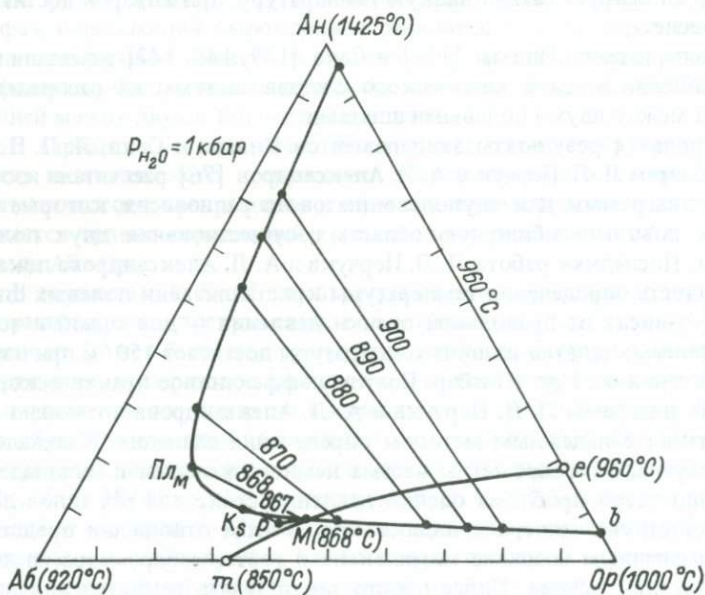
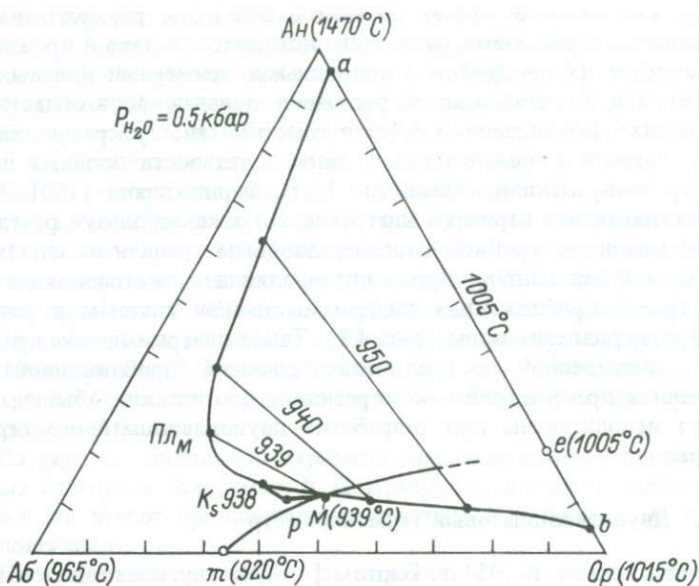


Рис. 4.8. Изобарические проекции на концентрационный треугольник системы АБ–Ан–Ор.

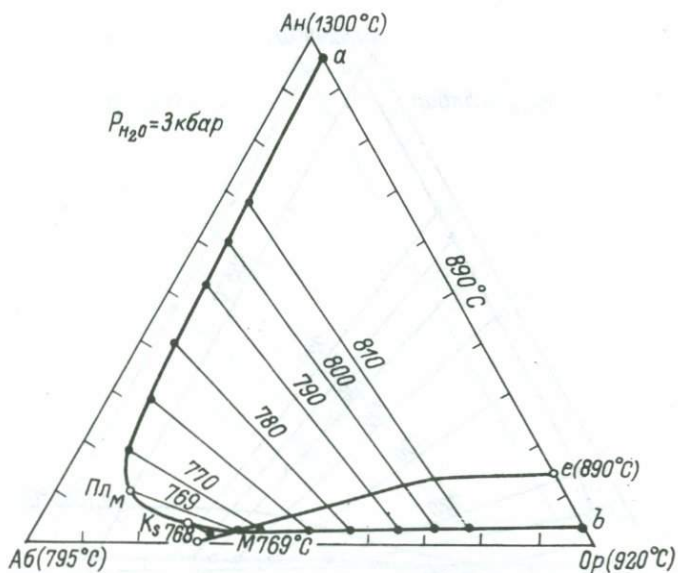
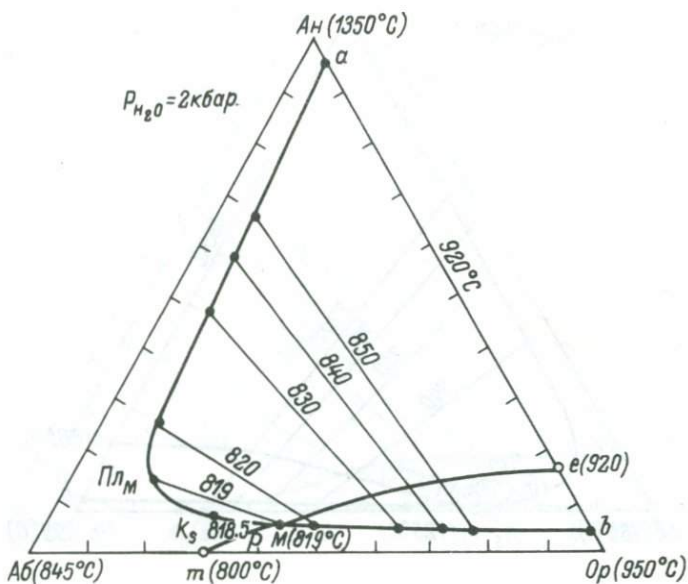


Рис. 4.8 (продолжение).

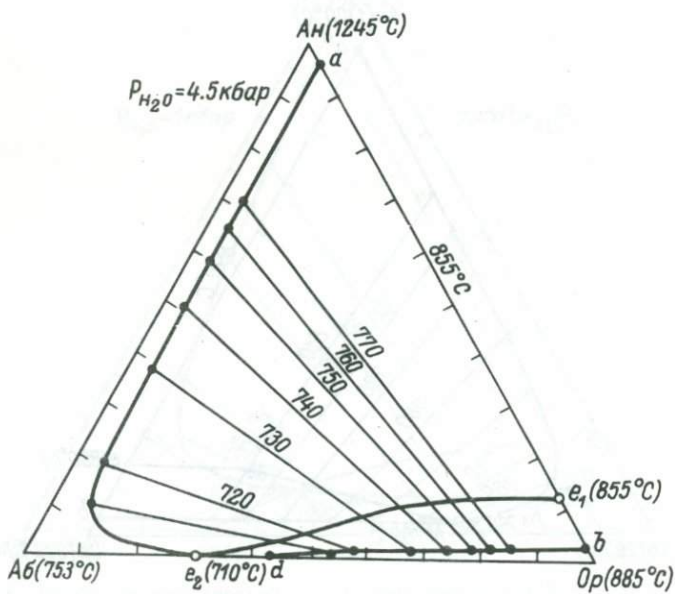
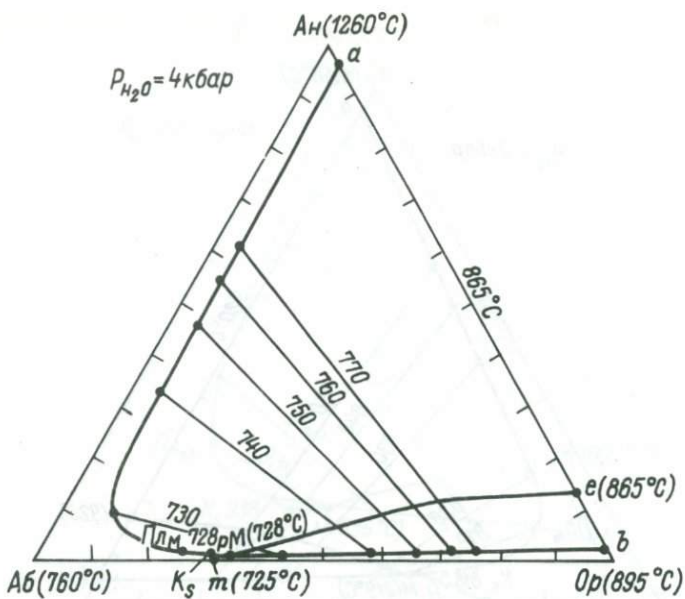


Рис. 4.8 (продолжение).

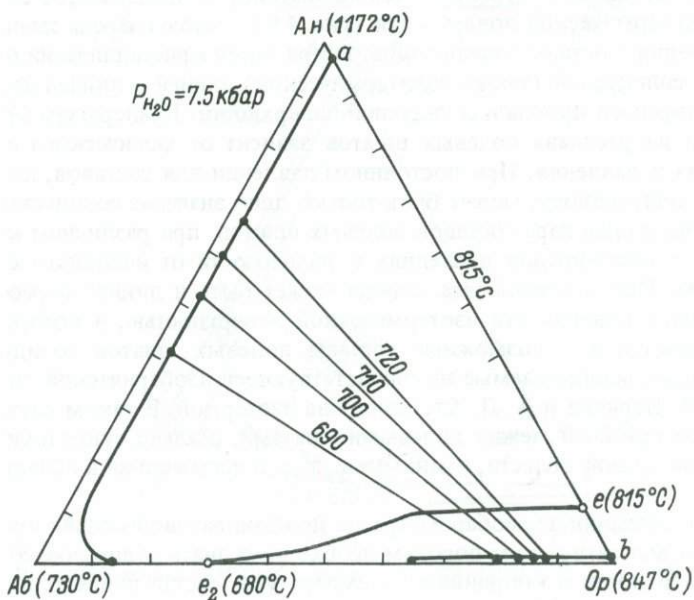
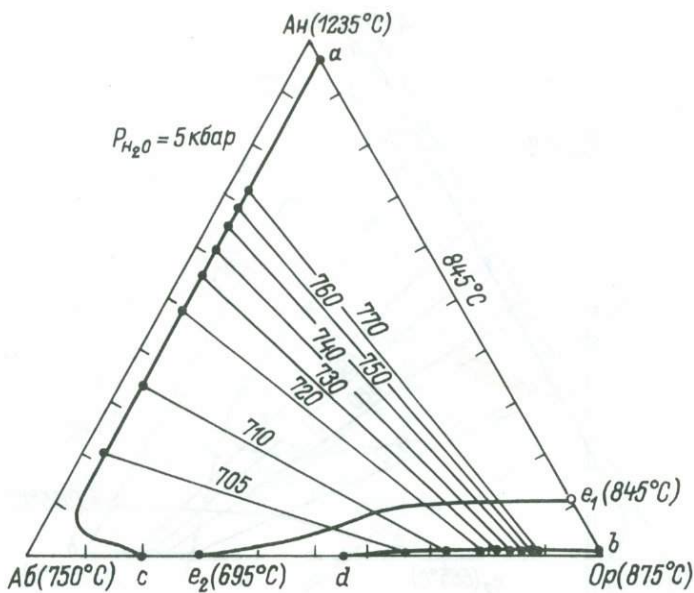


Рис. 4.8 (продолжение).

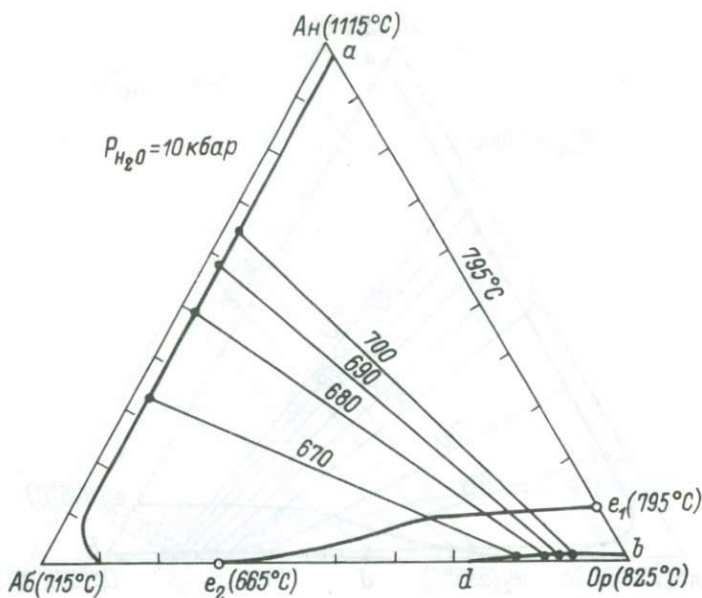


Рис. 4.8 (продолжение).

Условия ликвидус-солидусной кристаллизации в системе альбит—анортит—ортоклаз контролируются положением в пространстве солидусной политермической поверхности (рис. 4.9), в свою очередь зависящим от давления. Составы полевых шпатов при такой кристаллизации определяются солидусной (также политермической) линией — линией пересечения солвусного купола и солидусной поверхности. Температура кристаллизации из расплава полевых шпатов зависит от химического состава расплава и давления. При постоянном давлении для составов, попадающих на одну коноду, может быть только одно значение солидусной температуры и одна пара составов полевых шпатов при различном количественном соотношении последних в зависимости от исходного состава расплава. Одновременно эта конода может быть и линией пересечения солидусной поверхности изотермической поверхностью, в которой рассматриваются все возможные составы полевых шпатов солидусного равновесия, изображаемые на соответствующей изобарической диаграмме Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова изотермой. В таком случае она является границей между полевыми шпатами, реально существующими в субсолидусной области, и мнимыми, т. е. попадающими в область ликвидуса.

Для создания термобарометра на полевошпатовой основе применительно к магматическим породам необходимо знать положение солидусной поверхности в координатах „температура—состав полевых шпатов” при различных значениях давления воды. К сожалению, в настоящее время по системе альбит—анортит—ортоклаз имеются экспериментальные данные только при  $P_{H_2O} = 5000$  бар [40], к тому же не воспроизведенные

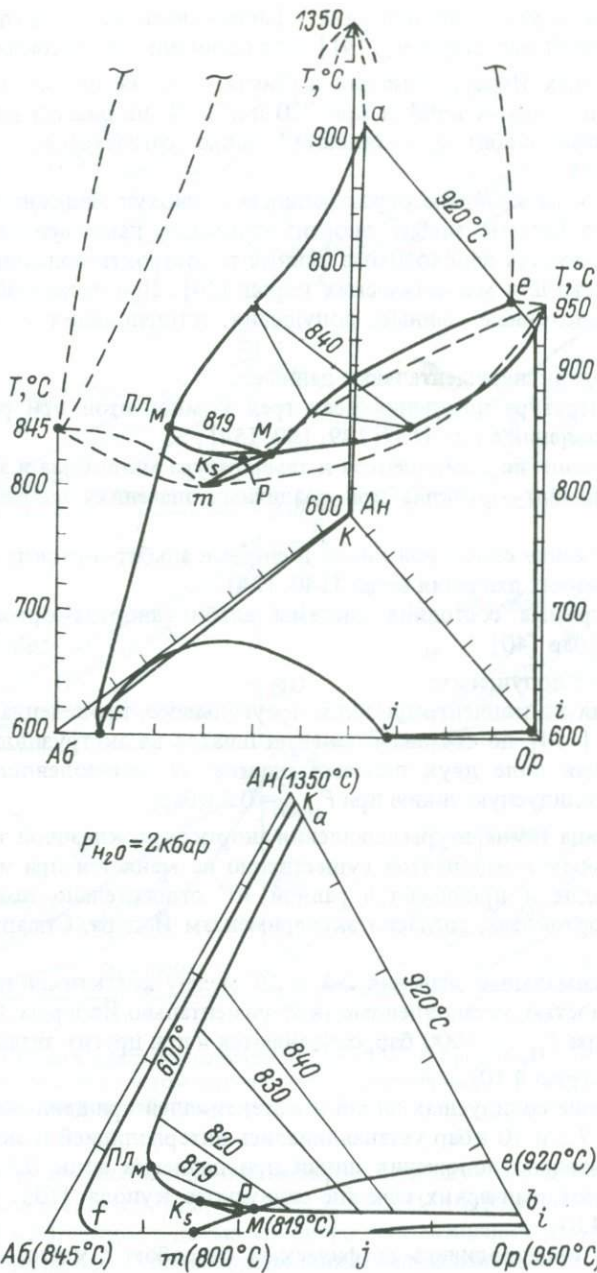


Рис. 4.9. Приближенная диаграмма системы А6–Ан–Ор при  $P_{H_2O} = 2$  кбар.

*a* –  $T$ - $X$  призма; *б* – проекция на концентрационный треугольник; пунктиром показаны ликвидусные и солидусные линии в двойных системах.

полностью в других лабораториях. Данные повторного эксперимента при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$  бар Морсом [141] для грани альбит—ортоклаз отличаются от данных Йодера, Стюарта и Смита, а положение их изобары и опорных пар полевых шпатов при 720 и 770 °С на диаграмме „альбит в плагиоклазе—альбит в калишпате” плохо согласуется с данными Ииямы и Сека.

Несмотря на крайнюю ограниченность и плохую надежность экспериментов по системе альбит—анортит—ортоклаз, нами все же сделана попытка рассчитать необходимые данные и построить полевошпатовый термобарометр для магматических пород [24]. При этом принимались следующие исходные данные, допущения, интерполяция и экстраполяция.

Исходные экспериментальные данные:

а) температура плавления всех трех компонентов при различных значениях давления воды [139, 149, 150, 154];

б) соотношение компонентов и температура минимума и эвтектики в системе альбит—ортоклаз при различных значениях давления воды [154];

в) положение солвусной линии в системе альбит—ортоклаз при различных значениях давления воды [140, 154];

г) диаграмма состояния системы альбит—анортит—ортоклаз при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$  бар [40].

Принятые допущения:

а) линия на концентрационном треугольнике, проведенная Татлом и Боуэном [154] по составам полевых шпатов из экструзивных пород и отделяющая поле двух полевых шпатов от однополевошпатового, принята за солидусную линию при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$  кбар;

б) разница температуры плавления анортит-ортоклазовой эвтектики и ее отдельных компонентов существенно не меняется при изменении давления воды и принимается равной 30° относительно температуры плавления ортоклаза, согласно экспериментам Йодера, Стюарта и Смита [40];

в) максимальные значения  $\Delta X$  и  $\Delta T$  между котектикой и солидусной поверхностью, установленные экспериментально Йодером, Стюартом и Смитом при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$  бар, сохраняются и при других значениях давления воды (рис. 4.10).

Положение солидусных линий и котектикалей при давлении воды 1, 2, 3, 4, 4.5, 7.5 и 10 кбар устанавливались интерполяцией и экстраполяцией относительно положения линий при давлении воды 0.5 и 5 кбар с учетом изотермических сечений солвусного купола [135, 145, 146, 147] (рис. 4.8).

Расчеты производились графическим способом с учетом принципа соответствия на основе новых выведенных автором диаграмм для систем с твердыми растворами и переходом от эвтектического превращения в перитектическое. Строились трехфазовые области для всех указанных давлений воды и пересечениями изотермических поверхностей находились коноды твердых фаз при соответствующей температуре.

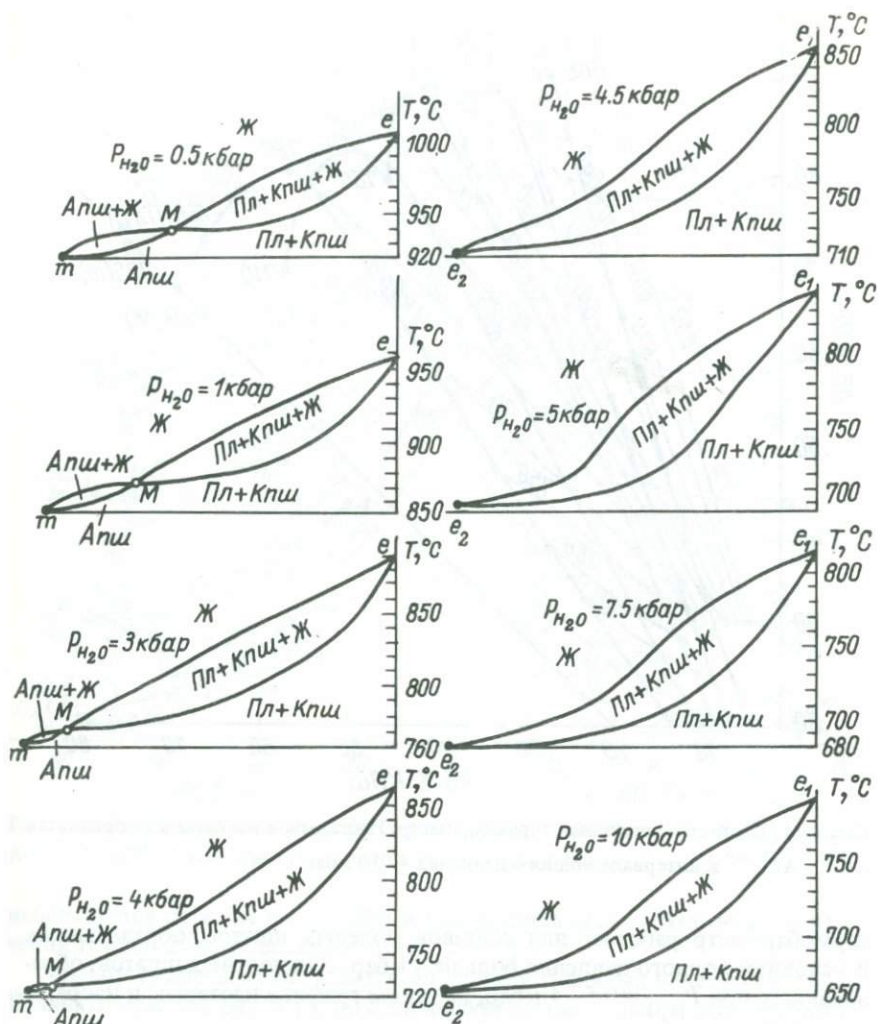


Рис. 4.10. Сечения вдоль котектических линий  $T-X$  призмы системы  $Ab-An-Opr$  (см. рис. 4.8 и 4.9) с учетом данных [40] по значениям  $\Delta X$  и  $\Delta T$  между котектикой и солидусной поверхностью.

Нами были рассчитаны положения конод двух сосуществующих полевых шпатов для 0,5, 1, 2, 3, 4, 4,5, 5, 7,5 и 10 кбар давления воды через  $10^\circ$  (рис. 4.8). Затем с целью удобного использования результатов с девяти диаграмм были сняты содержания компонентов для 56 пар полевых шпатов и построены две диаграммы, которые можно назвать полевошпатовыми геотермобарометрами (рис. 4.11 и 4.12). График на рис. 4.11 построен в координатах  $Ab^{Pl}$  (альбит в плагиоклазе)– $Ab^{Kpsh}$  (альбит в калишпате), применяемых в настоящее время. В этих координатах

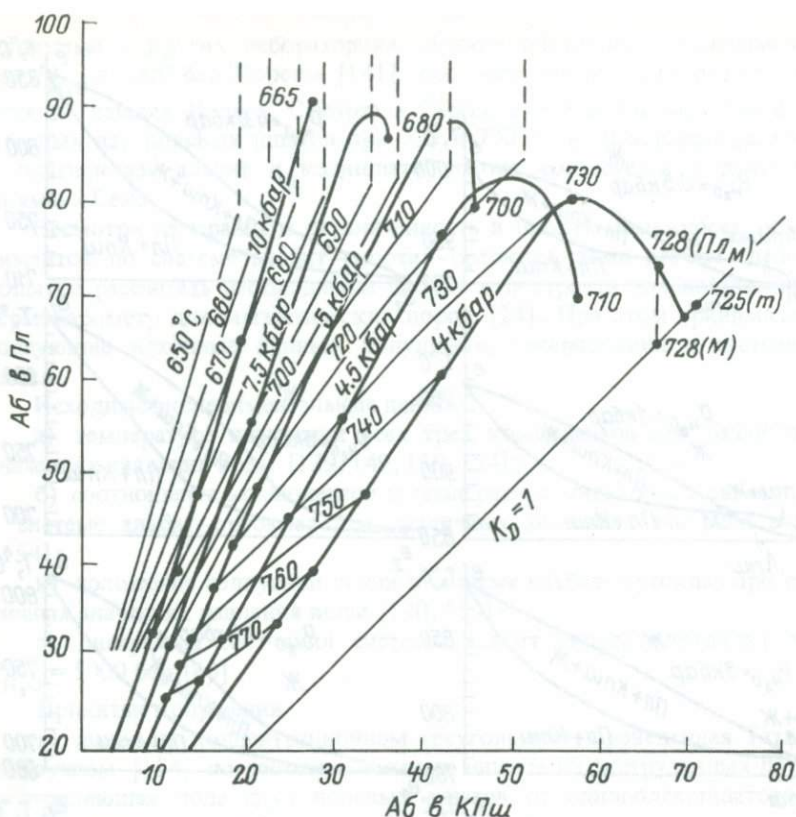


Рис. 4.11. Двуполовошпатовый термобарометр. Изотермы и изобары в координатах  $Аб^{Пл}-Аб^{Кпш}$  в интервале водного давления 4–10 кбар.

термобарометр работает для составов полевых шпатов, образованных в условиях водного давления больше 4 кбар. Для полевых шпатов, образованных при  $P_{H_2O} = 0.5-4$  кбар, на таком графике изотермы и изобары слишком сближены и их применение становится затруднительным. Из-за этого для давления воды 0.5–4 кбар пришлось построить другой график в координатах  $Аб^{Пл}-T-Аб^{Кпш}$ , практически представляющий два совмещенных графика –  $Аб^{Пл}-T$  и  $Аб^{Кпш}-T$  (рис. 4.12). Определение температуры и давления по этим графикам производится отдельно по плагиоклазу и калишпату с учетом содержания в них не только альбита, но анортита и ортоклаза. Содержание двух последних важно при выборе изобары в случае совпадения содержания альбита по двум изобарам. Совпадение температуры и давления по обоим полевым шпатам указывает на равновесные соотношения их составов и наоборот.

График на рис. 4.12 можно применять и для однополюсовшпатовых (микроклин-пертитовых, анортоклазовых) пород. В таком случае



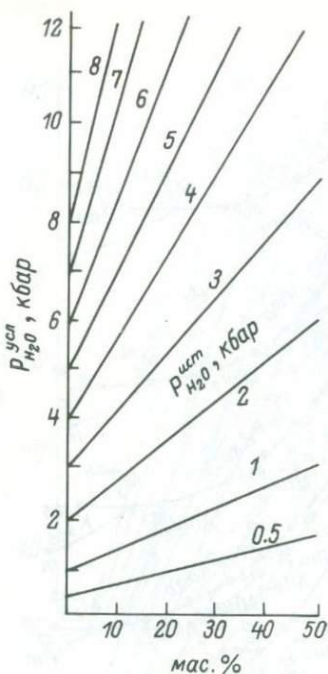


Рис. 4.13. Номограмма для определения истинного  $P_{H_2O}$  по условному  $P_{H_2O}$ , снимаемому по рис. 4.11 и 4.12, и избыточному количеству компонентов относительно чистой системы АБ—АН—ОР, рассчитываемому по формуле  $100 - (АБ + АН + ОР)_{\text{нор}}$  или  $100 - (Пл + Кпш)_{\text{вир}}$ .

построенной интерполяцией: изменения воды от „чистой” системы альбит—анортит—ортоклаз до котектических составов системы альбит—анортит—ортоклаз—кварц при постоянной солидусной температуре.

2. При пользовании графиком для  $P_{H_2O} = 0.5 - 4$  кбар необходимо, чтобы составы плагиоклаза и калишпата приходились на сопряженные отрезки изобар:  $mM$  — однополевошпатовая ассоциация,  $K_S Pl_M$  и  $K_S M$  — перитектическая ассоциация,  $Pl_M e$  и  $Me$  — котектическая ассоциация, и по крайней мере близко совпадали с составами опорных полевых шпатов, указанными на графике.

Поскольку изобары проведены через определенные интервалы, то при их подборе применяется и интерполяция.

Применение предлагаемого термобарометра для магматических пород вполне правомочно, поскольку существование магматических структур, зональных кристаллов плагиоклазов, микроклин-пертитов свидетельствует о том, что после кристаллизации из магматического расплава породы чаще всего не испытывают перекристаллизации. Может происходить упорядочение структуры, двойникование кристаллов полевых шпатов, распад на пертиты и антипертиты, но полного обособления различных фаз с образованием самостоятельных кристаллов, как правило, не наблюдается. Иногда на границе с микроклином на плагиоклазовых кристаллах образуются альбитовые каемочки, которые могут служить фактом субсолидусной перекристаллизации, но их объем относительно остальной массы полевых шпатов настолько мал, что не значительно влияет на данные распределения альбита. Постмагматические процессы, легко фиксируемые петрографическими методами, чаще всего развиваются не по всему геологическому телу, а по определенным зонам и участкам. Естественно, полевые шпаты из таких участков не должны использоваться для определения магматических температур. Таким образом, имеются веские основания утверждать, что в магматических породах не происходит полной перекристаллизации и установления равновесия при субсолидусных температурах. Низкие же значения температуры кристаллизации полевых шпатов из таких пород определяются из-за неправильно выбранного давления.

Термобарометр проверялся на многих парах полевых шпатов из пород, включающих граниты различной „глубинности”, сиениты, граносиениты, риолиты и трахиты, и были получены вполне реальные цифры солидусной температуры и давления. Для сопоставления приведем данные по определению температуры и давления воды кристаллизации гранитов, которые Л. Л. Перчук и А. Л. Александров дают в качестве эталонных представителей различных фаций глубинности (табл. 4.1).

Из данных, приведенных в табл. 4.1, обращают внимание заниженные цифры температуры кристаллизации полевых шпатов гипабиссальных гранитов и несоответствие температуры кристаллизации давлению воды: при низких значениях  $P_{H_2O}$  получены низкие значения температуры и наоборот, что противоречит экспериментальным данным по плавлению систем при различном  $P_{H_2O}$ . Если же использовать диаграммы Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова для тех же значений условного давления, которые определены по нашей диаграмме, то получаются вполне сопоставимые данные (см. табл. 4.1).

Другим примером могут служить трудности, с которыми столкнулся Сек [146], пытаясь при помощи своих экспериментально полученных пар полевых шпатов определить температуру кристаллизации полевых шпатов трахитов и риолитов, изученных И. С. Кармайклом [124, 125]. Когда Сек нанес на свои диаграммы полевые шпаты из трахитов, то выяснилось, что практически все их коноды пересекают под различными углами коноды синтетических пар, полученных при  $P_{H_2O} = 1$  кбар и  $T = 815$  °С. Для объяснения такого несовпадения конод Сек высказывает следующую альтернативу: либо природные пары должны были кристаллизоваться при более высокой температуре, чему противоречат малые содержания анортита в соответствующих щелочных полевых шпатах, либо эти пары неравновесны. Он считает второе объяснение более правильным и в доказательство приводит факты резорбции плагиоклаза калишпатом и зонального строения кристаллов плагиоклаза. По мнению Сека, плагиоклазы с высоким содержанием анортита следует рассматривать в качестве первичного продукта кристаллизации на ликвидусе, который не полностью прореагировал с расплавом.

Положение конод полевошпатовых пар из риолитов отличается от таковых из трахитов и указывает на более низкую температуру кристаллизации и на несколько повышенное давление воды. Коноды риолитовых полевошпатовых пар хорошо совпали с положением конод, полученных при 650 °С и  $P_{H_2O} = 1$  кбар. Совершенно очевидно, что такая температура очень низка для риолитовых полевых шпатов. Сек сам отмечает, что даже при  $P_{H_2O} = 3$  кбар необходима  $T = 700-750$  °С для расплавления 80% породы, что соответствует степени раскристаллизации риолитов по данным Кармайкла [124]. Таким образом, устанавливается разница значений температур приблизительно в 100°. Сек не нашел более убедительного объяснения этому, чем предположить, что коноды могут оставаться на месте при синхронном увеличении температуры и давления воды, а  $T = 700$  °С и  $P_{H_2O} = 3-4$  кбар он считает наиболее реальными

Таблица 4.1

Сопоставление значений температуры и давления, полученных по разным термометрам и барометрам для полевых шпатов „эталонных” гранитов [76]

Номера проб	Аб <sup>Пл</sup>	Аб <sup>Кпш</sup>	По диаграммам Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова		По термометру и барометру данной работы			
			P, кбар	T, °C	T, °C	P <sub>русл</sub> H <sub>2</sub> O, кбар	P <sub>рист</sub> H <sub>2</sub> O, кбар	Условия кристаллизации
Гипабиссальные								
90	75.7	18.3	1	540	655	10	5	Неравновесные
103	78.5	33.8	1	640 (710)	705	5	2.5	Мезоабиссальные
109	62.9	14.9	1	490 (660)	670	10	5	Абиссальные
140	78.3	31.3	1	620 (700)	705	5	2.5	Мезоабиссальные
707	78.4	13.6	1	485	650	10	5	Неравновесные
708	79.3	32.8	1	630 (700)	705	5	2.5	Мезоабиссальные
709	76.3	27.1	1	580 (715)	685	7.5	3.75	"
496	81.7	23.4	1	560 (660)	665	10	5	Абиссальные
503	81.9	42.5	1	690 (705)	720	4.5	2.25	Мезоабиссальные
508	80.6	26.3	1	575 (695)	685	7.5	3.75	"
Мезоабиссальные								
6391	73.1	47.1	3	780 (810)	735	4	2	Гипабиссальные
5712	85.0	49.6	2	680 (695)	715	4.5	2.25	Мезоабиссальные
507	92.6	56.0	3	700				Неравновесные
Абиссальные								
9	94.3	43.0	5	595				Неравновесные
2	56.0	20.1	5	750 (800)	690	7.5	3.75	Мезоабиссальные

Примечание. В скобках указаны значения температуры, определенные по диаграммам Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова при соответствующем условном давлении, установленном по диаграмме данной работы.

Таблица 4.2

Условия кристаллизации полевошпатовых пар из трахитов и риолитов, изученных Кармайклом [124, 125]

Номера образцов	$A_0B_{\text{Пл}}$	$A_0B_{\text{Кпш}}$	T, °C	$P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{уст}}$ , кбар	$P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ист}}$ , кбар	Примечание
Кварцевые трахиты						
1 (A+B)	56.2	41.0	765	3-4	2.0	Перитектические
2 (A+B)	62.6	37.3	735	4-4.5	2.5	
3 (A+B)	64.0	36.0	735	4-4.5	2.5	
4 (A+B)	64.2	58.0	867	1	0.7	
Нефелиновые трахиты						
5 (A+B)	53.1	44.1	820*	2*	1.2	Неравновесные
6 (A+B)	55.8	47.4	775*	3*	1.6	"
7A		50.5	870	1	0.75	Присутствует один полевой шпат
8A		49.5	870	1	0.70	То же
Риолиты						
10 (AB)	79.7	51.5	730	4	2.8	
11 (AB)	81.2	37.5	705	5	2.2	
12 (AB)	76.7	31.7	700	5	2.25	
12 (AB)	52.5	34.4	745	4	1.90	
14 (AB)	84.3	34.8	702	6	3	
15 (AB)	77.6	35.4	705	5	2.1	

\* Данные относятся только к щелочному полевому шпату.

для риолитовых пар полевых шпатов, хотя и высказывает сомнение в правильности оценки величины давления для эффузивов.

В табл. 4.2 приведены температура и давление воды, определенные по предлагаемым в работе диаграммам, для тех же пар полевых шпатов, с которыми работал Сек. Как видно из табл. 4.2, значения данных параметров близки тем, которые выводил Сек при помощи логических рассуждений. Немного им завышены значения  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Установлено также, что две пары полевых шпатов из нефелиновых трахитов действительно неравновесны и их нельзя использовать для определения температуры кристаллизации двух полевых шпатов, но можно определить отдельно температуру кристаллизации калишпата, которая и приведена в таблице. Температуру кристаллизации плаггиоклаза оценить труднее, так как состав плаггиоклаза в этом случае определялся солидусной поверхностью двухфазовой области, а термометр рассчитан для солидусной поверхности трехфазовой области. Составы полевых шпатов обр. 4 (A+B) точно попадают на перитектические отрезки изобары 1 кбар.

Следует еще раз подчеркнуть, что поскольку предлагаемый термометр рассчитан для ликвидус-солидусного полевошпатового

равновесия, то он может применяться только для магматических пород, в то время как по диаграммам Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова можно определять температуру любых (в том числе и магматических) равновесных полевошпатовых пар при условии правильного определения давления по другим геобарометрам.

## 5. Комплексная классификация гранитоидов

История создания различных классификаций магматических пород, их достоинства и недостатки довольно подробно изложены в работах [33, 58]. Так, в работе [58] указывается, что „классификации магматических горных пород с момента их появления развивались по двум различным и слабо увязанным направлениям: количественно-минеральному и химическому. Это привело к появлению различных вариантов количественных минеральных и химических классификаций, отличающихся друг от друга по числу выделяемых классов пород и по положению границ между классами” (с. 6).

В настоящее время разработаны основные принципы построения классификационных схем [58]:

- а) каждая классификация должна быть целенаправленной;
- б) критерии разделения должны обладать объективностью, легко наблюдаться и прилагаться по всем объектам классификации;
- в) все единицы подразделяемого сообщества должны найти в классификации свое строго определенное и единственное место;
- г) каждое последовательное расчленение классифицируемого множества должно каждый раз осуществляться по единому признаку.

Имеется номенклатура таксономических единиц и признаки их выделения, сведенные для гранитоидов в табл. 5.1.

Тем не менее к настоящему времени нет классификации магматических пород (в том числе гранитоидов), которая отвечала бы вышеприведенным требованиям. Плохое положение сложилось по согласованию количественно-минеральных и петрохимических классификаций, но больше всего разногласий по петрохимическим признакам. Поэтому на них следует остановиться более подробно.

Очевидно, что поскольку данные химического анализа конкретной породы представляют ее вещественно-минеральный состав, расщепленный до окисного состояния, то, естественно, при правильном определении минерального состава, состава минералов и химизма породы между ними должно быть полное соответствие. Предполагается, что химический состав породы отражает состав расплава, из которого кристаллизовалась данная порода, за вычетом летучих (то количество летучих, которое находится в структуре некоторых минералов, не отражает их истинного содержания и, вероятно, качественного состава в расплаве). И если это действительно так, то с точки зрения физической химии окислы являются компонентами (или химическими параметрами) физико-химической системы, развитие которой при определенных термодинамических (или физических) параметрах приводит к образованию определенной минеральной (фазовой) ассоциации — породы.

Таблица 5.1

Таксономические единицы гранитоидов и признаки их выделения

Таксономические единицы	Название таксономических единиц	Признаки выделения
Тип	Магматический	Геолого-генетические
Класс	Плутонический	Геологические, структурно-текстурные
Группа	Кварцнормативная, кварцсодержащая	Минералогические, петрохимические
Ряды	Низкой и нормальной щелочности, субщелочной, щелочной	Минералогические (состав темноцветных минералов), петрохимические
Семейства	Кварцевых диоритов—кварцевых Апш сиенитов; тоналитов—граносиенитов; плагиогранитов—Апш гранитов	Минералогические, петрохимические
Виды	Кв диорит, Кв монцодиорит, Кв монзонит, Кв сиенит, Кв-Апш сиенит, тоналит, гранодиорит, монцогранодиорит, граносиенит, плагиогранит, Кпш—Пл гранит, Пл—Кпш гранит, Апш гранит; щелочные и субщелочные виды	Минералогические (соотношения и состав полевых шпатов); петрохимические (условно по соотношению Аб, Ан и Ор)
Разновидности	По типоморфным темноцветным минералам; характерным структурам; типоморфным элементам	Минералогические, структурные, геохимические

Многокомпонентность природных систем затрудняет использование химических компонентов в классификационных целях. Для правильного группирования множества алюмосиликатных пород необходимо учитывать хотя бы 8 главных окислов —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Ограниченность трехмерным пространством, а для графического изображения — двумерным (лист бумаги) заставляют исследователей применять пересчеты, различные коэффициенты, отдельные окислы, смысл которых [32]: „1) найти из данных анализа некоторые новые отношения, в более явной форме показывающие основные черты химизма горной породы, чем это можно усмотреть непосредственно из цифр анализа; 2) сократить число тех отношений, которые характеризуют химический состав горной породы для того, чтобы их можно было удобнее сравнивать” (с. 101). Эти приемы зачастую приводят к свертыванию и обеднению информации, в результате чего и возникают несоответствия с минеральным составом.

Совершенно очевидно, что использование 1–3 окислов для классификационных целей не может дать хорошего результата, о чем говорит весь огромный опыт петрохимии. Даже с учетом всех окислов силикатного анализа трудно выявить какие-либо петрохимические

закономерности, поскольку и в природе в условиях земной коры, и в эксперименте компоненты чаще существуют не в виде окислов, а образуют между собой определенные химические соединения. Поэтому при разработке классификации магматических пород необходимо применять такие способы (методы) пересчетов, которые при расчете петрохимических характеристик (параметров) включают максимальное количество окислов и учитывают характерную особенность алюмосиликатных соединений. Эта особенность заключается в том, что из главных породообразующих элементов два — Si и Al — в общем случае являются комплекссообразователями, а остальные — простыми ионами [3, 114]. Данное свойство алюмосиликатов четко отражается на минеральных ассоциациях: а) степень пересыщения, насыщения и недосыщения кремнеземом остальных катионов приводит к образованию определенных породных семейств; б) в результате пересыщения, насыщения и недосыщения глиноземом кальция и щелочей образуются ряды пород по щелочности. Это две главных петрохимических характеристики.

По мнению автора, из всех существующих способов пересчета вышеуказанным требованиям отвечает способ СJPW (Кросса, Идингса, Пирсона, Вашингтона) [107], в результате которого полученная химическим анализом информация не сворачивается, а упорядочивается (число петрохимических характеристик, как правило, остается равным числу окислов). С помощью этой упорядоченной информации легко создать естественную (или рациональную) классификацию на уровне групп и рядов пород. Все возможное разнообразие гранитоидов группируется в строго определенные минеральные ассоциации, различающиеся по типоморфным миналам, которые отражают степень насыщенности катионов кремнием и алюминием (табл. 52). Для окиси кремния такими миналами являются Кв, Ол (Фо, Фа), Нф, Лц, Са-Чер, Лар и Кф, а для окиси алюминия — Алс, Кор, Во, Эг, Нс и Кс.

Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемый способ петрохимического пересчета есть не чисто формально-искусственный прием объединения окислов в какие-то формулы (как его представляют в некоторых руководствах [107]), а он учитывал (во время его разработки) скудные экспериментальные данные по образованию из окислов простейших силикатных и алюмосиликатных соединений. Дальнейшие эксперименты подтвердили обоснованность этого способа, показав, что нормативные миналы являются простейшими химическими соединениями определенных безводных систем, выраженных в окисной форме (рис. 5.1). Как видно из рисунка, нормативные миналы являются двойными и тройными соединениями окислов, в результате чего окисные системы разбиваются на подсистемы, в которых миналы выступают уже как компоненты. Образованные подсистемы различаются ассоциациями компонентов, в той или иной мере насыщенных кремнеземом и глиноземом, выявляются запрещенные ассоциации.

С другой стороны, миналы — это либо реально существующие природные минералы (кварц, силлиманит, андалузит, кианит, корунд), либо конечные члены главных серий твердых растворов:  $Аб+Ан=Пл$ ;  $Эн+Фс=Опр$ ;  $Ди+Гед+Эг=Мпр$  и т. д. Поскольку предметом рассмот-

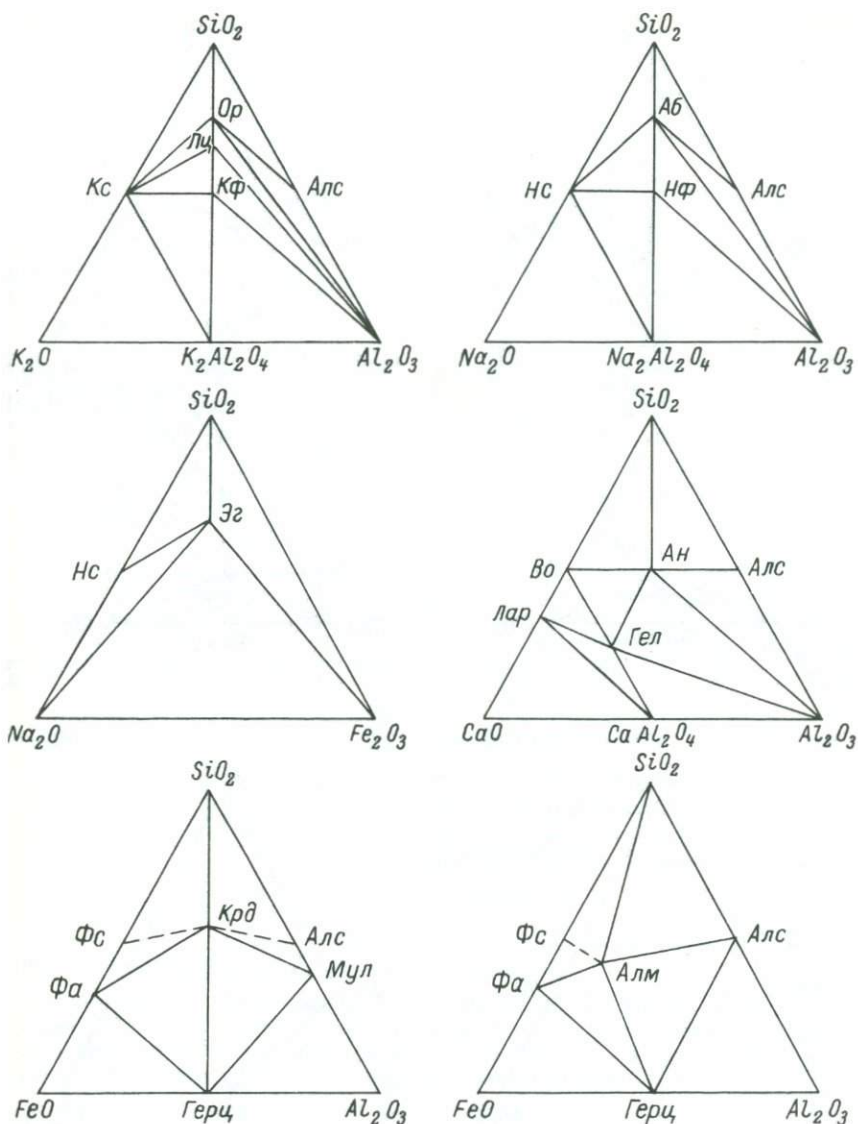


Рис. 5.1 Образование нормативных минералов в окисных системах, по данным [28, 69, 121, 122, 138, 143, 144].

рения настоящей работы являются гранитоиды – породы, пересыщенные  $\text{SiO}_2$ , то в данном случае интерес представляют именно подсистемы, содержащие в качестве компонента Кв (или  $\text{SiO}_2$ ) и все минералы, насыщенные кремнеземом: Алс, Аб, Ор, Ан, Эн, Фс, Во, Эг, Нс, Кс, которые и находятся в ассоциации с кварцем (рис. 5.1).

Таким образом, нормативные минералы – это компоненты природных подсистем общей системы, компоненты которой выражены в окислах.

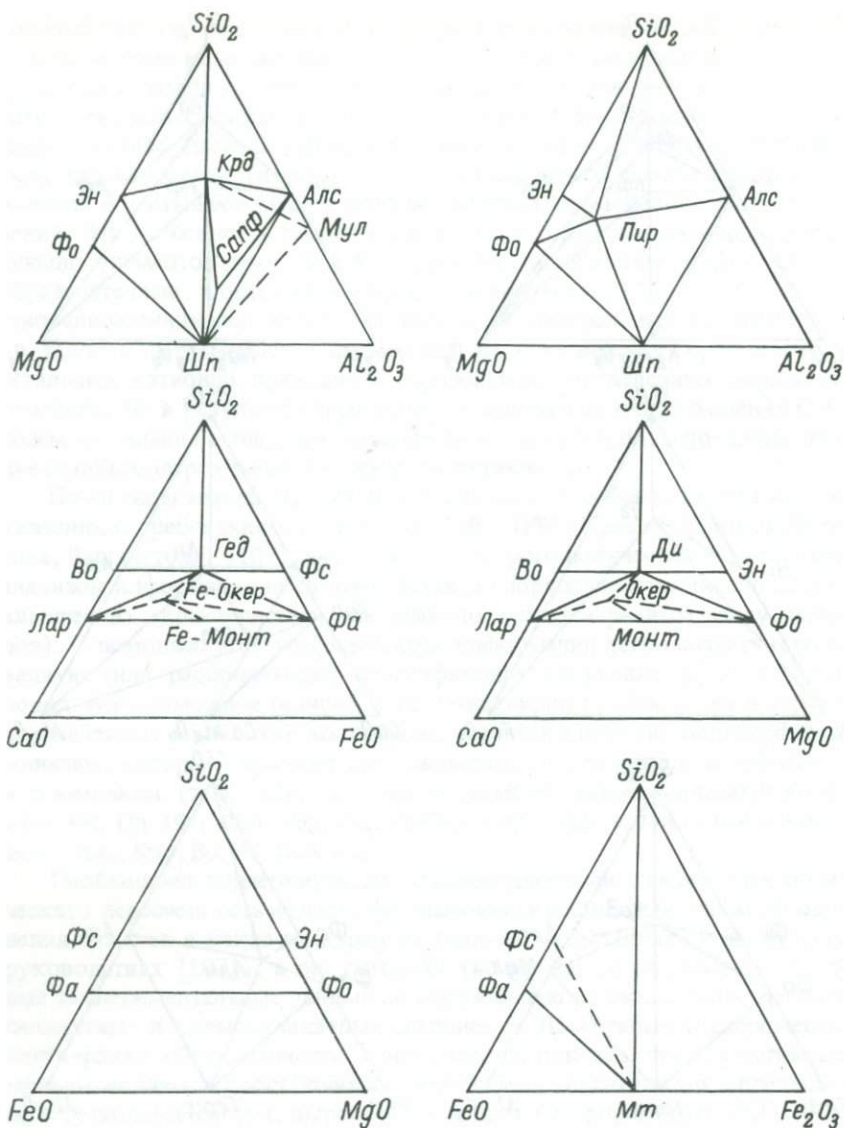


Рис. 5.1 (продолжение).

Следовательно, расчетом данных химического анализа какой-либо породы на миналы определяется подсистема, из которой образовалась данная фазово-минеральная ассоциация. С другой стороны, качественный минальный состав какой-либо породы позволяет легко определить ее принадлежность к определенному ряду по щелочности, т. е. использовать его в классификационных целях [26]. Количественные соотношения миналов дают возможность классифицировать породы на уровне семейств

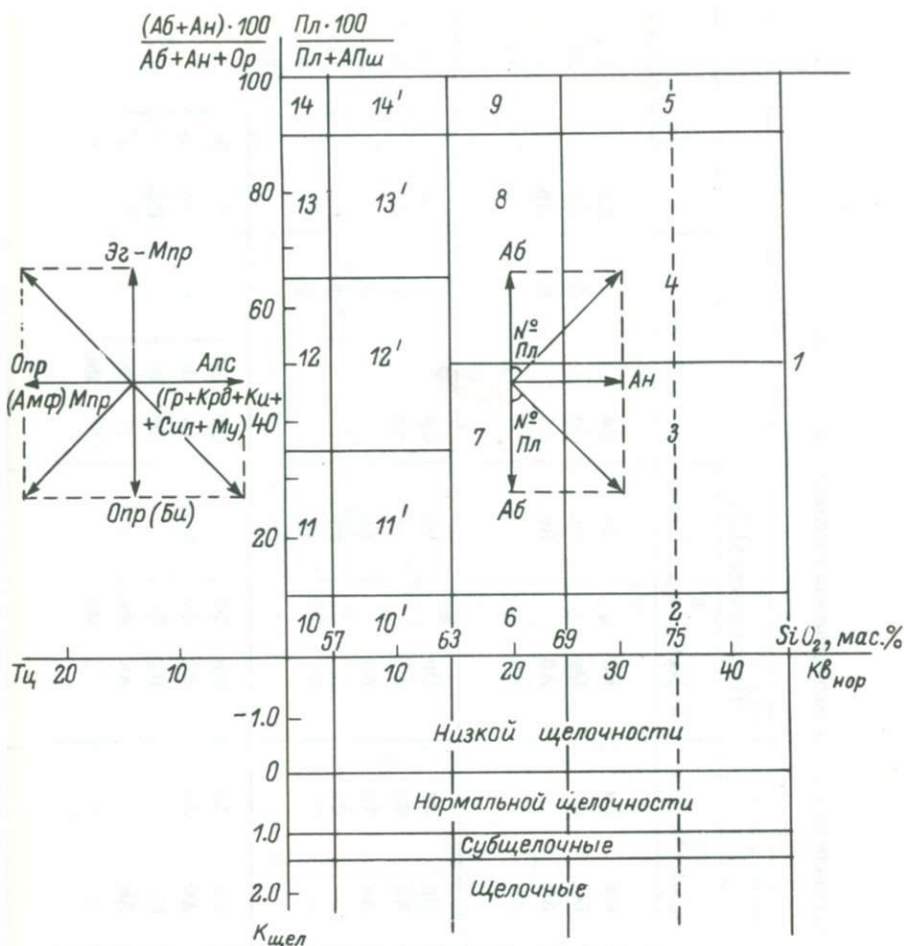


Рис. 5.2. Классификационная диаграмма гранитоидов.

1 – силициты; 2 – Апш гранит; 3 – Пл–Ми гранит; 4 – Ми–Пл гранит; 5 – Пл гранит; 6 – граносиенит; 7 – монцогранодиорит; 8 – гранодиорит; 9 – тоналит; 10 – щелочнополевый сиенит; 11 – сиенит; 12 – монцит; 13 – монцодиорит; 14 – диорит; 10'–14' – кварцевые разновидности 10–14.

и видов. Так, по содержанию  $Кв_{нор}$  выделяются следующие семейства гранитоидов: кварцевых диоритов–кварцевых сиенитов, тоналитов–граносиенитов, гранитов и лейкогранитов (рис. 5.2). Для выделения петрохимических видов предлагается использовать соотношения нормативных Аб, Ан и Ор, оставив границы и соответствующие названия породных видов (видовых пород), которые выделены по количественно-минеральному составу, хотя их поля могут и не совпадать. Числовое совпадение нормативного и реального соотношения полевых шпатов – чисто случайное явление. Нормативное отношение  $\frac{(Аб+Ан) \cdot 100}{Аб+Ан+Ор}$  может быть и меньше

Т а б л и ц а 5.2

Ассоциации нормативных минералов в зависимости от степени насыщенности расплавов (или пород) глиноземом и кремнеземом

Насыщенность $\text{SiO}_2$	Насыщенность $\text{Al}_2\text{O}_3$												
	А $\text{Al} > \text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}$		Б $\text{Al} = \text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}$		В $\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca} > \text{Al} > \text{K} + \text{Na}$		Г $\text{Al} = \text{K} + \text{Na}$		Д $\text{K} + \text{Na} > \text{Al}$				
I Избыток $\text{SiO}_2$	Кв Ор Аб Ан Алс	Эн Фс	Кв Ор Аб Ан	Эн Фс	Кв Ор Аб Ан	Эн Фс Во	Кв Ор Аб	Эн Фс Во	Кв Ор Аб	Эг Эн Фс Во			
II $\text{SiO}_2$ не хватает для образования гиперстена	Ор Аб Ан Кор	Эн Фс Фо Фа	Ор Аб Ан	Эн Фс Фо Фа	Ор Аб Ан	Эн Фс Во Фо Фа	Ор Аб	Эн Фс Во Фо Фа	Ор Аб	Эн Эн Фс Во Фо Фа			
III $\text{SiO}_2$ не хватает для образования альбита	Ор Аб Нф Ан Кор	Фо Фа	Ор Аб Нф Ан	Фо Фа	Ор Аб Нф Ан	Эн Фс Во Фо Фа	Мпр	Ор Аб Нф	Эн Фс Во Фо Фа	Мпр	Ор Аб Нф	Эг Эн Фс Во Фо Фа	Мпр
IV $\text{SiO}_2$ не хватает для образования ортоклаза	Ор Лц Нф Ан Кор	Фо Фа	Ор Лц Нф Ан	Фа Фа	Ор Лц Нф Ан	Эн Фс Во Фо Фа	Мпр	Ор Лц Нф	Эн Фс Во Фо Фа	Мпр	Ор Лц Нф	Эг Эн Фс Во Фо Фа	Мпр
V $\text{SiO}_2$ не хватает для образования волластонита и анортита	Лц Нф Ан Кор	Фо Фа Са-Чер	Лц Нф Ан	Фо Фа Са-Чер	Лц Нф Ан	Эн Фс Во Са-Чер Фо Фа Лар	Мпр	Лц Нф	Эн Фс Во Фо Фа Лар	Мпр	Лц Нф	Эн Фс Во Эг Фо Фа Лар	Мпр
VI $\text{SiO}_2$ не хватает для образования лейцита	Лц Нф Кф Кор	Фо Фа Са-Чер	Лц Нф Кф	Фо Фа Са-Чер	Лц Нф Кф	Фо Фа Лар Са-Чер		Лц Нф Кф	Фо Фа Лар		Лц Нф Кф	Эг Фо Фа Лар	

Примечание. Са-Чер – пироксеновая молекула Чермака  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ .

и больше отношения  $\frac{\text{Пл} \cdot 100}{\text{Пл} + \text{Кпш}}$ , потому что Пл состоит из Аб+Ан+Ор, т. е. к сумме Аб+Ан добавляется Ор, а в Кпш идет часть Аб, но зато больше, чем Ор в Пл, хотя часть Ор расходуется на Би. И поэтому в плагиоклазовых составах первое отношение будет меньше второго, а в плагиомикроклиновых — наоборот.

Петрохимические разновидности по нормативным „темноцветным” миналам малочисленны и четко соответствуют рядам по щелочности: низкощелочные породы в норме содержат Алс и Опр; породы нормальной щелочности — Опр и Мпр; щелочные — Опр, (Мпр+Эг) или (Нс+Кс) (см. рис. 5.2, дополнительные характеристики).

Для количественного выражения степени насыщения глиноземом предлагается коэффициент щелочности (или глиноземистости)  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} = \frac{2\text{Ca}' - [\text{Al} - (\text{Na} + \text{K})]}{2\text{Ca}}$  — аналитическое выражение равенств и неравенств атомных количеств Al и суммы  $2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$  и  $\text{Na} + \text{K}$ , которые используются практически во всех способах пересчетов данных химического анализа для определения хода перерасчета. Только  $\text{Ca}'$  в формуле  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$  отражает атомное количество кальция, оставшееся после формирования апатита, флюорита, кальцита и титанита.

Каждая ассоциация нормативных миналов в вертикальном ряду табл. 5.2 (обозначенные буквами) имеет строго определенное значение  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$ . Ассоциации А имеют  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} < 0$ ; ассоциации Б —  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} = 0$ ; ассоциации В —  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$  от 0 до +1.0; ассоциации Г —  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} = +1.0$ ; ассоциации Д —  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} > +1.0$ , т. е. по значению  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$  четко выделяются ряды пород по щелочности — низкой, нормальной и высокой. Последний ряд (в норме присутствует Эг) имеет смысл разделить на субщелочной и щелочной ряды, граница между которыми условна и может быть установлена только по договоренности. Предлагается к субщелочному ряду отнести такие породы, соотношение в которых нормативных пироксеновых натрия и кальция будет меньше 50% (т. е.  $n_{\text{пр}} = \frac{\text{Na}^{\text{Эг}} \cdot 100}{\text{Na}^{\text{Эг}} + \text{Ca}^{\text{Мпр}}} < 50\%$ ), а в щелочных  $> 50\%$ . Тогда  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$  субщелочных пород будет иметь значение от +1.0 до +1.5, а щелочных  $> 1.5$ .

Коэффициент щелочности ( $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$ ) совместно с типоморфными миналами насыщенности кремнеземом (Кв, Ол, Нф, Лц, Лар, Кф) рекомендуется использовать в генерализованной петрохимической классификации на уровне групп и рядов (рис. 5.3). Рис. 5.3 является количественным выражением табл. 5.2 и совершенно очевидно, что он позволит более определенно и однозначно классифицировать магматические породы на уровне групп и рядов по сравнению с классификационной диаграммой в координатах  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [58], так как в параметрах рис. 5.3 участвуют практически все окислы химического анализа.

Поскольку конкретная магматическая горная порода (вид, разновидность) может быть определена только по комплексу признаков, который включает химический и минеральные составы, состав минералов,

Ряд	А	Б	В	Г	Д <sub>1</sub>	Д <sub>2</sub>
Группа	-0.5	0	0.5	1.0	1.5	2.0
I		40 Кв Кварцнормативная				
II		20 Оливиннормативная 60 Ол 80				
III		Нефелиннормативная 20 40 60 80	Нф			
IV	щелочности	20 40 Леццитнормативная 60 80	Лц		Субщелочной	
V	Низкой	Ларнитнормативная 40 60 80	Лр			Щелочной
VI		20 40 60 Калиофилитнормативная	Кф			

Рис. 5.3. Классификационная диаграмма магматических пород на уровне рядов щелочности и групп по степени насыщенности кремнеземом.

структурно-текстурные и геохимические особенности, необходимо иметь комплексную классификацию. В комплексной классификации для установления семейства из нормативного состава следует использовать количество  $Kv_{нор}$  (в общем случае совпадает с реальным); для определения ряда по щелочности — степень насыщенности алюминием ( $K_{щел}^{Al}$ ) и состав минералов (плагиоклаза и темноцветных), а для установления вида и разновидности — количественный минеральный состав, характерный и типоморфные минералы и др.

При разработке комплексной классификации необходимо учитывать характерную особенность минерального состава гранитоидов, которая заключается в том, что независимо от принадлежности к семейству суммарное содержание в них полевых шпатов остается приблизительно

на одном уровне — 60–70%, изменяется только их соотношение и номер плагиоклаза, что и определяет вид породы в семействе. Содержания же темноцветных минералов и кварца имеют обратную (близкую к линейной) корреляцию и поэтому достаточно учитывать одно из них. В предлагаемой классификации для выделения семейств используется содержание кварца (нормативного или реального).

При анализе физико-химических гранитных систем было установлено, что на появление того или иного темноцветного минерала влияют состав расплава и давление флюида, поэтому представляется целесообразным в классификации выделить минеральные фации (или подклассы) по давлению флюида: а) низкого давления (субвулканическая), б) среднего давления (гипабиссальная) и в) высокого давления (абиссальная). По данным работы автора [26], типоморфными минералами фаций являются: фации низких давлений — пироксены и оливины, средних — совместное присутствие пироксенов и оливинов с биотитами и амфиболами, высоких — биотиты, амфиболы и мусковит. Причем в железистых и магнезиальных составах границы минеральных фаций неодинаковые: в магнезиальных расплавах биотиты и амфиболы появляются при давлении флюида порядка 0.5–1.0 кбар, в железистых — 2–3 кбар. В схеме минеральных фаций системы А наблюдаются осложнения в связи с появлением кроме названных фаций кордиеритовых и гранатовых фаций. Последние две фации как бы накладываются на все остальные. Смена кордиеритовых фаций гранатовыми растягивается на большой интервал по давлению, охватывающий всю земную кору. Установлена четкая зависимость этой смены от давления и железистости системы. По температуре фации следует различать для определенных составов — изоплетических сечений, только тогда выделенные по давлению фации будут соответственно высокотемпературные, среднетемпературные и низкотемпературные. В связи с этим различия температурных фаций по характеру щелочных полевых шпатов (гиперсолвусные и субсолвусные) могут не совпадать с температурными фациями темноцветных минералов.

В табл. 5.3–5.7 приведена комплексная классификация гранитоидов с использованием вышеохарактеризованных классификационных параметров и характеристик. По сравнению с классификацией автора [26], в ряду пересыщенных глиноземом гранитоидов выделен подряд слабопересыщенных глиноземом пород с соотношением  $Al_2O_3 : Oпр < 1 : 5.45$  (такое соотношение имеют Сид и Ист), для которого характерны ассоциация одного биотита с калиевыми минералами либо биотит + амфибол, чаще с количественным преобладанием биотита над амфиболом.

При разработке комплексной классификации решался вопрос совпадения границ, установленных по петрохимическим параметрам, с границами между минеральными группами гранитоидов. Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами и биотитовые должны иметь отрицательный  $K_{щел}^{Al}$ ; биотит-роговообманковые гранитоиды нормальной и повышенной щелочности — от 0 до 1.00, но при количественном преобладании биотита над роговой обманкой они могут иметь и отрицательные значения  $K_{щел}^{Al}$ .

Поясним еще раз смысл выделения субщелочных пород, поскольку он не совсем совпадает с выделением субщелочных пород в работе [58]: „Границы между породами нормального и субщелочного, субщелочного и щелочного рядов проводятся по появлению некоторых индикаторных минералов — титанистых клинопироксенов и амфиболов, слюды, щелочного полевого шпата для субщелочных пород; фельдшпатоидов и щелочных пироксенов и амфиболов — для щелочных пород. В химическом составе присутствие в горных породах индикаторных минералов повышенной щелочности находит отражение в наличии соответствующих содержаний  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и (или)  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . При этом в группах ультраосновных и основных пород (недосыщенных кремнеземом) количественные соотношения щелочей и кремнезема почти целиком определяют щелочность; в то же время в группах кислых и средних пород с присущим им избытком  $\text{SiO}_2$  в качестве ведущего признака при определении щелочности выступает уже отношение щелочей и глинозема (агпаитность). Соответственно на диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  мы видим четкое разграничение семейств, принадлежащих к разным рядам щелочности в группах ультраосновных и основных пород, и менее строгое обособление (взаимное перекрытие) полей разного уровня относительной щелочности в группах средних и кислых пород” (с. 28). Несколько раньше, на с. 26 работы [58] говорилось, что  $K_{\text{агп}}$  щелочных пород больше единицы, а следовательно, субщелочных пород должен быть  $< 1$ . Представляется, что использование титанистости моноклинового пироксена и амфибола как признака повышенной щелочности пород необосновано, поскольку в литературе имеются данные [81], согласно которым титанистость и моноклинового пироксена, и амфибола „субщелочных” пород больше, чем щелочных. Остается непонятным, почему слюды являются индикаторными минералами субщелочных пород, особенно мусковит?

Кроме того, необходимо иметь в виду, что субщелочной петрохимический тип пород не граничный, т. е. не строго заданной щелочности, и изменение щелочности моноклиновых пироксенов и амфиболов в нем, выражаемой соотношением  $n = \frac{\text{Na} \cdot 100}{\text{Na} + \text{Ca}}$ , происходит постепенно, от чисто

кальциевых, через кальций-натровые до натровых, поэтому теоретически возможен переход от биотит-роговообманковых гранитоидов нормальной щелочности к биотит-амфиболовым щелочным гранитам. Следовательно, появляется еще одна классификационная задача — выбрать границу между минеральными подтипами и определить их петрохимический смысл.

Если посмотреть на минеральные ассоциации этих пород (табл. 5.2), то увидим, что в них имеется качественный скачок, когда вместо Ан в минеральной ассоциации появляется Ак (Эг), а „граничная” ассоциация Г не содержит ни того, ни другого. В минеральном составе „граничные” породы должны содержать Аб (до 10% Ан), но моноклиновый пироксен и амфибол могут иметь нормальную щелочность, т. е. Мпр не должен содержать Эг минала  $> 10\%$ , а щелочность амфибола не должна превышать 50%, по классификации автора [25];  $K_{\text{агп}} = \frac{\text{K} + \text{Na}}{\text{Al}}$  и  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}}$  таких пород

Таблица 5.3

Классификация гранитоидов, пересыщенных алюминием, с учетом данных [58, 81]

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$Al > 2Ca + Na + K$ , в норме корунд (альситит), $K_{щел}^{Al} < 0$							
	Подтип	Среднепересыщенный: $1 : 1 > Алс : Опр > 1 : 5.45$				Сильнопересыщенный: $Алс : Опр > 1 : 1$			
	Типоморфный минерал	Кордиерит, гранат				Кордиерит, гранат, силлиманит, мусковит			
	Содержание кварца	15–25		>25		15–25		>25	
Семейства		Гранодиоритов		Гранитов		Гранодиоритов		Гранитов	
$\frac{Pl \cdot 100}{Pl + Kпш}$		>50	<50	>50	<50	>50	<50	>50	<50
Виды		Кпш-Pl гранодиорит	Pl-Кпш гранодиорит	Кпш-Pl гранит	Pl-Кпш гранит	Кпш-Pl гранодиорит	Pl-Кпш гранодиорит	Кпш-Pl гранит	Pl-Кпш гранит
Субвулканическая фашия	Характерный минерал при $Fe' < 70$	Ортопироксен + кордиерит				Кордиерит + андалузит			
	Характерный минерал при $Fe' > 70$	Гортонолит–фаялит + Fe-кордиерит				Fe-кордиерит + андалузит			
Гипабиссальная фашия $R_{фл} = 1-4$ кбар	Характерный минерал при $Fe' < 50$	Кордиерит + биотит				Кордиерит + силлиманит			
	Характерный минерал при $Fe' > 50$	Кордиерит + гранат + биотит				Кордиерит + гранат + силлиманит			
Абиссальная фашия $R_{фл} > 4$ кбар	Характерный минерал при $Fe' < 50$	Кордиерит + гранат + биотит				Кордиерит + мусковит + кианит			
	Характерный минерал при $Fe' > 50$	Гранат + биотит; гранат + мусковит				Гранат + мусковит; гранат + мусковит + кианит			

Таблица 5.4

Классификация гранитоидов, слабопересыщенных алюминием с учетом данных [58, 81]

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$Al > 2Ca + Na + K$ , в норме корунд (или альсилит), $K_{щел} \leq 0$												
	Подтип	Нормативное Алс : Опр < 1 : 5.45, мол. кол												
	Типоморфный минерал	Биотит												
	Содержание кварца	5–15				15–25				25				
Семейства	Кв диоритов–сиенитов					Тоналитов–граносиенитов				Гранитов				
$\frac{Pl \cdot 100}{Pl + Kпш}$	90	65–90	35–65	10–35	10	90	90–50	50–10	10	90	90–50	50–10	10	
Виды	Кв диорит	Кв монцодиорит	Кв монцонит	Кв сиенит	Кв-Апш сиенит	Тоналит	Гранодиорит	Монцогранодиорит	Граносиенит	Пл гранит	Кпш-Пл гранит	Пл-Кпш гранит	Апш гранит	
Суббульканическая фацция $R_{фл} = 1 - 3$ кбар	$Fe' < 70$	Ортопироксен + кордиерит												
	$Fe' > 70$	Fe-оливин + Fe-кордиерит												
Гипабиссальная фацция $R_{фл} = 1 - 3$ кбар	$Fe' < 50$	Биотит ± акц. кордиерит				Амфибол + биотит, редко биотит + моноклинный пироксен								
	$Fe' > 50$	Fe-оливин + Fe-гранат				Fe-ортопироксен + гранат; амфибол					Биотит ± акц. гранат; биотит			
Абиссальная фацция $R_{фл} = 3$ кбар	$Fe' < 50$	Биотит ± акц. гранат				Биотит + амфибол								
	$Fe' > 50$	Ортопироксен + гранат				Биотит ± акц. гранат					Биотит + амфибол			

Таблица 5.5

Классификация гранитоидов нормальной щелочности (недосыщенных алюминием) с учетом данных [58, 81]

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$K + Na < Al < 2Ca + Na + K$ , в норме Во (Мпр), $K_{щел}^{Al} = 0-1.0$				
	Типоморфный минерал	Моноклинный пироксен ( $n < 10$ ), обыкновенная роговая обманка ( $n < 50$ )				
	Содержание кварца	5-15				
Семейства		Кварцевых диоритов - сиенитов				
$\frac{Пл \cdot 100}{Пл + Кпш}$		> 90	65-90	35-65	10-35	< 10
Виды		Кварцевый диорит	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый монцонит	Кварцевый сиенит	Кварцевый Апш сиенит
Субвулканическая фацция $P_{фл} = 0.5-1$ кбар	Характерные минералы при $Fe' < 70$	Ортопироксен + моноклинный пироксен				
	Характерные минералы при $Fe' > 70$	Гортонолит-фаяллит + моноклинный пироксен				
Гипабиссальная и абиссальная фацции $P_{фл} > 1$ кбар	Характерные минералы при $Fe' < 50$	Биотит + амфибол + моноклинный пироксен	Биотит + моноклинный пироксен			
	Характерные минералы при $Fe' > 50$	Амфибол + моноклинный пироксен			Биотит + амфибол + моноклинный пироксен	

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$K+Na \leq Al \leq 2Ca+Na+K$ , в норме Во (Мпр), $K_{щел}^{Al} = 0-1.0$							
	Типоморфный минерал	Моноклинный пироксен ( $n < 50$ ), обыкновенная роговая обманка ( $n < 50$ )							
	Содержание кварца	15-25				> 25			
Семейства		Тоналит-граносиенитов				Гранитов			
$\frac{Pl \cdot 100}{Pl + Kпш}$		> 90	90-50	50-10	< 10	> 90	90-50	50-10	< 10
Виды		Тоналит	Гранодиорит	Монцогранодиорит	Граносиенит	Пл гранит	Кпш-Пл гранит	Пл-Кпш гранит	Апш гранит
Субвулканическая фацция $P_{фл} = 0.5-1$ кбар	Характерные минералы при $Fe' < 70$	Ортопироксен + моноклинный пироксен				Ортопироксен + моноклинный пироксен			
	Характерные минералы при $Fe' > 70$	Гортонолит-фаялит + моноклинный пироксен				Гортонолит-фаялит + моноклинный пироксен			
Гипабиссальная и абиссальная фацции $P_{фл} = 1$ кбар	Характерные минералы при $Fe' < 50$	Биотит + амфибол + моноклинный пироксен	Биотит + моноклинный пироксен			Биотит + амфибол + моноклинный пироксен	Биотит + моноклинный пироксен		
	Характерные минералы при $Fe' > 50$	Амфибол + моноклинный пироксен			Биотит + амфибол + моноклинный пироксен	Амфибол + моноклинный пироксен		Биотит + амфибол + моноклинный пироксен	

Таблица 5.6

Классификация субщелочных гранитоидов с учетом данных [58, 81]

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$K + Na > A, K_{щел}^{Al} = 1 - 1.5$						
	Типоморфный минерал	Аб (Ан < 10%), субщелочной амфибол ( $n = 50 - 66.6$ ), субщелочной моноклинный пироксен ( $n < 50$ )						
	Содержание кварца	5-15		15-25		> 25		
Семейства	Субщелочных сиенитов		Субщелочных граносиенитов		Субщелочных гранитов			
$\frac{Ab \cdot 100}{Ab + Kпш}$	> 50		< 50		> 50		< 50	
Виды	Аб-Кв сиенит	Кв сиенит	Субщелочной Аб граносиенит	Субщелочной граносиенит	Субщелочной Кпш-Аб гранит	Субщелочной Аб-Кпш гранит		
Субвулканическая фация $R_{фл} = 0.5 - 1$ кбар	Характерные минералы при $Fe' < 70$	Ортопироксен + моноклинный пироксен						
	Характерные минералы при $Fe' > 70$	Гортонолит-фаялит + моноклинный пироксен						
Диабиссальная и абиссальная фации $R_{фл} > 1$ кбар	Характерные минералы при $Fe' < 50$	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен		Биотит+моноклинный пироксен		Биотит+амфибол+моноклинный пироксен		
	Характерные минералы при $Fe' > 50$		Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Амфибол + моноклинный пироксен		Биотит+амфибол+моноклинный пироксен		Биотит+амфибол+моноклинный пироксен

Таблица 5.7

Классификация щелочных гранитоидов с учетом данных [58, 81]

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$K + Na > Al$ , в норме Эг или Нс, $K_{\text{щел}}^{Al} > 1.5$				
	Типоморфный минерал	Аб (Ан < 10%), щелочной амфибол ( $n > 66.6$ ), эгирин-авгит ( $n > 50$ ), эгирин				
	Содержание кварца	5–15		15–25		> 25
Семейства		Щелочных сиенитов		Щелочных граносиенитов		Щелочных гранитов
$\frac{Ab \cdot 100}{Ab + Kпш}$		> 50	< 50	> 50	< 50	> 50 < 50
Виды		Нордмаркит	Щелочной кварцевый сиенит	Щелочной Ми-Аб граносиенит	Щелочной Аб-Ми граносиенит	Щелочной Кпш-Аб гранит Щелочной Аб-Кпш гранит
Субвулканическая фашиа $P_{\text{фл}} = 0.5 - 1 \text{ кбар}$	Характерные минералы при $Fe' < 70$	Ортопироксен (гиперстен) + эгирин-авгит–эгирин				
	Характерные минералы при $Fe' > 70$	Гортонолит–фаялит + эгирин-авгит–эгирин				
Гипабиссальная и абиссальная фашиа $P_{\text{фл}} > 1 \text{ кбар}$	Характерные минералы при $Fe' < 50$	Биотит + Крос– Арф + Эг–Мпр		Биотит + эгирин-авгит–эгирин Биотит + Крос– Арф + Эг–Мпр		Биотит + Крос– Арф + Эг–Мпр
	Характерные минералы при $Fe' > 50$		Рибекит–арфведсонит + эгирин-авгит–эгирин Арф–Риб + Ант– Эг–Мпр		Арф–Риб + Ант + + Эг–Мпр	Арф–Риб + Ант + + Эг–Мпр



Рис. 5.4. Положение на классификационной диаграмме главных минералого-петрохимических типов гранитоидов.

1 – гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами; 2 – биотитовые граниты; 3 – биотит-роговообманковые гранитоиды; 4 – биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности; 5 – гранитоиды со щелочными темноцветными минералами; 6 – рапакиви; 7 – чарнокитоиды; 8 – фаялитоносные граниты. Номера у фигуративных точек соответствуют порядковым номерам табл. 5.8.

равен 1.0. До настоящего времени эту границу считают границей между субщелочными и щелочными породами. Автором настоящей работы предлагается эту границу считать границей между гранитоидами (и вообще горными породами) нормальной щелочности (естественно, с повышенным содержанием щелочей и щелочности) и субщелочными, поскольку до данной границы внутри пород нормальной щелочности не существует никаких границ ни в минеральном составе, ни в химизме. Состав плагиоклазов, пироксенов и амфиболов изменяется без скачков и характерных особенностей. После же предлагаемой границы плагиоклаз должен быть не основнее АБ (до 10% Ан), в Мпр появляется эгириновый минерал (>10%), щелочность амфибола будет больше 50%. Присутствие в породе щелочных полевых шпатов является недостаточным признаком, чтобы породу отнести к субщелочному ряду, так как альбит и калишпат могут присутствовать в породах, пересыщенных глиноземом, совместно с мусковитом, гранатом, топазом и т. д., и которые только по недоразумению относят к субщелочным. В субщелочных породах АБ (до 10% Ан) и Кпш должны быть в ассоциации с субщелочными темноцветными минералами.

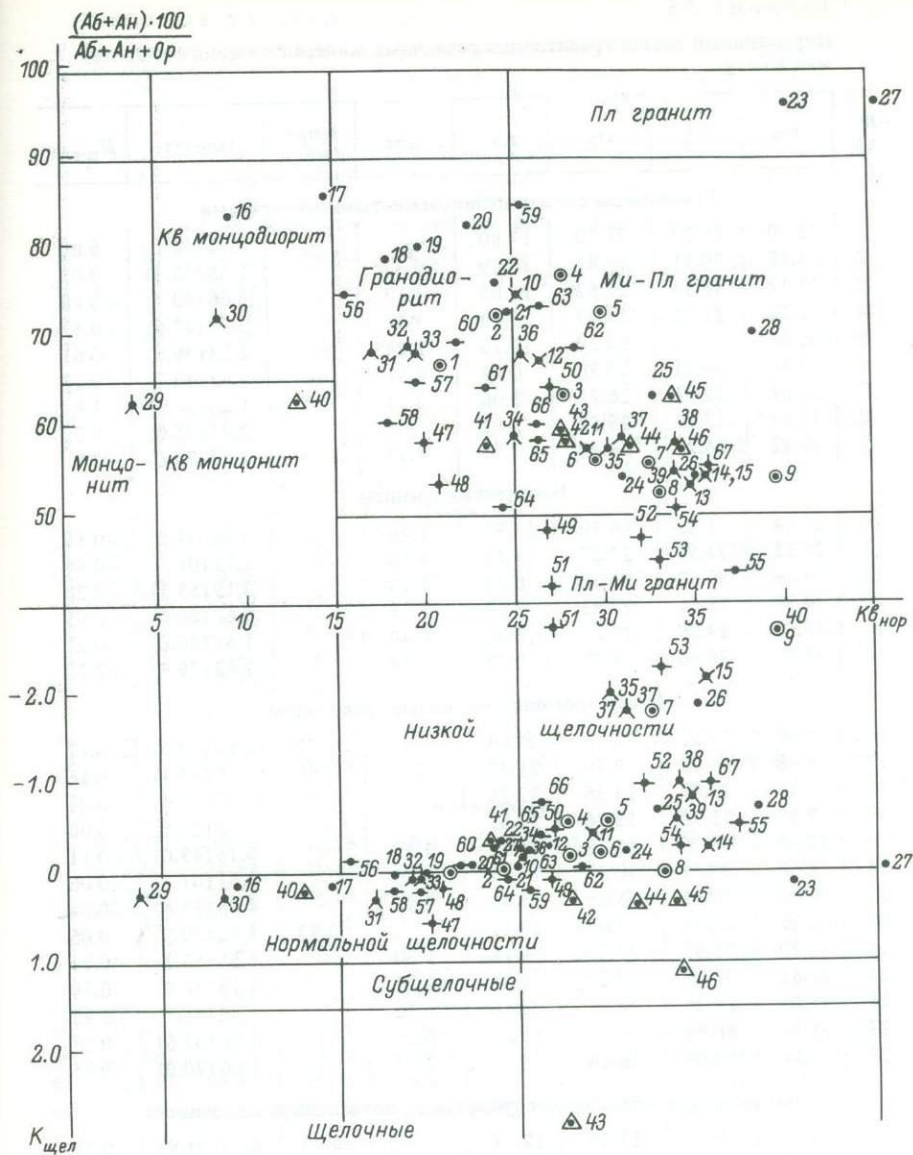


Рис. 5.4 (продолжение).

Границу между субщелочными и щелочными породами можно провести только условно, по составу моноклинного пироксена и амфибола: „граничный” пироксен должен содержать 50% эгиринового минала, а щелочность „граничного” амфибола равна 66.6 [25].

Очевидно, что для совпадения диагностики по петрохимическим и минеральным параметрам (признакам) необходимо иметь точный

Таблица 5.8

Нормативный состав гранитоидов различных минералогических классов, мас. % [81]

№ п/п	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр+ +Эг	Опр (f)	Кщел
<b>Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами</b>								
1	21.00	26.22	21.70	17.80	—	—	8.97 (46.1)	0.00
2	24.12	30.41	17.81	16.69	0.32	—	5.35 (35.4)	-0.03
3	27.72	28.84	22.82	10.85	1.13	—	3.66 (43.7)	-0.18
4	27.72	37.75	14.47	10.29	3.40	—	3.17 (27.6)	-0.57
5	30.06	26.18	16.70	9.18	3.24	—	2.13 (36.8)	-0.61
6	29.40	30.41	28.38	6.42	0.81	—	1.82 (43.7)	-0.23
7	32.64	30.93	26.71	3.06	3.24	—	1.23 (36.4)	-1.8
8	33.12	28.84	29.50	3.62	—	—	2.97 (75.0)	0.00
9	39.42	26.22	24.49	2.78	4.37	—	1.22 (70.0)	-2.7
<b>Биотитовые граниты</b>								
10	25.14	35.65	16.70	13.91	1.46	—	3.26 (37.9)	-0.18
11	29.11	32.51	27.27	4.45	1.13	—	1.71 (0)	-0.44
12	26.46	39.32	22.26	6.95	1.13	—	3.19 (55.5)	-0.28
13	34.80	28.31	27.83	3.62	1.78	—	0.60 (60.0)	-0.85
14	35.53	29.89	27.27	3.06	0.49	—	1.61 (20.0)	-0.27
15	35.40	31.46	27.27	1.39	1.78	—	1.62 (76.9)	-2.20
<b>Биотит-роговообманковые гранитоиды</b>								
16	9.19	35.13	11.13	23.64	—	2.72	10.99 (30.0)	0.12
17	14.48	34.08	8.90	21.42	—	3.46	11.19 (47.4)	0.16
18	17.95	27.79	13.36	22.25	—	0.22	12.60 (38.4)	0.01
19	19.80	31.98	13.36	22.81	—	—	6.73 (25.8)	0.00
20	22.51	37.75	11.13	16.97	1.13	—	6.14 (49.0)	-0.11
21	24.66	35.13	18.37	14.19	0.49	—	2.61 (0)	-0.06
22	24.00	39.85	15.58	11.40	2.27	—	4.05 (58.8)	-0.34
23	40.26	27.79	1.67	19.19	—	0.93	4.42 (50.0)	0.05
24	30.90	23.59	27.27	9.18	1.30	—	5.51 (53.2)	-0.24
25	32.82	33.03	22.26	5.56	2.27	—	1.79 (60.0)	-0.70
26	35.05	29.36	26.71	2.50	2.75	—	1.46 (66.7)	-1.90
27	45.54	20.89	1.67	15.58	0.65	—	2.70 (37.5)	-0.07
28	38.16	34.08	16.14	5.56	2.43	—	1.06 (20.0)	-0.75
<b>Биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности</b>								
29	3.90	39.32	17.25	19.75	—	4.93	6.87 (21.9)	0.24
30	8.53	35.13	18.37	18.91	—	4.52	8.85 (28.4)	0.23
31	17.05	29.89	20.59	15.02	—	4.96	6.46 (28.8)	0.29
32	19.14	29.36	21.70	19.19	—	0.56	4.62 (6.7)	0.03
33	19.62	34.08	21.70	13.35	—	0.46	6.36 (29.3)	0.04
34	24.96	29.36	26.16	8.07	1.13	—	6.86 (56.9)	-0.24
35	30.12	31.46	25.60	3.06	3.56	—	1.23 (8.3)	-2.00
36	25.44	40.37	22.26	6.95	0.81	—	2.05 (64.7)	-0.20
37	31.08	33.03	25.04	3.06	3.24	—	2.18 (66.7)	-1.80

Таблица 5.8 (продолжение)

№ п/по	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр+ +Эг	Опр (f)	K <sub>шел</sub>
38	33.90	30.41	24.49	3.89	2.27	—	1.61 (0)	-1.00
39	33.84	31.46	27.83	2.78	0.97	—	1.19 (60.0)	-0.60
Гранитоиды со щелочными темноцветными минералами								
40	12.96	39.85	28.38	8.34	—	1.54	2.57 (20.8)	0.19
41	23.59	33.03	28.94	6.68	1.30	—	1.84 (23.5)	-0.33
42	27.96	36.70	27.83	2.23	—	0.90	0.53 (20.0)	0.33
43	27.66	34.08	23.37	—	—	2.45+	3.37 (92.3)	2.80
						+8.31		
44	31.50	35.13	26.71	1.67	—	0.71	2.15 (82.3)	0.33
45	33.72	37.75	22.26	1.39	—	0.46	2.57 (90.0)	0.29
46	34.32	35.65	26.16	—	—	1.95+	1.02 (87.5)	1.12
						+0.46		
Рапакиви								
47	20.10	30.93	26.71	6.40	—	6.57	1.42 (58.3)	0.55
48	20.76	29.36	31.16	6.40	—	0.97	7.21 (75.9)	0.15
49	26.70	23.59	32.28	6.95	—	0.46	4.30 (71.4)	0.07
50	26.94	27.79	32.83	3.89	1.13	—	3.93 (71.9)	-0.50
51	27.06	19.40	36.17	6.68	10.70	—	3.74 (64.5)	-2.75
52	31.92	23.59	30.61	3.89	2.27	—	4.91 (61.0)	-1.00
53	33.06	23.59	32.28	2.78	3.73	—	1.69 (64.3)	-2.3
54	34.08	27.26	30.05	3.89	0.65	—	1.32 (63.6)	-0.28
55	37.14	20.45	32.28	4.17	1.30	—	2.12 (76.5)	-0.53
Чернокитоиды								
56	15.78	26.74	15.58	19.47	1.94	—	13.56 (42.9)	-0.17
57	19.50	24.64	21.15	14.74	—	3.29	9.31 (55.7)	0.21
58	17.89	27.79	26.16	12.52	—	2.35	6.33 (60.4)	0.18
59	25.44	27.79	8.35	19.75	—	4.06	6.43 (27.1)	0.20
60	21.66	31.46	20.03	14.19	0.81	—	7.77 (44.1)	-0.10
61	23.53	27.79	22.26	12.52	2.27	—	8.21 (70.1)	-0.31
62	28.51	29.36	20.03	15.02	0.32	—	0.90 (0)	-0.04
63	26.52	30.93	15.58	11.96	2.27	—	11.0 (41.2)	-0.32
64	24.30	28.31	33.39	6.68	—	0.25	4.27 (68.6)	0.04
65	26.16	28.84	26.71	8.90	1.94	—	5.73 (68.1)	-0.37
66	26.28	33.03	25.04	5.56	2.59	—	4.28 (58.3)	-0.80
Фаялитоносные граниты								
67	35.71	28.31	25.60	3.34	1.94	—	3.11 (76.0)	-1.00

аналитический материал, относящийся к конкретной пробе из конкретной породы. И это требование особенно касается „граничных” пород. Не корректно сопоставлять средние составы, да еще вычисленные не только по массивам и плутонам, а и по комплексам и сериям. Тем не менее автор решил показать, как классифицируются выделенные А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетовым [81] минералогические классы

на предлагаемой петрохимической диаграмме по выборочным усредненным данным их работы, представленным в табличных приложениях. Из каждой таблицы взято по три усредненных результата химического анализа с минимальным, максимальным и средним содержанием  $\text{SiO}_2$ , рассчитаны необходимые петрохимические параметры (табл. 5.8) и по ним на петрохимическую классификационную диаграмму нанесены фигуративные точки (рис. 5.4).

Как видно из табл. 5.8 и рис. 5.4, нормативный Алс и соответственно  $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} < 0$  имеют не только гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами и биотитовые, но и больше половины биотит-роговообманковых гранитоидов нормальной и повышенной щелочности. Даже одна выборка гранитов со щелочными темноцветными минералами содержит в норме Алс ( $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} = -0.33$ ); одна выборка этих гранитов соответствует субщелочным гранитам, одна — щелочным, а остальные четыре попадают в поле гранитоидов нормальной щелочности. Таким образом, выявляется определенное несоответствие минерального и химического состава для многих выборок гранитоидов в трех минералогических классах: биотит-роговообманковых, биотит-роговообманковых повышенной щелочности и со щелочными темноцветными минералами. Очевидно, это несоответствие обусловлено в большей степени неточностью химического состава, поскольку среди выборок гранитоидов с высокоглиноземистыми минералами имеются две, в которых нет в норме Алс ( $K_{\text{щел}}^{\text{Al}} = 0$ ), а среди выборок гранитоидов со щелочными темноцветными минералами есть пробы с Алс, что явно свидетельствует об ошибках в определении химического состава, поскольку определение указанных минералогических классов затруднений не вызывает.

Появление Алс с малым Алс: Опр отношением в части выборок биотит-роговообманковых гранитов можно объяснить преобладанием в указанной ассоциации биотита, но большие содержания нормативного Алс ( $> 2$  мас.%, см. табл. 5.8) в этих породах связаны с ошибками химического анализа.

Приведенные в табл. 5.8 выборки рапакиви и чарнокитоидов относятся к двум петрохимическим типам: пересыщенному глиноземом (низкой щелочности) и недосыщенному глиноземом (нормальной щелочности).

Фаялитоносные граниты, представленные одной выборкой, относятся к высокоглиноземистому петрохимическому типу (низкой щелочности).

„Работоспособность” предложенной классификации будет еще проверяться при парагенетическом анализе в следующей главе.

## 6. АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГРАНИТОИДОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ РАЗРАБОТАННЫХ МОДЕЛЕЙ

Д. С. Коржинский следующим образом формулирует задачи парагенетического анализа [48]: „Задачей анализа парагенезисов минералов („парагенетического анализа“) или, точнее, физико-химического анализа парагенетических соотношений минералов является изучение природных парагенезисов минералов с выявлением зависимости минерального состава горных пород и руд от различных физико-химических условий их формирования: химического состава исходных пород или магмы, температуры, давления, концентрации подвижных компонентов в воздействующих растворах и пр.” (с. 1). На практике же приходится решать обратную задачу — по конечным продуктам процесса устанавливать его физико-химические условия.

Одной из наиболее сложных подзадач является определение исходного состава расплава плутонических гранитоидных (и не только гранитоидных) пород, которая корректно практически никогда не может быть решена, поскольку в процессе кристаллизации расплава происходит дифференциация исходного вещества и удаление из системы летучих составляющих. С определенными допущениями за исходный состав расплава конкретной парагенетической минеральной ассоциации принимается обычно химический состав породы, слагаемой данной минеральной ассоциацией, который, очевидно, отражает состав расплава только определенной стадии (этапа) кристаллизации. При этом необходимо иметь в виду, что большинство минералов являются твердыми растворами и, следовательно, их состав будет всегда отличаться от состава равновесного расплава в сторону обогащения более высокотемпературными миналами. Положение усложняется еще и тем, что в природе, как правило, плутонические геологические тела бывают сложены набором пород — результат кристаллизационной дифференциации или изменения концентрации вполне подвижных компонентов. Поэтому для более или менее корректного решения поставленной задачи необходимо правильное опробование, чтобы в одну пробу не попало вещество разных пород. Усреднение проб не рекомендуется. По каждой пробе следует получить максимальное количество информации: минеральный состав, химический состав породы и минералов. Имея такую информацию и используя разработанные физико-химические модели — диаграммы, можно с определенной точностью оценивать  $P_{\text{фл}}-T$  условия и порядок кристаллизации фаз — минералов. Естественно, что отсутствие той или иной информации

снижает точность и достоверность получаемых значений химических и термодинамических параметров.

В. А. Жариков подчеркивает, что [27] „физико-химический анализ парагенезисов представляет метод анализа парагенезисов и эмпирических парагенетических закономерностей путем приложения различных диаграмм” (с. 94). Поэтому, имея физико-химические диаграммы, отражающие более полно фазовые превращения в различных петрохимических гранитных системах, можно проводить парагенетический анализ на более высоком качественном уровне. Но здесь следует коротко остановиться на том, как из всего многообразия приведенных диаграмм, включая и последнюю работу автора [26], правильно выбрать ту, с помощью которой может быть решена конкретная петрологическая задача. Диаграммы состояния гранитных систем [26] представляют собой очень сложные геометрические образы, отражающие довольно полную информацию по фазовым превращениям в определенных петрохимических подсистемах с плагиоклазом от Аб до Ан и ортопироксеном от Эн до Фс, и их применение для конкретной породы затруднительно. Поэтому наиболее удобны частные диаграммы состояния изоплетических сечений по Пл и Опр, построенные для каждой петрохимической системы (см. рис. 3.10–3.12; 3.26–3.30). Выбор петрохимического типа системы и соответствующего изоплетического сечения производится по химическому составу породы, качество которого проверяется по соответствию реального минерального состава и состава типоморфных минералов нормативному минеральному составу. Когда в нормативном составе породы присутствует Алс и  $K_{\text{щел}} < 0$ , то ее образование может быть смоделировано системой А. При этом необходимо иметь в виду, что в зависимости от степени пересыщения алюминием в этой системе могут образовываться различные ассоциации темноцветных минералов. Чаще всего они бывают представлены комбинацией Би с каким-либо высокоглиноземистым минералом: Крд, Гр, Му и Алс или, реже, комбинацией 2–3 минералов из четырех последних. Но при низкой пересыщенности алюминием темноцветные минералы могут быть представлены ассоциацией Би+Амф, о чем говорилось выше, реже Опр+Би+Амф.

В случае присутствия в нормативном составе пород Во (или Ди-Гед пироксена)  $K_{\text{щел}}$  изменяется от 0 до 1, они могут быть смоделированы системой В. Реальные минеральные ассоциации таких пород, кроме лейкократовых, содержат: Опр+Мпр, Би+Мпр, Амф+Мпр, Опр+Амф, Би+Амф или три минерала из четырех (Опр, Мпр, Би и Амф): Опр+Мпр+Би, Опр+Мпр+Амф, Опр+Би+Амф, Мпр+Би+Амф и очень редко все 4 минерала. В трех и четырех темноцветной фазовой ассоциации 1 или 2 минерала будут, как правило, реакционными (или реликтовыми от не полностью прошедшей реакции).

Когда в нормативном составе породы присутствует Эг ( $K_{\text{щел}} > 1$ ), то породу относят к петрохимическому типу Д и ее образование может быть смоделировано системой Д. Причем по соотношению Эг с Са-Мпр, а также по значению  $K_{\text{щел}}$  она попадает либо в субщелочной ( $D_1, \frac{\text{Эг} \cdot 100}{\text{Эг} + \text{Са-Мпр}} < 50$  мол.%,  $K_{\text{щел}} = 1-1.5$ ), либо в щелочной подряд

( $D_2$ ,  $\frac{\text{Эг} \cdot 100}{\text{Эг} + \text{Са-Мпр}} > 50$  мол.%,  $K_{\text{щел}} > 1.5$ ). В реальном минеральном составе таких пород должны присутствовать Аб (< 10% Ан), субщелочные и щелочные Мпр и Амф, по классификации автора [25].

Затем в выбранной системе по нормативному № Пл и  $f^{\text{Опр}}$  определяется необходимое изоплетическое сечение, а по реальному минеральному составу — соответствующий изобарический разрез — диаграмма, на которую по соотношению нормативных миналов наносится фигуративная точка и анализируется ход кристаллизации.

В каждой петрохимической системе имеются свои особенности, которые следует учитывать при выборе диаграммы (проекция, сечения, разреза).

Для системы А наиболее информативной изобарической диаграммой будет проекция из вершины Пл<sup>20</sup> на грань Опр—Алс—Ор тетраэдра Опр<sup>f</sup>—Алс—Пл<sup>n</sup>—Ор—(Кв), который в свою очередь является изоплетическим сечением по определенной  $f^{\text{Опр}}$  и № Пл, политермической проекцией из кварцевой вершины при постоянном давлении флюида.

Для примера на рис. 6.1—6.3 приведены такие тетраэдры и проекции из Пл<sup>20</sup> при различных значениях  $f^{\text{Опр}}$  и различных, но достаточно высоких значениях  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , когда в системе устойчиво наибольшее количество химических соединений, из-за чего диаграмма имеет сложную топологию. Как видно из рисунков, если не учитывать наличия объема, линий и точек, отражающих кристаллизацию фазовых ассоциаций с амфиболом, то все фазовые равновесия внутри тетраэдра повторяют фазовые равновесия граничной системы Опр—Алс—Ор с прибавлением Пл (фазовые равновесия граничной системы транслируются внутрь тетраэдра), который в таком случае является индифферентной фазой. Поэтому геометрическую проекцию фазовых равновесий на грань Опр—Алс—Ор можно использовать как самостоятельную систему, вынося Пл и Кв за диаграмму. В системе Опр—Алс—Ор(+Пл, Кв) известен только состав Ор—Би<sup>50</sup> эвтектики [55], где количество Би не превышает 10—11 мас.%. Положение остальных узловых точек приблизительное, что следует учитывать при прослеживании путей кристаллизации.

Для системы В, как и для Д, наиболее удобная проекция будет из вершины Мпр на грань Опр—Пл—Ор (рис. 6.4 и 6.5). Причем в этих системах возникают некоторые трудности с использованием предлагаемой проекции, поскольку Мпр в системах В и Д в отличие от Пл системы А не всегда является индифферентной фазой при прохождении фазовых реакций. Он участвует в строении Амф, и поэтому его отсутствие или присутствие в виде самостоятельной фазы зависит от соотношения с Опр и Пл, как остальными составными частями амфибола. Кроме проекции на грань Опр—Пл—Ор необходимо использовать проекцию на грань Опр—Пл—Мпр, на которую наносятся состав либо реального амфибола (если имеется химический анализ), либо теоретический амфибол паргазит-гастингситового типа с соотношением 3 Опр : Мпр : Пл и фигуративная точка отношения этих миналов из химического анализа породы. Если последняя точка попадет в малый треугольник Амф—Пл—Мпр,

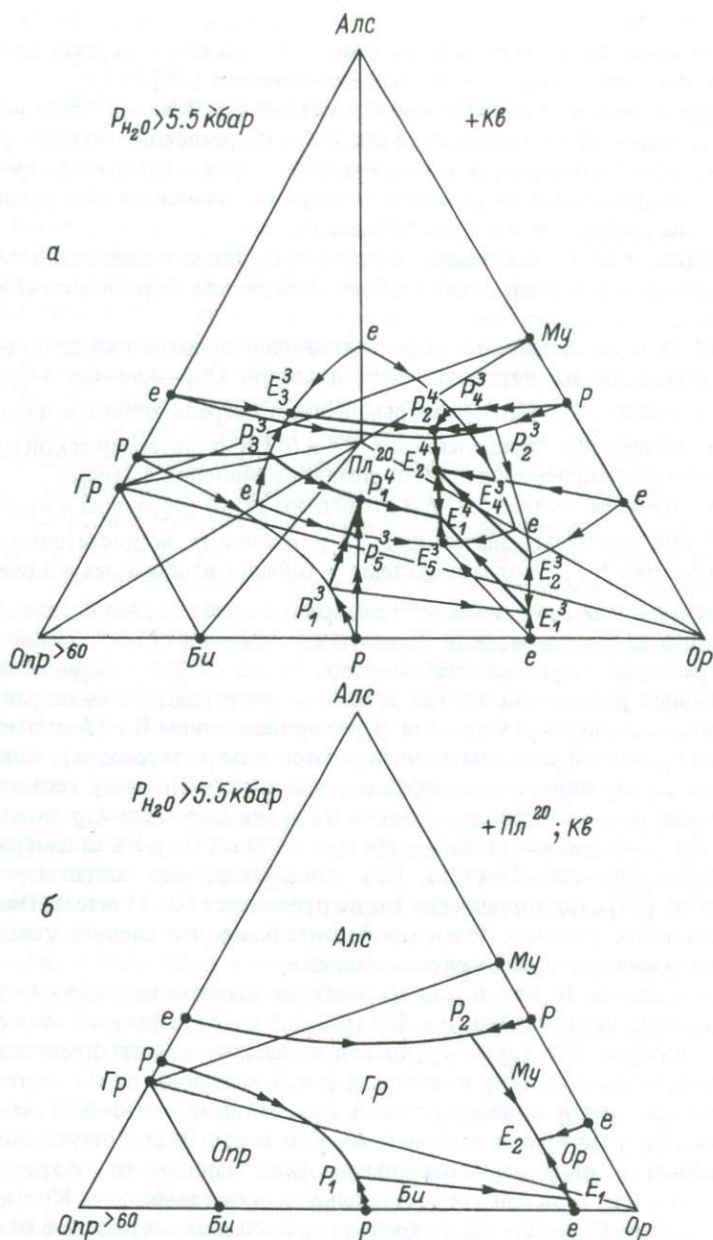


Рис. 6.1. Политермические проекции изобарического разреза и изоплетических сечений ( $Pl^{20}, Op > 60$ ) диаграмм состояния А.

а – из вершины Кв; б – из вершин Кв и  $Pl^{20}$ .

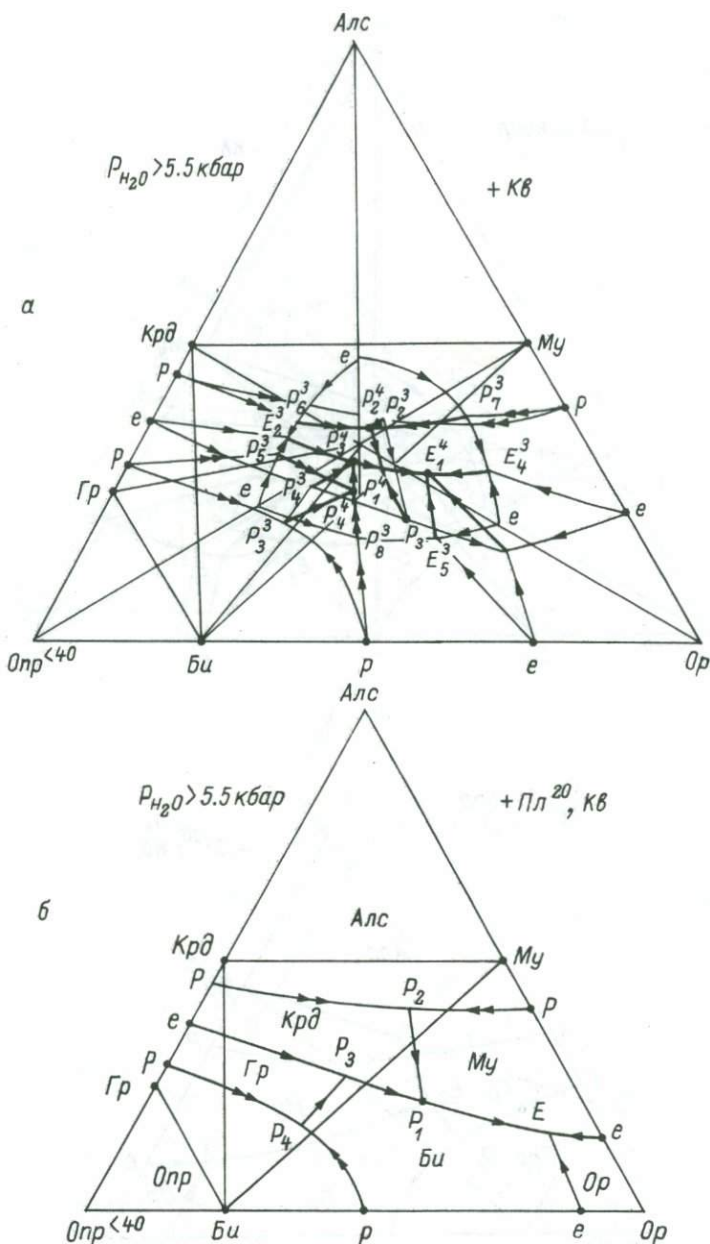


Рис. 6.2. Политермические проекции изобарического и изоплетических сечений ( $Пл^{20}$ ,  $Опр^{<40}$ ) диаграммы состояния системы А.

*а* – из вершины  $K\bar{B}$ ; *б* – из вершин  $K\bar{B}$  и  $Пл^{20}$ .

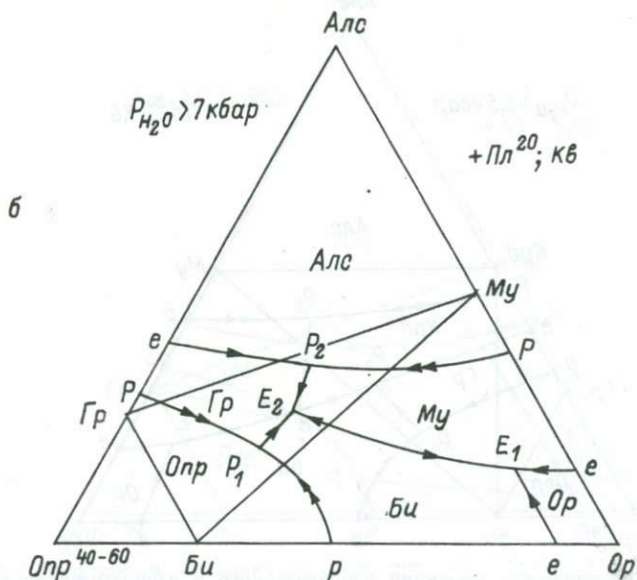
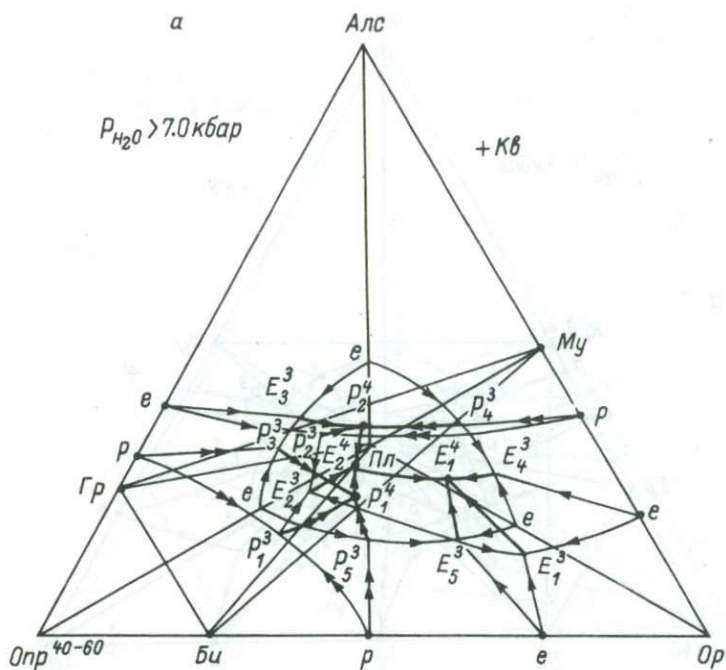


Рис. 6.3. Политермические проекции изобарического разреза и изоплетических сечений (Пл<sup>20</sup>, Опр<sup>40-60</sup>) диаграммы состояния системы А.

*a* – из вершины Кв; *б* – из вершин Кв и Пл<sup>20</sup>.

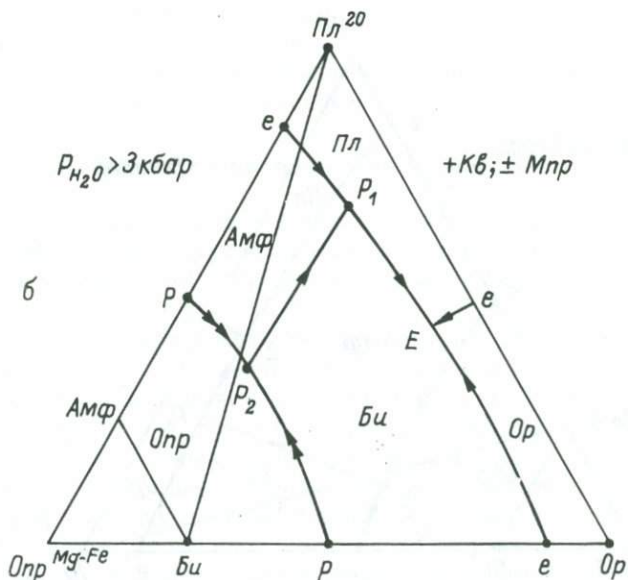
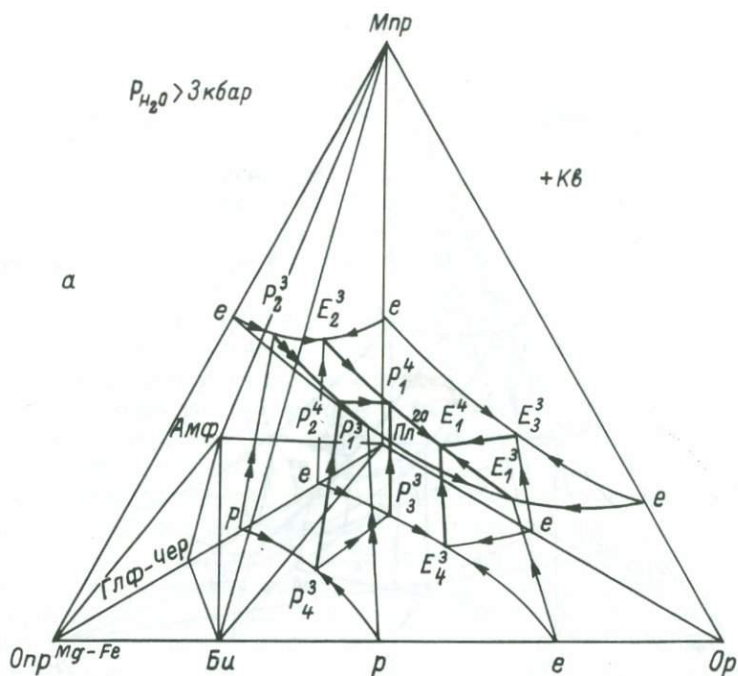


Рис. 6.4. Политермические проекции изобарического разреза и изоплетических сечений (Пл<sup>20</sup>, Оп<sup>Mg-Fe</sup>) диаграммы состояния системы В.

а – из вершины Кв; б – из вершины Кв и Пл<sup>20</sup>.

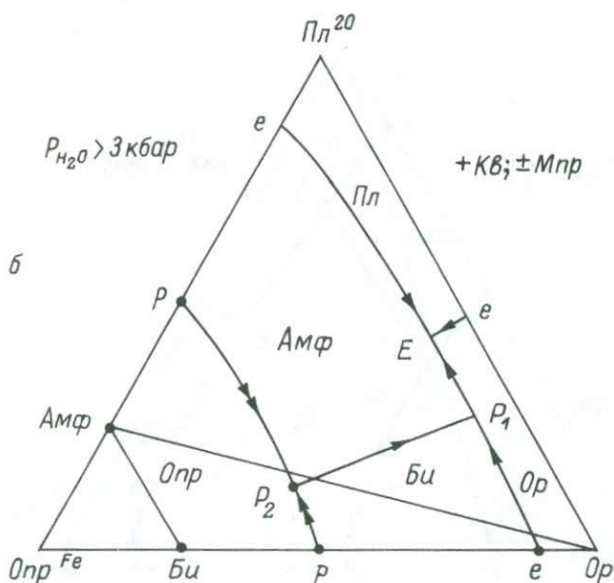
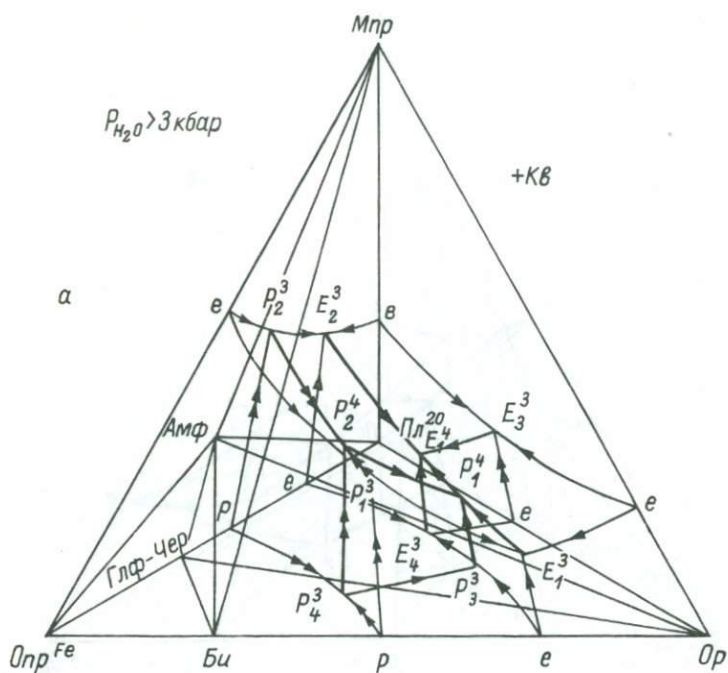


Рис. 6.5. Политермические проекции изобарического разреза и изоплетических сечений ( $\text{Пл}^{20}$ ,  $\text{Oпр}^{\text{Fe}}$ ) диаграммы состояния системы В.

*a* – из вершины Кв; *b* – из вершин Кв и  $\text{Пл}^{20}$ .

то в реальной минеральной ассоциации должен присутствовать Мпр, а если — в другие треугольники или на их стороны, то Мпр в породе не будет. Очевидно, что данное условие требует точного химического анализа реального Амф (или близкое совпадение теоретического амфибола с реальным) и породы.

Следует особо подчеркнуть, что все количественные отношения миналов должны быть выражены в молекулярных процентах, а не в массовых, и в отличие от состава некоторых нормативных миналов „американской” системы пересчета [107] в данной работе принимается следующий состав: ортоклаз —  $KAlSi_3O_8$  вместо  $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ , альбит —  $NaAlSi_3O_8$  вместо  $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_3$  и акмит (эгирин) —  $NaFe^{3+}Si_2O_6$  вместо  $Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ . Поэтому при вычислении главных соотношений миналов молекулярные количества Ор, Аб и Ак (Эг), рассчитанные по „американской” системе, умножаются на два. Для системы А главными отношениями являются: Алс:Опр:Ор, Опр:Пл:Ор и Аб:Ан:Ор; для системы В: Опр:Пл:Ор, Опр:Мпр:Пл и Аб:Ан:Ор; для системы Д: Опр:Аб:Ор, Опр:А-Мпр:Аб. Кроме того, для нанесения на диаграмму фигуративных точек реальных составов минералов их химический состав рассчитывается на насыщенные  $SiO_2$  миналы, что делается либо по молекулярным количествам, либо по формульным коэффициентам. Так, Би рассчитывается на Опр, Ор и Алс; Амф — на Опр, Мпр, Пл; Гр — на Опр и Алс; Му — на Ор и Алс. Теперь можно перейти к конкретным примерам парагенетического анализа, взятым как из материалов по Кольскому полуострову [6, 7], так и из литературных источников по другим регионам Советского Союза. По мнению автора, использование „чужого” материала позволит более корректно проверить разработанные физико-химические модели.

### 6.1. Ассоциации с глиноземистыми минералами

Наиболее характерным представителем пород, которые содержат в ассоциации высокоглиноземистые минералы, являются граниты хунгарийской серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья, изученные Э. П. Изохом и др. [38, 39]. По их данным, граниты хунгарийской серии образуют тела самых разных размеров: от мелких инъекций до крупнейших плутонов площадью до тысячи квадратных километров, которые с полным правом могут быть названы батолитами, размещенными в виде цепочек вдоль Центрального структурного шва, оперяя последний (структура типа „конского хвоста”). Гранитные плутоны имеют резкие контакты с вмещающими породами. В экзоконтакте образуются роговики кварц-полевошпато-слюдяного состава, сменяющиеся в сторону от гранитов пятнистыми кордиеритовыми роговиками и биотитизированными породами. Отсутствуют пегматиты, что, по мнению Э. П. Изоха и др., указывает на умеренно глубинные или гипабиссальные условия формирования гранитных тел.

Состав гранитов серии довольно однотипен в различных плутонах, в том числе удаленных друг от друга на сотни километров. Он не зависит от характера вмещающих пород (в одних случаях — песчано-сланцевых

Таблица 6.1

Минеральный состав (в мас.%) высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья [39]

№ п/п	Номера проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Калишпат	Биотит	Гранат	Мусковит	Кордиерит	Прочие
1	239а	36.9	38.5	31	6.1	15.7		2.8		
2	174а	32.5	35.0	35	17.6	13.8		0.7		
3	174б	32.5	35.0	35	17.6	13.8		0.7		
4	347а	34.0	28.3	32-34	21.9	11.8		3.0		1.0
5	335в	37.1	37.8	19-25	11.8	7.5		6.8	3.0	
6	181а	27.3	49.0	31	9.9	13.8	+	+	+	
7	183а	26.3	32.4	22-38	29.3	10.3	+	+	+	1.7

Таблица 6.2

Химический состав (в мас.%) высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья

№ п/п	Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.
1	239а	65.53	0.60	16.08	1.34	3.90	0.10	2.71	1.05	2.12	3.78	0.28	2.72
2	174а	65.64	0.68	16.38	1.04	4.04	0.07	1.99	1.47	2.52	3.62	0.32	2.00
3	174б	68.81	0.53	16.14	0.45	3.16	0.08	1.87	2.03	2.51	4.08	0.30	1.34
4	347а	69.70	0.68	16.22	0.28	3.00	0.05	1.55	1.53	2.40	2.81	0.72	-
5	335в	69.40	0.67	16.21	0.27	3.40	0.04	1.46	1.08	2.47	3.31	1.54	-
6	181а	66.01	0.48	16.03	0.85	3.99	0.02	3.18	3.01	2.96	3.42	0.27	0.24
7	183а	68.35	0.32	15.41	-	4.20	0.03	2.13	2.00	4.02	3.27	0.13	0.59

Таблица 6.3

Нормативный состав (в мас.%) высокоглиноземистых гранитов  
Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья

№ п/п	Номера проб	Кв	Ор	Аб	Ан	Алс	Опр (f)	$K_{\text{шел}}$
1	239а	26.28	22.26	17.83	5.29	10.53	11.87 (36.8)	-3.42
2	174а	25.26	21.70	20.97	7.23	8.91	10.43 (45.1)	-2.11
3	174б	25.88	24.49	20.97	10.01	6.32	9.37 (43.9)	-1.08
4	347а	33.54	16.70	20.45	7.79	10.04	7.90 (44.9)	-2.21
5	335в	31.74	19.48	20.97	5.29	10.53	8.49 (50.68)	-3.42
6	181а	20.34	20.59	25.17	15.02	2.92	13.87 (36.29)	-0.33
7	183а	20.64	19.48	34.08	10.01	2.43	12.44 (50.47)	-0.42

флишоидных, а в других — терригенно-кремнисто-вулканогенных с основными эффузивами). Вариации составов касаются лишь деталей. Главные отличительные признаки хунгарийских гранитов следующие: богатство слюдой, в особенности биотитом, широкое развитие собственно двуслюдяных разновидностей, постоянное присутствие кордиерита, реже граната, андалузита, силлиманита.

Для парагенетического анализа из работы [39] были выбраны пробы гранитов из различных массивов, по которым приведен минеральный (табл. 6.1) и химический (табл. 6.2) состав. К сожалению, ни в одной пробе не изучен химический состав отдельных минералов.

Данные химического анализа пересчитаны на нормативный состав (табл. 6.3), а также вычислены  $K_{\text{шел}}$  и соотношения нормативных минералов, определяющих минеральные ассоциации. Как видно из табл. 6.3, все выбранные граниты по типоморфному миналу и  $K_{\text{шел}}$  относятся к глиноземистому (низкощелочному) петрохимическому типу и могут быть описаны системой А. Для выбора необходимого изоплетического сечения учитывается железистость нормативного Опр, которая в рассматриваемых гранитах колеблется от 36 до 50 мол.%. Следовательно, таким сечением является диаграмма на рис. 3.12. Далее по ассоциации Крд+Би+Му выбирается изобарическая диаграмма. Как видно из рис. 3.12, данная ассоциация появляется только при давлении воды выше 5.2 кбар.

На диаграмме при  $P_{\text{H}_2\text{O}} > 5.5$  кбар (рис. 6.6) нанесены фигуративные точки всех проб. Фигуративные точки двуслюдяных гранитов (мелаграниты, по Э. П. Изозу и др. [39]), содержащих значительное (до 3%) количество кордиерита (гранитоиды Горбилинского, Аксакинского и Дюкалинского массивов), располагаются вблизи котектики Крд-Би (+Пл, Кв). Четыре точки (1, 2, 4, 5) попали в парагенетический треугольник Крд-Би-Му, следовательно, в конечных продуктах при равновесной кристаллизации без фракционирования не должно быть калишпата. В действительности же в данных пробах присутствует микроклин в количестве от 6 до 22%, что указывает на фракционирование в процессе кристаллизации. С использованием диаграммы (рис. 6.6) можно проследить ход кристаллизации составов 1, 2, 4 и 5, предполагая,

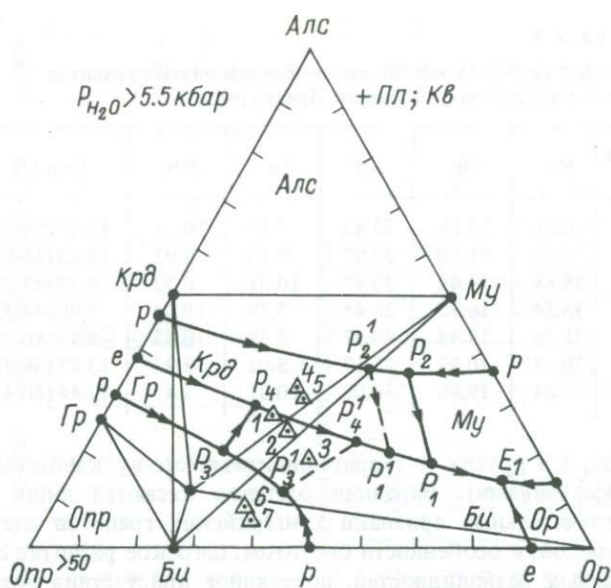


Рис. 6.6. Положение фигуративных точек высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья на изобарической проекции (из вершин Пл и Кв) системы А.

Номера у фигуративных точек соответствуют порядковым номерам в табл. 6.3.

что они соответствуют исходным расплавам. Вначале из расплава выделяется Крд (точки 4 и 5) или Би (точки 1 и 2), а затем расплав попадает на Крд-Би котектику, где указанные минералы выделяются совместно. Когда точка расплава дойдет до  $P_1$ , начнется реакция кордиерита с расплавом и образованием Му+Би ассоциации. Данное фазовое превращение должно закончиться в точке  $P_1$  с расходом расплава. На представленной диаграмме, которая по своей сути является изобарической политермической проекцией из вершин Пл и Кв изоплетического сечения по Пл и Опр, предполагается, что Пл и Кв должны присутствовать во всех равновесиях. Очевидно, такое предположение справедливо относительно Пл, поскольку он обычно обладает всеми признаками первичной фазы кристаллизации. Что же касается Кв, то он чаще всего кристаллизуется последним, на причину этого указывалось в работе [26].

Таким образом, последовательность равновесной кристаллизации без фракционирования будет такой: Пл → Крд+Би → Му+Би → Кв. При фракционировании кристаллов Крд реакция в точке  $P_1$  закончится расходом кристаллов Крд, соприкасающихся с расплавом, и дальнейший ход кристаллизации будет происходить по Би-Му(+Пл) котектике к Му-Би-Ор(+Пл, Кв) конечной котектики (на рис. 6.6 точка  $E_1$ ). Теоретическая последовательность выделения минералов (ход кристаллизации) полностью совпадает (даже в деталях) с описанными в работе [39] взаимоотношениями минералов и намеченной последовательностью их кристаллизации, не говоря уже о качественном минеральном составе.

Фигуративная точка двуслюдяных мелагранитов Горбилинского массива (точка 3) на диаграмме рис. 6.6 попала в Би—Му—Ор парагенетический треугольник, поэтому равновесная кристаллизация расплава такого состава должна закончиться в точке  $E_1$  с образованием ассоциации Му+Би+Кпш+Пл+Кв, а при фракционировании к указанной ассоциации присоединится Крд.

Несколько иной ход кристаллизации должен быть для составов фигуративных точек 6 и 7, представляющих гранатсодержащие биотитовые мелаграниты (точнее, гранодиориты) Агусиновского массива. Поскольку в данных породах появляется гранат при близкой железистости нормативного Опр из пород других массивов, то вероятнее предположить, что кристаллизация гранитов Агусиновского массива происходила при большем давлении флюида. Это условие на диаграмме отображено расширением полей кристаллизации Гр и Му — пограничные линии новых условий показаны пунктирными линиями. На диаграмме рис. 6.6 обе точки 6 и 7 попали в Би—Му—Ор парагенетический треугольник, но в поле первичной кристаллизации Опр. Следовательно, при достижении ликвидусной поверхности таких расплавов первым начнет выделяться Опр и состав расплава будет изменяться в сторону Опр—Би перитектической пограничной линии  $P-P_3$ , а затем вдоль нее к точке  $P_3^1$ . В этой точке должна закончиться реакция Опр с расплавом и образоваться Гр-Би ассоциация.

Далее кристаллизация продолжится вдоль линии  $P_3^1-P_4^1$  с выделением Гр-Би ассоциации. В точке  $P_4^1$  гранат прореагирует с расплавом, и от этой точки вдоль пограничной линии  $P_4^1-P_1^1$  будет выделяться Крд+Би; в точке  $P_1^1$  Крд прореагирует с расплавом и дальше Би продолжит кристаллизоваться уже с Му до точки  $E_1$ , где выделяются Би+Му+Ор+(Пл+Кв). Очевидно, что количественное соотношение Би, Му и Ор в конечных продуктах кристаллизации зависит от исходного состава расплава. В случае фракционирования на каждом этапе кристаллизации той или иной фазы в конечных продуктах кроме „эвтектических” фаз могут присутствовать и перитектические Опр, Гр и Крд, а из-за этого изменится и соотношение Би, Му и Ор.

Действительно, при петрографическом описании пород Агусиновского массива Э. П. Изох и др. [39] указывают на присутствие в них Гр, Крд, Би и Му, кроме Кпш+Пл+Кв. Гиперстен в породах этого массива не установлен, а отмечен лишь в Дюкалиновском массиве. К сожалению, в работе [39] не указаны номера проб или шлифов, в которых был встречен Гип. Пр. 335в (точка 5), использованная в данной работе для парагенетического анализа и представляющая граниты Дюкалиновского массива, не должна содержать Гип, поскольку ее фигуративная точка (точка 5) исходного состава и путь кристаллизации не попадают в объем кристаллизации Гип (рис. 6.6).

Что же касается значений термодинамических параметров формирования гранитов, то, как отмечалось выше, по предлагаемым физико-химическим диаграммам они могут быть оценены в интервалах устойчивости определенной минеральной ассоциации. Поскольку Крд+Би+Му ассоциация устойчива от  $J_7$  до  $J_1$  (рис. 3.12), то и  $P_{\text{фл}}-T$  условия формирования пород ограничиваются интервалами между этими точками:

$P_{\text{H}_2\text{O}}$  — от 5.2 до 6.8 кбар,  $T_s$  — от 660 до 650 °С, начальная температура магмы вряд ли превышала 700 °С.

По комплексным классификационным признакам:  $K_{\text{щел}}$ , соотношению Алс и Опр и типоморфным минералам все гранитоиды относятся к пересыщенному алюминием (низкощелочному) типу, но по степени пересыщения их можно подразделить на подтипы (табл. 6.3) — среднепересыщенный (1–5) и слабопересыщенный (6 и 7); по содержанию  $K_{\text{внор}}$  породы под номерами 6 и 7 относятся к семейству тоналитов — граносиенитов, а остальные — к семейству гранитов, по соотношению полевых шпатов (нормативных) породы под номерами 6 и 7 соответствуют гранодиоритам, а остальные — микроклин-плагиоклазовым гранитам (и по реальным, и по нормативным). Характерно для описанных гранитов несоответствие определения семейства по содержанию  $\text{SiO}_2$  и кварца (как реального, так и нормативного) для половины проб (табл. 6.1 и 6.2).

Таким образом, проведенный парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов хунгаринской серии свидетельствует о том, что на минеральные парагенезисы влияет химизм исходного расплава и давление флюида. Из-за отсутствия сведений по составу (темноцветных) магнезиально-железистых минералов не представляется возможным установить роль железистости расплава в образовании того или иного минерального парагенезиса.

Формирование гранитоидных пород данной серии происходило в условиях абиссальной фации по давлению флюида, в то время как геологические данные позволяют относить их к „умеренноглубинным” или гипабиссальным интрузивам [39]. И в этом нет противоречия, поскольку глубина формирования и давление флюида связаны не прямой зависимостью, о чем говорилось в разделе 3.2.

## 6.2. Минеральные ассоциации с Na-Ca амфиболами

Как известно [81], гранитоидные породы, содержащие Na-Ca амфиболы, обычно участвуют в строении комплексов, конечные члены которых представлены биотитовыми разновидностями. Действительно, для примера было трудно выбрать комплексы, в строении которых принимали бы участие породы, содержащие амфибол, от начальных до конечных членов. В связи с этим ниже будут рассмотрены два комплекса, ранние, в основном гранодиоритовые, породы которых содержат амфибол, а поздние — граниты и лейкограниты — его не содержат, и темноцветный минерал в них представлен биотитом.

### 6.2.1. Лицко-арагубский комплекс

Исследованиями лицко-арагубского комплекса занимались многие геологи [29, 30, 51, 56, 57, 80 и др.], но наиболее полно он описан в работе [11]. Поэтому ниже приводимые сведения по геологии, минералогии и петрохимии заимствованы главным образом из этой работы, а результаты парагенетического анализа сопоставляются с выводами ее авторов.

Лицко-арагубский комплекс слагает цепь массивов, протянувшуюся в северо-западной части Кольского полуострова почти на 100 км от истоков р. Бол. Зап. Лица до Арагубы Баренцева моря. Общая площадь массивов 900 км<sup>2</sup>. Образование гранитов комплекса совпадает с заключительным этапом развития среднепротерозойской Печенгской структурной зоны (Rb—Sr и U—Th—Pb изохроны — 1755 ± 25 и 1840 ± 50 млн. лет).

В обобщенной схеме формирования комплекса выделяется 5 интрузивных фаз: 1) кварцевые диориты и монцодиориты с сопровождающей их жильной серией порфиринов и лампрофиоров; 2) порфирировидные граниты и гранодиориты (с приконтактовыми фаціальными разновидностями типа кварцевых монцонитов, монцонитов, граносиенитов, плагиоаплитов и тоналитов) — главная фаза; 3) мелкопорфирировидные граниты и гранодиориты; 4) мелкозернистые граниты (включая лейкократовые граниты, аплиты, гранитпорфиры, кварцевые порфиры и пегматиты) — жильная серия; 5) крупнозернистые и среднезернистые граносиениты и кварцевые монцониты — фаза дополнительных интрузий.

Перечисленные породы слагают шесть массивов, разделенных узкими гнейсовыми перемычками, интенсивно инъецированными жильными производными комплекса. Исходя из геофизических данных, предполагается, что на глубине 1—2 км под поверхностью перемычки гранитные интрузии соединяются.

Сопоставление геологии массивов показывает, что в их строении имеется ряд общих черт.

1. Все массивы являются многофазными.

2. Образованию гранитов предшествовало внедрение небольших интрузий кварцевых диоритов и даек жильных пород диоритовой группы, приуроченных главным образом к расколам северо-восточного направления. По мнению авторов работы [11], при внедрении гранитов главной фазы тела пород диоритовой группы были раздроблены и частично уничтожены, сохранившись лишь в виде останцов среди гранитов. Количество останцов возрастает от Лицкого массива (на юго-западе) к Арагубскому (на северо-востоке), где ими сложено ≈ 6% площади.

3. Во всех массивах наибольшую площадь занимают крупнопорфирировидные породы состава гранита или гранодиорита, которые рассматриваются как породы главной фазы. Около контактов с контрастными по составу вмещающими породами они переходят в монцониты, граносиениты, тоналиты и плагиоаплиты или же преобразуются в контаминированные меланократовые кварцевые монцониты со структурой типа выборгита.

4. За крупнопорфирировидными гранитами внедрялись мелкопорфирировидные граниты, но количество их в разных массивах весьма различно. Только в Лицком массиве они образуют крупный pluton, в остальных же массивах мелкопорфирировидные граниты слагают наиболее ранние по времени образования тела жильной серии. Мелкопорфирировидные граниты в целом более лейкократовые и однородные по составу, чем граниты главной фазы.

5. Интрузивная деятельность в большинстве массивов завершается образованием жил лейкократовых мелкозернистых гранитов и пегматитов.

6. В Бол. Урагубском массиве магматическая деятельность завершилась внедрением штока крупнозернистых граносиенитов и кварцевых монцонитов. Аналогичные по составу породы отмечены среди жильных образований Арагубского массива; в остальных массивах наличие интрузивных пород этой фазы достоверно пока не установлено.

7. Постмагматические автометасоматические преобразования гранитов во всех массивах проявлены слабо, жильные пневматолито-гидротермальные образования также не имеют широкого распространения.

8. Взаимодействие гранитов с вмещающими породами и их ксенолитами различно, характер его контролируется многими факторами, среди которых важнейшими являются ориентировка контактовой поверхности, ее соотношение со сланцеватостью боковых пород, степень расщепления и состав боковых пород.

В. Р. Ветрин и др. [11] отнесли лицко-арагубский комплекс к калий-натровой серии повышенной щелочности в отличие от высокоглиноземистых гранитов умбинского комплекса и калиевых гранитов рапакиви.

Учитывая, что лицко-арагубский комплекс хорошо известен как эталонный комплекс посткарельских порфиридных плагиомикроклиновых гранитов, то на нем можно проверить разработанные классификацию и физико-химические модели гранитообразования. С этой целью были использованы имеющиеся в работах [7, 11] сведения по минеральному (табл. 6.4) и химическому составу, начиная с главной фазы. Породы „диоритовой группы” здесь не рассматриваются, поскольку ее принадлежность к лицко-арагубскому комплексу проблематична.

Данные химического состава пород по массивам пересчитаны (в мас.%) на нормативные миналы (табл. 6.5), необходимые соотношения миналов для нанесения фигуративных точек на физико-химические диаграммы рассчитаны в мол.%.

На предлагаемой классификационной диаграмме (рис. 6.7) породы различных массивов четко отделяются друг от друга, образуя тренды дифференциации, которые начинаются от кварцевых монцонитов и монцонитов или гранодиоритов и кончаются гранитами или лейкогранитами. Причем эти тренды по  $(Ab+An) \cdot 100 / Ab+An+Or$  отношению располагаются на диаграмме не закономерно относительно пространственного расположения массивов. По щелочности преобладает низкощелочной петрохимический тип пород, в поле нормальной щелочности попадают только некоторые породы начальных членов дифференцированного ряда массивов Бол. Урагубского, Портлубольского и Лицкого. И только в этих массивах имеются амфиболсодержащие разновидности гранитоидов, которые в остальных массивах отсутствуют.

Попытаемся оценить физико-химические условия формирования пород лицко-арагубского комплекса. Вначале эта задача будет решаться в общем виде с использованием химического состава пород и их реальных минеральных ассоциаций.

Все пробы гранитоидов по присутствию типоморфных миналов делятся на три группы: 1) содержащие Алс; 2) содержащие Мпр и 3) не содержащие ни того, ни другого. Следовательно, группа 1 моделируется системой А, группа 2 — системой В и группа 3 — системой Б.

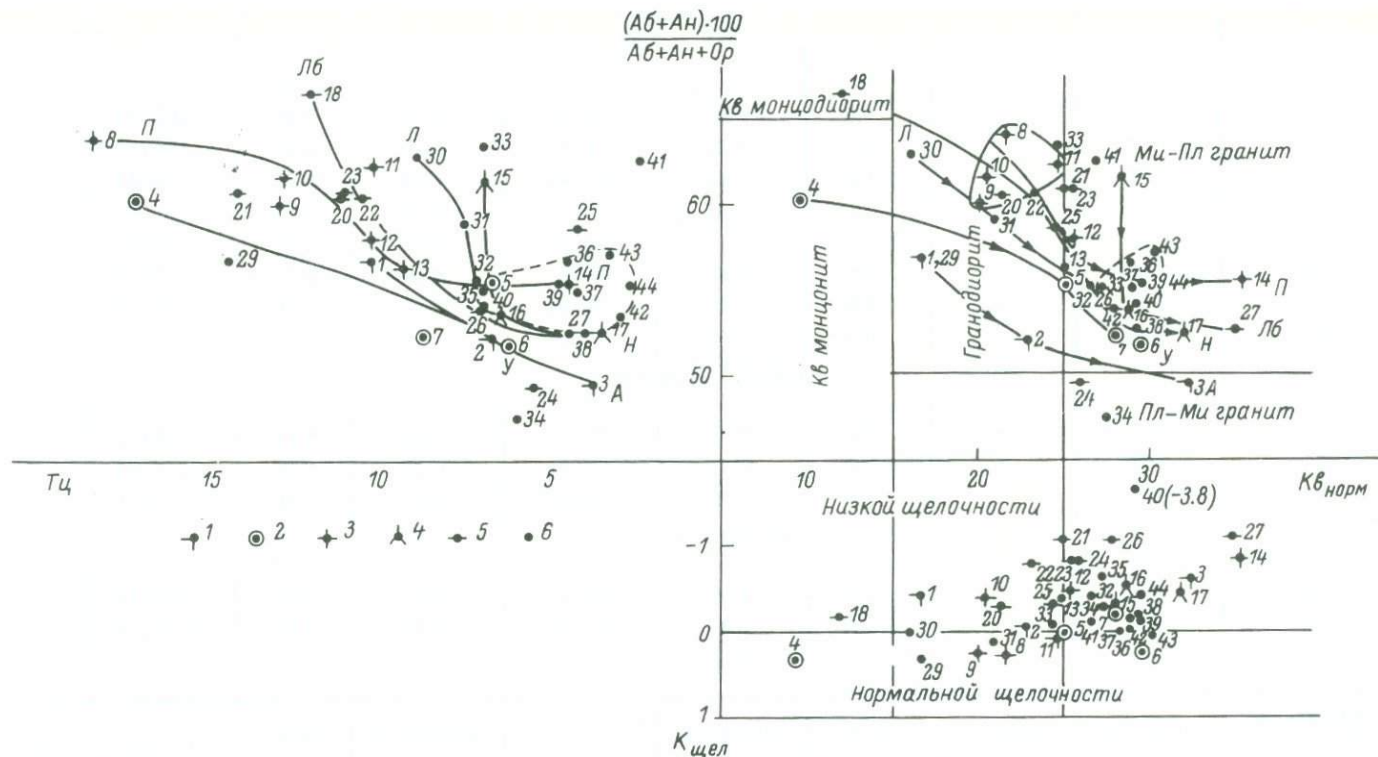


Рис. 6.7. Положение на классификационной диаграмме гранитоидов лиско-арагубского комплекса.

Породы массивов. 1 – Ара (А); 2 – Бол. Урагубского (У); 3 – Порт-Лубола (П); 4 – Няляяр (Н); 5 – Лебяжьего (ЛБ); 6 – Лицкого (Л). Номера у фигуративных точек соответствуют порядковым номерам в табл. 6.4.

Таблица 6.4

Минеральный состав (в мас.%) гранитоидов лицко-арагубского комплекса [7, 11]

№ п/п	Номера проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Калишпат	Биотит	Амфибол	Мусковит	Сумма аксессуарных минералов
Массив Ара									
1	1476-72	17.8	36.5	20-30	38.7	3.7		0.04	3.3
2	1475-72	36.3	32.3	15-25	29.2	1.4		0.04	0.8
Массив Б. Урагубский									
3	7/62	31.3	24.8	20-30	24.0	6.7	+	0.20	3.0
4	1401-72	34.8	17.0	14-27	41.0	5.1	+	0.02	1.1
5	8-62	27.1	33.0	18-30	34.4	3.1	+	0.10	1.3
Массив Портлубол									
6	Пор-1	29.4	31.7	20-30	29.5	8.0	+	0.02	1.4
7	2-62	32.4	35.4	18-25	23.4	5.2	+	0.30	3.3
8	4-62	41.8	29.9	8-18	24.0	3.6	+	0.40	0.3
Массив Нял-Ярв									
9	11/71	30.3	40.5	15-30	23.1	3.1	+	0.10	2.9
10	113с/71	25.5	35.6	8-18	31.4	6.0		0.10	1.4
11	112с/71	31.1	32.0	15-20	33.4	2.4		+	1.1
Массив Лебяжий									
12	62/70	18.3	48.4	20-30	18.2	11.2			3.9
13	69с/70	25.1	41.5	20-30	21.3	8.8			3.3
14	50с/70	33.0	38.1	20-30	16.6	9.1			3.2
15	83с/70	28.0	41.7	20-30	18.8	9.5			2.0
16	33/64	20.1	40.0	15-25	19.4	7.7	0.10	0.40	3.3
17	84с/70	28.3	34.0	12-18	32.4	3.5		+	1.8
18	63/70	27.8	40.4	8-18	28.4	2.5		+	0.9
19	70с/70	40.0	32.2	10-18	26.1	0.9		+	0.8
Массив Лицкий									
20	132/71	19.7	36.1	18-30	23.3	19.4	0.20		5.8
21	145/71	19.0	45.2	20-30	26.0	5.6	+		4.2
22	25/70	31.5	35.2	18-30	26.6	3.7			3.0
23	26/70	35.7	34.8	20	27.5	2.1		+	1.9
24	146/71	29.4	34.1	8-18	32.6	3.0		+	0.9
25	44/70	28.5	35.0	12-20	32.0	2.8		+	1.7
26	195с/71	27.3	41.0	8-18	26.5	1.2		2.60	1.4
27	22/70	32.8	35.2	8-18	29.6	1.6		+	0.8
28	153/71	31.5	37.5	8-18	30.0	0.4		+	0.6

Таблица 6.5

Нормативный состав (в мас.%) гранитоидов лицко-арагубского комплекса

№ п/п	Номера проб	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр	Опр (f)	К <sub>щел.</sub>
Массив Ара									
1	1476-72	16.75	36.70	31.16	4.17	0.97	—	3.11 (0)	-0.40
2	1481-72	22.93	30.93	32.83	4.73	0.16	—	2.47 (21.7)	-0.06
3	1475-72	32.64	27.79	31.72	3.34	1.13	—	0.90 (0)	-0.58
Массив Б. Урагубский									
4	1434/72	9.60	34.60	28.38	8.34	—	3.04	3.92 (0)	0.32
5	7/62	25.02	31.98	30.05	5.01	—	—	2.73 (28.0)	0.00
6	1401-72	29.40	28.84	30.61	3.89	—	0.87	0.80 (0)	0.22
7	8-62	27.96	30.41	31.72	4.17	0.49	—	1.74 (25.0)	0.2
Массив Портлубол									
8	270/4	21.84	28.31	21.70	10.29	—	3.96	6.07 (19.3)	-0.31
9	Пор-III	20.10	31.46	26.16	7.79	—	2.48	3.99 (33.3)	0.28
10	270/2	20.52	31.98	25.04	8.07	1.62	—	5.12 (6.0)	-0.34
11	Пор-I	24.72	29.36	23.93	10.01	—	0.46	5.02 (43.2)	0.05
12	2-62	25.56	28.84	26.71	8.07	2.11	—	4.25 (45.9)	-0.33
13	Пор-IV	25.08	31.46	28.38	5.01	0.97	—	2.94 (14.3)	-0.45
14	4-62	35.40	28.84	26.16	3.62	1.78	—	1.62 (76.9)	-0.85
Массив Нял-Явр									
15	111/71	28.20	29.89	24.49	9.45	1.62	—	1.36 (15.4)	-0.29
16	113с/71	28.75	28.84	29.50	5.01	1.46	—	2.00 (33.3)	-0.50
17	112с/71	31.98	29.36	30.61	4.45	1.13	—	0.40 (0)	-0.44
Массив Лебяжий									
18	62/70	12.12	38.27	25.04	11.13	1.13	—	3.50 (18.2)	-0.17
19	51с/70	16.57	24.64	45.63	2.50	2.59	—	3.29 (41.4)	-1.78
20	69с/70	21.42	31.98	26.16	8.34	1.30	—	4.66 (25.6)	-0.27
21	50с/70	25.14	28.84	23.37	7.23	4.37	—	4.72 (38.1)	-1.04
22	83с/70	23.17	32.51	25.60	6.68	2.92	—	3.83 (38.2)	-0.75
23	33/64	25.38	32.51	24.49	5.29	2.43	—	4.03 (27.0)	-0.79
24	84с/70	26.10	28.84	33.95	4.17	1.34	—	1.74 (25.0)	-0.80
25	63/70	24.36	36.70	29.50	4.73	0.81	—	0.70 (0)	-0.29
26	36/64	28.08	29.36	29.50	5.01	3.08	—	1.77 (11.8)	-1.05
27	70с/70	35.11	27.79	28.38	3.62	2.27	—	0.63 (16.7)	-1.08
Лицкий массив									
28	С-I	0.30	44.04	42.29	5.01	—	3.04	0.40 (0)	0.42
29	П-I	16.57	28.84	29.50	10.01	—	4.03	5.00 (19.1)	0.33
30	132/71	15.96	35.13	27.27	11.13	—	0.22	4.30 (22.5)	0.02
31	145/71	21.00	34.08	28.94	7.79	—	0.47	2.67 (7.7)	0.13
32	25/70	26.46	29.89	28.94	6.12	1.46	—	2.11 (15.0)	-0.41
33	208с/71	24.54	35.65	25.04	7.51	0.32	—	3.29 (41.4)	-0.07
34	211с/71	27.42	26.22	34.50	4.73	0.65	—	1.61 (20.0)	-0.24
35	26/70	27.24	29.36	29.50	5.84	1.94	—	2.23 (35.0)	-0.57
36	29/64	28.99	28.84	28.38	8.07	—	—	1.51 (0)	0.00
37	146/71	29.05	29.36	29.50	6.68	0.49	—	1.62 (50.0)	-0.13
38	44/70	29.23	29.36	31.16	5.01	0.49	—	0.63 (16.7)	-0.17
39	27/64	29.47	29.36	28.94	6.40	0.49	—	2.82 (54.2)	-0.13
40	31/64	29.23	32.51	28.94	1.39	3.09	—	1.41 (0)	-3.80
41	195с/71	26.76	37.75	26.16	5.84	0.32	—	1.56 (61.5)	-0.10
42	22/70	28.63	30.41	31.72	6.12	—	—	1.26 (45.45)	0.00
43	28с/70	30.12	31.98	28.38	5.56	—	0.97	0.33 (33.3)	0.17
44	153/71	29.40	31.98	30.05	5.01	1.13	—	0.76 (28.6)	-0.39

Затем для проб группы 1 в молекулярных количествах вычисляется соотношение Алс : Опр : Ор; для группы 2 и 3 — Пл : Опр : Ор; для группы 2 — Пл : Опр : Мпр и для всех групп — Аб : Ан : Ор. По  $f^{\text{Опр}}$ , которая за исключением четырех проб (4–62, 146/71, 27/64, 195с/71) имеет значение 0–45, выбираются изоплетические сечения систем А и В, а по реальным минеральным ассоциациям — изобарические разрезы к ним. При выборе изобарического сечения для пород, значительно пересыщенных глиноземом (группа 1), встретились трудности, которые заключаются в следующем. Для таких пород кроме лейкократовых минералов отмечается присутствие биотита и мусковита, но, судя по описанию авторов работы [11], мусковит в породах лицко-арагубского комплекса постмагматический. Указание на присутствие граната не может покрыть избыточный алюминий относительно биотита. При давлении флюида больше 4 кбар при  $f^{\text{Опр}} < 50\%$  в теоретической ассоциации с биотитом должен быть кордиерит, но поскольку при минеральном анализе кордиерит не был обнаружен, то приходится предполагать, что при химическом анализе у части проб завышено содержание глинозема.

Пробы пород с  $f^{\text{Опр}} > 50\%$  следовало нанести на соответствующее сечение, но три из них (37, 39 и 41) попадают в группу слабо пересыщенных глиноземом, и независимо от топологии диаграммы темноцветный минерал в них должен быть представлен биотитом. Только образование гранитов пр. 4–62 может моделироваться сечением с  $f^{\text{Опр}} > 60\%$  при  $P_{\text{фл}} > 3.3$  кбар (рис. 3.10, б). Термодинамические параметры магматической кристаллизации пересыщенных глиноземом пород оцениваются в следующих пределах:  $P_{\text{фл}} = 1.5–4$  кбар (интервал от  $J_{17}$  до  $J_{11}$  рис. 3.12),  $T_s = 730–660$  °С. Для главной фазы порфиридных гранитов Лицкого и Няльяврского массивов по предлагаемому в настоящей работе двуполошпатовому термобарометру получены следующие значения термодинамических параметров:  $P_{\text{фл}} = 3.7$  кбар,  $T_s = 690$  °С, т. е. не выходящие из указанных выше пределов. Фигуративные точки насыщенных и недосыщенных глиноземом пород попали в Би–Пл–Ор треугольник (рис. 6.8), но одна часть — в поле (объем) первичной кристаллизации амфиболов, а другая — в поле первичной кристаллизации плагиоклаза, причем две из них представляют породы, насыщенные глиноземом (№ 36 и 42). По соотношению Опр : Мпр : Пл (рис. 6.9) большинство точек попали в треугольник Амф–(Глф–Чер)–Пл, следовательно, в минеральной ассоциации этих пород не должно быть Мпр, что согласуется с данными минералогического анализа. Две точки (28 и 43) попали в треугольник Амф–Мпр–Пл, для них можно было бы ожидать наличие в породах Мпр. К сожалению, минерального анализа проб этих пород не проводилось, а в шлифах из рассматриваемых пород моноклинный пироксен не обнаружен.

Чтобы проследить ход кристаллизации и определить конечные минеральные ассоциации составов, попавших в первичный объем кристаллизации амфибола, необходимо иметь химический состав последнего для каждой пробы, но поскольку таких данных нет, можно наметить путь кристаллизации только в общих чертах. Для примера возьмем фигура-

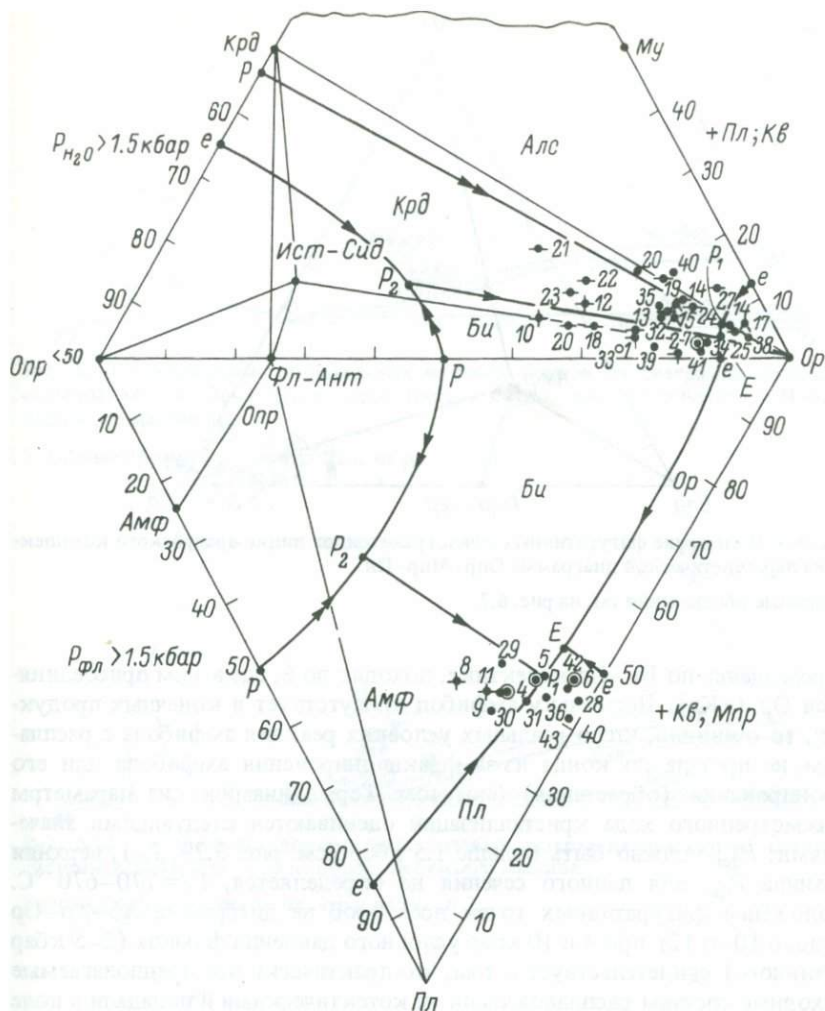


Рис. 6.8. Положение фигуративных точек гранитоидов лицко-арагубского комплекса на изобарических проекциях систем А и В.

Условные обозначения см. на рис. 6.7.

тивную точку пр. 132/71 (№ 30), по которой определен минеральный состав и проведен химический анализ. Из расплава заданного состава, отвечающего химическому анализу пр. 132/71, первым должен кристаллизоваться амфибол, в результате чего фигуративная точка расплава переместится к Амф-Пл котектике (пограничная линия), где к амфиболу присоединится плагиоклаз. Далее состав расплава, перемещаясь по Амф-Пл котектике, дойдет до точки  $P_1$ , в которой начнется реакция амфибола с расплавом и образованием Би+Пл ассоциации. По окончании реакции ассоциация Би+Пл продолжает кристаллизоваться, а состав расплава,

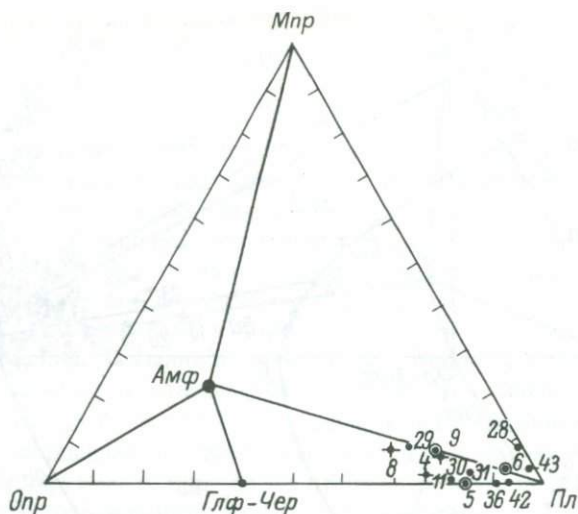


Рис. 6.9. Положение фигуративных точек гранитоидов лицко-арагубского комплекса на парагенетической диаграмме Опр—Мпр—Пл.

Условные обозначения см. на рис. 6.7.

перемещаясь по Би—Пл котектике, доходит до  $E$ , где к ним присоединяется Ор (+Кв). Поскольку амфибол присутствует в конечных продуктах, то очевидно, что в реальных условиях реакция амфибола с расплавом не прошла до конца из-за фракционирования амфибола или его бронирования (обрастания) биотитом. Термодинамические параметры рассмотренного хода кристаллизации оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}}$  должно быть больше 1.5 кбар (см. рис. 3.29,  $J_{18}$ ), верхняя граница  $P_{\text{фл}}$  для данного сечения не определяется,  $T_s = 770\text{--}670$  °С. Положение фигуративных точек всех проб на диаграмме Аб—Ан—Ор (рис. 6.10—6.12) при 4 и 10 кбар условного давления флюида (2—5 кбар истинного) свидетельствует о том, что практически все предполагаемые исходные составы расплавов были не котектическими и попадали в поле (объем) первичной кристаллизации плагиоклазов, что отличает гранитоиды данного комплекса от рапакиви [23].

В пробах 172/71 — гранодиорит главной (II) фазы Лицкого массива, 129/71 — гранит главной (II) фазы Нягъяврского массива и 30/70 — мелкопорфировидные граниты Лицкого массива кроме минеральных составов и химизма определены составы биотитов, что позволяет более детально проследить ход кристаллизации. В табл. 6.6—6.10 для этих проб приведены данные минерального состава, химического анализа пород и биотитов, результаты пересчета химического анализа пород на миналы и кристаллохимические формулы биотитов. По кристаллохимическим формулам рассчитаны  $f^{\text{Би}}$ ,  $K^{\text{Би}}$ ,  $A^{\text{VI}+\text{Fe}^{3+}}$ , и по этим параметрам на рис. 3.70 нанесены фигуративные точки биотитов. Железистость биотитов изменяется соответственно изменению  $f^{\text{пор}}$ , только осталось

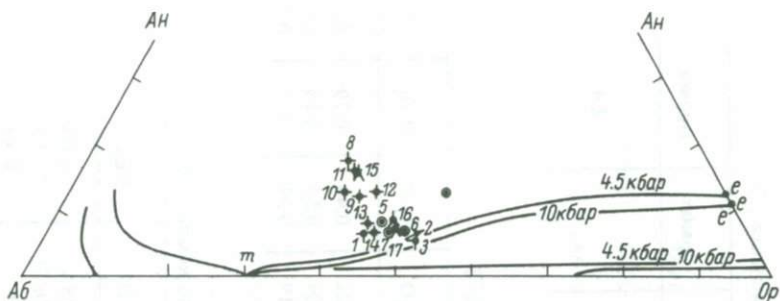


Рис. 6.10. Соотношение нормативных полевых шпатов на диаграмме состояния системы  $Ab-An-Or-H_2O$  из пород Няльярвского, Ара, Урагубского и Портлудского массивов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 6.7.

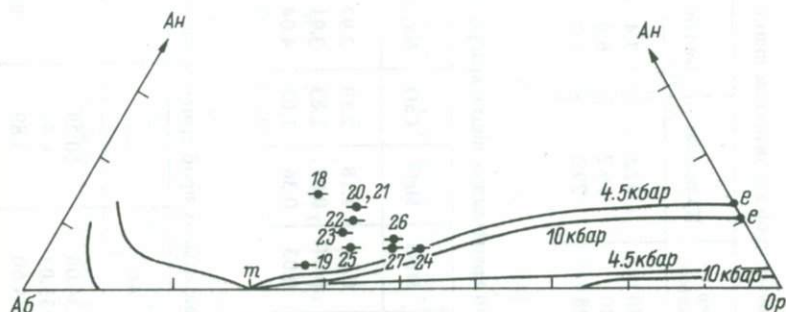


Рис. 6.11. Соотношение нормативных полевых шпатов на диаграмме состояния системы  $Ab-An-Or-H_2O$  из пород Лебяжьего массива.

Условные обозначения те же, что и на рис. 6.7.

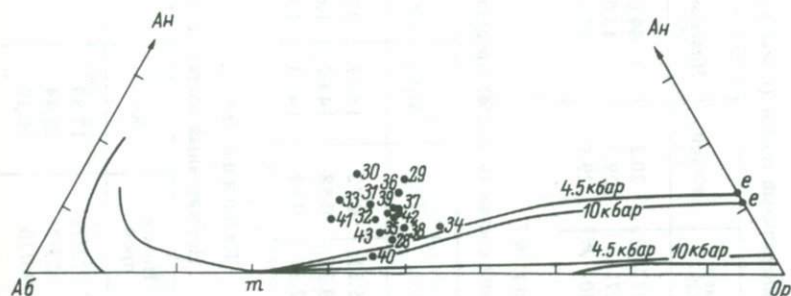


Рис. 6.12. Соотношение нормативных полевых шпатов на диаграмме состояния системы  $Ab-An-Or-H_2O$  из пород Лицкого массива.

Условные обозначения те же, что и на рис. 6.7.

Таблица 6.6

Минеральный состав (в мас.%) представительных проб гранитоидов лицко-арагубского комплекса [7]

Номер проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Калишпат	Биотит	Мусковит	Гранат	Прочие
172/71	20.2	44.0	20-30	22.5	7.4			
129/71	29.4	43.0	18-30	19.2	6.0			2.4
30/70	29.1	37.9	15-25	29.2	3.3	+	+	

Таблица 6.7

Химический состав (в мас.%) представительных проб гранитоидов лицко-арагубского комплекса [7]

Номер проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F
172/71	65.31	0.72	15.37	2.18	2.01	0.14	1.18	2.59	3.97	4.51	0.22	0.43	0.29	0.14
129/71	69.26	0.58	14.67	1.66	1.91	0.04	0.87	1.83	3.91	4.05	0.04	0.54	0.18	0.06
30/70	72.54	0.18	14.13	1.10	0.90	0.03	0.36	1.02	4.04	5.31	0.19	0.39	0.07	0.08

Таблица 6.8

Нормативный состав (в мас.%) представительных проб гранитоидов лицко-арагубского комплекса

Номер проб	Кв	Ор	Аб	Ан	Алс	Опр (f)	K <sub>щел</sub>
172/71	17.89	26.71	34.08	10.29	-	3.93 (18.9)	0.00
129/71	25.44	23.93	33.03	6.95	-	3.27 (26.7)	-0.52
30/70	26.10	31.16	34.60	3.89	0.32	1.16	-0.14

Таблица 6.9

Химический состав (в мас.%) биотитов из гранитоидов лицко-арагубского комплекса [7]

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
172/71	37.90	1.37	14.52	2.96	15.03	0.51	13.33	0.41	0.08	10.00	0.10	—	2.99
129/71	36.44	2.05	15.43	2.92	17.18	0.21	11.24	0.41	0.08	9.69	0.07	—	3.21
30/70	33.10	2.78	16.04	5.04	21.66	0.31	7.32	0.93	0.13	6.52	0.08	0.13	4.80

Таблица 6.10

Кристаллохимические формулы биотитов из гранитоидов лицко-арагубского комплекса (на 11.5 кислорода)

Номера проб	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Li	OH + F
172/71	2.968	0.081	1.340	0.174	0.984	0.034	1.555	0.034	0.012	0.999	0.031	1.808
129/71	2.897	0.122	1.445	0.175	1.142	0.014	1.331	0.035	0.012	0.982	0.022	2.103
30/70	2.773	0.172	1.561	0.313	1.495	0.022	0.900	0.082	0.021	0.686	0.027	3.03



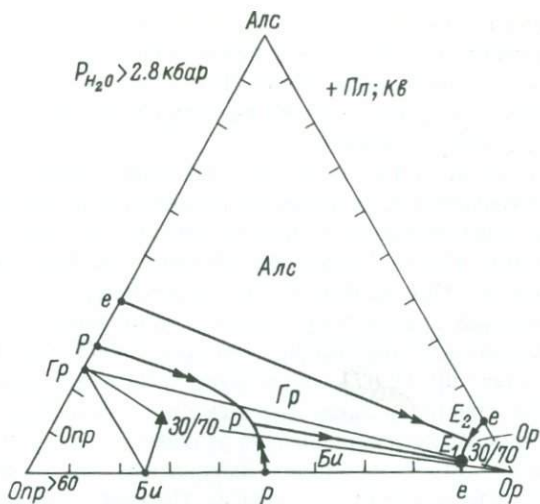


Рис. 6.14. Положение фигуративных точек биотита и породы из лицко-арагужского комплекса на изобарической диаграмме системы А.

фракционирования или бранирования амфибола биотитом. Термодинамические условия кристаллизации гранитоидов (пр. 172/71) оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} > 1.5$  кбар (см. рис. 3.29),  $T_s < 675$  °С.

Иной ход кристаллизации следовало бы ожидать для состава, изображенного фигуративной точкой расплава пр. 129/71. Она находится выше линии (коноды) Би—Ор вблизи котектики Крд—Би. Следовательно, кристаллизация должна была начаться практически одновременным выделением Крд и Би с перемещением фигуративной точки расплава по котектике к точке *E*, где к этим фазам присоединится Ор (+Пл, Кв). Закончиться кристаллизация должна ассоциацией Крд+Би+Ор+Пл+Кв, но в реальной минеральной ассоциации Крд не обнаружен, поэтому остается предположить, что при химическом анализе породы было завышено содержание в ней глинозема. Термодинамические параметры магматической кристаллизации породы пр. 129/71 оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} = 1.5\text{--}4.5$  кбар,  $T_s = 725\text{--}670$  °С (интервал между  $J_{17}$  и  $J_2$ , рис. 3.12).

Фигуративная точка пр. 30/70 попадает также в поле первичной кристаллизации биотита ниже линии (коноды) Би<sub>30/70</sub>—Ор, вблизи Би—Ор котектики (рис. 6.14). Следовательно, при равновесной кристаллизации без фракционирования расплав не сможет дойти до точки *E* и должен закончить кристаллизацию в точке пересечения Би—Ор котектики одноименной конодой с образованием ассоциации Би+Ор+Пл+Кв. В действительности же в пр. 30/70 отмечен Гр, поэтому есть основания предполагать, что кристаллизация происходила с определенным фракционированием. Термодинамические условия кристаллизации этих гранитов оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} > 2.8$  кбар (т. е. выше  $J_{18}$ , верхний предел ограничивается  $J_8$ , рис. 3.10, б),  $T_s = 690\text{--}660$  °С.

По соотношению  $Аб : Ан : Ор$  при  $P_{фл}^{уст} = 6-7$  кбар все три фигуративные точки гранитоидов попадают в поле первичной кристаллизации Пл, но ближе всех к пограничной линии Пл—Кпш располагается точка пр. 30/70, поэтому эти граниты можно рассматривать как котектические (эвтектические) при  $P_{фл} = 3.0$  кбар.

Порядок кристаллизации. Из приведенного анализа трех типовых проб намечается следующая теоретическая последовательность кристаллизации порфировидных гранитов: пр. 172/71 — Би → Би+Амф → Би+Пл ± Амф → Би+Пл+Ор ± Амф → Би+Пл+Ор+Кв ± Амф; пр. 129/71 — (Крд)+Би → (Крд)+Би+Пл → (Крд)+Би+Пл+Ор → (Крд)+Би+Пл+Ор+Кв; мелкопорфировидных гранитов пр. 30/70 — одновременная котектическая (эвтектическая) кристаллизация (Гр)+Би+Пл+Ор+Кв. В реальном минеральном составе пр. 129/71 отсутствует Крд, поэтому он в ряду последовательности кристаллизации взят в скобки. Установленные эволюционные ряды минералов принципиально отличаются от схемы, принятой в [11] на основе петрографических наблюдений над соотношениями цветных и силикатных минералов в шлифах. По этой схеме биотит также начинает кристаллизоваться одним из первых, однако основная его масса выделяется на поздней и постмагматической стадии — после формирования кварц-полевошпатовой матрицы. Согласно предлагаемой модели, главная масса биотита (и амфибола) выделяется на раннемагматической стадии, а заканчивается его кристаллизация одновременно с последними эвтектоидными порциями кварц-полевошпатового кристаллизата.

Генезис магмы. Поскольку в данной работе не представляется возможным критически разобрать вопросы генезиса магмы отдельных интрузивных фаз, принимается гипотеза авторов. Важно следующее: авторы работы [11] предполагают, что во время интрузии магма была гомогенной, и поэтому появление на уровне становления расплава определенного петрохимического типа принимается как установленный факт.

Давление. В. Р. Ветрин и др. [11] пытались определить глубину становления массивов Лицко-арагубского комплекса, покрывающей толщи: для Портлубольского массива глубина оценивается в 2–3 км, для Лицкого — 5–8 км; указывается, что данные оценки согласуются с результатами определения величины общего давления, полученными петрологическими методами, в том числе и с использованием диаграммы автора [21, 22]: для северных массивов  $P_{общ} = P_{H_2O} = 2-2.5$  кбар, для Лицкого — 4–5 кбар. С другой стороны, авторы работы [11] подчеркивают, что пересчет оценок давления на реальную глубину становления интрузий, основанный на допущении, что давление в камере интрузии полностью обусловлено давлением нагрузки, всегда дает завышенные значения глубинности. Это делает, по их мнению, нецелесообразным прямое сравнение геологических и петрологических оценок глубинности. Действительно, если считать что  $P_{H_2O} = P_{общ}$ , то глубина становления массивов должна быть в пределах 8–15 км, а по геологическим данным она не превышает 8 км. Следовательно,  $P_{H_2O} \neq P_{общ}$  и может его превышать на 1.5–2 кбар [42], а при отсутствии геологических данных, позволяющих рассчитать глубину формирования конкретного plutonic

комплекса, достаточно определить давление флюида, которое главным образом и влияет на минеральные парагенетические ассоциации. Для Лицкого массива (самого „глубинного“) по двуполевошпатовому термобарометру получено  $P_{\text{фл}} = 3.7$  кбар.

**Температура.** Большинство минералогических термометров (Пл-Кпш, Амф-Би, Амф-Пл, Амф-Мт, Би-Мт) определяют в гранитах лицко-арагубского комплекса температуру 420–580 °С, что, по мнению авторов [11], отражает режим постмагматического отжига. Температуры начальных этапов кристаллизации определяются [11] с использованием диаграммы состояния системы Аб–Ан–Ор при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$  кбар. По их данным, первым в гранитоидах главной фазы кристаллизуется Пл<sup>30</sup> при  $T = 800\text{--}850$  °С, а в мелкопорфировидном граните Пл<sup>22-24</sup> при  $T = 750\text{--}770$  °С. По двуполевошпатовому термобарометру, предложенному автором, для главной фазы гранитоидов Лицкого и Няльъяврского массивов температура полевошпатового равновесия определяется в 685–690 °С.

**Режим летучих.** Авторы работы [11] попытались установить режим летучих, используя экспериментальные данные по изучению условий образования минералов, в состав которых входят летучие. По пересечению линий устойчивости биотита разного состава, по железистости и при различных буферах с солидусом Кв+Пл+Кпш они определили уровни  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  для гранитоидов комплекса. По их данным, при кристаллизации порфировидных гранитов  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  находилось на уровне 500–550 бар, пегматитов – около 1000 бар, мелкопорфировидных гранитов – достигало 1500–2400 бар. В. Р. Ветрин и др. [11] считают, что это минимальные значения  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , при которых вместо Кпш в ассоциации с Кв и Пл начинает выделяться Би. Указанные уровни  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  (с поправками на ассоциацию Би+Кв) соответствуют термодинамическим параметрам „инвариантных“ точек Кв+Пл+Кпш+Опр+Би+Ж с заданными составами Пл и Опр (или Би). Они действительно являются минимальными для составов Би из конкретных пород. Давление, при котором происходила кристаллизация ассоциации Кв+Пл+Кпш+Би, было очевидно выше, чем у указанных „инвариантных“ точек, и оценку его значений можно производить либо по  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{--}T$  проекции соответствующего изоплетического сечения, либо по содержанию Кв в предельных (котектических) гранитах, либо по двуполевошпатовому термобарометру (см. выше).

Приняв координаты  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  точек пересечения линий разложения биотита различной железистости с гранитными солидусами за значения  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , при которых из водонасыщенных расплавов кристаллизовался биотит, авторы [11] оценили количество воды в исходном расплаве. По их мнению, исходная степень водонасыщенности не превышала 10–30% предельной, и лишь к концу процесса кристаллизации она достигала 100%. Результаты анализа минеральных парагенезисов порфировидных гранитов с помощью диаграмм 6.8–6.9 дают основания для утверждения, что полное водонасыщение было достигнуто уже на начальной стадии кристаллизации магмы.

Щелочность среды минералообразования. В. Р. Ветрин и др. [11] определяли щелочность среды по изменению железистости и глиноземистости биотита. По их данным, она варьирует в пределах фаций, умеренных по щелочности, и субщелочных пород (по схеме Шкодзинского). По предлагаемой в данной работе классификации гранитоиды комплекса относятся к породам низкой и нормальной щелочности.

Таким образом, применение разработанных физико-химических моделей к породам лицко-арагубского комплекса позволило уточнить их петрохимическую классификацию.

Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов комплекса с использованием новых диаграмм — моделей и двуполевого шпатового термобарометра — подтвердил представление о генезисе пород из высокотемпературного магматического расплава; однако в отличие от петрологической модели авторов [11] показано, что к началу кристаллизации расплав был полностью насыщен водой. Что же касается глубины становления пород комплекса, то петрологическими методами она не определяется, и это не столь важно, поскольку, как уже неоднократно подчеркивалось, глубина (или общее давление) существенного влияния на минеральные ассоциации не оказывает. Минеральные ассоциации при одном химическом составе зависят от  $P_{\text{фл}}$  (или  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в простом случае). По давлению флюида минеральные ассоциации всех фаз, всех массивов лицко-арагубского комплекса относятся по систематике автора к абиссальной фации (см. табл. 5.4, 5.5).

## 6.2.2. Комплекс гранитоидов прибрежной зоны Приморья

В качестве примера среди молодых гранитов был выбран комплекс гранитоидов прибрежной зоны Приморья, детально изученный в последнее время Г. А. Валуй [10]. По ее данным, породы этого комплекса имеют возраст от раннего мела до олигоцена и формировались в пять интрузивных фаз: 1) диориты, 2) гранодиориты, 3) крупнозернистые граниты, 4) миароловые и щелочные граниты и 5) гранит- и гранодиорит-порфиры и аплит-пегматиты. Гранитоидные интрузивы (Опричинский, Владимирский, Ольгинский, Валентиновский) вытянуты вдоль побережья Японского моря, образуя единый пояс северо-восточного простирания, и отделены друг от друга полями верхнемеловых эффузивов.

Для парагенетического анализа использованы 5 наиболее полно охарактеризованных типов пород из Владимирского и Ольгинского массива.

В л а д и м и р с к и й м а с с и в занимает площадь около 300 км<sup>2</sup> вокруг залива Владимира, протягиваясь на 22 км при ширине 16–18 км. В составе пород массива наблюдаются гранодиориты, крупнозернистые граниты и среднезернистые аплитовидные граниты. Между отдельными разновидностями пород устанавливаются, как правило, рвущие контакты. Граниты и гранодиориты содержат округлые включения мелкозернистых пород гранодиоритового состава, равномерно рассеянных в теле массива или образующих линзообразные скопления в некоторых

Таблица 6.11

Минеральный состав (в мас.%) гранитоидов прибрежной зоны Приморья [10]

Номера проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Калишпат	Биотит	Амфибол	Прочие
431	19.3	52.7	38–18	15.5	7.8	3.2	1.5
В-4906	36.0	28.3	22–13	33.0	1.8		3.6
В-783и	32.9	30.4	17–41	28.4	5.7	1.9	0.7
В-765	32.8	33.1	28	28.9	4.0	0.4	0.8
В-770	25.7	26.2	18–25	45.9	0.8	0.6	0.8

его частях. Гранодиориты прорваны многочисленными дайками мелкозернистых гранитов, аплитов, липаритов, фельзитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиров. Характерная особенность массива – обилие крупных ксенолитов палеозойских осадочных и туфогенных пород, являющихся, вероятно, останцами кровли. Наличие их, по мнению Г. А. Валуя, свидетельствует о небольшой глубине эрозионного среза. Вмещающие породы вблизи контакта массива превращены в роговики и скарны. По данным К–Аг метода, крупнозернистые граниты и гранодиориты массива формировались в интервале 61–78 млн. лет (поздний мел–палеоцен), аплитовидные граниты – 44–58 млн. лет (палеоцен–эоцен).

Для парагенетического анализа гранодиоритов взята пр. В-431, в которой определен химический состав породы (табл. 6.12). Минеральный состав, приведенный в табл. 6.11, выведен как среднее из двух проб В-189-10 и В-432 [10, табл. 10], поскольку для пробы В-431 минеральный состав в работе не приводится, а для проб В-189-10 и В-432 нет химического анализа.

В нормативной минеральной ассоциации пр. В-431 присутствует Мпр (табл. 6.13),  $K_{\text{щел}} = 0.14$ . Следовательно, гранодиориты относятся к породам нормальной щелочности, которые описываются системой В. По  $f^{\text{Опр}} = 32$  выбираем изоплетическое сечение системы В (рис. 3.29), а по реальной минеральной ассоциации – изобарический разрез этого сечения и по соотношению (в мол. кол.) Опр : Ор : Пл на изобарическую диаграмму наносим фигуративную точку (рис. 6.15). Для того чтобы определить возможность присутствия Мпр в конечной эвтектике, по соотношению Опр : Мпр : Пл (рис. 6.16) наносим фигуративную точку пр. В-431 на эту проекцию. Как видно из рис. 6.16, фигуративная точка пробы В-431 при  $P_{\text{фл}} > 3.0$  кбар попала в парагенетический треугольник Амф–(Глф–Чер)–Пл, и поэтому в присутствии Амф в конечных продуктах не должно быть Мпр, что согласуется с данными минералогического анализа.

На диаграмме рис. 6.15 фигуративная точка пр. В-431 попадает в парагенетический треугольник Би–Пл–Ор в поле первичной кристаллизации Амф. При кристаллизации Амф фигуративная точка расплава попадает на Амф–Пл котектику и далее при кристаллизации Амф



и Пл — в точку  $P_2$ . В точке  $P_2$  начнется реакция Амф с расплавом и выделением ассоциации Пл+Би. После прохождения реакции и при дальнейшем выделении ассоциации Пл+Би расплав переместится на котектику Пл+Би+Ор(+Кв) и при кристаллизации указанных фаз дойдет до  $E$  — Пл+Би+Ор+Мпр+Кв = Ж, где и закончит кристаллизацию. Таким представляется ход равновесной кристаллизации без фракционирования, но поскольку в реальной минеральной ассоциации присутствует Амф и отсутствует Мпр, то следует, очевидно, полагать, что кристаллизация происходила с фракционированием и бронированием Амф, и поэтому расплав не мог дойти до  $E$ , а заканчивал кристаллизацию на Пл+Би+Ор+Кв котектике, в фазовой ассоциации которой находятся реликты Амф.

Термодинамические параметры кристаллизации гранодиоритов оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} > 2$  кбар,  $T_s = 700$  °С. По составу сосуществующих полевых шпатов с использованием разработанного автором термобарометра можно уточнить значения термодинамических параметров кристаллизации гранодиоритов. По составу полевых шпатов в пр. В-435:  $T_{\text{кр}} = 720$  °С,  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{усл}} = 4.7$  кбар,  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ист}} = 2$  кбар.

На рис. 6.17, а показано положение фигуративных точек Пл, Кпш и валового состава нормативных Аб+Ан+Ор пр. В-435. Конода Пл—Кпш при  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{усл}} = 4.5$  кбар располагается рядом с конодой 720 °С, соединяющей равновесно сосуществующие полевые шпаты в системе Аб—Ан—Ор, фазовые равновесия которой рассмотрены в разделе 4.1.

Для парагенетического анализа крупнозернистых гранитов Владимирского массива взята пр. В-490б, в которой кроме минерального и химического состава (табл. 6.11 и 6.12) определен состав полевых шпатов (табл. 6.14). По набору нормативных минералов и  $K_{\text{щел}}$  данные граниты относятся к петрохимическому типу, пересыщенному глиноземом (табл. 6.13), и могут быть описаны системой А. По  $f^{\text{Опр}} = 30$  выбираем изоплетическое сечение системы А, но по реальной минеральной ассоциации, которая представлена Кв+Пл+Кпш+Би, не удалось подобрать изобарического разреза, поскольку такая ассоциация может образоваться на большом интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ .

В пр. В-437 из крупнозернистых гранитов проанализированы полевые шпаты (табл. 6.14), что позволяет произвести оценку термодинамических параметров кристаллизации данных гранитов (табл. 6.14, рис. 6.17, б). Конода сосуществующих полевых шпатов при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5.0$  кбар совпадает с конодой модельной системы Аб—Ан—Ор при 705 °С (рис. 6.17, б). С поправкой на гранитную систему  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2.1$  кбар.

Ольгинский массив, по данным Г. А. Валуя [10], расположен на побережье Японского моря и протягивается на 15 км при ширине 8—9 км. Он многофазен и сложен габбро-диоритами, гранодиоритами, гранитами крупнозернистыми, миароловыми и аплитовидными. Наибольшим распространением в массиве пользуются крупнозернистые граниты. Взаимоотношение диоритов и гранодиоритов не ясно — их выходы разобщены, но те и другие прорваны крупнозернистыми гранитами, а последние в свою очередь прорваны штоками миароловых

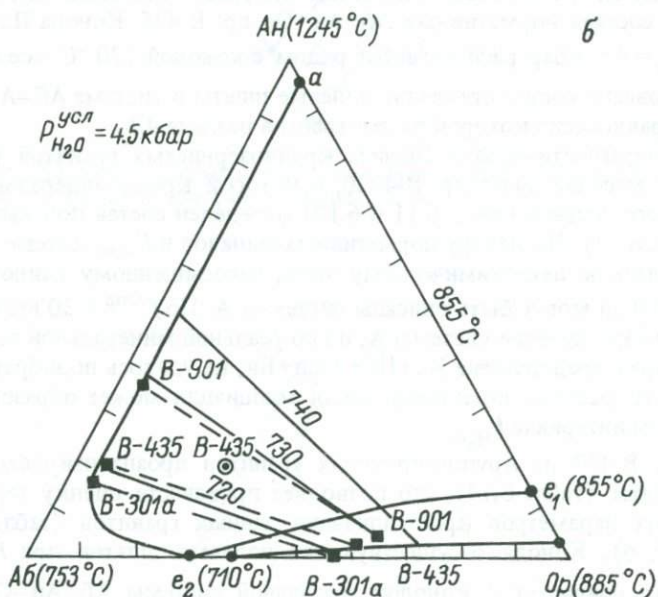
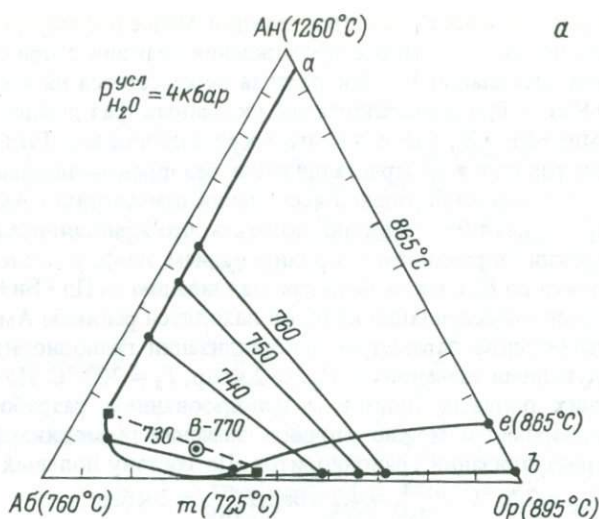


Рис. 6.17. Положение фигуративных точек реальных полевых шпатов и соотношения нормативных полевых шпатов из гранитоидов прибрежной зоны Приморья на изобарических диаграммах системы Аб–Ан–Ор–Н<sub>2</sub>О.

гранитов и дайкообразными телами аплитовидных гранитов. Непосредственные контакты интрузива с вмещающими породами не наблюдались, но в центральной части массива в крупнозернистых гранитах встречались крупные ороговикованные и скарнированные ксенолиты – останцы осадочно-вулканогенных пород пермского возраста. По данным К–Аг

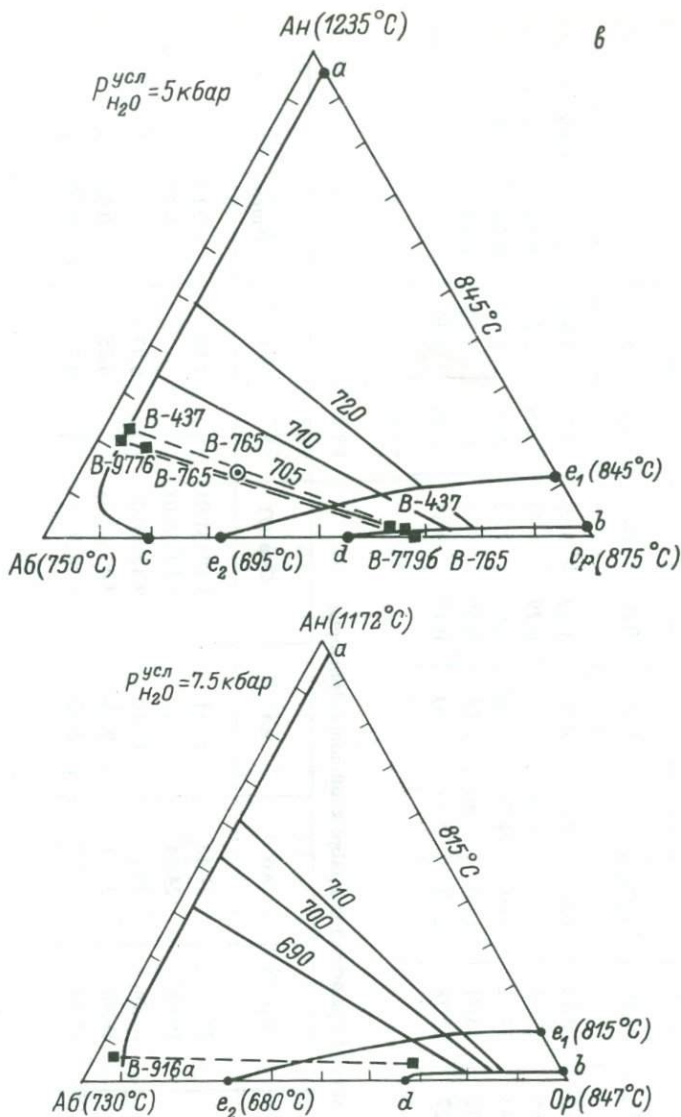


Рис. 6.17 (продолжение).

метода, возраст габбро-диоритов равен 172–188 млн. лет, а гранодиоритов и гранитов – 48–39 млн. лет.

Для парагенетического анализа были выбраны следующие пробы: В-783и – гранодиоритов, В-765 – крупнозернистых гранитов и В-770 – миароловых гранитов (табл. 6.11, 6.12, 6.14). Все эти породы сложены Кв+Пл+Кпш+Би+Амф ассоциацией с разными соотношениями и составом фаз; по набору нормативных минералов и  $K_{\text{цел}}$  они относятся к одному петрохимическому типу – недосыщенному глинозему, нормальной

Таблица 6.12

Химический состав (в мас.%) гранитоидов прибрежной зоны Приморья [10]

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
В-431	66.18	0.90	15.11	1.38	2.76	0.05	1.43	3.59	3.71	3.54	0.20	0.88	0.29
В-4906	73.96	0.65	12.75	1.67	1.57	0.06	0.29	1.70	2.89	3.26	0.16	0.34	0.06
В-783и	68.82	0.43	14.31	0.01	4.78	0.06	0.67	2.53	3.67	3.77	0.24	0.79	0.01
В-765	71.60	0.33	13.91	1.40	1.90	0.06	0.68	1.89	4.22	3.32	0.24	0.25	0.03
В-770	71.92	0.27	12.78	2.50	2.20	0.09	0.77	0.87	4.85	3.20	—	—	0.01

Таблица 6.13

Нормативный состав (в мас.%) гранитоидов прибрежной зоны Приморья

Номера проб	Кв	Ор	Аб	Ан	Опр (f)	Мпр	К <sub>щел</sub>	Алс
В-431	21.06	21.15	31.46	13.91	5.19 (31.9)	1.86	0.14	—
В-4906	39.54	19.48	24.64	7.51	1.10 (30.0)	—	-0.59	2.59
В-783и	23.17'	22.26	30.93	11.40	9.42 (80.0)	0.97	0.2	—
В-765	28.57	19.48	35.65	9.18	3.43 (43.3)	0.25	0.03	—
В-770	27.96	18.92	40.90	3.62	3.26 (37.9)	0.46	0.13	—

Таблица 6.14

Составы полевых штатов (мол.%) из гранитоидов Приморья [10] и условия их кристаллизации

Массив, порода (проба)	Пл			Кпш			Т, °С	$P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{русл}}$ кбар	$P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{рист}}$ кбар
	Аб	Ан	Ор	Аб	Ан	Ор			
Опричинский, гранит (В-301а)	78.4	15.3	5.8	44.0	0.0	56.0	722	4.4	2.0
Владимирский, крупно- зернистый гранит (В-490б)	72.0	22.5	5.5	34.7	2.1	63.2	715	4.7	2.0
То же (В-435)	74.1	18.5	6.9	37.6	2.7	59.2	720	4.7	2.0
" " (В-437)	73.6	22.5	3.7	32.1	1.2	66.3	705	5.0	2.1
Ольгинский, крупнозер- нистый гранит (В-765)	70.3 (75.3) *	19.4	10.0 (5.0) *	31.6	0.3	68.8	710 (700)	4.8 (5.2)	2.0 (2.2)
То же, миароловый гра- нит (В-770)	78.0*	15.0	7.0*	54.3	2.3	43.4	730	4.0	1.65
Валентиновский, грано- диорит (В-901)	60.4	36.7	2.9	25.9 (33.2) *	10.8 (3.5) *	62.9	730	4.4	1.7
То же, крупнозернистый гранит (В-977б)	75*	20	5*	35.7	3.3	61.0	710	4.8	1.85
То же, пегматит (В-916а)	91.3	6.0	2.7	30.1	3.5	66.4	685	7.5	3.0

\* Сняты с диаграммы Аб—Ан—Ор при соответствующем  $P_{\text{H}_2\text{O}}$

щелочности. В гранатах  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} < 50\%$ , в гранодиоритах  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 80$ . Судя по тому, что в гранодиоритах магнетит является породообразующим минералом, а при пересчете анализа В-783и нормативный магнетит не образуется, автор допускает, что в этом анализе занижено содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и с определенной долей условности принимает, что  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  гранодиоритов находится в пределах 50%. Тогда для парагенетического анализа всех проб можно воспользоваться одним изоплетическим сечением системы В, соответствующим  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} < 50\%$ , изобарическое сечение выбирается по реальной минеральной ассоциации (рис. 6.15).

Фигуративные точки всех проб на диаграмме рис. 6.15 расположены в парагенетическом треугольнике Би–Пл–Ор: точка гранодиоритов (пр. 783и) – в первичном поле кристаллизации Амф, а точки гранитов – на котектике Амф+Пл. Поэтому ход кристаллизации гранодиоритов будет отличаться только ранним этапом кристаллизации Амф, а затем, когда фигуративная точка расплава попадет на Амф–Пл котектику, ход кристаллизации гранодиоритов и гранитов будет сходным. При выделении Амф+Пл состав расплава переместится к  $P_2$ , где начнется перитектическая реакция  $\text{Пл} + \text{Би} = \text{Амф} + \text{Ж}$ . После полного прохождения реакции и дальнейшего выделения Пл+Би состав расплава дойдет до  $E - \text{Пл} + \text{Би} + \text{Ор} + \text{Мпр} + \text{Кв} = \text{Ж}$ , где и закончит кристаллизацию. Поскольку в реальной минеральной ассоциации вместо Мпр присутствует Амф, то, очевидно, вышеуказанная перитектическая реакция в природе не проходит до конца, и состав расплава не достигает конечной эвтектики (котектики) с Мпр. Термодинамические параметры конечного этапа кристаллизации оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} > 2$  кбар,  $T_s < 725$  °С. По составу сосуществующих Пш с использованием разработанного термобарометра можно уточнить условия кристаллизации крупнозернистых и миароловых гранитов (см. табл. 6.14).

Некоторое несоответствие  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  по полевым шпатам и диаграмме состояния для миароловых гранитов вызвано тем, что диаграмма состояния построена для определенной  $f^{\text{Опр}}$ . При другой железистости Опр положение линий разложения Би и Амф и инвариантных точек будет иное. А поскольку  $f^{\text{Опр}}$  миароловых гранитов меньше, чем  $f^{\text{Опр}}$  крупнозернистых гранитов и гранодиоритов, то и интервал кристаллизации Би и Амф расширится в область меньших значений  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и больших  $T_s$ .

Полевошпатовое равновесие пр. В-765 и В-770 относительно породного соотношения Аб+Ан+Ор графически изображено на рис. 6.17, б, в. Как видно из рисунков, все точки практически попадают на одну линию, которая не пересекает расчетные изобары сосуществующих полевых шпатов, что свидетельствует о соответствии теоретической модели природным объектам (явлениям, процессам).

В табл. 6.14 и на рис. 6.17 приведены данные изучения Г. А. Валуй полевых шпатов из пород других массивов Приморья и термодинамические параметры их кристаллизации, полученные с использованием разработанного термобарометра. Следует напомнить, что указанное в таблице и на рисунках  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{усл}}$  отражает влияние на  $T$  ликвидуса в системе

Аб—Ан—Ор не только  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ист}}$ , но и присутствие других компонентов.  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{усл}}$  используется для определения  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ист}}$  и выбора соответствующей изобарической диаграммы системы Аб—Ан—Ор, которую в то же время надо рассматривать как политермическую проекцию в более сложной системе (в системе А и В).

Полученные значения  $T_s$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{ист}}$  относятся к конечным этапам кристаллизации, но, судя по положению фигуративных точек пород на диаграмме рис. 6.17, исходный расплав был надкотектическим и, следовательно, его ликвидусная температура была выше. В настоящее время нет надежных методов определения исходной (ликвидусной) температуры расплава. Сложно определить и начальное  $P_{\text{фл}}$ , которое должно быть равно литостатическому давлению, т. е. нужно знать глубину формирования массива.

В заключение следует сопоставить петрологические выводы Г. А. Валуй с результатами парагенетического анализа по гранитоидам Приморья.

**Д а в л е н и е.** По геологическим данным Г. А. Валуй определила глубину формирования массивов гранитоидов Приморья в пределах 3 км,  $P_{\text{общ}}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  приняты равными 1.0 кбар. Кроме того, для оценки  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  при кристаллизации гранитов и включений использованы также данные по составу кварц-калийшпатовых сростков. Из анализа диаграммы следует, что давление воды при формировании приконтактных частей гранитов Ольгинского и Опричинского массивов („сухие” контакты первого типа зон закалки) не превышало 500 бар” ([10], с. 131).

Если правильно определена глубина формирования массивов, тогда действительно исходное давление флюида должно было быть 900—1000 бар, а заканчивалась кристаллизация, по определениям Г. А. Валуй: гранитов при 1.65—2.2 кбар, пегматитов при 3.0 кбар, т. е. в процессе кристаллизации произошло увеличение давления флюида на 650—1200 бар в первом случае и на 2000 бар во втором, что в общем соответствует расчетам Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [95], А. А. Кадика и др. [42] и близко совпадает с оценкой давления флюида, полученной по разработанным автором моделям.

**Т е м п е р а т у р а.** Принимая  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар и используя экспериментальные данные по распределению Аб в полевых шпатах в субсолидусе при заданных  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $T$ , а также свои результаты изучения состава полевых шпатов, Г. А. Валуй определила температуру полевошпатового равновесия в 750—650 °С. Для давления конечных этапов кристаллизации, которое по ее же данным достигает 2.2—3 кбар, она температуру не определяла. Как видно из табл. 6.14, значения температуры 685—730 °С соответствуют полевошпатовому равновесию при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1.65\text{—}3.00$  кбар. Значительно различаются по условиям кристаллизации полевые шпаты из миароловых гранитов (пр. В-770) Ольгинского массива ( $T_{\text{кр}} = 730$  °С,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1.65$  кбар) и пегматитов (пр. В-916а) Валентиновского массива ( $T_{\text{кр}} = 685$  °С,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$  кбар), в то время

как, по данным Г. А. Валуи, „полевые шпаты миароловых гранитов (В-770) кристаллизовались в условиях, близких к условиям кристаллизации пегматитов” ([10], с. 131).

### 6.3. Минеральные ассоциации с субщелочными и щелочными амфиболами

Наиболее характерным примером пород, в минеральной ассоциации которых присутствуют субщелочные и щелочные амфиболы, являются породы формации субщелочных и щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова. Породы этих формаций имеют широкое распространение на Кольском полуострове, занимая площадь более 3000 км<sup>2</sup>. Наиболее полные сведения по истории исследования, геологии, петрологии, минералогии и геохимии щелочных гранитов приведены в работе И. Д. Батиевой [5], из которой главным образом заимствованы необходимые сведения для краткой геолого-петрографической характеристики пород данной формации.

И. Д. Батиева [5] в состав формации щелочных гранитов и сиенитов включала как гранитоидные, так и близкие к ним по возрасту, геологическому положению и составу щелочные породы более основного состава, которые позже И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым [8] выделены в самостоятельную формацию щелочных габбро-нефелиновых сиенитов. В данной работе рассматриваются только гранитоиды. Они приурочены к зонам глубинных и оперяющих их разломов, заложенных в верхнем архее и активизированных в нижнем протерозое. Массивы отличаются значительным разнообразием состава и строения в зависимости от их структурно-тектонической позиции, формы и размеров, взаимоотношений с вмещающими породами.

В группе гранитоидов в зависимости от содержания кварца, состава и содержания щелочно-железистых минералов и полевых шпатов выделены следующие семейства и разновидности пород: 1) собственно щелочные (агпайтовые) эгирин-арфведсонитовые граниты, 2) субщелочные лепидомелан-феррогастингситовые граниты, 3) авгит-лепидомелановые гранодиориты нормальной щелочности, граносиениты и кварцевые сиениты. В настоящее время известно 10 крупных массивов этой формации и многочисленные мелкие жилы и дайки. Коютынский, Иоканьгский, Нильяврский массивы на основании радиологического определения возраста выделены в самостоятельную формацию верхнеархейских субщелочных гранитов. По мнению И. Д. Батиевой, на разных уровнях эрозионного среза массивов закономерно меняется их петрографический состав. В массивах, расположенных в нижнем структурном этаже — Канозерском, дайках Центрально-Кольского антиклинория и др., преобладают существенно лепидомелан-феррогастингситовые граниты и граносиениты. Массивы, залегающие среди толщ третьего и в верхах второго структурного этажа — Стрельнинский, Пурначский, Пачинский, сложены преимущественно эгириновыми разновидностями с арфведсонитом. Для массивов (Западно-Кейвский, Белых тундр, Лаврентьевский и Понойский), находящихся среди пород второго структурного этажа,

наиболее характерны эгирин-арфведсонитовые и катофоритовые граниты с эгирином, эгирин-авгитом.

Объединяющим классификационным признаком пород формации щелочных гранитоидов И. Д. Батиева [5] считает обязательное присутствие щелочно-железистых минералов: эгирина и арфведсонита, а также эгирин-авгита, гастингсита и феррогастингсита. По соотношению Na и Ca, согласно классификации автора настоящей работы [25], последние не относятся к типу щелочных.

Согласно предлагаемой автором классификации (гл. 5), к собственно щелочным гранитоидам следует относить такие породы, в которых присутствует плагиоклаз не основнее альбита ( $An < 10\%$ ), а темноцветные минералы представлены щелочными пироксенами (щел. 50%, см. рис. 6.21) или (и) амфиболами (щел.  $> 66.6\%$  [25]). В таком случае будет четкое соответствие минералогических и петрохимических ( $K_{щел}$ , набор и соотношение нормативных миналов) признаков, что можно показать на конкретном природном примере.

Действительно, согласно табл. 6.15 и 6.16, в которых представлен минеральный состав пород по массивам, а также указан состав плагио-клаза и темноцветных минералов, породы Коютынгского, Иоканьгского и Канозерского массивов не могут быть отнесены к щелочным. Этот вывод подтверждается и по химическому составу пород [7]. В табл. 6.17 приведен нормативный состав тех же пород, что и в табл. 6.15 и 6.16,  $f_{нор}^{Опр}$ ,  $N^{\circ} Пл_{нор}$  и  $K_{щел}$ , которые рассчитаны по результатам химического анализа, приведенным в работе [7]. Данные табл. 6.17 нанесены на классификационную диаграмму (рис. 6.18). Как видно из рис. 6.18, ни одна проба из Коютынгского, Иоканьгского и Канозерского массивов не попадает в поле щелочных пород, в то время как основная масса фигуративных точек пород остальных массивов находится в поле субщелочных и щелочных пород. Четыре из шести проб из массивов щелочных пород, которые попали в поле нормальной и низкой щелочности, представляют приконтактные разновидности гранитоидов и, по данным И. Д. Батиевой, загрязнены вмещающими породами. Нахождение пр. 157/69 ( $N^{\circ} 20$ ) в поле нормальной щелочности и пр. 179/70 ( $N^{\circ} 40$ ) в поле низкой щелочности связано с ошибкой химического анализа, что для пр. 179/70 было подтверждено повторным определением в ней  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

По содержанию  $K_{внор}$  породы Коютынгского массива делятся на два семейства – гранодиоритов и гранитов, породы массивов Иоканьгского и Канозерского представлены гранитами. Западно-Кейвский массив сложен гранодиоритами и гранитами, остальные массивы – гранитами и лейкогранитами.

Следует обратить внимание на тренд дифференциации нормальных и щелочных гранитов: в породах Коютынгского массива с увеличением содержания  $K_{внор}$  уменьшается  $K_{щел}$  от нормальной до низкой, а в породах Западно-Кейвского и Понойского массивов, наоборот, с увеличением  $K_{внор}$  растет и  $K_{щел}$  от субщелочных до щелочных значений. Интересный тренд изменения  $K_{щел}$  с увеличением  $K_{внор}$  отмечается для пород Белых тундр – от щелочных значений к нормальной щелочности (см. рис. 6.18,  $N^{\circ} 31-35$ ).

Таблица 6.15

Минеральный состав (мас.%) пород формаций субщелочных гранитов [7]

№ п/п	Номера проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Микроклин	Эгириनावгит	Авгит	Феррогастингсит	Лепидомелан	Сумма аксессуарных минералов
Кюотынгский массив										
1	185/71	20.1	46.0	27	14.0	—	3.0	0.9	13.1	1.9
2	148/69	21.9	45.2	25	15.2	—	+	4.9	8.7	3.4
3	184/71	27.0	46.6	38	10.6	—	1.0	—	13.2	1.5
4	187/71	26.7	36.0	16	22.8	—	+	6.5	7.0	1.0
5	182/71	32.1	39.3	25	15.0	—	0.3	+	12.2	1.1
Иоканьгский массив										
6	145/69	29.5	34.5	20	17.8	—	—	9.5	7.8	0.9
7	143/69	29.5	31.5	16	21.0	—	+	6.2	10.3	1.5
8	146/69	29.3	32.8	20	19.2	—	—	6.2	11.4	1.1

Таблица 6.16

Минеральный состав (в мас.%) пород формации щелочных гранитов [7]

№ п/п	Номера проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Микроклин	Эгирин (эгириनावгит)	Арфведсонит	Энигматит (Fe-Гастингсит)	Лепидомелан	Сумма аксессуарных минералов
Канозерский массив										
9	413/58	28.4	31.9	21	22.2	(0.99)	—	(12.9)	—	3.6
10	458/58	29.9	30.2	7	26.2	(+)	—	(7.0)	5.1	1.6
11	487/58	32.3	33.8	13	25.7	(0.90)	—	(3.9)	0.4	3.0

## Массив Зап. Кейв

12	161/69	21.60	32.8	6	29.9	1.50	11.60	2.40	—	0.12
13	102а/66	28.60	36.4	10	24.8	4.80	1.20	—	+	4.20
14	107/66	21.70	37.6	7	29.3	0.30	10.50	—	+	0.60
15	349/57	23.30	35.3	0	29.4	3.00	5.60	3.05	—	0.35
16	106/66	26.30	34.4	5	27.3	—	11.20	—	0.1	0.70
17	105/66	26.40	34.0	6	27.5	0.50	10.60	0.30	0.1	0.60
18	108/66	24.60	35.0	6	28.9	0.50	10.20	0.10	—	0.70
19	6/57	25.10	32.8	0	31.7	1.29	8.16	0.82	—	0.33
20	157/69	30.30	32.3	2	25.2	4.60	6.40	0.60	+	0.60
21	114/66	27.40	34.6	4	28.3	0.20	8.50	—	0.1	0.90
22	2/57	24.70	31.0	0	29.3	2.30	11.00	1.30	—	0.40
23	121/66	39.90	21.6	0	26.1	4.20	5.90	—	—	2.30
24	102в/66	26.20	35.6	2	28.4	0.40	8.60	0.30	+	0.50
25	5/57	25.20	33.4	0	27.9	1.75	10.99	0.47	—	0.29
26	1060/57	51.80	13.8	0	23.5	1.90	—	—	—	9.00
27	1/57	32.80	29.5	0	25.6	2.75	8.48	0.48	—	0.40
28	109/66	33.90	29.7	0	25.8	0.90	8.40	0.20	+	1.10
29	34/57	42.94	22.8	0	28.8	2.23	0.070	—	—	3.16
30	107/57	41.50	18.9	0	24.0	7.56	0.60	—	—	7.40

## Массив Белых тундр

31	60/63	28.17	33.74	4	29.80	—	7.79	—	0.07	0.50
32	62/63	31.44	33.87	5	28.48	0.35	4.99	—	0.15	0.72
33	69/63	32.39	34.52	7	28.53	—	3.85	—	0.08	0.63
34	63/63	31.26	34.29	5	29.73	1.05	1.65	—	0.31	1.71
35	64/63	35.72	33.06	5	27.03	0.12	3.13	—	0.19	0.75

Таблица 6.16 (продолжение)

№ п/п	Номера проб	Кварц	Плагио- клаз	Номер плагио- клаза	Микро- клин	Эгирин (эгирин- авгит)	Арфвед- сонит	Энигматит (Fe-Гас- тингсит)	Лепидо- мелан	Сумма аксессуарных минералов
Лаврентьевский массив										
36	174/70	35.70	29.2	3	30.1	1.31	1.44	—	—	2.3
37	178/70	35.60	34.1	2	26.9	+	+	—	0.4	3.0
38	180/70	33.40	27.3	1	29.5	7.0	1.9	—	+	0.8
39	181/70	32.60	33.9	0	26.3	0.3	6.6	—	+	0.3
40	179/70	36.60	33.4	2	26.1	0.1	0.1	—	3.2	0.2
41	175/70	33.10	29.0	0	28.0	1.2	8.0	—	—	0.7
42	176/70	34.40	32.7	1	27.5	1.2	2.8	—	1.1	0.3
Понойский массив										
43	167/70	27.90	34.3	4	30.4	—	6.7	0.2	—	0.5
44	169/70	30.90	32.1	1	28.8	+	7.5	—	—	0.7
45	166/70	32.50	30.2	2	29.4	+	7.3	—	—	0.6
46	172/70	32.20	29.1	4	26.3	7.3	2.8	—	2.8	0.4
47	171/70	36.70	30.6	3	24.2	6.6	—	—	0.1	1.8
48	168/70	37.30	30.7	2	25.7	3:9	1.6	—	—	0.5
Пурначский массив										
49	52/62	29.60	28.70	2	32.60	3.40	4.4	0.2	+	1.10
50	51/62	33.79	25.63	0	30.92	7.00	2.12	—	—	0.54
51	53/62	34.98	27.82	0	28.85	4.12	3.70	+	—	0.53
Стрельнинский массив										
52	44/62	31.61	25.6	4	33.5	7.3	0.6	—	0.01	1.41

Породы Коютынского массива отличаются от остальных и по соотношению полевых шпатов: их ряд фигуративных точек (из ряда выпадает точка 4) располагается на классификационной диаграмме (рис. 6.18) выше роя остальных точек, т. е. отличается высоким  $(Аб+Ан) \cdot 100 / (Аб+Ан+Ор)$  отношением. По этому петрохимическому параметру фигуративные точки пород Иоканьгского и Канозерского массивов попадают в поле точек щелочных гранитов других массивов. Наиболее низкое полевошпатовое отношение имеют граниты Пурначского и Стрельнинского массивов. К ним примыкает поле фигуративных точек Лаврентьевского массива, пересекая границу 50%. Таким образом, в щелочных гранитах Кольского полуострова с увеличением лейкократовости ( $Kv_{нор}$ ) увеличивается щелочность и калиевоность.

Необходимо отметить особенности изменения еще одного петрохимического параметра — железистости нормативного ортопироксена  $f_{нор}^{Опр}$ : при увеличении  $Kv_{нор}$  она либо уменьшается, либо остается на одном уровне, либо изменяется не закономерно, что, очевидно, свидетельствует о вполне подвижном поведении железа во время кристаллизации пород.

Более детально проанализируем связь состава минералов, минерального и химического состава пород с условиями формирования массивов по представительным пробам из различных массивов, результаты химического анализа которых приведены в табл. 6.18.

Гранитоиды Коютынского массива по качественному составу темноцветных минералов делятся на две разновидности: авгит-лепидомелановые (пр. 185/71, 184/71, 182/71), в которых может присутствовать и Амф, и феррогастингсит-лепидомелановые (пр. 148/69, 187/71), в которых может присутствовать и Мпр. Как видно из табл. 6.15, появление той или иной разновидности не зависит от основности породы (или дифференцированности): авгит присутствует и в гранодиоритах с содержанием кварца 20–22% (пр. 185/71) и в гранитах с содержанием кварца 27–32% (пр. 184/71 и 182/71). По степени насыщенности глиноземом пробы делятся на пересыщенные (слабо — пр. 184/71 и средние — пр. 182/71) и недосыщенные (с нормативным Мпр), т. е. и этот параметр не объясняет причины образования разновидностей гранитоидов. Очевидно, различие указанных разновидностей зависит от соотношения нормативных минералов, влияющих на появление того или иного темноцветного минерала:  $Опр : Мпр : Пл и Эн : Фс (f_{нор}^{Опр})$ . На парагенетической диаграмме (рис. 6.24, а), на которой нанесены реальные составы Амф, пересчитанные на насыщенные  $SiO_2$  минералы (Опр, Мпр и Пл), фигуративные точки пр. 185/71 и 148/69 находятся в треугольнике Амф–Мпр–Пл, а пр. 187/71 — в треугольнике Амф–(Глф–Чер)–Пл, и ее  $f_{нор}^{Опр}$  имеет наибольшие значения — 73.3%.

Из диаграммы на рис. 3.31 видно, как изменяются поля кристаллизации амфибола и биотита с увеличением  $f_{нор}^{Опр}$ , что и определяет образование Мпр+Би и Амф+Би ± Мпр ассоциаций. Кроме того, на ассоциацию амфибола и биотита с полевыми шпатами влияет и состав плагиоклаза, с уменьшением номера которого расширяется поле (объем)

Таблица 6.17

Нормативный состав (в мас.%) пород формаций субщелочных и щелочных гранитов

№ п/п	Номера проб	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр+Эг	Опр (f)	K <sub>щел.</sub>
Коктынгский массив									
1	185/71	18.90	33.03	22.26	11.68	—	2.72	4.73 (30.2)	0.20
2	148 (69)	22.02	34.60	20.03	10.57	—	3.13	2.90 (22.2)	0.27
3	184/71	25.14	34.08	18.92	11.96	0.97	—	4.27 (20.0)	-0.09
4	187/71	24.06	31.46	27.83	6.95	—	0.49	5.56 (73.3)	0.07
5	182/71	31.26	29.36	21.70	9.45	1.30	—	2.60 (25.0)	-0.24
Иоканьгский массив									
6	145/69	27.42	28.84	22.26	7.79	—	4.34	4.39 (80.0)	0.39
7	143/69	27.78	27.26	25.60	6.68	—	2.91	4.36 (77.1)	0.33
8	146/69	28.14	27.26	24.49	7.23	—	3.38	4.53 (80.5)	0.35
Канозерский массив									
9	413/58	25.68	27.79	25.04	6.68	—	5.01	—	0.50
10	458/58	27.54	28.84	29.50	3.89	—	1.95	3.53 (82.1)	0.27
11	487/58	29.17	31.46	26.16	3.62	—	2.32	0.83 (57.1)	0.43
Массив Зап. Кейв									
12	161/69	19.08	39.32	30.05	—	—	3.69	4.16 (93.7)	1.00
13	102a/66	25.02	35.13	25.60	—	—	4.46+3.23	—	1.30
14	107/66	21.24	37.23	28.94	—	—	3.23+2.77	3.43 (100)	1.46
15	349/57	22.93	37.23	28.94	—	—	3.19+1.85	2.31 (88.9)	1.30
16	106/66	24.42	36.70	27.83	—	—	2.97+1.32	3.40 (96.1)	1.25
17	105/66	24.30	38.27	27.83	—	—	3.23	2.77 (100)	1.00
18	108/66	23.71	34.60	29.50	—	—	3.48+3.23	3.93 (96.7)	1.50
19	6/57	25.44	31.98	28.94	—	—	2.70+5.54	3.63 (92.8)	2.10
20	157/69	26.94	39.85	25.60	0.83	—	1.00	1.92 (86.7)	0.57
21	114/66	26.76	34.60	28.38	—	—	2.70+2.77	3.00 (95.6)	1.50
22	2/57	27.60	32.51	29.50	—	—	1.70+3.70	3.00 (95.6)	2.14
23	121/66	30.54	27.79	26.16	—	—	+9.70	3.27 (96.0)	+
24	102a/66	28.14	33.03	28.94	—	—	1.70+3.70	2.15 (82.3)	2.10
25	5/57	29.71	29.36	27.83	—	—	1.46+6.01	3.53 (82.1)	3.20
26	1060/57	46.51	16.78	22.26	1.11	1.46	—	0.40 (0)	-2.25
27	1/57	31.32	31.98	25.60	—	—	1.99+5.08	2.18 (88.2)	2.38
28	109/66	32.88	31.46	25.04	—	—	2.42+1.85	3.47 (88.9)	1.40
29	34/57	38.28	26.22	27.83	0.56	—	0.22	—	0.33
30	107/57	43.98	17.30	26.16	—	—	0.34+3.23	—	4.50
Массив Белых тундр									
31	60/63	26.46	33.03	30.61	—	—	1.70+2.77	1.62 (76.9)	1.90
32	62/63	29.77	34.08	28.94	—	—	1.95+1.32	1.06 (100)	1.40
33	69/63	31.08	31.98	28.38	—	—	2.24+2.31	0.89 (85.7)	1.56
34	63/63	31.20	34.08	30.05	—	—	1.01	—	1.00
35	64/63	34.63	33.03	27.27	1.39	—	0.75	0.26 (100)	0.37
Лаврентьевский массив									
36	174/70	35.47	29.89	29.50	—	—	0.97	—	1.00
37	178/70	37.38	30.93	25.04	0.83	1.27	—	0.10 (0)	2.70
38	180/70	35.23	25.69	29.50	—	—	0.49+7.39	—	9.00
39	181/70	33.30	32.51	26.16	—	—	0.49+4.16	2.41 (84.2)	5.50

Таблица 6.17 (продолжение)

№ п/п	Номера проб	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр+Эг	Опр (f)	К <sub>щел.</sub>
40	178/70	36.0	31.46	27.27	—	1.30	—	1.26 (80.0)	+
41	175/70	35.35	27.26	28.94	—	—	0.75+5.32	1.19 (100)	5.30
42	176/70	34.75	31.98	27.83	—	—	+2.31	1.16 (90.0)	+
40а	179/70а	37.20	28.31	27.27	—	—	+2.46	1.68 (93.3)	+
Понойский массив									
43	167/70	27.78	31.46	30.05	—	—	1.70+3.70	3.37 (92.3)	2.10
44	169/70	30.42	33.03	28.94	—	—	1.49+2.31	1.16 (88.9)	1.83
45	166/70	32.40	32.51	28.94	—	—	1.24+0.46	1.16 (88.9)	1.20
46	172/70	33.0	30.41	27.83	—	—	1.73+4.40	1.02 (87.5)	2.57
47	171/70	37.38	28.31	24.49	—	—	1.00+5.54	—	4.00
48	168/70	37.50	31.98	23.37	—	—	0.97+2.32	—	2.25
Пурначский массив									
49	52/62	32.64	22.02	33.39	—	—	1.00+8.12	1.68 (92.3)	6.50
50	51/62	35.11	23.59	30.61	—	—	0.71+8.43	0.76 (83.3)	7.30
51	53/62	38.22	23.07	28.38	—	—	0.75+6.71	1.02 (87.5)	6.30
Стрельнинский массив									
52	44/62	34.75	19.92	31.72	—	—	1.46+10.46	0.23 (50.0)	6.00

Таблица 6.18

Химический состав (в мас.%) представительных проб формаций субщелочных и щелочных гранитов Кольского полуострова

№ п/п	Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F
Коютынгский массив															
1	185/71	65.09	0.88	14.87	2.53	3.13	0.07	1.55	3.38	3.88	3.77	0.08	0.32	0.33	0.07
2	148/69	66.67	0.97	14.27	2.41	2.60	0.08	1.28	3.24	4.10	3.36	0.15	0.69	0.29	
3	184/71	68.77	0.56	15.06	1.56	1.84	0.04	1.30	2.63	4.00	3.19	0.02	1.33	0.14	
4	187/71	69.70	0.59	13.81	1.08	3.55	0.06	0.50	1.95	3.68	4.70	0.08	0.20	0.18	
5	182/71	71.55	0.48	14.02	1.06	1.41	0.03	0.72	1.99	3.47	3.72	0.12	1.02	0.09	
Иоканьгский массив															
6	143/69	69.55	0.73	12.43	1.76	3.98	0.10	0.39	2.34	3.23	4.33	0.10	0.69	0.17	0.08
Канозерский массив															
7	458/58	70.83	0.61	12.40	1.56	3.29	0.10	0.24	1.48	3.41	5.05	0.38	0.32	0.16	
Массив Зап. Кейв															
8	106/66	71.41	0.34	12.14	1.69	3.50	0.09	0.03	0.79	4.52	4.65	0.24	0.34	0.04	0.04
9	2/57	73.21	0.45	11.67	1.81	2.52	0.07	0.06	0.54	4.31	4.98	0.20	0.15	0.08	
10	1/57	74.53	0.43	10.84	2.28	2.14	0.06	0.06	0.47	4.45	4.29	0.32	0.52	0.02	
11	107/57	75.13	0.59	8.23	5.43	2.26	0.13	0.04	0.15	2.52	4.34	0.16	0.32	0.03	
Массив Белых тундр															
12	69/63	74.22	0.18	11.40	2.19	1.88	0.12	0.12	0.04	0.56	4.10	4.85	0.12	0.26	0.05
Лаврентьевский массив															
13	181/70	76.16	0.18	11.05	1.80	1.63	0.03	0.10	0.17	4.33	4.42	0.06	0.26	0.02	0.09
14	179/70	76.41	0.17	11.87	0.57	0.99	0.010	0.06	0.14	3.75	4.55	0.19	0.26	0.02	0.11
15	179/70a	76.41	0.17	10.55	0.57	0.99	0.010	0.06	0.14	4.03	4.62	0.19	0.26	0.02	0.11
Пурначский массив															
16	51/62	76.30	0.30	10.13	2.88	0.82	0.04	0.06	0.23	3.93	5.22	0.18	0.58	0.03	

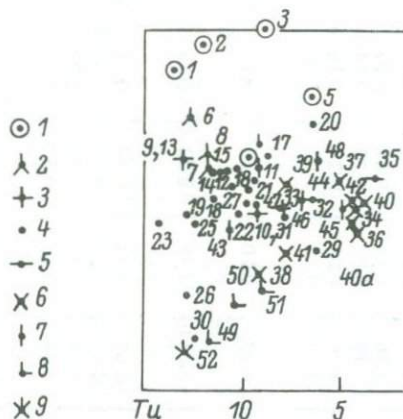


Рис. 6.18. Положение на классификационной диаграмме пород формаций субщелочных гранитов—граносиенитов по массивам.

1 – Коютынгский; 2 – Иоканьгский; 3 – Канозерский; 4 – Зап. Кейв; 5 – Белых тундр; 6 – Лаврентьевский; 7 – Понойский; 8 – Пурначский; 9 – Стрельненский. Номера у фигуративных точек соответствуют порядковым номерам в табл. 6.17.

кристаллизации Ор (рис. 4.8). Подкрепим эти выводы при прослеживании ходов кристаллизации конкретных исходных составов, для чего по нормативным  $f^{\text{Опр}}$ , № Пл и реальным минеральным ассоциациям выбираем изоплетические сечения и изобарические разрезы, на которые наносим фигуративные точки пород, амфиболов и биотитов (рис. 6.20 и 6.24, а). О том, что различие  $f^{\text{Опр}}_{\text{нор}}$  рассматриваемых пород не случайно, подтверждает железистость темноцветных минералов из них. Так, в пр. 185/71 железистость нормативного ортопироксена равна 42.3%, а железистость реального моноклинного пироксена – 36.5, а в пр. 187/71  $f^{\text{Опр}}_{\text{нор}} = 77.8$ ,  $f^{\text{Амф}}_{\text{реал}} = 84.2$ , т. е. отмечается соответствие железистости породы и минерала. Поэтому фигуративная точка пр. 185/71 нанесена на диаграмму с  $\text{Опр}^{<50}$ , а пр. 187/71 – на диаграмму с  $\text{Опр}^{>50}$  (рис. 6.19 и 6.20) совместно с пробами пород из Иоканьгского и Канозерского массивов, которые также имеют высокую железистость.

Следовательно, состав пр. 185/71 и 187/71 имеет свои особенности, поэтому придется рассматривать ходы кристаллизации для каждой пробы отдельно. Начнем с пр. 185/71, т. е. более основной и представляющей авгит-лепидомелановый гранодиорит. Ее предполагаемый исходный состав на рис. 6.19 попадает в Би–Пл–Ор–(±Мпр) парагенетический треугольник (тетраэдр), но в поле первичной кристаллизации Амф, который и начинает кристаллизоваться первым. Фигуративная точка состава расплава при этом будет перемещаться к Амф–Пл котектике, по достижении которой к Амф присоединится Пл. Дальнейшая кристаллизация этих фаз приведет состав расплава к точке  $P_1$ , в которой начнется реакция Амф с расплавом и образование ассоциации Пл+Би.

$$\frac{(Ab+An) \cdot 100}{Ab+An+Or}$$

$$Ab+An+Or$$

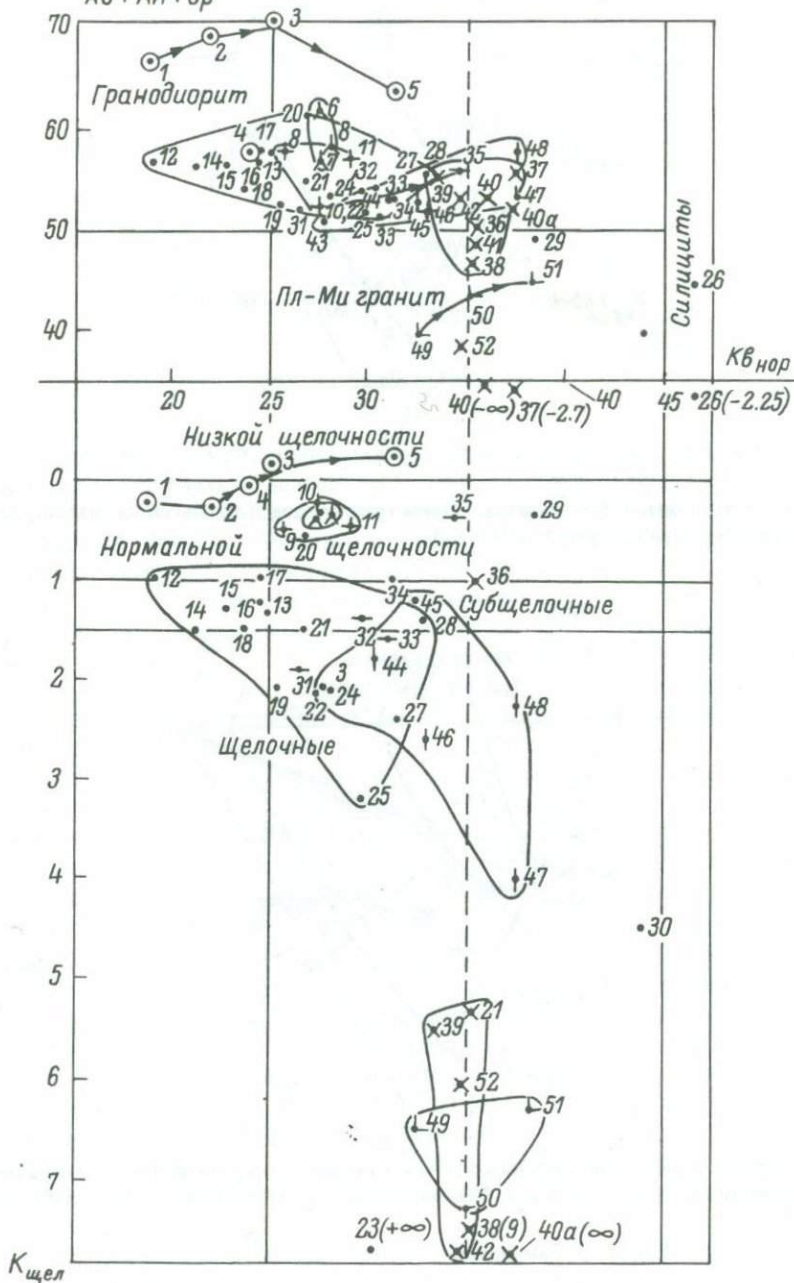


Рис. 6.18 (продолжение).

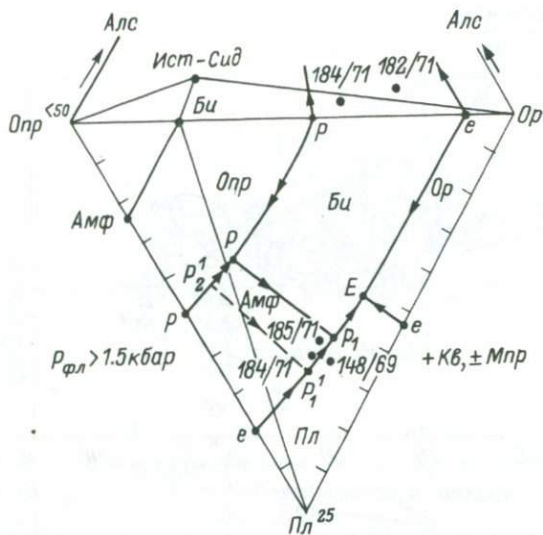


Рис. 6.19. Положение фигуративных точек гранитоидов Коютынского массива на изобарических диаграммах систем А и В.

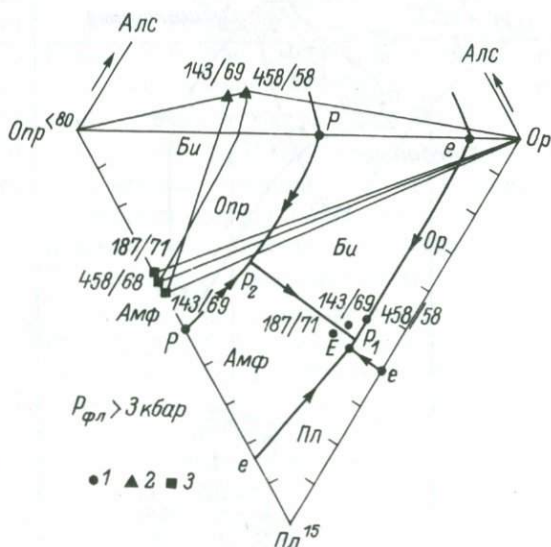


Рис. 6.20. Положение фигуративных точек минералов и гранитоидов из массивов Коютынского, Иоканьского и Канозерского на изобарической диаграмме системы В.

1 – порода; 2 – биотит; 3 – амфибол.

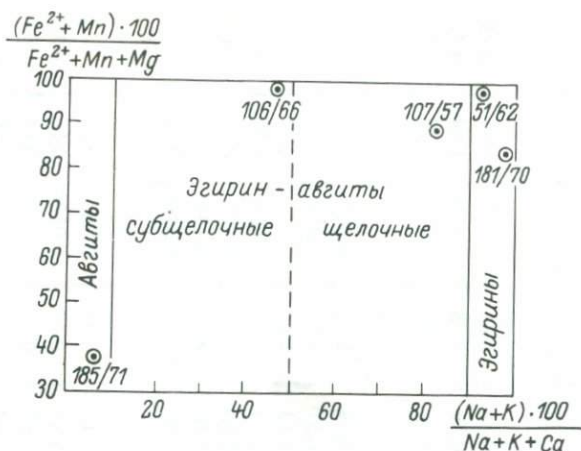


Рис. 6.21. Классификационная диаграмма эгирин-авгитов.

При равновесной кристаллизации без фракционирования весь Амф должен прореагировать, и дальше фигуративная точка расплава начнет перемещаться к точке *E*, где будет кристаллизоваться Пл+Би+Ор+Кв+Мпр ассоциация. Фракционирование и бронирование сохраняет Амф от реакции, и он присутствует в конечных продуктах кристаллизации. Как отмечалось выше, в этой пробе проанализирован Мпр (табл. 6.19 и 6.20), который по соотношению Ca:Mg:Fe (41.3:36.5:22.2) мидалов соответствует авгиту с  $f = 36.5$ ; щелочность его равна 5% (рис. 6.21), т. е. состав пироксена точно отвечает петрохимическому типу породы (или его химизму). Это обычный пироксен, который встречается в породах известково-щелочного ряда — в габбро и толеитовых базальтах.

Из-за отсутствия составов сосуществующих полевых шпатов в пр. 185/71 и особенности диаграммы состояния изоплетического сечения низкой железистости системы В можно указать только нижний предел значений термодинамических параметров кристаллизации гранитоидов пр. 185/71, которые соответствуют инвариантной точке появления на ликвидусе Амф (рис. 3.29):  $P_{фл} > 1.2$  кбар,  $T_s < 760$  °С. В работе [5] приводится состав Кпш вкрапленника из гранодиоритов Коютынгского массива: Аб — 35.4, Ан — 11.2 и Ор — 45.2, а также известен номер Пл, равный 23% Ан. Вызывает подозрение высокое содержание Ан и Кпш, которое, очевидно, связано с наличием в кристалле Кпш включений плагиоклаза. Если исключить количество Аб, Ан и Ор, приходящееся на включение Пл состава Аб — 65, Ан — 30 и Ор — 5, то получим уточненный состав Кпш: Аб — 25.8, Ан — 2.0, Ор — 72.2. Тогда по двуполовошпатовому термобарометру условия полевошпатового равновесия оцениваются следующими значениями термодинамических параметров:  $P_{фл} = 3.0$  кбар,  $T_s = 695$  °С.

Итак, петрохимический тип гранодиоритов пр. 185/71, состав типоморфных минералов ( $N^{\circ}$  Пл = 27,  $n^{Мпр} = 5\%$ ,  $f^{Мпр} = 36.5$ ) соответствуют известково-щелочной породе нормальной щелочности.

Таблица 6.19

Химический состав (в мас.%) минералов из пород формаций субщелочных и щелочных гранитов Кольского полуострова

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
Биотиты													
143/69	37.47	1.55	16.01	5.26	26.99	0.42	2.07	1.86	0.32	6.89	0.067	0.41	3.45
458/58	35.18	2.14	14.14	8.85	22.59	0.58	1.96	0.60	0.16	7.78	0.410	1.04	4.22
179/70	38.20	2.78	9.27	4.52	28.08	0.36	0.60	0.22	0.12	8.85	1.00	0.12	3.39
Амфиболы													
187/71	38.86	2.31	10.18	6.06	23.75	0.56	2.56	10.16	1.75	1.62	0.007	—	1.44
143/69	38.64	0.82	12.48	5.95	23.78	0.53	1.64	10.77	1.27	1.99	0.057	0.33	1.45
458/58	37.72	1.09	11.15	8.81	23.42	0.76	2.59	7.20	1.43	3.63	—	0.27	1.83
2/57	47.68	2.00	2.40	11.97	22.58	0.59	0.57	3.41	6.13	0.54	0.080	0.30	1.38
69/63	47.54	1.00	1.90	14.32	22.53	0.59	0.57	2.75	5.55	1.34	0.127	0.10	1.64
1/57	47.64	2.00	2.54	18.54	14.60	0.39	0.48	4.00	7.46	0.89	0.130	0.32	1.16
181/70	48.55	0.60	4.68	14.92	20.05	0.30	0.24	0.68	5.93	1.36	0.510	0.02	1.18
Пироксены													
185/71	51.70	0.16	1.42	2.24	12.60	0.86	11.91	17.91	0.48	0.03	0.007	0.17	—
106/66	46.28	3.21	0.92	10.76	20.19	0.69	0.20	11.31	3.94	0.24	0.0590	0.16	0.20
107/57	51.02	0.36	1.78	26.76	4.66	0.39	0.25	3.72	9.62	0.03	0.090	0.14	1.05
181/70	51.54	0.23	2.30	32.36	0.63	0.07	0.08	0.36	11.62	0.02	0.063	0.00	0.28
51/62	51.54	0.77	1.27	29.51	2.55	0.21	0.08	1.94	11.42	0.08	0.070	0.12	0.40

Таблица 6.20

Кристаллохимические формулы минералов из пород формаций субщелочных и щелочных гранитов Кольского полуострова

Номера проб	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Li	ОН+F
Биотиты (на 11.5 кислорода)												
143/69	28.66	0.097	1.568	0.329	1.876	0.029	0.256	0.166	0.051	0.731	0.022	1.97
458/58	2.943	0.135	1.349	0.557	1.580	0.041	0.244	0.054	0.026	0.830	0.138	2.49
179/70	3.210	0.170	0.910	0.280	2.00	0.020	0.070	0.020	0.020	0.940	0.340	2.00
Амфиболы (на 23 кислорода)												
187/71	6.213	0.283	1.919	0.729	3.178	0.070	0.610	1.743	0.543	0.330		
143/69	6.127	0.096	2.347	0.714	3.167	0.075	0.390	1.841	0.397	0.401		
458/58	6.102	0.132	2.126	1.072	3.163	0.104	0.624	1.248	0.450	0.747		
2/57	7.500	0.235	0.445	1.416	2.965	0.078	0.133	0.574	1.864	0.113		
69/63	7.518	0.119	0.363	1.602	2.975	0.079	0.134	0.443	1.698	0.272		
1/57	7.360	0.232	0.462	2.150	2.575	0.070	0.151	0.661	2.156	0.148		
181/70	7.506	0.070	0.852	1.735	2.588	0.039	0.056	0.114	2.076	0.268		
Пироксены (на 6 кислорода)												
185/71	1.990	0.000	0.060	0.060	0.390	0.030	0.690	0.740	0.040	0.000		
107/57	2.020	0.010	0.090	0.800	0.160	0.020	0.020	0.160	0.720			
106/66	1.900	0.050	0.10	0.330	0.690	0.020	0.010	0.490	0.400	0.010		
181/70	1.979	0.007	0.104	0.932	0.020	0.002	0.004	0.015	0.864	0.000		
51/62	1.980	0.020	0.060	0.900	0.090	0.010	0.010	0.080	0.850			

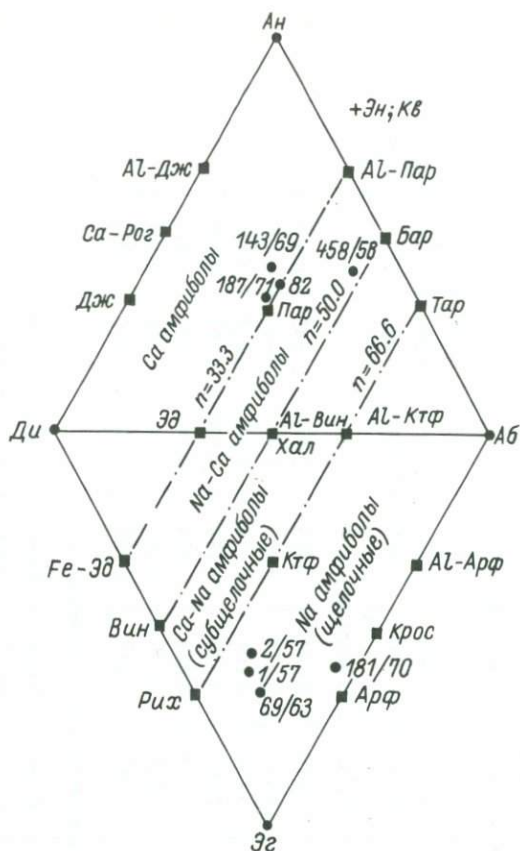


Рис. 6.22. Классификационно-парагенетическая диаграмма щелочно-известковых амфиболов для классификации на групповом уровне [25].

Порода пр. 187/71 представляет феррогастингсит-лепидомелановые гранодиориты ( $Kv_{\text{нор}} = 24\%$ ) с высокой железистостью ( $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 73.3\%$ ). По присутствию типоморфного минерала — Мпр и  $K_{\text{щел}}$  — эта порода относится к ряду нормальной щелочности, что подтверждается и составом реальных минералов: плагиоклаз содержит 16% Ан (табл. 6.15), а амфибол имеет щелочность, равную 33.4, и диагностируется как феррогастингсит (табл. 6.19 и 6.20, рис. 6.22 и 6.23).

На изобарической диаграмме (рис. 6.20) фигуративная точка пр. 187/71 попала в поле кристаллизации Амф, и поскольку в реальной минеральной ассоциации присутствует Би, то вблизи этой точки должна проходить Амф-Би котектика, что и показано на рисунке. При попадании на ликвидус из данного состава первым начнет выделяться Амф, а состав расплава будет изменяться в сторону Амф-Би котектики. По достижению последней к Амф присоединится Би, в результате чего состав расплава вдоль этой котектики переместится к точке  $P_1$ , где начнется реакция Би с расплавом и образованием ассоциации Амф+Ор. После прохожде-

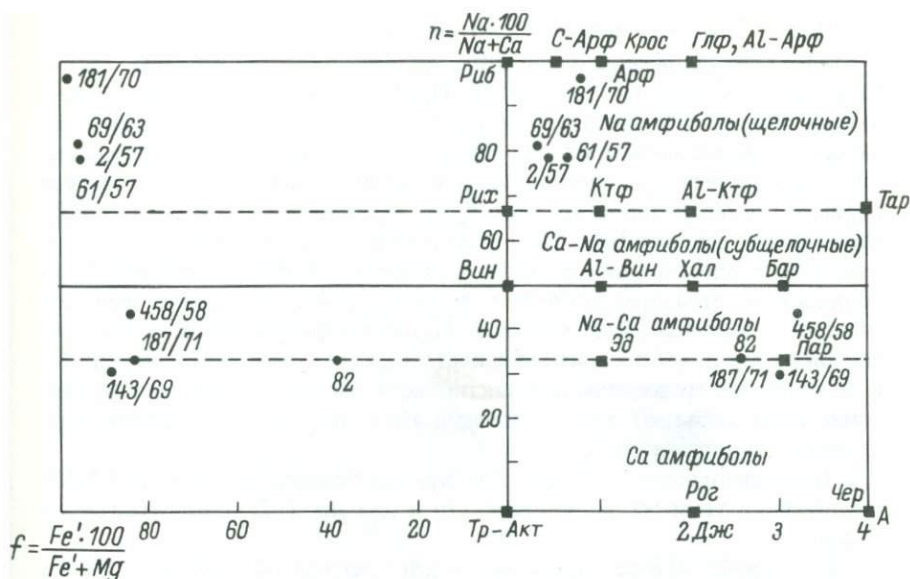


Рис. 6.23. Диаграмма дополнительных характеристик щелочно-известковых амфиболов [25].

ния реакции состав расплава по Амф-Ор котектике достигает точки *E*, где и заканчивает кристаллизацию Амф+Ор+Пл+Кв ассоциацией. Но поскольку в реальной породе присутствует Би, то, очевидно, процесс кристаллизации происходил с фракционированием его кристаллов, и обычно часть из них остается в результате бронирования „реакционным” минералом. В данном случае таким минералом должен быть амфибол.

Термодинамические параметры кристаллизации породы пр. 187/71 оцениваются интервалом устойчивости Би+Амф+Опр+Пл+Кв ассоциации между инвариантными точками  $J_{17}$  и  $J_{16}$  (рис. 3.16):  $P_{\text{пл}} = 3-4.5$  кбар,  $T_s = 675-640$  °С.

Гранитоиды Иоканьгского массива представлены пр. 143/69 лепидомелан-феррогастингситовых (+Мпр) гранитов. По реальному (29.5) и нормативному (28.8) содержанию кварца данные породы относятся к семейству гранитов; по соотношению полевых шпатов — к микроклин-плагиоклазовому виду, а по присутствию в норме Мпр (Ди-Гед ряда) и  $K_{\text{щел}} = 0.46$  — к ряду пород нормальной щелочности, что подтверждается и составом реальных типоморфных минералов: Пл — 16% Ан, щелочность амфибола  $n = 30.2$  (табл. 6.20, рис. 6.22 и 6.23), который принадлежит к Са амфиболам, согласно классификации автора [25]. Фигуративная точка пр. 143/69 на диаграмме Опр-Мпр-Пл попадает в парагенетический треугольник Амф-Мпр-Пл вблизи коноды Амф-Пл, следовательно, в минеральной ассоциации в небольшом количестве должен присутствовать Мпр, что и наблюдается в действительности. Такое соответствие составов минералов и породы свидетельствует о высокой точности химического анализа.

По  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  и реальной минеральной ассоциации для моделирования процесса кристаллизации подходит та же диаграмма, что и для пр. 187/71 Коютынгского массива (рис. 6.20). При топологии диаграммы, изображенной на рис. 6.20, фигуративная точка пр. 143/69 попадает в парагенетический треугольник Амф—Пл—Ор, но в поле первичной кристаллизации Би, который при достижении ликвидуса начнет кристаллизоваться первым. Состав расплава при этом будет перемещаться прямо к точке  $P_1$ , где начнется реакция Би с расплавом и образованием Амф+Ор ассоциации. После прохождения реакции расплав по Амф-Ор котектике (поверхности в тетраэдре) достигнет точки  $E$ , в которой закончит кристаллизацию ассоциацией Амф+Мпр+Ор+Пл+Кв. Присутствие биотита в реальной минеральной ассоциации свидетельствует о фракционировании Би и неполностью прошедшей перитектической реакции. Возможно и расширение поля (объема) кристаллизации Би и изменение топологии диаграммы при увеличении  $P_{\text{фл}}$ .

Термодинамические параметры кристаллизации породы пр. 143/69 оцениваются теми же значениями, что и для пр. 187/71 Коютынгского массива.

Для пробы 458/58, представляющей граниты Канозерского массива, характерно определенное сходство с породами Иокангского массива (пр. 143/69), поэтому их положение на диаграмме (рис. 6.20) и ходы кристаллизации также будут сходными. Граниты Канозерского массива, как и реальные амфиболы (табл. 6.19 и 6.20 и рис. 6.22 и 6.23), отличаются от Иокангских несколько повышенной щелочностью; плагиоклаз Канозерских гранитов представлен альбитом с 7% Ан. В минеральной ассоциации Канозерских гранитов (пр. 458/58) установлен Мпр (табл. 6.15).

В четырех пробах Западно-Кейвского массива (пр. 106/66, 2/57, 1/57 и 107/17) кроме минерального и химического состава проанализирован один из темноцветных минералов (Амф и Мпр), поэтому они и использованы для парагенетического анализа. Характерной особенностью минерального состава гранитов является практическое отсутствие Би: в двух пробах он вообще не обнаружен, в двух отмечен в количестве до 0.1 мас.% (табл. 6.16). В тех пробах, где не обнаружен Би, присутствует энigmatит.

В химизме пород и в составе темноцветных минералов (Амф и Мпр) подмечена определенная закономерность: с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Kv}_{\text{нор}}$  в породе увеличивается  $K_{\text{щел}}$  от 1.25 (пр. 106/66) до 4.5 (пр. 107/57) и  $n_{\text{нор}}^{\text{Мпр}}$  — от 33.3 (пр. 106/66) до 87.5 (пр. 107/57);  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  изменяется не закономерно, но находится на высоком уровне — 88—96% (в норме пр. 107/57 отсутствует Опр), что отражается также и на составе темноцветных минералов. В пр. 106/66 и 107/57 проанализированы Мпр: в пр. 106/66 его состав отвечает высокожелезистому субщелочному ( $n = 45.5$ ) эгирин-авгиту, а в пр. 107/57 — высокожелезистому щелочному ( $n = 81.5$ ) эгирин-авгиту (табл. 6.19 и 6.20 и рис. 6.21).

В пр. 2/57 и 1/57 проанализированы амфиболы (табл. 6.19 и 6.20, рис. 6.22 и 6.23), которые мало отличаются друг от друга, лишь при



мере по щелочности и железистости. На диаграмме Опр–Мпр–Пл (рис. 6.24, а) фигуративные точки пр. 106/66, 2/57 и 1/57 находятся в парагенетическом треугольнике Амф–Мпр–Пл. Следовательно, в реальном парагенезисе будут присутствовать эти три минерала. Поскольку в норме пр. 107/57 нет Опр, то в реальной минеральной ассоциации, по нашему представлению, не должно быть амфибола, но в действительности он присутствует, хотя и в небольшом количестве (0.6%).

Для оценки термодинамических параметров образования минеральных парагенезисов и прослеживания ходов кристаллизации необходимо выбрать изоплетические сечения и изобарические разрезы. В разделе 3.5 приведено одно изоплетическое сечение системы Д по Опр<sup>70</sup> (рис. 3.30), с помощью которого можно смоделировать процесс кристаллизации рассматриваемых гранитов. Сложнее подобрать изобарическую диаграмму для Амф+Эг ассоциации, поскольку такая ассоциация кристаллизуется из конечной „эвтектики“ начиная от  $J_2$  ( $P_{\text{фл}} = 1.5$  кбар,  $T_s = 675$  °С) до  $J_5$  ( $P_{\text{фл}} = 3.7$  кбар;  $T_s = 625$  °С). На рис. 6.24, б приведена диаграмма при  $P_{\text{фл}} > 3$  кбар, на которой нанесены фигуративные точки пород и амфиболов. По положению фигуративных точек пород (предполагаемых исходных расплавов) легко проследить ходы кристаллизации, которые должны заканчиваться в точке Е с образованием ассоциации Амф+Мпр+Ор+Пл+Кв. Присутствие биотита в пр. 106/66 может быть связано с увеличением  $P_{\text{фл}}$ ; когда расширяется поле (объем) кристаллизации Би, который вытесняет Амф из конечной эвтектики (рис. 6.24, б); либо он является продуктом субсолидусной кристаллизации, что менее вероятно. Образование энigmatита в щелочных гранитах возможно на ранних этапах кристаллизации, когда еще низкая степень окисления железа и достаточно высокая активность  $\text{TiO}_2$  [26].

Граниты из дайки к северу от массива Белых тундр представлены одной пр. 69/63, в которой проанализирован Амф. Эта проба по всем параметрам имеет большое сходство с пр. 2/57 и 1/57 гранитов Западно-Кейвского массива (табл. 6.17 и рис. 6.24, б), поэтому вероятнее всего, что и термодинамические условия их образования тоже были сходными.

Для парагенетического анализа гранитов Лаврентьевского массива имеются две пробы, в которых проанализированы темноцветные минералы: в пр. 181/70 – пироксен и амфибол, в пр. 179/70 – биотит (табл. 6.19 и 6.20 и рис. 6.21, 6.22, 6.23). По типоморфному миналу, его составу (Мпр с  $n = 94.7$ ,  $f = 87.5$ ) и  $K_{\text{щел}} = 2.3$  порода пр. 181/70 относится к щелочному ряду с  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 84$ , а пр. 179/70 – к низкощелочному ряду (в норме Алс,  $K_{\text{щел}} = -1.7$ ,  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 80$ ).

Пироксен в пр. 181/70 представлен эгирином с  $n = 97.5$ ,  $f = 84.5$ , т. е. практически совпадающими с нормативным Мпр; амфибол с  $n = 95.4$ ,  $f = 97.9$ . В целом по пр. 181/70 отмечается соответствие химизма породы и минералов.

На диаграмме Опр–Мпр–Пл (рис. 6.24, а) фигуративная точка породы пр. 181/70 находится в парагенетическом треугольнике Амф–Мпр–Пл вблизи коноды Амф–Пл, следовательно, в минеральной

ассоциации должны присутствовать эти минералы, что в действительности и наблюдается (табл. 6.16). Ход кристаллизации породы этой пробы можно рассматривать на диаграмме рис. 6.24, б совместно с гранитами других массивов. Ее фигуративная точка попала в поле кристаллизации Би вблизи перитектики  $P_1'$ . Выделившийся вначале Би в точке  $P_1$  реагирует с расплавом и образованием Амф+Ор ассоциации, а закончится кристаллизация в „эвтектике”  $E$  ассоциацией Амф+Эг+Ор+Аб+Кв.

Как видно из рис. 6.24, б, фигуративные точки щелочных А-Амф—Эг гранитов располагаются компактной группой вблизи  $E$  — Амф+Эг+Ор+Аб+Кв = Ж. В определенной части проб присутствует Би (табл. 6.16). Появление Би в таком случае связано с расширением его поля кристаллизации при увеличении давления флюида (см. рис. 3.30). На рис. 6.24, б показано три положения Амф-Би (+Мпр, Кв) котектики: первое положение  $P_1$ — $P_2$  соответствует меньшему значению  $P_{фл}$  на интервале от  $J_3$  до  $J_5$  (рис. 3.30); второе положение  $P_1$ — $P_2^1$  — большему. Поэтому в первом случае образуются минеральные ассоциации без Би, а во втором (при фракционировании) — с Би. При давлении флюида выше  $J_5$  из указанных исходных составов должна кристаллизоваться ассоциация Эг+Би+Ор+Аб+Кв, что соответствует третьему положению котектики  $P_1^2$ — $P_2^2$ . При наличии Амф в такой ассоциации будет указывать на то, что кристаллизация проходила через  $J_5$ , т. е. начиналась при меньшем давлении, а заканчивалась при большем, чем в  $J_5$ . При таких условиях, вероятно, происходила кристаллизация гранитов пр. 179/70.

Биотит их этих гранитов характеризуется также специфическим составом:  $f = 95.6$ ,  $K_{щел}^{Би} = 2.8$ , т. е. в его составе имеется большой дефицит алюминия относительно  $2Ca+Na+K$ , что не соответствует химизму породы. Поскольку из темноцветных минералов кроме Би в породе присутствуют А-Амф и Эг, которые также недосыщены алюминием, то было высказано предположение, что либо при химическом анализе завышено содержание алюминия в породе, либо в полевых шпатах не соблюдается стехиометрия по алюминию. При повторном химическом анализе были получены следующие данные: количество алюминия оказалось меньше на 1.32 мас.%, а щелочей в сумме больше на 0.35 мас.%. При пересчете новых данных получены петрохимические параметры, значительно отличающиеся от вышеприведенных, вместо Алс в норме появились Ак (Эг) и Нс,  $K_{щел} = +\infty$  (см. табл. 6.17, № 40а). По новым данным на диаграмме Опр—Мпр—Пл (рис. 6.24, а) и на изобарической диаграмме на рис. 6.24, б фигуративная точка пр. 179/70 попадает в рой точек пород других массивов щелочных гранитов. Но, учитывая, что в этой пробе присутствует максимальное количество Би по сравнению со всеми остальными пробами щелочных гранитов (см. табл. 6.16) и очень малое количество А-Амф и Эг, то, очевидно, условия кристаллизации данных гранитов были иные (см. выше).

Предполагаемый исходный состав расплава пр. 179/70 на диаграмме, изображенной на рис. 6.24, б при  $P_{фл}$  несколько ниже  $J_5$  (рис. 3.30), которому соответствует положение Амф—Би котектики  $P_1^1$ — $P_2^1$ , попадает в треугольник Аб—Амф—Ор (+Мпр, Кв), в поле первичной кристаллизации Ор. При выделении Ор состав расплава будет перемещаться

к точке  $E$ . Одновременно с кристаллизацией Ор будет расти давление флюида, которое расширяет поле кристаллизации Би с перемещением котектики  $P_1^1 - P_2^1$  к стороне Опр—Аб. Наличие в реальной минеральной ассоциации Амф свидетельствует о том, что состав расплава достиг точки  $E$  раньше, чем  $P_1^1$ , и здесь совместно с Ор начали кристаллизоваться Амф+Аб(+Мпр, Кв). При определенном  $P_{\text{фл}} = 3.7$  кбар точки  $P_1^1$  и  $E$  совмещаются и образуют  $J_5$ , в которой присутствует следующая фазовая ассоциация: А — Амф+Би+Эг+Аб+Ор+Кв+Ж. Дальнейшая потеря тепла должна приводить к растворению А-Амф с выделением Эг и Аб. В результате исчезновения одной фазы и повышения  $P_{\text{фл}}$  инвариантное равновесие преобразуется в  $E^1 - \text{Би} + \text{Эг} + \text{Аб} + \text{Ор} + \text{Кв} = \text{Ж}$  и  $P_1^2 - \text{Эг} + \text{Би} + \text{Аб} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Амф}$ , а расплав оказывается в треугольнике Би—Аб—Ор, и из него кристаллизуется фазовая ассоциация Эг+Би+Аб+Ор+Кв. Опять-таки присутствие А-Амф в реальной минеральной ассоциации говорит о том, что в инвариантной точке он по каким-то причинам растворился неполностью.

Прослеживание хода кристаллизации породы (пр. 179/70) с получением в конечных продуктах тех темноцветных минералов, которые присутствуют в реальной ассоциации, оказалось возможным только при условии изменяющегося (увеличивающегося) давления флюида. При изобарических условиях не ниже и не выше инвариантного равновесия ( $J_5$ ) такого конечного результата не получить. Ниже инвариантной точки конечные продукты должны быть представлены ассоциацией А-Амф+Эг+Аб+Ор+Кв, т. е. не смог бы кристаллизоваться Би; выше — ассоциацией Эг+Би+Аб+Ор+Кв, т. е. не смог бы кристаллизоваться А-Амф.

Граниты из Пурначского массива характеризует пр. 51/62, в которой проанализирован пироксен. Это типичные РиБ-Эг лейкограниты ( $K_{\text{нор}} = 35$ ) с чистым Аб. По присутствию типоморфного минала, его составу (Мпр с  $n = 92.7, f = 83.3$ ) и  $K_{\text{щел}} = 7.3$  (табл. 6.17) они относятся к щелочному ряду. Реальный Мпр представлен высокожелезистым ( $f = 99.5$ ) эгирином с  $n = 91.6$ , т. е. близким к нормативному, чем подтверждается соответствие химизма породы и состава темноцветного минерала.

На диаграмме Опр—Мпр—Пл (рис. 6.24, а) фигуративная точка пр. 51/62 попадает в парагенетический треугольник Амф—Мпр—Пл и отличается максимальным содержанием Мпр. На рис. 6.24, б фигуративная точка этой пробы находится в треугольнике Амф—Ор—Аб, в поле первичной кристаллизации Ор. При выделении последнего состав расплава будет перемещаться к Аб-Ор котектике, а затем — к эвтектике  $E$ , где и будет кристаллизоваться ассоциация Амф+Эг+Ор+Аб+Кв, которая точно соответствует реальной минеральной ассоциации. Очевидно, что в процессе кристаллизации давление не остается на одном уровне, а прослеживание хода кристаллизации на изобарической диаграмме делается только для удобства. В данном случае, в отличие от предыдущего, давление флюида не успевало подняться до уровня  $J_5$ , как закончилась кристаллизация расплава, о чем свидетельствует отсутствие Би в реальной минеральной ассоциации. Такая минеральная ассоциация может образо-

ваться в  $P_{\text{фл}}-T$  интервале между  $J_2$  и  $J_5$  (рис. 3.30), а более точные значения термодинамических параметров из-за отсутствия дополнительных сведений определить не представляется возможным.

Таким образом, парагенетический анализ минеральных ассоциаций пород формации показал, что термодинамические параметры кристаллизации гранитов как нормальной щелочности, так и щелочных довольно близкие. Они имеют также сходство и по качественному групповому минеральному составу: Амф+Мпр±Би+Пл+Ор+Кв, но видовой состав их минералов четко различный, что определяется химизмом исходного расплава. Установлено полное соответствие состава минералов химизму пород, выраженному в минеральной форме.

Заканчивая рассмотрение минеральных ассоциаций с субщелочными и щелочными амфиболами, необходимо коротко остановиться на вопросе перехода от пород (магм) нормальной щелочности к щелочным. Обратимся вначале к природному фактическому материалу. Так, согласно предлагаемой классификации гранитоидов, в Коютынгском массиве присутствует ряд пород от гранодиоритов нормальной щелочности до гранитов пониженной щелочности; Иоканьгский и Канозерский массивы сложены гранитами нормальной щелочности; и только в строении остальных массивов принимают участие субщелочные и щелочные породы, которые постепенно переходят друг в друга. Рассматривая вопрос генезиса типичных агапитовых эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов Кольского полуострова, И. Д. Батиева пришла к выводу, что они „являются продуктом кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, первоначально имевших гранодиоритовый состав с невысоким коэффициентом агапитности, эволюционировавший при осаждении минералов ранней кристаллизации – плагиоклаза и пироксена” [5, с. 177].

Теоретически возможен переход от пород повышенной щелочности в щелочные, когда происходит фракционирование раннего плагиоклаза и в результате расплав обедняется глиноземом, вплоть до появления в его норме Нс и Эг. Такой переход можно проследить на примере систем Аб–Ан–Ди–Эн–Кв и Аб–Нс–Ди–Эн–Кв, которые имеют общую грань Аб–Ди–Эн–Кв (рис. 6.25). Топология диаграмм этих систем построена по отрывочным экспериментальным данным [69] для двойных и тройных частных систем.

Как видно из рис. 6.25, в системе Аб–Ан–Ди–Эн–Кв имеется котектика  $E_1-E_2$  – Пл+Ди+Эн+Кв=Ж, которая начинается от грани Ан–Ди–Эн проекционного тетраэдра и заканчивается на грани Аб–Ди–Эн, а в системе Аб–Нс–Ди–Эн–Кв с точки  $E_2$  начинается своя котектика  $E_2-E_3$  – Аб+Мпр+Эн+Кв=Ж, которая заканчивается на грани Аб–Нс–Эн. Хотя эти котектики переходят одна в другую как бы непрерывно, тем не менее при равновесной кристаллизации любой состав расплава системы Аб–Ан–Ди–Эн–Кв не сможет перейти в систему Аб–Нс–Ди–Эн–Кв, а заканчивает кристаллизацию ассоциаций Пл+Ди+Эн+Кв. Составы же расплава системы Аб–Ан–Ди–Эн–Кв, фигуративные точки которых располагаются вблизи точки  $E_2$ , при кристаллизации плагиоклаза и его фракционировании могут обедняться глиноземом

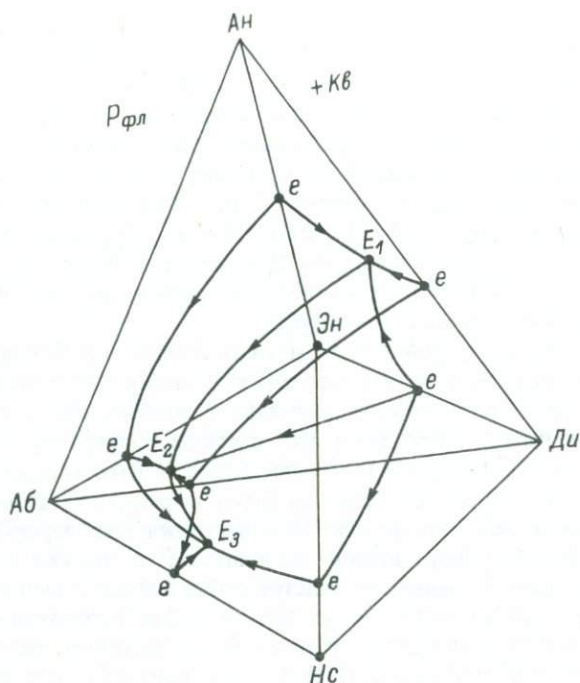


Рис. 6.25. Схематические совмещенные изобарические диаграммы систем Аб—Ан—Ди—Эн—Кв и Аб—Hc—Ди—Эн—Кв.

и переходить в систему Аб—Hc—Ди—Эн—Кв. Переход от пород нормальной щелочности (или даже низкой) в породы субщелочные и щелочные возможен также при кристаллизации магмы с вполне подвижным поведением щелочей (натрия). Что касается реализации такой возможности в природе, то вот что свидетельствуют А. П. Пономарева и Б. Ф. Налетов [81]: „Гранитоиды со щелочными цветными минералами встречены в 36 из изученных ассоциаций. Во всех случаях они образуют самостоятельные щелочные комплексы, сложенные почти полностью породами этого класса. Редким исключением в составе таких комплексов являются лишь биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности. Все остальные классы гранитоидов вместе с описываемыми породами в качестве самостоятельных интрузивных образований (не фациальных) обычно не встречаются” (с. 40).

Существование в природе гранитоидных магм различного петрохимического типа, отличающихся главным образом по соотношению Al с суммой  $2Ca+Na+K$ , приводит к мысли о различном режиме щелочей в процессе магмообразования. Генерация субщелочных и щелочных магм очевидно обязана вполне подвижному поведению щелочей при достаточно высокой их концентрации (и химического потенциала) во флюиде или трансмагматических растворах.

#### 6.4. Минеральные ассоциации с гиперстеном

В данной работе рассматриваются только гранитоиды магматического происхождения (независимо от механизма генерации магм), а не все кислые породы, содержащие Гип, так называемые чарнокитоиды, в которые включаются, кроме того, породы метаморфического и метасоматического генезиса [108, 109]. Магматические породы, содержащие гиперстен, В. М. Шемякин и К. А. Шуркин [109] предложили называть интрузивными чарнокитами. Поскольку появление гиперстенсодержащих гранитоидов явление необычное, то оно постоянно привлекало внимание исследователей, которые с разных позиций пытались его объяснить [66, 94, 108 и др.]. Поэтому, прежде чем перейти к парагенетическому анализу природных гранитоидных минеральных ассоциаций, содержащих гиперстен, следует рассмотреть теоретическую возможность образования фазовой ассоциации с гиперстеном. Ортопироксен (Опр), или конкретнее гиперстен (Гип) как минеральная фаза, является в простом случае твердым раствором двух минералов — Эн и Фс, постоянных компонентов гранитных систем. В изоплетических сечениях по железистости Опр условно принимается за один компонент. Как следует из геометрического физико-химического анализа систем и их изоплетических сечений, появление его в виде самостоятельной фазы зависит от  $P_{\text{фл}}$  и соотношения с другими компонентами. При низких значениях  $P_{\text{фл}}$  гиперстен является обязательной, как правило, эвтектической фазой минеральных ассоциаций во всех гранитных системах (см. рис. 3.10–3.30 и [26]), устойчивых до инвариантных точек гидроксилсодержащих минералов (рис. 6.26) или выше инвариантной точки превращения Ол+Кв в Опр в железистых составах. Как видно из рис. 6.26, при низких значениях  $P_{\text{фл}}$  во всех системах Опр имеет довольно большое поле первичной кристаллизации и фазовые равновесия с его участием смещены к полевошпатовой стороне (границы) диаграмм. И при этих условиях практически из всех составов (за исключением сильно пересыщенных глинозёмом) будут кристаллизоваться фазовые ассоциации с Гип. Естественно, температура кристаллизации в „нонвариантных” равновесиях (эвтектиках) разных систем будет различной, но вряд ли она может быть выше 900 °С.

С увеличением  $P_{\text{фл}}$ , появлением на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз — Би и Амф — и расширением их полей (объемов) кристаллизации за счет полей (объемов) кристаллизации Опр (см. рис. 3.10–3.30) последний вытесняется из всех конечных „эвтектических” равновесий (рис. 6.27). В этих условиях при равновесной кристаллизации без фракционирования Гип будет присутствовать в конечных продуктах только в том случае, если фигуративная точка исходного расплава попадет: в системе А — в парагенетический треугольник Опр–Крд–Би или Опр–Гр–Би; в системе В и Д — в парагенетический треугольник Опр–Амф–Би (рис. 6.27). Причем он должен иметь реакционные взаимоотношения с указанными фазами. При кристаллизации с фракционированием и бронированием реакционной фазой гиперстен может присутствовать и в породах, фигуративные точки которых попадают в поле первичной

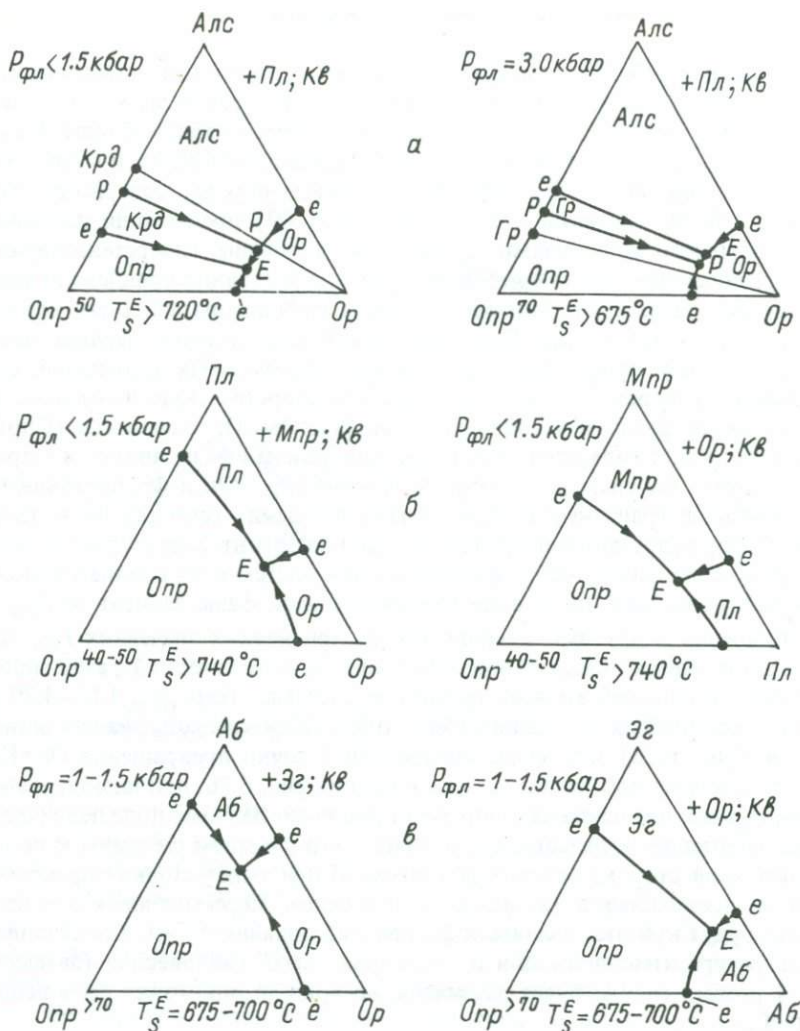


Рис. 6.26. Политермические проекции изоплетических сечений и изобарических разрезов при низких значениях  $P_{фл}$ , когда на ликвидусе отсутствуют гидроксилсодержащие фазы.

*a* – в системе А; *б* – в системе В; *в* – в системе Д.

кристаллизации гиперстена, но вне поля указанных парагенетических треугольников. Как правило, фигуративные точки гранитов по соотношению миналов, указанных на рис. 6.27, бывают сдвинуты к полевошпатовой стороне, т. е. попадают в поля первичной кристаллизации фаз, примыкающих к конечной „эвтектике” (Пл, Ор, Амф, Би, Мпр, Гр, Крд, Алс), и поэтому в них при повышенных значениях  $P_{фл}$  не может кристаллизоваться Гип. Это лишний раз подтверждает правильность посылки, что

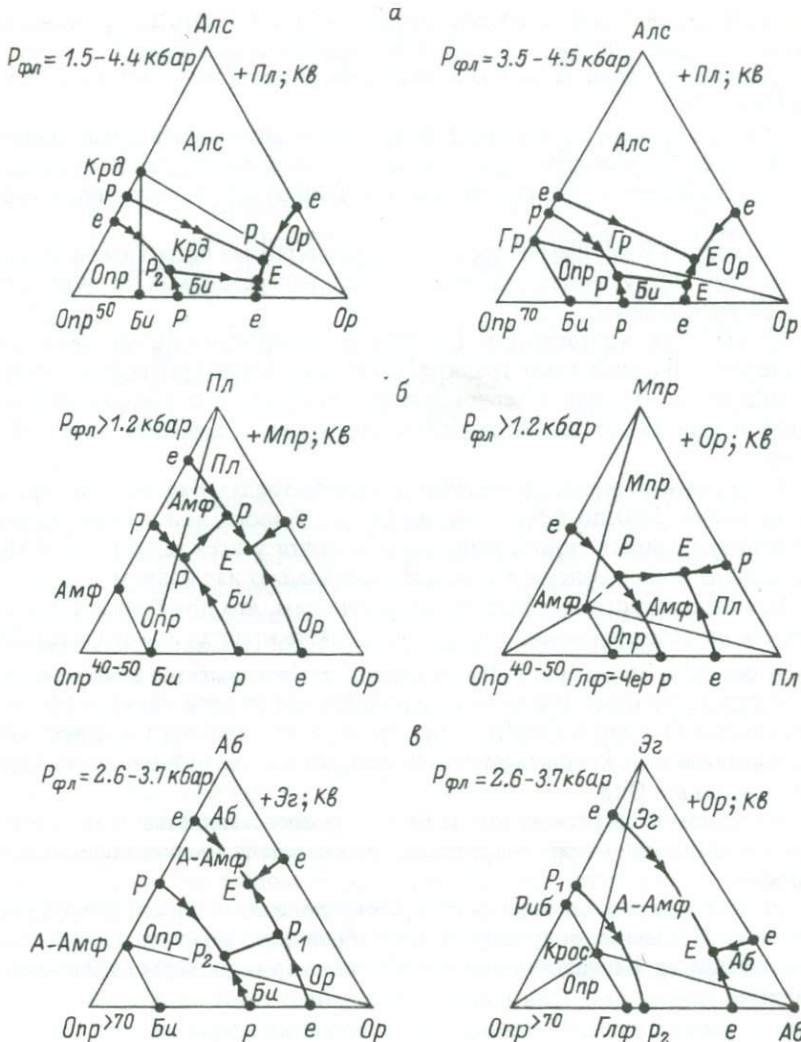


Рис. 6.27. Политермические проекции изоплетических сечений и изобарических разрезов при повышенных значениях  $P_{фл}$ , когда на ликвидусе появляются гидроксилсодержащие фазы.

а – в системе А; б – в системе В; в – в системе Д.

кристаллизация начинается при попадании на ликвидус расплава при полном насыщении флюидом и достаточно высоком его давлении, выше инвариантных точек с гидроксилсодержащими минералами.

Естественно предположить реализацию в природе варианта, отражающего условия комбинации двух разобранных случаев, когда кристаллизация начинается при низких значениях  $P_{фл}$ , а заканчивается при высоких. Тогда в зависимости от условий равновесности процесса

и фракционирования в одном массиве можно видеть породы, сложенные ранней минеральной ассоциацией (без гидроксилсодержащих минералов), промежуточной (Гип и гидроксилсодержащие минералы) и конечной (без Гип).

Таким образом, появление в гранитоидах минеральных ассоциаций с Гип может быть связано либо с низким значением  $P_{\text{фл}}$ , либо с определенным составом и условиями кристаллизации при повышенных значениях  $P_{\text{фл}}$ .

По данным В. М. Шемякина [108], характерными петрохимическими признаками интрузивных (магматических) гиперстеновых гранитоидов являются следующие:

а) высокая железистость (76.7%) и значительно повышенное по сравнению с нормальными гранитоидами содержание суммарного железа; содержание магния в чарнокитоидах по сравнению с нормальными гранитоидами также является повышенным, но в меньшей мере, чем железо;

б) среднее содержание щелочей в чарнокитоидах Балтийского щита составляет от 5.00 до 6.56%, что на 1.0–1.5% ниже, чем в нормальных гранитоидах раннего докембрия; причем почти у всех генетических типов чарнокитоидов содержание натрия преобладает над калием.

Влияние первого фактора обусловлено тем, что при большой железистости системы уменьшается  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  область кристаллизации амфиболов и биотитов (см. рис. 3.25), а следовательно, имеется широкая область кристаллизации гиперстенсодержащих ассоциаций. Фактор второй увеличивает  $\text{Опр}/\text{Ор}$  и  $\text{Опр}/\text{Пл}$  отношения, а это приводит к тому, что фигуративная точка состава расплава попадает в поле (объем) первичной кристаллизации  $\text{Опр}$ .

В каждом конкретном случае не всегда представляется возможным однозначно выявить причины появления гиперстена в минеральных ассоциациях.

Рассмотрим два комплекса гиперстенсодержащих пород: умбинский комплекс (Кольский полуостров) докембрийского возраста и комплекс гранитоидов хр. Вернадского на о-ве Парамушир (Приморье) третичного возраста.

#### 6.4.1. Умбинский гранитоидный комплекс

Умбинский гранитоидный комплекс расположен на Кандалакшском побережье Белого моря между Пильской губой и Вялозером и занимает площадь более 900 км<sup>2</sup>. Среди геологов, изучавших этот комплекс, нет единодушного мнения в трактовке его строения и генезиса. История исследования и обзор взглядов на происхождение данного комплекса подробно изложены в работе [13].

По данным А. Н. и Г. В. Виноградовых [13], умбинский комплекс объединяет гранитоиды трех серий, каждая из которых соответствует самостоятельной интрузивной фазе: I фаза – диориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты и тоналиты эндербитовой серии с типоморфным парагенезисом Гип+Гас+Би+Пл+Кв, плагиоклаз с антиперти-

товыми вросками Кпш; II фаза — кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты чарнокитовой серии с парагенезисом Гип+Гр+Би+Пл+Ор+Кв; III фаза — адамеллиты и плагиоминоклиновые мезо- и лейкократовые граниты с парагенезисом Би+Пл+Кпш+Кв, к которым иногда добавляется гранат и кордиерит.

Породами эндрбитовой серии сложены два массива — Островский (30 км<sup>2</sup>) и Пирьегубский (100 км<sup>2</sup>). Они образуют пластинообразные интрузии, залегающие согласно с вмещающими породами, и лишь на небольших участках отмечаются дискордантные контакты. Чарнокитами сложены три крупных массива трещинного типа — Умбинский, Выпчозерский, Ругозерский, сопровождающиеся большим количеством жил и даек, инъецирующих гнейсы в экзоконтактном ореоле интрузий. В свою очередь эндоконтактные зоны крупных массивов содержат массу ксенолитов гнейсов. Эндрбиты и чарнокиты оказывают активное воздействие на вмещающие породы, вызывая их перекристаллизацию и образование роговиковоподобных пород.

Гранитами сложен Кузреченский массив площадью более 400 км<sup>2</sup>. Он относится к типу посторогенных интрузий складчатых областей, по форме и размеру соответствующих синклиналильным плутонам первой величины. Контакты массива гранитов с вмещающими породами нигде не обнажены. В массиве встречаются ксенолиты в различной степени микроклинизированных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Дайковый комплекс гранитов представлен немногочисленными телами мелкозернистых гранат-биотитовых и двуслюдяных гранитов, аплитов и пегматитов.

Результаты Rb—Sr и U—Pb датирования умбинского комплекса дают соответственно  $1950 \pm 60$  и  $2140 \pm 50$  млн. лет.

Для общего представления о вещественном составе пород комплекса использованы все имеющиеся в работе [13] данные по химическому составу пород. Эти данные пересчитаны на минеральный состав, коэффициент щелочности и соответствующие проекционные отношения минералов. Результаты пересчетов помещены в табл. 6.21 и на рис. 6.28. К сожалению, не по всем приведенным пробам имеются данные по минеральному составу. Кроме того, необходимо иметь в виду, что данные по химическому составу пород были получены в разные годы и в разных лабораториях, это, естественно, отражается на достоверности парагенетического анализа.

Как видно из табл. 6.21 и рис. 6.28, эндрбитовая серия представлена двумя семействами пород — кварцевыми монцодиоритами и гранодиоритами с высоким полевошпатовым отношением; чарнокитовая серия — гранодиоритами и микроклин-плагиоклазовыми гранитами, в результате чего имеется определенная зона перекрытия их составов; граниты же четко обособляются от тех и других более высоким содержанием кварца и низким полевошпатовым отношением. Основная масса проб всех пород относится к низкощелочному ряду (рис. 6.28), и только небольшая часть проб попадает в поле нормальной щелочности.

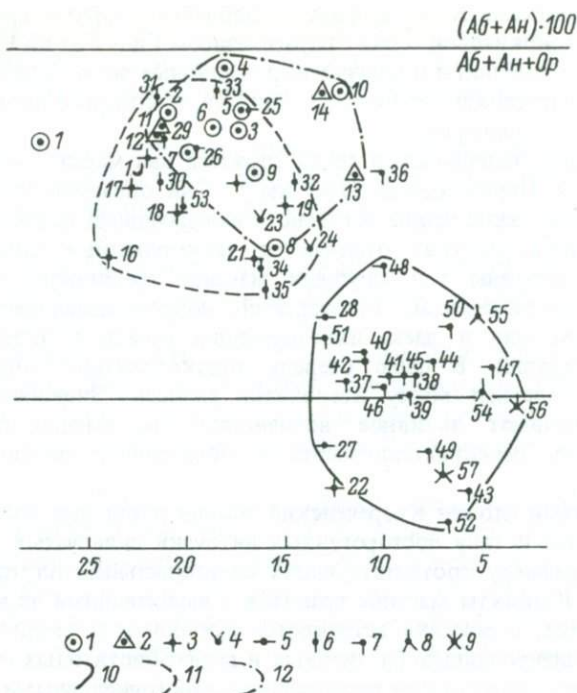


Рис. 6.28. Положение на классификационной диаграмме гранитоидов умбинского комплекса.

Массивы: 1 – Пирьегубский, 2 – Островский, 3 – Умбинский, 4 – Выпчозерский, 5 – Ругозерский, 6 – дайки, 7 – Кузреченский, 8 – Хлебнореченский, 9 – Совхозный; контуры фигуративных точек: 10 – гранитов, 11 – чарнокитов, 12 – эндербитов. Номера у фигуративных точек соответствуют порядковым номерам в табл. 6.21.

Эндербиты, как правило, отличаются низкой железистостью нормативного ортопироксена ( $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$ ) – 11–50%, в большинстве же проб чарнокитов и гранитов  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  превышает 50%.

По минимальному составу,  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  и реальным минеральным ассоциациям выбраны изоплетические и изобарические диаграммы, на которые нанесены фигуративные точки всех проб, приведенных в табл. 6.21.

На диаграмме Ab–An–Or (рис. 6.29) фигуративные точки эндербитов и чарнокитов попадают в поле первичной кристаллизации Пл, довольно далеко от пограничной линии (котектики при 4.5 и 10 кбар) с полем Кпш. Рой фигуративных точек гранитов примыкает со стороны поля Пл к пограничной линии Пл–Кпш при  $P_{\text{фл}} = 4.5$  кбар, а по две пробы из Кузреченского и Совхозного массивов попали в поле первичной кристаллизации Кпш.

Закономерно положение фигуративных точек проб, пересыщенных глиноземом, на диаграмме Опр–Алс–Ор–(+Пл+Кв) при  $P_{\text{фл}} > 3.5$  кбар (рис. 6.30). Практически все точки эндербитов и чарнокитов попали



Таблица 6.21

Нормативный состав (в мас.%) гранитоидов умбинского комплекса

№ п/п	Номера проб	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр	Опр	К <sub>щел</sub>
Пирьегубский массив (эндербиты)									
1	У-78-1	3.24	27.26	16.14	22.81	1.46	—	24.27 (46.9)	-0.11
2	У-78	12.78	27.79	13.91	22.81	3.89	—	12.00 (21.4)	-0.29
3	У-137	11.89	29.36	16.14	23.92	0.32	—	14.69 (54.4)	-0.23
4	4225	17.35	27.26	10.57	23.64	1.46	—	12.85 (29.9)	-0.11
5	1001А	15.32	29.36	13.91	21.97	2.27	—	13.07 (38.3)	-0.18
6	56-а	19.56	30.41	13.36	14.46	—	5.46	7.18 (11.6)	0.32
7	У-71	17.65	27.26	15.58	18.08	3.08	—	13.92 (43.4)	-0.29
8	75-6	16.08	27.26	23.37	16.41	—	3.48	9.37 (43.9)	0.20
9	Л-59	24.42	25.17	15.58	16.41	2.43	—	11.35 (49.0)	-0.25
10	1341	25.32	28.84	11.69	19.75	1.13	—	8.49 (31.2)	-0.11
Островский массив (эндербиты)									
11	ДР-29	7.51	31.98	15.03	18.91	6.97	—	14.20 (36.2)	-0.63
12	У-368	10.88	27.79	15.58	22.53	—	3.43	12.29 (26.5)	0.16
13	93	17.89	31.98	18.92	17.25	2.75	—	6.87 (50.8)	-0.27
14	У-380-2	22.51	31.46	12.24	19.19	—	1.40	4.30 (33.3)	0.08
Умбинский массив (чарнокиты)									
15	81-а	13.27	27.27	16.14	18.36	1.94	—	15.81 (58.6)	-0.18
16	181-22	21.54	18.35	17.25	12.52	6.64	—	13.47 (50.0)	-0.91
17	60	16.99	23.07	17.25	18.64	0.65	—	18.46 (59.4)	-0.06
18	85	18.54	25/7	18.37	14.46	2.92	—	13.46 (56.1)	-0.15
19	Л-65	17.53	27.26	20.03	16.97	0.81	—	10.35 (54.5)	-0.08
Выпчозерский массив (чарнокиты)									
20	26-60	19.08	25.17	17.81	19.19	—	0.71	11.24 (56.8)	0.04
21	ОЖ	19.44	22.02	22.82	18.36	1.30	—	12.13 (58.8)	-0.12
22	457-1	48.34	11.53	21.70	3.62	2.75	—	8.72 (55.4)	-1.3
Ругозерский массив (чарнокиты)									
23	90	19.44	27.26	18.92	13.35	2.43	—	9.83 (44.2)	0.31
24	1344	20.34	25.17	22.82	16.69	1.30	—	8.61 (45.3)	0.13
Дайки (чарнокиты)									
25	Ш-137	18.36	27.26	13.36	21.97	0.65	—	9.68 (34.5)	-0.05
26	Ш-143	22.32	27.26	13.36	13.35	4.37	—	9.68 (34.5)	-0.47
27	99	29.89	16.78	29.50	7.51	3.56	—	6.46 (61.1)	-0.81
28	Ш-148	32.64	22.55	21.70	7.51	4.21	—	7.00 (45.9)	-0.96
Кузреченский массив (граниты)									
29	У-95	20.04	25.17	13.91	18.08	2.59	—	14.63 (55.6)	-0.25
30	580-а	21.12	25.69	15.58	13.63	5.51	—	12.93 (57.8)	-0.69
31	453-4	29.53	24.12	9.46	13.91	4.21	—	13.63 (51.3)	-0.52
32	Л-58	28.99	22.02	15.58	16.97	1.13	—	10.20 (62.4)	-0.11
33	453-3	28.08	26.22	10.02	15.58	4.05	—	12.48 (51.4)	-0.45
34	836-4	24.00	26.22	21.70	10.57	3.08	—	12.17 (59.8)	-0.50
35	836-3	25.80	24.64	22.26	10.01	3.08	—	10.62 (51.6)	-0.53
36	1515-4	27.18	31.98	16.70	11.96	0.81	—	5.51 (53.2)	-0.12
37	13.60	25.50	24.64	28.94	6.12	3.40	—	6.97 (50.0)	-0.95
38	209	24.18	23.59	31.72	10.85	1.13	—	5.93 (65.3)	-0.18
39	91	24.52	25.17	32.28	6.95	2.43	—	4.82 (45.2)	-0.60
40	2012	28.20	23.59	27.27	9.18	0.32	—	6.64 (44.8)	-0.06
41	1522	29.05	23.59	28.38	6.95	1.78	—	4.62 (39.0)	-0.44

Таблица 6.21 (продолжение)

№ п/п	Номера проб	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр	Опр	К <sub>щел</sub>
42	1425	32.70	21.50	24.49	6.68	4.37	—	5.72 (30.8)	-1.10
43	2514-1	26.64	23.07	39.51	3.89	—	3.16	0.36 (66.7)	0.48
44	71	29.83	26.22	28.38	6.12	2.43	—	3.72 (50.0)	-0.68
45	2557-1	31.86	24.12	27.83	6.12	—	—	5.21 (56.8)	0.00
46	123-1	31.26	23.59	27.83	5.56	3.56	—	4.75 (40.5)	-1.10
47	72	26.64	29.89	31.72	5.84	1.46	—	1.96 (47.1)	-0.43
48	У-339	32.22	25.17	21.15	10.57	1.30	—	7.47 (46.2)	-0.21
49	96	35.35	19.92	30.61	4.73	3.08	—	1.84 (23.5)	-1.10
50	У-302	33.60	25.17	25.04	7.79	1.13	—	4.12 (44.4)	-0.25
51	2015	38.88	20.45	20.03	4.73	5.35	—	6.02 (35.2)	-1.94
52	1103	34.44	18.35	35.62	3.06	1.78	—	4.38 (66.7)	-1.00
Хлебнореченский массив (граниты)									
53	520-33	16.32	29.36	18.37	11.68	4.21	—	12.67 (53.7)	-0.62
54	Ш-204	29.17	28.84	32.83	4.73	—	1.36	2.01 (15.8)	0.26
55	1027-0	33.36	31.46	25.60	3.62	0.81	—	1.71 (0)	-0.38
Массив „Совхозный” (граниты)									
56	88	29.11	30.93	33.95	1.39	1.78	—	1.0 (33.3)	-2.20
57	87	36.90	19.40	31.16	3.06	4.05	—	3.47 (62.1)	-2.27

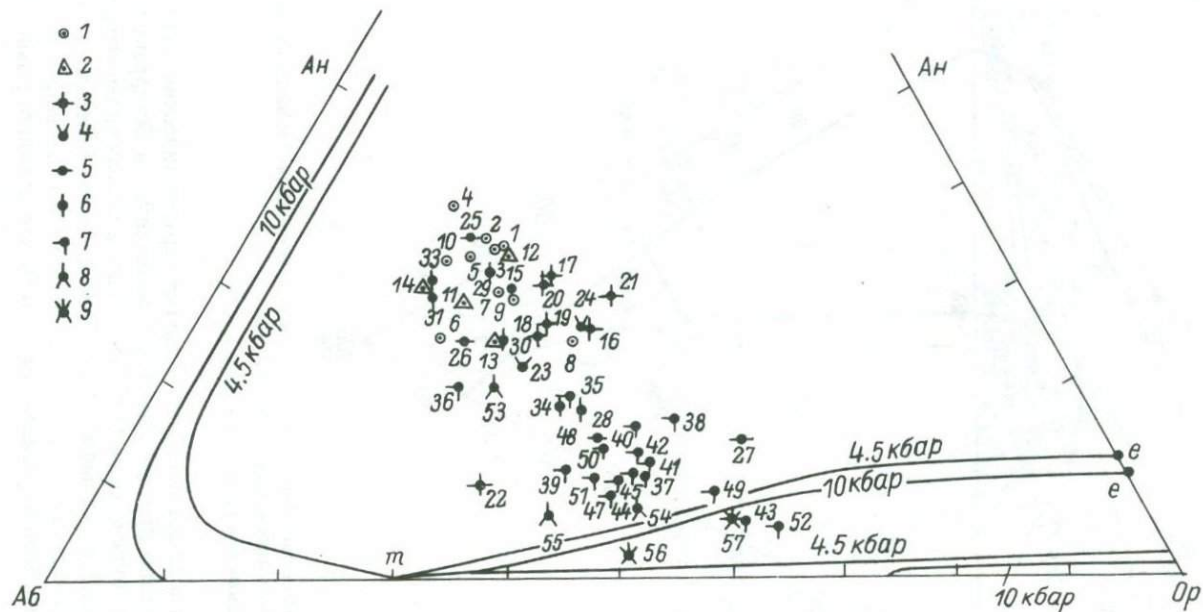


Рис. 6.29. Соотношение нормативных полевых шпатов на диаграмме системы А6–Ан–Ор–Н<sub>2</sub>О из пород умбинского комплекса. Условные обозначения те же, что и на рис. 6.28.

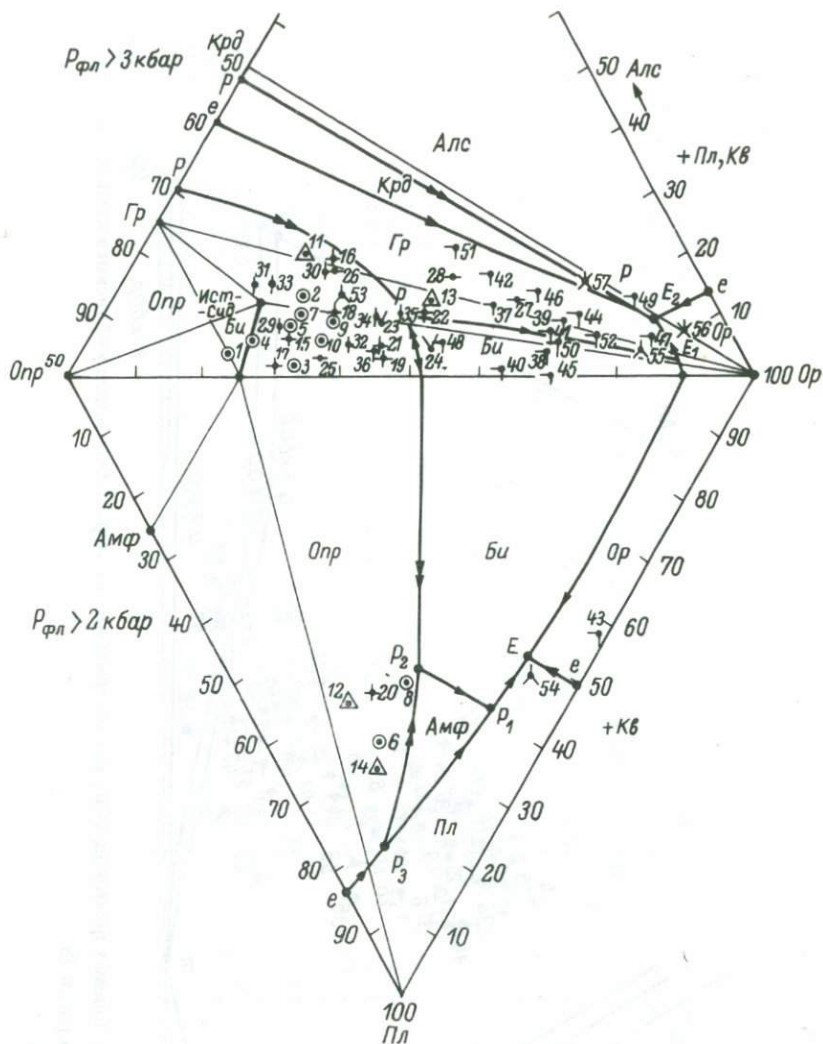


Рис. 6.30. Положение фигуративных точек гранитоидов умбинского комплекса на изобарических проекциях системы А и В.

Условные обозначения те же, что и на рис. 6.28.

Все остальные точки попадают в другие парагенетические треугольники, и соответственно при равновесной кристаллизации без фракционирования в них не должно быть Гип. Поскольку в пробах эндербитов и чернокитов отмечается реальное присутствие данного минерала, то имеются основания утверждать, что кристаллизация происходила с фракционированием или бронированием его кристаллов реакционными фазами — Би и Гр.

Фигуративные точки проб с нормативным Мпр нанесены на диаграммы Опр—Мпр—Пл (рис. 6.32) и Опр—Пл—Ор—(+Мпр, Кв) (рис. 6.30).

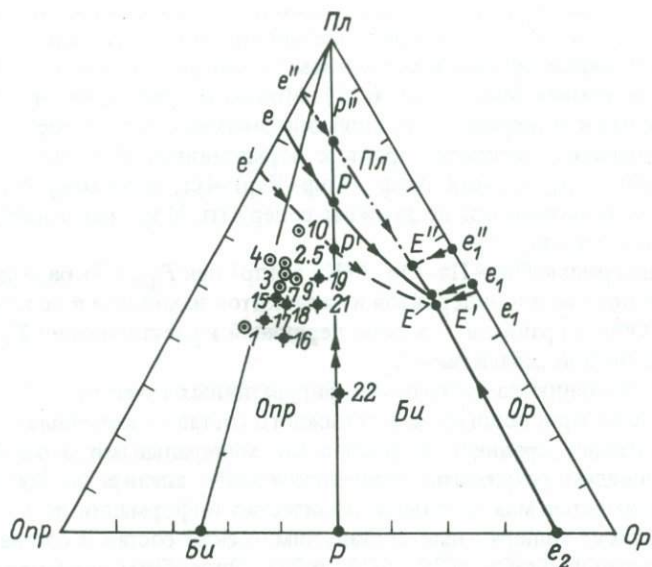


Рис. 6.31. Положение фигуративных точек эндербитов и чарнокитов умбинского комплекса на изобарической проекции системы А.

Условные обозначения те же, что и на рис. 6.28.

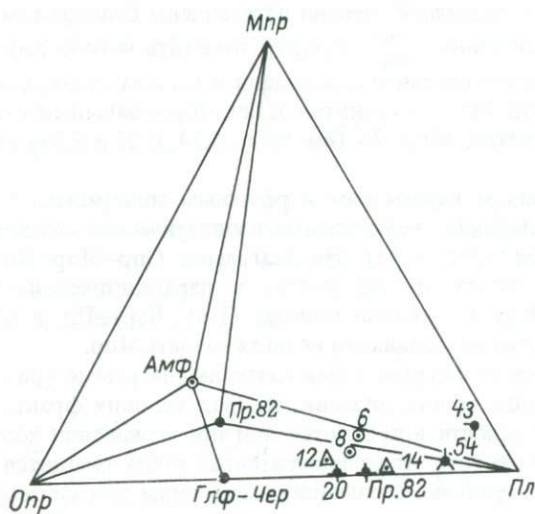


Рис. 6.32. Положение фигуративных точек амфиболов и пород из умбинского комплекса на парагенетической диаграмме Опр–Мпр–Пл.

Как видно из рис. 6.32, только фигуративная точка пр. 2514-1 (№ 43) гранитов из Кузреченского массива оказалась в парагенетическом треугольнике Амф—Мпр—Пл, и в соответствии с химизмом эта проба должна бы содержать Мпр, но в действительности он там отсутствует. Кстати, это единственная проба из Кузреченского массива, в которой присутствует нормативный Мпр (табл. 6.21). Можно подумать, что несоответствие химизма и минеральной ассоциации связано с погрешностями химического анализа. Остальные пробы с нормативным Мпр попали в парагенетический треугольник Амф—(Глф—Чер)—Пл, и поэтому в реальной минеральной ассоциации не должны содержать Мпр, что и наблюдается в действительности.

На диаграмме Опр—Пл—Ор—(+Кв ± Мпр) при  $P_{\text{фл}} = 3$  кбар (рис. 6.30) фигуративные точки эндрбитов и чарнокитов находятся в поле кристаллизации Опр, а гранитов — в поле первичной кристаллизации Гр или Би вблизи конечной „эвтектики“.

По положению на диаграммах фигуративных точек проб можно проследить ходы кристаллизации для каждого состава и конечные продукты кристаллизации сравнить с реальными минеральными ассоциациями. Ниже приведем результаты парагенетического анализа по пробам, для которых имеется максимальное количество информации по вещественному составу: минеральный состав, химический состав и состав отдельных минералов (табл. 6.22, 6.23, 6.24). Эндрбиты характеризуются низким значением  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  и близки к насыщению глиноземом: эндрбиты Пирьегубского массива (пр. 77) слабо пересыщены глиноземом ( $\text{Алс} = 0.97\%$ ,  $K_{\text{щел}} = -0.08$ ), а эндрбиты Островского массива (пр. 82) слабо недосыщены глиноземом ( $\text{Мпр} = 0.68\%$ ,  $K_{\text{щел}} = +0.04$ ). Чарнокиты и граниты в различной степени пересыщены глиноземом и имеют более высокие значения  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$ . Следует отметить четкое соответствие химизма породы минеральной ассоциации и составу минералов в пр. 82 — эндрбитов и пр. 80 — чарнокитов и некоторое завышение железистости биотитов и гранатов в пр. 75 (см. табл. 6.24, 6.25 и 6.26) по отношению к породе.

По указанным параметрам и реальным минеральным ассоциациям (табл. 6.22) выбраны необходимые изоплетические сечения и изобарические разрезы (рис. 6.33). На диаграмме Опр—Мпр—Пл (рис. 6.32) фигуративная точка пр. 82 попала в парагенетический треугольник Амф—(Глф—Чер)—Пл вблизи коноды (Глф—Чер)—Пл, и поэтому в реальной минеральной ассоциации не должно быть Мпр.

По положению фигуративных точек на диаграмме (рис. 6.33) легко проследить ходы кристаллизации, задавая условия фракционирования. Некоторые сложности встречаются при прослеживании хода кристаллизации пр. 77, из-за того что ее фигуративная точка находится в системе А, а реальная минеральная ассоциация характерна для системы В. К тому же для пробы нет анализов темноцветных минералов. Если принять, что Гип и Би пр. 77 будут близки по составу Гип и Би пр. 82, поскольку близки химические составы пород, то ход кристаллизации пр. 77 будет следующий. Так как фигуративная точка этой пробы (предполагаемый

Таблица 6.22

Минеральный состав (в мас.%) гранитоидов умбинского комплекса [13]

Номера проб	Кварц	Плагиоклаз	Номер плагиоклаза	Колишпат	Гранат	Гиперстен	Амфибол	Биотит	Сумма акуссорных минералов
77	11.2	66.0	25-45	3.8	-	0.5	1.8	15.8	0.9
82	14.2	58.6	25-45	15.2	-	3.8	0.7	5.0	2.5
80	21.0	45.8	25-45	15.2	2.5	5.5	-	9.2	0.8
75	29.9	29.2	15-40	30.8	0.3	-	-	8.7	1.1
73	30.8	27.4	5-40	34.2	+	-	-	5.9	1.7

Таблица 6.23

Химический состав (в мас.%) гранитоидов умбинского комплекса [13]

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
77	62.38	0.70	16.55	1.68	5.90	0.07	2.58	4.27	3.82	2.30	1.58	0.08	0.26
82	64.11	0.63	16.07	1.69	3.25	0.07	2.39	4.12	3.65	2.99	0.94	0.10	0.23
80	62.45	1.03	15.44	0.82	6.35	0.10	1.76	4.19	2.34	2.66	1.64	0.22	0.32
75	70.72	0.39	14.28	0.75	2.47	0.08	0.72	1.91	3.05	4.73	0.80	0.12	0.15
73	72.04	0.28	13.45	0.79	2.14	0.04	0.73	0.90	3.06	4.98	1.25	0.14	0.13

Таблица 6.24

Нормативный состав (в мас.%) гранитоидов умбинского комплекса

Номера проб	Кв	Аб	Ор	Ан	Алс	Мпр	Опр	Кщел
77	16.57	32.51	13.36	19.75	0.97	—	11.04 (35.2)	-0.08
82	17.89	30.93	17.81	18.64	—	0.68	9.15 (37.3)	0.04
80	22.44	19.40	16.14	19.19	2.59	—	13.92 (62.1)	-0.23
75	28.08	25.69	27.83	8.62	1.62	—	5.14 (60.5)	-0.32
73	30.06	26.22	9.50	3.62	2.59	—	4.45 (52.6)	-1.20

Таблица 6.25

Химические составы минералов (в мас.%) из гранитоидов умбинского комплекса [13]

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
Биотиты													
80	36.42	5.05	15.47	2.73	20.20	0.10	7.51	0.50	0.28	8.08	0.017	—	2.15
82	37.10	4.80	14.85	3.10	13.61	0.13	13.41	0.43	0.18	9.15	0.011	—	1.79
75	34.11	2.98	16.62	4.45	21.33	0.25	5.89	1.09	0.11	8.28	0.046	0.25	4.59
Амфиболы													
82	41.06	3.79	11.53	5.50	11.64	0.20	10.74	10.08	1.52	2.13	—	0.32	1.37
Пироксены													
80	47.33	0.61	2.69	3.32	32.64	0.54	11.55	0.48	0.06	0.10	—	—	0.74
82	51.27	0.11	1.99	2.12	21.63	0.61	19.89	0.91	0.08	0.06	—	—	0.95
Гранаты													
80	39.38	0.07	20.74	2.21	28.34	1.17	4.51	3.14	0.13	0.24	—	0.08	0.25
75	39.48	0.04	19.75	2.84	28.62	5.60	1.37	1.42	0.28	0.27	—	0.30	0.30

Таблица 6.26

Кристаллохимические формулы минералов из гранитоидов умбинского комплекса

Номера проб	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Li	OH+F
Биотиты (на 11.5 кислорода)												
80	2.885	0.301	1.444	0.163	1.338	0.007	0.886	0.042	0.043	0.817	0.006	1.76
82	2.860	0.280	1.350	0.180	0.880	0.010	1.540	0.040	0.030	0.900	—	1.43
75	2.760	0.180	1.580	0.270	1.440	0.020	0.710	0.090	0.020	0.850	0.010	2.47
Амфиболы (на 23 кислорода)												
82	6.141	0.420	2.030	0.618	1.456	0.021	2.391	1.613	0.446	0.400		
Пироксены (на 6 кислорода)												
80	1.898	0.018	0.127	0.100	1.094	0.018	0.690	0.021	0.005	0.005		
82	1.948	0.003	0.089	0.061	0.687	0.020	1.126	0.037	0.006	0.003		
Гранаты (на 12 кислорода)												
80	3.093	0.004	1.919	0.131	1.861	0.078	0.528	0.264				
75	3.173	—	1.871	0.172	1.923	0.381	0.164	0.122				

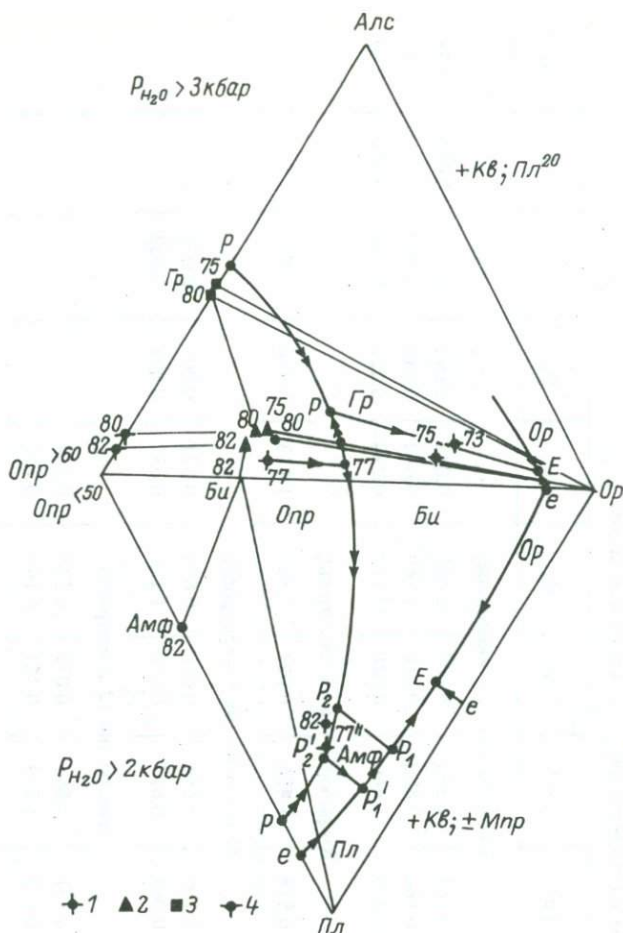


Рис. 6.33. Положение фигуративных точек минералов и пород умбинского комплекса на изобарических диаграммах систем А и В.

Фигуративные точки: 1 – порода, 2 – биотитов, 3 – гранатов, 4 – пироксенов.

исходный расплав) попала в поле первичной кристаллизации Опр, то при достижении ликвидуса из исходного расплава начнет выделяться Гип, и при его кристаллизации состав расплава будет перемещаться к перитектикали Опр–Би, обедняясь глиноземом. В точке 77' начнется перитектическая реакция Би+Кв = Опр+Ж, в результате которой расплав еще больше обедняется глиноземом и по перитектикали Опр–Би переместится в систему В, проектируясь в точку 77''. Продолжающаяся перитектическая реакция приведет расплав к точке P<sub>2</sub>, в которой совместно с Би начнет выделяться и Амф. После израсходования Гип расплав, выделяя Би+Амф, переместится к перитектике P<sub>1</sub>, в которой произойдет реакция Би+Пл = Амф+Ж, а далее по котектике Би–Пл дойдет до точки E, где и закончит кристаллизацию с образованием ассоциации Мпр+Би+Ор+

+Пл+Кв. В случае фракционирования и бронирования гиперстена и амфибола другими фазами, их кристаллы могут присутствовать в конечных продуктах кристаллизации как реликтовые фазы от не полностью прошедших перитектических реакций. Термодинамические параметры кристаллизации пр. 77 (эндербиты Пирьегубского массива) оцениваются нижними значениями  $P_{\text{фл}}-T$  условиями устойчивости  $J_8$  (рис. 3.29):  $P_{\text{фл}} > 0.9$  кбар,  $T_s < 780$  °С. Более точные значения этих параметров определить не представляется возможным из-за отсутствия данных по составу минералов.

В соответствии с прослеженным ходом кристаллизации устанавливается следующий порядок выделения минералов эндербитов Пирьегубского массива (пр. 77): Гип  $\rightarrow$  (Гип  $\leftarrow$  Би)  $\rightarrow$  Би+Амф  $\rightarrow$  (Амф  $\leftarrow$  Би+Пл)  $\rightarrow$   $\rightarrow$  Би+Пл  $\rightarrow$  Би+Пл+Ор+Кв  $\rightarrow$  Би+Пл+Ор+Кв ( $\pm$  Мпр).

Фигуративная точка эндербитов Островского массива (пр. 82) на Опр—Пл—Ор(+Мпр; Кв) проекции (рис. 6.33) находится в площади парагенетического треугольника Би—Пл—Ор, но в поле первичной кристаллизации Опр при  $P_{\text{фл}} = 2$  кбар (см. рис. 3.29). Ход кристаллизации расплава, соответствующего по составу пр. 82, легко прослеживается, если учесть, что в связи с увеличением железистости системы должно расширяться поле кристаллизации Амф по сравнению с условиями кристаллизации пр. 77. Здесь, как и в эндербитах пр. 77, присутствуют Гип и Амф, следовательно, кристаллизация происходила с фракционированием и бронированием их кристаллов. Согласно ходу кристаллизации, устанавливается и следующий порядок выделения минералов эндербитов пр. 82: Гип  $\rightarrow$  (Гип  $\leftarrow$  Амф)  $\rightarrow$  Амф+Би  $\rightarrow$  (Амф  $\leftarrow$  Би+Пл)  $\rightarrow$  Би+Пл  $\rightarrow$   $\rightarrow$  Би+Пл+Ор+Кв  $\rightarrow$  Би+Пл+Ор+Кв ( $\pm$  Мпр). Термодинамические параметры конечной стадии кристаллизации их (пр. 82) „снизу“ также ограничиваются условиями устойчивости  $J_8$  (рис. 3.29). По двуполевошпатовому термобарометру (при  $Ab^{Кпш} = 26$ ,  $Ab^{Пл} = 70$  [13]) для полевошпатового равновесия эндербитов Островского массива определены следующие значения термодинамических параметров:  $P_{\text{фл}} = 3.5$  кбар,  $T_s = 685$  °С.

Можно рассмотреть и другой ход кристаллизации эндербитов пр. 82, когда она начинается при низких значениях  $P_{\text{фл}}$ , ниже инвариантных точек с биотитом и амфиболом, а с процессом кристаллизации увеличивается  $P_{\text{фл}}$ . В этом случае могут реализоваться два варианта: 1) когда давление флюида превысит значение давления инвариантных точек с биотитом и амфиболом до того, как расплав достигнет конечной котектики; 2) когда расплав попадет на конечную котектику раньше, чем на ликвидусе появятся биотит и амфибол. В первом варианте ход кристаллизации будет сходен с вышеописанным, только длительность кристаллизации той или иной фазы будет отличаться, поскольку будут разные объемы их кристаллизации.

Во втором варианте ход кристаллизации будет иной (рис. 6.33). Первым начнет выделяться Гип, затем к нему присоединится Пл, далее Ор, Мпр и Кв. Когда давление флюида увеличится до  $J_8$  (рис. 3.29), в фазовой ассоциации появится биотит, поле кристаллизации которого с увеличением  $P_{\text{фл}}$  расширяется, а гиперстен прекратит кристаллизоваться



ходом кристаллизации; 2) расплав достигнет конечной котектики (или перитектики) раньше, чем на ликвидусе появится биотит. Ход второго варианта прослеживается на изобарической диаграмме рис. 3.10, б при  $P_{\text{фл}} = 2.7$  кбар. Фигуративная точка пр. 80 на этой диаграмме оказывается в парагенетическом треугольнике Опр—Гр—Ор и в поле первичной кристаллизации Гип. При равновесной кристаллизации без фракционирования расплав дойдет только до  $P_2 - \text{Гр} + \text{Ор} + \text{Пл} + \text{Кв} = \text{Ж} + \text{Опр}$ .

С увеличением  $P_{\text{фл}}$  и появлением на ликвидусе Би перитектическое равновесие превратится в нонвариантное  $J_{18}$ , в которой при отводе тепла будет происходить образование Гр+Би за счет растворения Гип. При полном растворении Гип нонвариантное равновесие снова превращается в моновариантное  $E_7 - \text{Гр} + \text{Би} + \text{Ор} + \text{Пл} + \text{Кв} = \text{Ж}$ , в котором и закончится кристаллизация. При бронировании гиперстена гранатом или биотитом (или выводе его из зоны реакции) он может присутствовать в конечных продуктах, что будет соответствовать реальной минеральной ассоциации. Порядок равновесной кристаллизации во втором варианте такой: Гип  $\rightarrow$   $\rightarrow$  (Гип  $\leftarrow$  Гр)  $\rightarrow$  (Гип  $\leftarrow$  Гр) + Пл  $\rightarrow$  (Гип  $\leftarrow$  Гр) + Ор + Пл + Кв  $\rightarrow$  (Гип  $\leftarrow$  Гр + Би) + Ор + Пл + Кв  $\rightarrow$  Гр + Би + Ор + Пл + Кв. Поскольку этот порядок кристаллизации не противоречит взаимоотношениям минералов [13], то, следовательно, и второй вариант кристаллизации вполне допустим. Следует отметить, что он лучше соответствует предлагаемой в работе [13] интерпретации взаимоотношений граната и биотита, чем первый.

Фигуративные точки гранитов Кузреченского массива (пр. 75 и 73) на диаграммах (рис. 6.33 и 6.34) находятся в парагенетическом треугольнике Би—Гр—Ор и соответственно в поле первичной кристаллизации биотита и граната. При выделении из этих составов как исходных расплавов Би или Гр фигуративная точка расплава попадает на Гр—Би котектику, по которой вначале доходит до Гр—Би—Пл котектической поверхности, а затем до эвтектики Гр+Би+Пл+Ор+Кв = Ж. Согласно ходу кристаллизации, намечается и последовательность выделения минералов гранитов: Би  $\rightarrow$  Гр (или Гр  $\rightarrow$  Би)  $\rightarrow$  Гр+Би  $\rightarrow$  Гр+Би+Пл  $\rightarrow$  Гр+Би+Пл+Ор+Кв. Термодинамические параметры конечного этапа кристаллизации, как и для чарнокитов пр. 80, ограничиваются „снизу” устойчивостью  $J_{18}$  (рис. 3.16, б):  $P_{\text{фл}} = 2.8$  кбар,  $T_s = 680$  °С. По двуполовшпатовому термобарометру термодинамические параметры полевошпатового равновесия гранитов оцениваются следующими значениями (при  $Ab^{K_{\text{Пл}}} = 20-23$ ;  $Ab^{Пл} = 80$ ):  $P_{\text{фл}} = 4.0$  кбар,  $T_s = 665$  °С.

Другие варианты условий кристаллизации гранитов должны быть сходны с вариантами кристаллизации чарнокитов, но их вероятность мала, поскольку в гранитах отсутствует гиперстен.

Далее приведем сравнение петрологических выводов А. Н. и Г. В. Виноградовых [13] с результатами парагенетического анализа данной работы.

Минеральные парагенезисы и этапы кристаллизации гранитоидов умбинского комплекса. Изучение взаимоотношений между минералами позволило А. Н. и Г. В. Виноградовым выявить в гранитоидах умбинского комплекса наличие двух генераций породообразующих минералов: в эндебитах I генерация

представлена ассоциацией — Гип+Мт+Пл+Кпш±Амф, в чарнокитах — Гип+Гр+Мт+Пл+Кпш+Кв, в гранитах — Гр+Пл+Кпш+Кв, которые составляют 40–60 мас.%; II генерация во всех гранитоидах однотипна и представлена ассоциацией Би+Кв+Пл, к которой в эндробитах добавляется еще Кпш и Амф. Первый этап протекал в глубинном магматическом очаге, а второй — непосредственно в камере.

Таким образом, по мнению А. Н. и Г. В. Виноградовых [13], нисходящий эпигенетический ряд гранитоидов умбинского комплекса возник в результате последовательного отделения и перемещения в эпизону дискретных порций магмы, образующейся в апикальной части глубинного магматического очага в процессе остывания и дифференциации андезитового расплава. Подъем магмы со взвешенными в ней кристаллами „очаговой” генерации минералов с уровня генерации (15–20 км) до уровня становления интрузивных тел (2–4 км) сопровождается гравитационно-кинематической и гидродинамической дифференциацией. Двух-этапная кристаллизация в полибарических условиях с нарастающей водонасыщенностью расплава и понижающейся активностью кислорода обуславливают появление в породах структур типа рапакиви.

Проведенный автором настоящей работы анализ условий кристаллизации пород и их петрохимических особенностей дал основания для построения альтернативной генетической модели. Попытки вывести состав исходного андезитового расплава из эндробитов, решая обратную задачу по схеме фракционирования, предложенной А. Н. и Г. В. Виноградовыми, а затем, отсаживая гранат и флотируя биотит, получить чарнокитовые составы из эндробитового состава не увенчались успехом. Это привело автора к убеждению, что эндробиты и чарнокиты не могут быть членами единого эпигенетического ряда, поскольку чарнокиты не могут быть получены из эндробитовых дифференциаций. Во-первых, они относятся к разным петрохимическим типам, хотя по содержанию  $Kv_{нор}$  и полевошпатовому отношению их поля перекрываются (см. рис. 6.28), и лишь за счет дайкового комплекса поле чарнокитов смещено в гранитную часть. По содержанию суммы „темноцветных” минералов поле чарнокитов сдвинуто в „меланократовую” область, что происходит за счет увеличения содержания железа (см. табл. 6.21). Состав плагиоклазов в чарнокитах даже несколько основнее, чем в эндробитах (см. рис. 13 в [13]). Только железистость нормативного ортопироксена чарнокитов больше, чем у эндробитов, что связано с абсолютным увеличением содержания железа (см. выше). Следовательно, ни один из признаков дифференциации не подтверждает этот процесс, поэтому он представляется маловероятным.

На рис. 6.35 видно, что моновариантные равновесия без ( $H_2O$ ) имеют более пологий наклон, чем линия адиабатического перемещения расплава (или смеси расплава с кристаллами) с нижнего очага в верхнюю камеру. Последняя линия при меньших значениях давления пересекает линию моновариантного равновесия без гидроксилсодержащих фаз, поэтому если в промежуточном очаге выделялась минеральная ассоциация без гидроксилсодержащих фаз, то и в камере формирования массива первые выделения не будут содержать таких фаз. Часть очаговых фаз



$T = 800\text{--}900$  °С,  $P = 5.5\text{--}6$  кбар; для II генерации — только  $T = 700\text{--}730$  °С. По физико-химическим диаграммам данной работы определены максимальная температура кристаллизации конечной фазовой ассоциации, которая равна 680 °С, и минимальное давление флюида — 2.8 кбар. Температуру начала кристаллизации этот метод не определяет.

Температура ранней стадии кристаллизации гранитов определена [13] в 760–800°, а для поздней по Гр-Би термометру оценена в 600 °С, по двуполевошпатовому термометру И. Д. Рябчикова — 450–600 °С. По двуполевошпатовому термобарометру автора были получены следующие значения термодинамических параметров:  $P_{\text{фл}} = 4$  кбар,  $T_s = 665$  °С.

Содержание летучих в магме. А. Н. и Г. В. Виноградовыми [13] была предпринята попытка определить содержание (или парциальное давление) в расплаве таких компонентов, как кислород, вода, фтор и хлор. Поскольку автор настоящей работы занимался разработкой диаграмм при полном насыщении расплава водой, то речь может идти только об этом компоненте. А. Н. и Г. В. Виноградовы определяли минимальное значение  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  по методике Вэнса и Югстера [111] по пересечению линий моновариантных равновесий Би = Кпш+Мт+Н<sub>2</sub>О и Кпш+Пл+Кв = Ж. Этим способом они определили минимальные значения  $P_{\text{фл}}$  второго этапа кристаллизации эндербитов и чарнокитов, которое равно 100–500 бар, а гранитов — 1500–2000 бар. По сути таким же способом определялись термодинамические параметры и в настоящей работе, когда приводились их значения для конкретной инвариантной точки. Полученные новые оценки довольно сильно отличаются от вышеприведенных: для эндербитов  $P_{\text{фл}} > 900$  бар, для чарнокитов и гранитов —  $> 2.8$  кбар. Такое расхождение связано с тем, что линия разложения—кристаллизации биотита и линия равновесия Пл<sup>20</sup>+Кпш+Кв = Ж не могут давать инвариантной точки, поскольку эти два равновесия принадлежат к разным системам. Их линии на  $P_{\text{H}_2\text{O}}\text{--}T$  проекции не пересекаются, а перекрещиваются. Термодинамические параметры ( $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $T$ ) точки перекрещивания этих линий могут давать лишь косвенную информацию о минимальном уровне  $P_{\text{фл}}$ , ниже которого биотит не будет кристаллизоваться из данного расплава даже при полном водонасыщении.

Содержание воды в исходном расплаве можно оценить только тогда, когда известно литостатическое давление в камере становления комплекса, поскольку имеются веские основания утверждать, что к началу кристаллизации даже безводных минералов магма-расплав насыщается тем количеством воды, которое в нем имеется.

Эволюция кислотности — щелочности магматического расплава в процессе кристаллизации. Изменение состава расплава в работе [13] прослежено по схеме А. А. Макарушева и др. [64, 66]. Согласно этой схеме, образуемая гранитоидами умбинского комплекса пород серия Амф—Гип эндербиты → Гр—Гип чарнокиты → Гр—Би граниты → Крд—Гр—Би граниты сформировалась в условиях прогрессивного увеличения кислотности магматического расплава и понижающего потенциала калия.

Как уже отмечалось [26], корректное применение физико-химических схем А. А. Маракушева и др. [64, 66] возможно для метаморфических и метасоматических пород, поскольку они отражают только твердофазные реакции. Тем не менее имеется относительное соответствие рядов пород по щелочности, выделенных в данной работе, со схемой А. А. Маракушева. Количественным выражением щелочности пород является  $K_{щел}$ , который уменьшается от эндрбитов к гранитам от 0.04 до 1.2 (см. табл. 6.21), т. е. практически все породы относятся к ряду низкой щелочности. Оценка щелочности (как физико-химического понятия, а не только содержания щелочей) среды минералообразования по составу биотита производится качественно и довольно грубо. Предложенный автором  $K_{щел}$  породы отражает только химизм конечного продукта кристаллизации, но тем не менее устанавливается четкое соответствие фазовых ассоциаций и этого коэффициента.

#### 6.4.2. Гиперстеновые гранитоиды хребта Вернадского (о-в Парамушир)

Гиперстеновые гранитоиды на о-в Парамушир (Дальний Восток) обнаружены в составе многофазного плутона осевой части хр. Вернадского, относящегося к габбро-плагиогранитной формации третичного возраста, и кратко описаны в работе [88], из которой заимствована необходимая для данной работы информация.

Гранитоидные породы, сформированные в три субфазы, обнажаются в виде цепочки тел северо-восточного направления в центральной части плутона, сложенного габбро, диоритами и гранодиоритами, общей площадью 8–10 км<sup>2</sup>: I субфаза – гранодиориты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, II субфаза – гранодиориты, граниты и гранит-порфиры, III субфаза – дайки аплитовидных гранитов и аплитов. Почти во всех разновидностях пород гранитоидного комплекса встречается гиперстен.

Для парагенетического анализа выбрано по одной пробе кислых пород из каждой субфазы (см. табл. [88]): пр. 8619в – плагиогранит I субфазы, пр. 8619б – гранит II субфазы и пр. 8620в – аплит III субфазы.

Плагиограниты I субфазы состоят из плагиоклаза (№ 30–57), диопсида ( $2V = 54–58^\circ$ ;  $c : Ng = 37–38^\circ$ ), уралитизированного гиперстена ( $2V_{Np} = 70–74^\circ$ ;  $c : Ng = 0–4^\circ$ ), кварца, калишпата (2–6%) и роговой обманки; граниты II субфазы – из плагиоклаза (45%), калишпата (15–20%), диопсида, гиперстена, роговой обманки, кварца; аплиты III субфазы – из кварца, калишпата (30–33%), андезина (№ 48–58), диопсида, гиперстена, роговой обманки. Во всех породах в незначительном количестве присутствуют биотит (до 0.5–1.5%), магнетит и апатит. Гиперстен в этих породах ( $f_{Общ} = 35–40$ ) встречается в виде хорошо образованных призматических кристаллов.

Результаты химического анализа представлены в табл. 6.27, а пересчет на минимальный состав – в табл. 6.28. При смене субфаз не все петрохимические параметры отвечают гомодромному ряду: увеличивается содержание  $Kv_{нор}$  и уменьшается полевошпатовое отношение, а остальные параметры изменяются незакономерно. В плагиогранитах I субфазы

Т а б л и ц а 6.27

Химический состав (в мас.%) гиперстеновых гранитоидов о-ва Парамушир [88]

Номера проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	P <sub>2</sub> O	S
8619в	71.16	0.38	13.39	1.93	2.90	0.02	0.80	2.52	5.48	0.46	0.14	0.25	0.07	0.05
8619б	69.28	0.46	14.58	1.88	3.06	0.04	1.39	3.76	2.59	2.80	0.11	0.48	0.08	0.05
8620в	75.10	0.17	12.09	1.13	1.52	0.02	0.21	0.84	3.03	5.34	0.16	0.38	0.02	0.17

Т а б л и ц а 6.28

Нормативный состав (в мас.%) гиперстеновых гранитоидов о-ва Парамушир

Номера проб	Кварц	Ор	Аб	Ан	Алс	Опр (f)	Мпр	К <sub>щел</sub>
8619в	30.00	2.78	46.66	10.29	—	4.32 (51.4)	1.18	0.12
8619б	31.62	16.70	22.02	17.80	1.13	6.81 (41.7)	—	-0.11
8620в	34.93	31.16	25.17	4.17	—	1.69 (64.3)	—	0

меньше нормативный номер плагиоклаза, чем в гранитах II субфазы, а  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  больше,  $K_{\text{цел}}$  также изменяется незакономерно, значительное несоответствие отмечается для нормативных и реальных номеров плагиоклаза.

Судя по соотношению миналов Опр : Мпр : Пл при равновесной кристаллизации, ни в одной пробе не должен присутствовать Мпр, хотя в действительности он обнаружен во всех пробах.

Такое несоответствие химизма пород с реальным составом минералов и минеральными ассоциациями значительно снижает достоверность парагенетического анализа. Поэтому нижеследующие рассуждения и выводы следует рассматривать как грубую оценку физико-химических условий кристаллизации данных пород.

По типоморфным миналам,  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$  и реальным минеральным ассоциациям выбраны соответствующие диаграммы и на них нанесены фигуративные точки проб (рис. 6.36, а, б). Как видно из рис. 6.36, а, фигуративная точка плагиогранитов находится в парагенетическом треугольнике Амф—Би—Пл в поле первичной кристаллизации Опр при  $P_{\text{фл}} \approx 1.3$  кбар, следовательно, из расплава такого состава первым будет выделяться Опр, затем к нему присоединится Пл. В точке  $P_3$  начнется перитектическая реакция  $\text{Пл} + \text{Амф} = \text{Опр} + \text{Ж}$ , после прохождения которой состав расплава по Пл—Амф котектике переместится к точке  $P_1$ , где начнется реакция  $\text{Пл} + \text{Би} = \text{Амф} + \text{Ж}$  и прекратится с израсходованием расплава. Конечные продукты будут представлены ассоциацией Би+Пл+Амф+Кв. При фракционировании и бронировании реакционных фаз (гиперстена и амфибола) расплав может дойти до точки  $E$ , и тогда конечные продукты будут представлены ассоциацией Гип+Амф+Мпр+Би+Пл+Ор+Кв, что соответствует реальной минеральной ассоциации. Термодинамические параметры образования плагиогранитов оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} > 1.5$  кбар;  $T_s < 725$  °С.

Фигуративная точка гранитов (пр. 86196) попала в парагенетический треугольник (Фл—Ант)—(Сид—Ист)—Ор в поле первичной кристаллизации Опр при  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 50\%$  и  $P_{\text{фл}} = 2$  кбар (рис. 6.36, а). При выделении Опр фигуративная точка расплава перемещается к Опр—Би перитектикали, на которой происходит реакция  $\text{Би} = \text{Опр} + \text{Ж}$ . Предполагается, что при этой реакции выделяется биотит, обогащенный глиноземистыми миналами Ист—Сид, тогда фигуративная точка расплава вначале по перитектикали переместится от точки  $a$  к точке  $b$  (рис. 6.36, а), а далее при расходе Опр и выделении Би расплав будет изменять свой состав по направлению к коноде Опр—Ор (точнее, к поверхности Опр—Пл—Ор) и затем попадет в систему В вблизи Би—Амф котектики. При дальнейшей кристаллизации биотита расплав попадет на эту котектику и совместно с Би начнет выделяться Амф. В точке  $P_1$  Амф реагирует с расплавом, образуя ассоциацию Би+Пл. После прохождения реакции ассоциация Би+Пл продолжает эвтектическую кристаллизацию, а состав расплава перемещается к точке  $E$ , где и заканчивает кристаллизацию с образованием ассоциации Мпр+Би+Пл+Ор+Кв. При фракционировании и бронировании Гип и Амф они могут присутствовать в конечных продуктах, что и наблюдается в действительности.

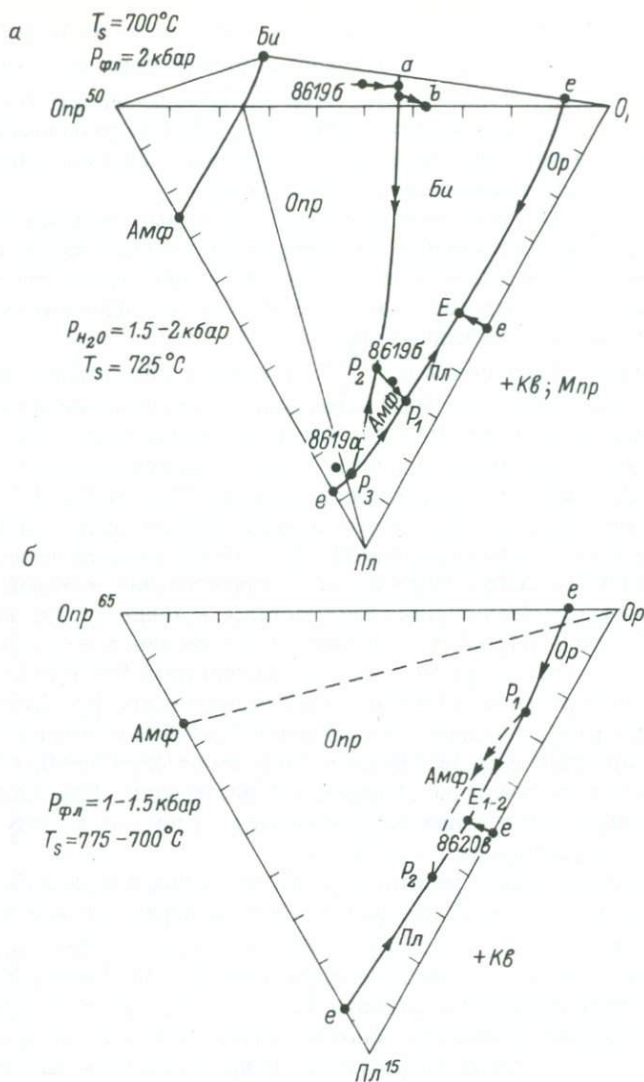


Рис. 6.36. Положение фигуративных точек гиперстеновых гранитоидов хр. Вернадского на изобарических диаграммах системы В.

а – в изоплетическом сечении  $\text{Opr}^{50}$ ; б – в изоплетическом сечении  $\text{Opr}^{65}$ .

Термодинамические параметры конечного этапа кристаллизации гранитов оцениваются теми же значениями, что и при кристаллизации плагиогранитов.

Фигуративная точка анлитов (пр. 8620в) попадает на грань  $\text{Opr}-\text{Or}-\text{Пл}$  вблизи точки  $E$  –  $\text{Opr} + \text{Пл} + \text{Or} + \text{Кв} = \text{Ж}$ . Эта грань отделяет системы А и В, поэтому для прослеживания хода кристаллизации очень важно знать состав минералов. При низких значениях  $P_{\text{фл}}$  из эвтектиче-

ского расплава будут кристаллизоваться  $\text{Опр} + \text{Пл} + \text{Ор} + \text{Кв}$ , и состав расплава может оставаться на данной грани. С повышением  $P_{\text{фл}}$  (при  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 65$ ) первым на ликвидусе из гидроксилсодержащих минералов появится Амф и в зависимости от его состава будем иметь различные направления кристаллизации. При кристаллизации амфибола Глф-Чер ряда расплав опять-таки может оставаться на исходной грани, а конечные продукты будут представлены ассоциацией Амф+Ор+Пл+Кв с реликтами гиперстена. Если будет выделяться амфибол Акт-(Глф-Чер) ряда, то состав расплава переместится с  $\text{Опр}-\text{Ор}-\text{Пл}$  грани в тетраэдр системы  $A - \text{Опр}-\text{Пл}-\text{Ор}-\text{Алс} (+\text{Кв}, \text{H}_2\text{O})$ , где вместо Амф (или вместе с Амф) при соответствующем значении  $P_{\text{фл}}$  начнет кристаллизоваться Би, а затем гранат или кордиерит; в фазовых ассоциациях нет Мпр.

Более вероятен и другой ход раннего этапа кристаллизации, когда начнет выделяться Опр, содержащий определенное количество глинозема. Состав расплава в этом случае также сойдет с пограничной грани, но уже в тетраэдр системы В (рис. 6.36, б). При низких значениях  $P_{\text{фл}}$  он по колективу  $\text{Опр} + \text{Ор} + \text{Пл} + \text{Кв} = \text{Ж}$  дойдет до конечной „эвтектики“  $\text{Опр} + \text{Мпр} + \text{Пл} + \text{Ор} + \text{Кв} = \text{Ж}$ . С повышением  $P_{\text{фл}}$  эта „эвтектика“ через неинвариантное равновесие  $\text{Опр} + \text{Мпр} + \text{Амф} + \text{Пл} + \text{Ор} + \text{Кв} + \text{Ж}$  превратится в „эвтектику“  $\text{Амф} + \text{Мпр} + \text{Пл} + \text{Ор} + \text{Кв} = \text{Ж}$ . В этом варианте кристаллизации в фазовых ассоциациях нет Би, который может появиться только в субсолидусе. Таким образом, теоретически фазовые ассоциации рассмотренных вариантов кристаллизации не совпадают с реальной: в первой ассоциации нет Мпр, а во второй — Би, но он может быть субсолидусным. Следовательно, если качественный минеральный состав породы определен правильно, то устанавливаемое несоответствие теоретической и реальной минеральной ассоциации связано с ошибками химического анализа породы.

Термодинамические параметры кристаллизации последнего варианта, как наиболее вероятного, оцениваются следующими значениями:  $P_{\text{фл}} = 1-1.5$  кбар,  $T_s = 700-775$  °С (см. рис. 3.28).

Итак, появление гиперстена в гранитоидах о-ва Парамушир связано с малыми значениями давления флюида, но при полном насыщении им расплава.

Таким образом, рассмотрение физико-химических моделей в сопоставлении с природными примерами позволяет заключить, что:

а) появление гиперстена в минеральных ассоциациях не зависит от петрохимического типа исходной магмы, он отмечен в ассоциации как с Гр и Крд, так и с Мпр и Амф;

б) гиперстен встречается в различных фациальных типах гранитондов;

в) кристаллизация его в субвулканической и гипабиссальной фациях обусловлена малыми значениями  $P_{\text{фл}}$  и в этих условиях мало зависит от химизма расплава;

г) при больших значениях  $P_{\text{фл}}$  (абиссальная фация) на появление гиперстена оказывает влияние минимальное  $\text{Опр} : \text{Ор}$  отношение в расплаве, которое должно быть больше единицы; кроме того, необходимо, чтобы фигуративная точка исходного расплава попадала в поле первичной кристаллизации Опр.

## 6.5. Минеральные ассоциации с оливином

Гранитоиды с оливином встречаются в природе еще реже, чем с гиперстеном, и только в высокожелезистых разновидностях, где оливин представлен гортонолитом и фаялитом. Согласно разработанным физико-химическим моделям, устойчивость ассоциаций с оливином ограничивается по давлению флюида линией разложения железистого гиперстена на Ол+Кв (см. рис. 3.26, 3.30), т. е. эти ассоциации могут образовываться в условиях субвулканических и гипабиссальных фаций по давлению флюида.

В работе [81] приведено краткое обобщение немногочисленных литературных данных по фаялитоносным гранитоидам. Фаялитоносные граниты Северо-Востока СССР, более детально изученные на примере Негояхского и Малтан-Бохапчинского массивов, описаны в работах [35, 72]. В Негояхском массиве в тесной связи со щелочными гранитами отмечаются своеобразные мелкозернистые породы зеленовато-серого или темно-серого цвета, по составу близкие к граносиенитам. Они состоят из гастингсита, калишпата (ортоклаза или решетчатого микроклина), диоксид-геденбергита, кварца, зеленовато-бурого биотита, альбитизированного плагиоклаза, фаялита, граната, апатита, циркона и рудного минерала. Эти гранитоиды встречаются в виде небольших участков, связанных постепенными переходами с другими роговообманково-биотитовыми гранитоидами, слагающими Негояхский массив. Вблизи контактов массива также встречаются фаялитсодержащие роговообманково-биотитовые граниты с неотчетливо решетчатым микроклином и более основным плагиоклазом (№ 22–34). Содержание фаялита в этих породах достигает иногда 3–5%. Фаялит из гранитов не проанализирован. В работе [72] приводится химический состав фаялита из пегматитов этого массива, который имеет следующий минеральный состав:  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$  — 0.61%,  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  — 2.39,  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  — 1.05,  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  — 93.40%, и отмечается, что оптически фаялит из гранитов сходен с фаялитом из пегматитов. К сожалению, не описаны взаимоотношения фаялита с другими минералами.

Малтан-Бохапчинский массив, по данным [72], сформировался в результате двукратного внедрения гранитного расплава. В раннюю фазу образовались аляскитовые граниты, в позднюю — роговообманковые, биотитовые. Контакт между разновозрастными гранитами резкий, интрузивный. В приконтактной части массива в аляскитовых гранитах наблюдаются линзовидные пегматоидные шпировые обособления, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и фаялита, содержание которого иногда достигает 30–40% от объема породы. Размер кристаллов фаялита достигает 5 см по главной оси. По свойствам фаялит такой же, как и в породах из Негояхского массива. К большому сожалению, в работах [35, 72] нет анализов пород, содержащих оливин, что не позволяет провести их парагенетический анализ.

По мнению И. А. Загрузиной [35], парагенезисы оливинсодержащих пород указывают на сравнительно высокотемпературные условия их образования и могут отчасти быть сопоставлены с парагенезисами

чарнокитов. Она отмечает, что, по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину, в породах повышенной щелочности, какими являются рассматриваемые граниты Негояхского массива, фаялит и ортоклаз могли появиться вместо биотита в условиях понижения химического потенциала калия. Этот парагенезис, характерный для сильно железистых составов гранитного расплава, является равноценным парагенезису гиперстена и ортоклаза, который образуется в тех же условиях при менее железистых составах. Она не объясняет, почему фаялит образуется в пегматоидных и миароловых обособлениях.

И. А. Тарарин [94] описал условия образования оливинсодержащих гранитоидов мыса Орлова в Приморье. Но и этот автор не приводит химического состава пород, что не позволяет провести их парагенетический анализ и сопоставить его результаты с петрологическими выводами И. А. Тарарина.

Фаялитоносные сиениты и кварцевые сиениты из различных регионов описаны Н. Ф. Шинкаревым [110]. Они слагают либо центральные части массивов (Сурметашский массив в Алайском хребте), либо образуют шшировидные тела среди пород того же состава, но без фаялита (Казырский массив в Восточном Саяне), либо формируют участки среди автотаморфически измененных сиенитов (Южно-Кальчинский и другие массивы на Украине).

По минеральному и химическому составу оливинсодержащие сиениты центральной части Сурметашского массива, по мнению Н. Ф. Шинкарева, отвечают щелочным и нормальным сиенитам, а в краевой зоне развиты кварцевые сиениты. Отличительной особенностью этих пород является темный, серо-зеленый цвет, который обусловлен не только присутствием темноцветных минералов, но и зеленым оттенком иризирующего полевого шпата, определенного как ортоклаз, но, судя по химизму породы и оптическим свойствам, приведенным в работе [110], он может быть К-На полевым шпатом типа анортоклаза. Из темноцветных минералов кроме оливина сиениты содержат пироксен (9.2%) и амфибол. Пироксен имеет диопсид-геденбергитовый состав с содержанием Гед = 65% ( $2V = +60-64^\circ$ ;  $c : Ng = 36-38^\circ$ ). Амфибол определен как гасдингсит. Оливин (4.2%) слагает мелкие зерна, окруженные пироксеном и амфиболом, и имеет следующий минеральный состав: Фа — 82.2; Фо — 14.3; Тефр — 3.5. Для этих пород характерно полное отсутствие биотита, что, по мнению автора настоящей работы, обусловлено высокой железистостью системы и низким давлением флюида.

Минеральные ассоциации и наличие химического состава оливинсодержащих сиенитов Сурметашского массива (табл. 6.29) позволяют провести их парагенетический анализ и оценить термодинамические условия формирования. В табл. 6.30 из работы [110] приведены для сопоставления анализы оливинсодержащих рапакиви Финляндии (2) и пироксен-фаялитовых гранитов Антарктиды (3).

Как видно из табл. 6.31, рассматриваемые породы относятся к разным петрохимическим типам: сиениты Сурметашского массива недосыщены глиноземом и повышенной щелочности ( $K_{щел} = 0.7$ ), а рапакиви Финляндии и граниты Антарктиды пересыщены глиноземом и относятся

Таблица 6.29

Минеральный состав (в мол.%) оливиновых гранитоидов [110]

№ п/п	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Моноклинный пироксен	Амфибол	Оливин	Прочие
1	+	—	83.30	9.20	+	4.20	3.30
2	20.40	23.70	44.10		9.00	1.00	1.30

Таблица 6.30

Химический состав (в мол.%) оливиновых гранитоидов [110]

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1	60.72	0.50	15.82	2.03	5.35	0.18	0.41
2	63.72	0.96	14.29	1.92	5.74	0.13	0.69
3	68.57	0.65	14.17	1.48	3.41	0.15	0.59

Таблица 6.30 (продолжение)

№ п/п	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
1	2.40	4.85	6.21	0.27	0.64	0.22	Не опр.
2	3.28	2.68	4.73	0.14	0.64	0.38	0.44
3	2.28	2.28	5.11	Не опр.	0.26	0.10	Не опр.

Таблица 6.31

Нормативный состав (в мас.%) оливиновых гранитоидов

№ п/п	Кв	Ор	Аб	Ан	Опр (f)	Мпр	Алс	K <sub>щел</sub>
1	1.80	36.73	40.90	3.06	5.35 (85.7)	6.32	—	0.70
2	20.30	27.80	22.60	10.57	9.90 (78.5)	—	1.46	-0.02
3	28.00	30.05	18.87	10.57	5.73 (68.1)	—	1.80	-0.30

к ряду низкой щелочности ( $K_{щел}$  соответственно равен 0.02 и 0.3). Однако эти гранитоиды имеют общий характерный признак — высокую железистость нормативного ортопироксена.

По типоморфным миналам, железистости пород и реальному минеральному составу для парагенетического анализа выбраны соответствующие диаграммы (рис. 6.37–6.41).

На Аб–Ан–Ор проекции при  $P_{фл}^{усл} = 2.0$  кбар (рис. 6.37) фигуративная точка сиенитов попала в поле кристаллизации тройного раство-

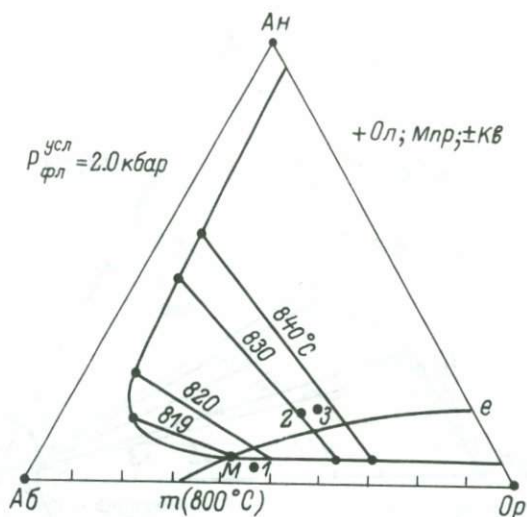


Рис. 6.37. Положение фигуративных точек оливинсодержащих гранитоидов на изобарической проекции  $АБ-Ан-Ор$  системы В.

Номера у фигуративных точек соответствуют номерам в табл. 6.30.

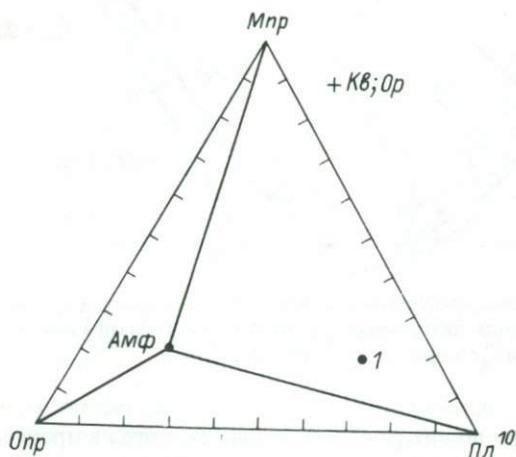


Рис. 6.38. Положение фигуративной точки оливинсодержащих сиенитов Сурметашского массива на парagenетической диаграмме  $Опр-Мпр-Пл$ .

ра полевых шпатов, а гранитов — в поле кристаллизации плагиоклаза; на проекции  $Опр-Мпр-Пл$  (рис. 6.38) фигуративная точка сиенитов находится в парagenетическом треугольнике  $Амф-Мпр-Пл$ , следовательно, в конечных продуктах кристаллизации такого состава должны присутствовать эти фазы. Рассмотрим возможность образования минеральной ассоциации сиенитов Сурметашского массива при различных усло-



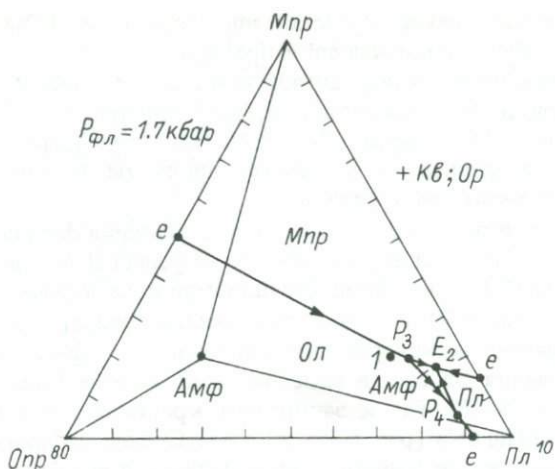


Рис. 6.40. Положение фигуративной точки оливлинсодержащих сиенитов на изобарической проекции из вершин Кв и Ор системы В.

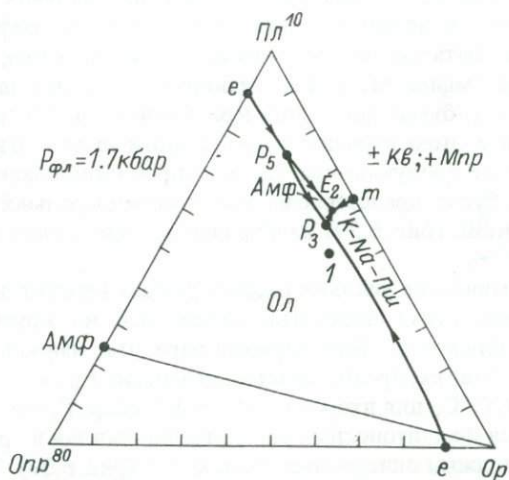


Рис. 6.41. Положение фигуративной точки оливлинсодержащих сиенитов на изобарической проекции из вершин Кв и Мпр системы В.

тивная точка расплава при этом вначале попадет на Ол-Пш котектику, а затем начнет перемещаться к точке  $E_4$  —  $K-Na-Пш+Ол+Мпр+Кв=Ж$ . Далее в зависимости от скорости роста давления флюида окончание кристаллизации может пойти по двум путям. Первый путь — это когда расплав достигнет точки  $E_6$  раньше, чем она превратится в  $J_4$ . Тогда при достижении точки  $E_4$  расплав начнет выделять указанную фазовую ассоциацию, а дальнейшее увеличение  $P_{фл}$  приведет систему в  $J_4$  —  $Амф+К-Na-Пш+Ол+Мпр+Кв+Ж$ . При отводе тепла в  $J_4$  начнется реакция  $Амф = Ол+Ж$ , которая должна закончиться с израсходованием Ол и Ж. Конечные про-

дукты будут в этом случае представлены ассоциацией  $K\text{-Na-Пш}+M\text{пр}+Amф+Kв$ . При фракционировании и бронировании оливина кристаллизация не заканчивается в инвариантной точке, а с увеличением  $P_{фл}$  инвариантное равновесие превращается в четыре моновариантных (рис. 6.39;  $a \rightarrow b \rightarrow e$ ), в одном из которых ( $E_2 - K\text{-Na-Пш}+M\text{пр}+Amф+Kв = Ж$ ) и заканчивается кристаллизация. Конечные продукты в данном случае будут содержать реликтовый оливин.

При втором пути, когда скорость роста давления флюида будет настолько большая, что состав расплава еще не успеет дойти до  $E_6$ , как система „проскочит”  $J_4$  и на ликвидусе появится поле (объем) кристаллизации  $Amф$  (см. рис. 6.40 и 6.41). Тогда расплав попадет в точку  $P_3$ , где начинается перитектическая реакция образования  $Amф$  за счет  $Ol$  и  $Ж$ . После расходования  $Ol$  состав расплава по котектике  $Amф+Пш+M\text{пр}+Kв=Ж$  дойдет до  $E_2$ , где и закончится кристаллизация ассоциаций  $Amф+M\text{пр}+K\text{-Na-Пш} \pm Kв$  (рис. 6.39;  $a \rightarrow c' \rightarrow e$ ). Существующий в реальной минеральной ассоциации оливин свидетельствует о его фракционировании и бронировании амфиболом.

Перед прослеживанием хода кристаллизации при постоянном давлении флюида необходимо выбрать величину этого давления. Так как в реальной минеральной ассоциации присутствуют  $Ol$  и  $Amф$ , то давление флюида должно быть таким, чтобы на ликвидусе имелось поле (объем) кристаллизации амфибола, а фигуративная точка исходного расплава попадала в поле (объем) первичной кристаллизации  $Ol$  (рис. 6.39). Ход кристаллизации в этом варианте будет аналогичным только что описанному. И конечные продукты при условии фракционирования и бронирования оливина будут представлены такой же минеральной ассоциацией. На  $P_{фл}-T$  проекции (рис. 6.39) изобарическая кристаллизация изображена линией  $a' \rightarrow b' \rightarrow e$ .

Термодинамические условия рассмотренных вариантов кристаллизации, естественно, будут несколько отличаться, но конечные условия должны быть близкими. Для первого варианта, наиболее вероятного в природных условиях, предполагается изменение  $P_{фл}$  от 0.5 до 1.7 кбар,  $T_{кр}$  от 770 до 670 °С; для второго —  $P_{фл} = 1.7$  кбар,  $T_s = 670$  °С.

Что касается фаялитоносных рапакиви Финляндии и гранитов Антарктиды, то они должны описываться системой А (рис. 6.39). Их фигуративные точки попадают в парагенетический треугольник  $Op\text{р}^{80}-Gr-Or$ , в поле первичной кристаллизации  $Ol$ . Конечные продукты равновесной кристаллизации этих пород должны быть представлены  $Ol+Gr+Pl+Or+Kв$  ассоциацией, которая не соответствует реальной (см. табл. 6.29). Очевидно, в данном случае имеет место расхождение минерального состава и химизма породы, что не позволяет корректно провести парагенетический анализ.

Полученные результаты по парагенетическому анализу сиенитов Сурметашского массива не совпадают с мнением некоторых исследователей [35, 94, 110], что происхождение оливинсодержащих гранитоидов обусловлено сухостью магмы, ее высокой температурой и повышенной щелочностью. Кроме того, следует обратить внимание и на тот факт, что железистый оливин появляется в пегматоидных и миароловых обособлениях, которые находятся в безоливиновых гранитах. В связи с этим автор на-

стоящей работы присоединяется к заключению А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетова [81]: „Вряд ли кристаллизация пегматитов и миароловых обособлений происходит при более высоких температурах и в более сухих условиях, чем вмещающих гранитов. Кроме того, как показано выше, фаялитовые граниты образуют шширы и участки в гранитоидах с различной щелочностью. В биотитовых разностях иногда содержится мусковит, что свидетельствует о понижении щелочности в этих участках расплава по сравнению с теми, из которых выкристаллизовывались вмещающие граниты. Очевидно, основная причина возникновения фаялитовых пород заключается в очень низком отношении магния к железу в расплавах” (с.59).

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований могут быть сведены к следующим выводам.

1. С учетом нормативного состава естественных минералого-петрохимических типов гранитоидов, числа нормативных минералов, пересыщенных кремнеземом, и их совместного стабильного существования и применением комбинаторики доказано, что в условиях земной коры имеются три стабильных минеральных ассоциации, представляющих собой главные гранитные системы: А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–(+Н<sub>2</sub>О), В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед)–Кв–(+Н<sub>2</sub>О) и Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди–Гед)–Эг–Кв–(+Н<sub>2</sub>О), которыми можно описать (смоделировать) практически все естественные минералого-петрохимические типы гранитоидов. Эти системы по своей сути являются подсистемами основной мегасистемы, компоненты которой выражены окислами: Na<sub>2</sub>O, CaO, K<sub>2</sub>O, MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, (+Н<sub>2</sub>О).

2. На основании природных наблюдений над флюидными включениями и экспериментально-теоретических моделей интрузий (перемещения) и кристаллизации расплавов с различным содержанием летучих компонентов показано, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении расплава и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Следовательно, для решения петрологических задач, касающихся природных объектов, применимы физико-химические модели расплавных систем, фазовые равновесия в которых определяются давлением флюида или, в простейшем случае, водой.

3. Поскольку в монографии автора [26] приведены полные  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T-X$  диаграммы для всех гранитных систем, представляющих научный интерес, то в настоящей работе строились главным образом изоплетические сечения по заданному составу нормативных плагиоклаза и ортопироксена. Такие сечения наиболее удобны в применении для решения конкретных петрологических задач. Разработаны методические приемы построения этих сечений через субсолидусные диаграммы состояния каждой системы, которые отражают большее разнообразие фазовых превращений.

Для системы А, где плагиоклаз рассматривается как индифферентная фаза, построено три изоплетических сечения, различающихся по железистости: а)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} < 40$ , б)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 40-60$  и в)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} > 60$ , которые

в общем отражают превращения с участием высокоглиноземистых фаз — минералов: Сил, Крд, Гр, Му.

К полной системе В построено четыре изоплетических сечения: а)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} < 50$ , б)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 60$ , в)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} > 70$ , г)  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} = 80$ . В данной системе в отличие от системы А плагиоклаз не является индифферентной фазой, а изменение его номера влияет на фазовые превращения, поскольку он кроме своей фазы участвует в образовании и Амф.

Поскольку система Д имеет большое сходство с системой В и обычно ее природные петрохимические разновидности характеризуются большой железистостью, к полной диаграмме системы Д построено только одно изоплетическое сечение по  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}} > 70\%$ .

Произведен расчет теоретически возможных минеральных ассоциаций конечной стадии кристаллизации в каждой системе, который представляет число главных разновидностей гранитоидных пород: пятифазовых ассоциаций — 66, четырехфазовых — 21.

4. Анализ изоплетических сечений систем В и Д относительно условий кристаллизации амфиболов и биотитов позволил выявить следующие особенности в модельных взаимоотношениях этих минералов:

а) в плагиоклазовых породах при низкой железистости системы (или  $f_{\text{нор}}^{\text{Опр}}$ ) амфибол и биотит сосуществуют равновесно;

б) с повышением железистости в плагиоклазовых породах амфибол замещается биотитом, причем  $f^{\text{Амф}}$  в таком случае должна быть меньше  $f^{\text{Би}}$ , что подтверждено эмпирически и отвечает правилу фазового соответствия Л. Л. Перчука [73, 75];

в) при определенной  $f^{\text{Ж}}$  (и Аб/Ан отношении) в инвариантной точке  $J_1^6$  — Пл+Ор+Мпр+Опр+Би+Амф+Кв+Ж существует экстремум как в составе этих минералов, так и в их взаимоотношении, после которого биотит замещается амфиболом, а железистость последнего должна быть больше, чем у биотита;

г) при больших значениях  $P_{\text{фл}}$  и  $f^{\text{Ж}}$  ( $\approx 70\%$ ) они снова могут сосуществовать равновесно, участвуя в „эвтектических” превращениях, но уже в калийшпатовых породах;

д) положение этих минералов в ряду Боуэна — частный случай, характерный для пород известково-щелочного петрохимического типа с низкой железистостью.

5. На основе анализа фазовых превращений в ликвидус-солидусной области системы Аб—Ан—Ор при различных значениях  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  разработан двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород. Термобарометр проверялся на многих парах полевых шпатов из пород, включающих граниты различной „глубинности”, сиениты, граносиениты, риолиты, трахиты, и были получены вполне реальные значения солидусной температуры и давления флюида.

6. Более обоснована и уточнена комплексная классификация гранитоидов; среди ряда гранитоидов, пересыщенных глиноземом, выделен еще один подряд — слабепересыщенных глиноземом, для которого в абиссальной фации при низкой и средней железистости системы харак-

терна ассоциация одного биотита с калиевыми минералами либо биотита + амфибола, чаще с количественным преобладанием биотита над амфиболом.

7. На природных примерах различных минералого-петрохимических типов гранитоидов показана высокая эффективность применения разработанных физико-химических моделей, двуполевошпатового термобарометра и комплексной классификации при решении главной задачи парагенетического анализа [48]: „Изучение природных парагенезисов минералов с выявлением зависимости минерального состава горных пород и руд от различных физико-химических условий их формирования” (с. 1).

Парагенетическому анализу подверглись минеральные ассоциации практически всех главных минералого-петрохимических типов гранитоидов:

- а) ассоциации с высокоглиноземистыми минералами низкой щелочности;
- б) минеральные ассоциации с Na-Ca амфиболами нормальной щелочности;
- в) минеральные ассоциации с субщелочными и щелочными амфиболами;
- г) минеральные ассоциации с гиперстеном;
- д) минеральные ассоциации с оливином.

Термодинамические параметры кристаллизации гранитов как нормальной щелочности, так и щелочных довольно близкие. Они имеют также сходство и по качественному групповому минеральному составу: Амф+Мпр+Би+Пл+Ор+Кв, но видовой состав их минералов четко различный, что определяется химизмом исходного расплава. Рассматривалась возможность непрерывного перехода этих пород. Анализом фазовых превращений в системах Аб-Ан-Ди-Эн-Кв и Аб-Нс-Ди-Эн-Кв доказан теоретически возможный переход от пород повышенной щелочности, через субщелочные, к щелочным, когда происходит фракционирование раннего плагиоклаза, и в результате расплав обедняется глиноземом вплоть до появления в его норме Нс. С другой стороны, такой переход возможен при кристаллизации магмы с вполне подвижным поведением щелочей.

8. Анализом природных парагенетических ассоциаций с гиперстеном и фазовых превращений с ортопироксеном в модельных системах установлено:

- а) появление гиперстена в минерально-фазовых ассоциациях не зависит от петрохимического типа исходной магмы-расплава, он отмечен в ассоциации с Крд, Гр, Мпр и Амф и встречается в различных типах гранитоидов;
- б) кристаллизация его в субвулканической и гипабиссальной фациях обусловлена малыми значениями  $P_{фл}$  и в этих условиях мало зависит от химизма расплава; при низких значениях  $P_{фл}$  гиперстен является обязательной, как правило эвтектической, фазой минеральных ассоциаций во всех гранитных системах, устойчивых до инвариантных точек гидроксилсодержащих минералов и выше инвариантных точек превращения  $Ол+Кв \rightarrow Опр$  в железистых составах; ассоциация гиперстена в этих

условиях с Амф и Би свидетельствует об увеличении  $P_{\text{фл}}$  в процессе кристаллизации расплава;

в) при больших значениях  $P_{\text{фл}}$  (в абиссальной фации) на появление гиперстена в породе оказывает влияние минимальное  $O_{\text{пр}} : O_{\text{р}}$  отношение в расплаве, которое должно быть больше единицы, поскольку с увеличением давления флюида на ликвидусе появляются гидроксилсодержащие фазы — минералы (Би и Амф) — и происходит расширение их полей (объемов) кристаллизации за счет полей (объемов) кристаллизации  $O_{\text{пр}}$ , который вытесняется из всех конечных эвтектических равновесий; следовательно, в этих условиях гиперстен будет присутствовать в конечных продуктах только тогда, когда исходный расплав попадет в поле его кристаллизации и при дальнейших перитектических реакциях он будет бронироваться другими минералами.

8. Оливин в гранитах образуется при низких значениях давления флюида и при железистости расплава больше 70%.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов В. Я., Погодин С. А. Основные начала физико-химического анализа. М.; Л., 1947. 875 с.
2. Аносов В. Я., Озерова М. И., Фиалков Ю. Я. Основы физико-химического анализа. М., 1976. 504 с.
3. Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., 1956. 414 с.
4. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. — Чтения памяти В. И. Вернадского, 1962, IV. 20 с.
5. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1976. 224 с.
6. Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Дубровский М. И. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 264 с.
7. Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Дубровский М. И. Минеральный и химический состав гранитоидов Кольского полуострова (сборник анализов). Апатиты, 1978. 120 с.
8. Батиева И. Д., Бельков И. В. Сахарьокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты, 1984. 134 с.
9. Бейли Д. К., Шерер Дж. Ф. Система  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  при давлении 1 ат и парагенезис щелочных пород. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 284—335.
10. Валуи Г. А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М., 1979. 148 с.
11. Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса. — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 149—316.
12. Виар Ж. Диффузия и обмен химических элементов в полевых шпатах. Чтения им. В. И. Вернадского. М., 1971. 20 с.
13. Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов. — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 3—148.
14. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., 1977. 184 с.
15. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1978. 128 с.
16. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 240—249.
17. Гусынин В. Ф., Иванов И. П. Устойчивость парагонита при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{ТВ}} = 1000 \text{ кг/см}^2$ . — ДАН СССР, 1971, т. 197, № 5, с. 1169—1170.

18. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: Листовые силикаты. М.: 1966, т. 3. 318 с.
19. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: Каркасные силикаты. М., 1966, т. 4. 482 с.
20. Доливо-Добровольский В. В. Типы инвариантных точек физико-химических систем и геометрия порядка. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1970, т. 2, с. 281—296.
21. Дубровский М. И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму) Свердловск, 1971, с. 54—68.
22. Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  и ее петрологическое значение. — ДАН СССР, 1972, т. 203, № 2, с. 446—449.
23. Дубровский М. И. Проблемы структуры рапакиви. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 667—671.
24. Дубровский М. И. Двуполевошатовый термобарометр для магматических пород. — ДАН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1175—1178.
25. Дубровский М. И. Методические рекомендации „Рациональная классификация амфиболов и метод расчета их кристаллохимических формул на микральные”. Апатиты, 1981. 64 с.
26. Дубровский М. И. Гранитные системы и граниты. Л., 1984. 350 с.
27. Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М., 1976. 420 с.
28. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе  $\text{K}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ . М., 1972. 160 с.
29. Жданов В. В. Гранитовые формации Запада Кольского полуострова и их связь с формированием земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8, с. 71—85.
30. Жданов В. В., Магид М. Ш., Розенталь И. В. Петрология многофазного гранитоидного массива Поряс—Пахта. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 198—212.
31. Жданов В. В., Арестов Ю. А. Зависимость состава амфибола от условий образования и состава вмещающих пород. — ЗВМО, 1975, ч. 104, вып. 6, с. 687—702.
32. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л., 1950. 400 с.
33. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1956. 480 с.
34. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., 1961. 384 с.
35. Загружина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М., 1977. 278 с.
36. Зырянов В. Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М., 1981. 220 с.
37. Иванов И. П., Гусынин В. Ф.  $T\text{—}P$ -равновесия в системе  $\text{SiO}_2\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ . — В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования: Очерки физико-химической петрологии. М., 1972, вып. 3, с. 11—15.
38. Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965. 138 с.
39. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., 1967. 382 с.
40. Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Д. Р. Тройные полевые шпаты. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 330—342.
41. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., 1971. 267 с.
42. Кадик А. А., Остапенко Г. Т., Френкель М. Я. Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема. — Геохимия, 1975, № 6, с. 812—821.

43. Керрик Д. М., Гент Е. Д.  $P-T-X$  — равновесные отношения в системе  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, с. 32—52.
44. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых (труды Первого Всесоюзного петрографического совещания). М., 1955, с. 222—234.
45. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957. 184 с.
46. Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 50—61.
47. Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометалльности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 163—169.
48. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973. 288 с.
49. Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Стрижкова А. А., Лаговская Е. А., Славкина С. П. Распределение глинозема в биотите и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5, с. 37—51.
50. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. — М., 1979. 264 с.
51. Костин В. А. Геология и вещественный состав порфировидных гранитоидов Малого Арагубского массива. — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. — Апатиты, 1975, с. 329—339.
52. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., 1970. 312 с.
53. Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка—актинолит в метаморфических породах — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 4, с. 898—901.
54. Кравцова Е. И. Система  $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Qu}(\text{H}_2\text{O})$  и  $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}-\text{Qu}(\text{H}_2\text{O})$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от 0 до 10 кбар. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 5—24.
55. Кузнецов А. Д., Эпельбаум М. Б. Экспериментальное изучение эффекта кислотно-основного взаимодействия в кислых расплавах. II Влияние кислотности равновесного флюида на смещение эвтектик кварц + ортоклаз + биотит. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1978, вып. 8, с. 62—75.
56. Левковский Р. З. Рапакиви. Л., 1975. 224 с.
57. Левковский Р. З. Субплатформенные гранитоидные комплексы Северо-Запада Кольского полуострова. Л., 1976. 156 с.
58. Магматические горные породы. (Классификация, номенклатура, петрография). Ч. 1—2. Отв. ред. В. И. Гоньшакова. М., 1983, 768 с.
59. Мазинг Г. Тройные системы. М., ОНТИ, 1935. 144 с.
60. Мануйлова М. М., Зарубин В. В. Распределение элементов между сосуществующими роговыми обманками и биотитами из гранитоидов различных фаций глубинности. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 239—249.
61. Мануйлова М. М., Зарубин В. В., Михайлова Ю. И. Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12, с. 37—49.
62. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфизма и метасоматических горных пород. М., 1965. 328 с.
63. Маракушев А. А. Минеральные фации гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 44—53.
64. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968. 200 с.
65. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—27.

66. Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности–щелочности гранитоидов, бедных кальцием. – В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 5–72.
67. Марфуни А. С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. – Труды института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1962, вып. 78. 275 с.
68. Миров А. П., Соболев А. П. Биотит как индикатор условий формирования гранитоидов: (на примере главнейших позднемезозойских комплексов). – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, 1979, с. 114–132.
69. Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. М., 1974, вып. 1. 514 с.
70. Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с.
71. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., 1961. 338 с.
72. Осипов А. П. О фаялитоносных гранитах Северо-Востока СССР. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 5, с. 48–54.
73. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 392 с.
74. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., 1973. 318 с.
75. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., 1976. 288 с.
76. Перчук Л. Л., Александров А. Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия. – В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., 1976, с. 5–10.
77. Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Биотит-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Л., 1983. 198 с.
78. Петров Д. А. Тройные системы. М., 1953. 314 с.
79. Петрография. Ч. 1. М., 1976. 384 с.
80. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. – Труды Арктического института. 1935, ч. 1. 364 с.
81. Пономарева А. П., Налетов Б. Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. – Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР, 1979. 180 с.
82. Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 284–310.
83. Рейф Ф. Г. Микроэмульсионное состояние флюидонасыщенных гранитных магм: Признаки и петрологические следствия. – ДАН СССР, 1984, т. 276, № 5, с. 1197–1201.
84. Робертс Дж. Моделирование механизма внедрения плутонических тел. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 230–283.
85. Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового термометра Барта. В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 49–60.
86. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., 1975. 232 с.
87. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.
88. Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об интрузивных породах хребта Вернадского на о-ве Парамушир: (Курильские острова) – ДАН СССР, 1963, 153, № 4, с. 916–919.
89. Симонова Л. И. Темноцветные минералы – индикаторы глубины кристаллизации гранитоидов: (на примере интрузивов Кураминской зоны, Ср. Азия). – Геохимия, 1979, № 9, с. 1307–1322.
90. Скрейнемакерс Ф. А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М., 1948. 215 с.

91. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. — Львов, 1949. 332 с.
92. Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления. — ДАН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 341—345.
93. Соболев В. С., Ушакова Е. Н. Особенности состава биотитов магматических пород. — ДАН СССР, 1979, 246, № 5, с. 1210—1213.
94. Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности. М., 1971. 144 с.
95. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961. 592 с.
96. Трунин А. С., Космынин А. С. Проекционно-термографический метод определения характеристик неинвариантных точек в пятерных конденсированных системах. — В кн.: Многокомпонентные системы: Физико-химический анализ, геометрия. Новосибирск, 1977, с. 128—137.
97. Усенко И. С., Шербаков И. Б., Заяц А. П., Тепикин В. Е. Биотиты Украинского щита и их применение для корреляции гранитоидов. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 273—278.
98. Ушакова Е. Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск, 1980. 328 с.
99. Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 173—187.
100. Ферштатер Г. Б. Полевые шпаты габбиссальных гранитоидов восточного крыла Магнитогорского синклиория (Южный Урал). — Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР, 1970, вып. 85, с. 203—213.
101. Ферштатер Г. В., Бушляков И. Н., Бородина Н. С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала. — Геохимия, 1970, № 9, с. 1066—1076.
102. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитов. М., 1975. 238 с.
103. Фонарев В. И., Корольков Г. Я., Докина Т. Н. Экспериментальные исследования ассоциации ортопироксен + оливин + кварц. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, т. 1, с. 159—171.
104. Франко Р. Р., Шерер Ж. Ф. Температуры плавкостей в смесях полевых шпатов, натрия, калия и кальция. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. — М., 1954, с. 288—300.
105. Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 160—173.
106. Хитрунов А. Т. О глиноземистости сосуществующих биотитов и амфиболов и гранитоидов. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 2, с. 449—452.
107. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., 1956. 246 с.
108. Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 178 с.
109. Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитоидные комплексы восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 225—231.
110. Шинкарев Н. Ф. Некоторые черты петрогенезиса пород, содержащих железистый оливин. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.; Л., 1964, с. 359—364.
111. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: 1970. 247 с.
112. Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л., Недра, 1978. 304 с.
113. Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1983. 272 с.
114. Щербина В. В. Новые данные по физико-химии силикатных расплавов. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., 1972, с. 30—35.
115. Эпельбаум М. Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М., 1980. 255 с.

116. Югстер Х. П. Стабильность аннита. — В кн.: Вопросы теоретической экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 379—383.

117. Я р м о л ю к В. В. Летучие в вулканическом процессе. — В кн.: Флюиды в магматических процессах. М., 1982, с. 41—63.

118. Allen J. C., Boettcher A. L., Marland G. Amphiboles in andesite and basalt: 1 stability as a function of  $P-T-f_{O_2}$ . — Amer. Miner., 1975, vol. 60, p. 1069—1085.

119. Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometer. — Neues Jarb. Miner., Abhandl., 1951, vol. 82, p. 143—154.

120. Boyd F. R. Amphiboles. — Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1954, N 53, 109 p.

121. Bowen N. L. Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology. Amer. Geol. Sci., 1973, vol. 193, p. 1—21.

122. Bowen N. L., Schairer G. F. The system MgO—FeO—SiO<sub>2</sub>. — Amer. Geol. Sci., 1935, vol. 29, p. 151—217.

123. Cameron K. L. An experimental study of actinoliteummingtonite phase relations with notes, on the synthesis of Fe-rich anthophyllite. — Amer. Miner., 1975, vol. 60, p. 375—390.

124. Carmichael J. S. E. The cristallisation of feldspar in volcanic acid liquids. — Quart. J. Geol. Soc., London., 1963, vol. 119, p. 95—131.

125. Carmichael J. S. E. Trachites and their feldspar phenocrysts. — Miner. Mag., 1965, vol. 34, p. 107—125.

126. Cawthorn R. G., O'Hara M. I. Amphibole fractionation in calc—alkaline magma genesis. — Amer. Sci., 1976, vol. 276, p. 309—329.

127. Charles Robert W. Phase equilibria of the richterite end members Na<sub>2</sub>Fe<sub>3</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>. — Carnegie Inst. Washington, 1971—1972, N 71, p. 506—510.

128. Ernst W. G. Stability relations of glaucophane. — Amer. J. Sci., 1961, vol. 259, N 10, p. 735—765.

129. Ernst W. G. Synthesis, stability relation and occurrence of riebeckite and riebeckite—arfvedsonite solid solutions. — J. Geol., 1962, vol. 70, N 6, p. 689—736.

130. Ernst W. G. Synthesis and stability relations of ferrotremolite. — Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, N 1, p. 37—65.

131. Ernst W. G. Mineral, rocks and inorganic materials. — Amphiboles, 1968, vol. 1, 125 p.

132. Grant J. A. Phase equilibria in high grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. — Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 4, p. 289—317.

133. Holloway I. R., Burnham C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — J. Petrol., 1972, vol. 13, p. 1—29.

134. Hsu L. C. Selected phase relationships in the system Al—Mn—Fe—Si—O—H: a model for garnet equilibria. — J. Petrol., 1968, v. 9, 1, p. 40—83.

135. Iiyama G. T. Contribution à l'étude des équilibres subsolidus du système ternaire orthoclase—albite—anorthite a l'aide des réactions d'échauffage d'ions Na—K au contact d'une solution hydrothermale. — Bull. Soc. franç. Mineral. Cristallogr., 1966, t. 89, N 4, p. 442—454.

136. Kato Yuzo, Oniki Hitoshi, Tanaka Hisao. Compositional dependence of the Mg/Fe<sup>2+</sup> distribution coefficient between biotite—hornblende pairs from calc—alkaline granitic rocks. — J. Japan. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 6, p. 252—258.

137. Koslowski T., Hinrichsen Th. Synthesis, properties and upper thermal stability of a glaucophane—riebeckite mixed crystal. — Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1970, N 8, p. 357—362.

138. Kushiro I. The system forsterite—diopside—silica with and without water at high pressures. — Amer. J. Sci., Schairer Vol., 1969, vol. 267A, p. 269—294.

139. Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 4, p. 759—773.

140. Luth W. C., Tuttle O. F. The alkali feldspar solvus in the system Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O. — Amer. Miner., 1966, vol. 51, N 9—10, p. 1359—1379.

141. Morse S. A. Alkali feldspars with at 5 kbar pressure. — *J. Petrol.*, 1970, vol. 11, pt 2, p. 221–251.
142. Orville Ph. M. Alkali ion exchange between vapour and feldspar phase. — *Amer. J. Sci.*, 1963, vol. 261, N 3, p. 201–237.
143. Schairer J. F. The alkali–feldspar join in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{SiO}_2$ . — *J. Geol.*, 1950, vol. 58, N 5, p. 512–517.
144. Schairer J. F. The system  $\text{K}_2\text{O}$ – $\text{MgO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ : I. Results of quenching experiments of four joins in the tetrahedron cordierite–forsterite–leucite–silica and on the join cordierite–mullite–potash feldspar. — *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1954, vol. 37, N 11, p. 501–593.
145. Seck H. A. Alkali feldspar–liquid–vapor relationships at pressure of 5 and 10 kbar. — *Neues Jahrb. Miner. Abhandl.*, 1971, Bd 115, H. 2, S. 140–164.
146. Seck H. A. Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{H}_2\text{O}$ . — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 31, N 1, p. 67–86.
147. Seck H. A. Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase in system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ – $\text{H}_2\text{O}$  bei Temperaturen von 650 °C. — *Neuer Jahrb. Miner. Abhandl.*, 1971, Bd 115, H. 3, p. 315–345.
148. Smith D. Stability of iron-rich orthopyroxene–olivine–quartz. — *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 271, N 4, p. 370–382.
149. Stewart D. B. System  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ . — *Bull. Geol. Sci. Amer.*, 1958, vol. 69, N 12, p. 1648.
150. Stewart D. B. Four-phase curve in the system  $\text{CaAl}_2$ – $\text{Si}_2\text{O}_8$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$  between 1 and 10 kilobars. — *Schweizer. Miner. Petrol. Mitt.*, 1967, N 1, p. 35–59.
151. Stewart D. B., Roseboom E. N. Lower temperature terminations of the three phase region plagioclase–alkali feldspar–liquid. — *J. Petrol.*, 1962, vol. 3, N 2, p. 280–315.
152. Stormer J. C. Jr. A practical two-feldspar geothermometer. — *Amer. Miner.*, 1975, vol. 60, N 7–8, p. 667–674.
153. Thompson A. B. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of  $\text{H}_2\text{O}$  under saturated granitic liquids. — *Amer. J. Sci.*, 1982, vol. 282, N 10, p. 1567–1595.
154. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ . — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, vol. 74, p. 153.
155. Wyllie P. J., Huang W. L., Stern C. R., Maale S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. — *Can. J. Earth Sci.*, 1976, vol. 13, N 8, p. 1007–1019.
156. Yoder H. S., Eugster H. P. Phlogopite synthesis and stability range. — *Geol. Cosmochim. Acta*, 1964, vol. 6, p. 157–185.
157. Yoder H. S., Kushiro J. Melting of a hyrous phase: phlogopite. — *Amer. J. Sci.*, Schairer vol., 1969, vol. 267A, p. 558–582.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
1. Введение . . . . .	3
2. Естественные минералого-петрохимические типы гранитоидных пород . . . . .	7
3. Выбор систем и модельных условий для описания (моделирования) процессов образования различных минералого-петрохимических типов гранитоидов . . . . .	12
3.1. Выбор систем . . . . .	12
3.2. Выбор модельных условий . . . . .	15
3.3. Система А — модельная для гранитоидов, пересыщенных глиноземом (низкой щелочности) . . . . .	18
3.4. Система В — модельная для гранитоидов нормальной глиноземистости (нормальной щелочности) . . . . .	53
3.5. Система Д — модельная для гранитоидов низкой глиноземистости (щелочных) . . . . .	75
3.6. Особенности состава и кристаллизации биотитов и амфиболов в различных модельных системах . . . . .	79
4. Двуполевошпатовая термобарометрия гранитоидных пород . . . . .	87
4.1. Система альбит—анортит—ортоклаз . . . . .	87
4.1.1. О возможности перехода эвтектического равновесия в перитектическое в трехкомпонентных системах с твердыми растворами . . . . .	88
4.1.2. Диаграмма состояния системы Аб—Ан—Ор при различном давлении воды . . . . .	96
4.2. Двуполевошпатовый термобарометр . . . . .	101
5. Комплексная классификация гранитоидов . . . . .	116
6. Анализ парагенетических минеральных ассоциаций гранитоидов с применением разработанных моделей . . . . .	139
6.1. Ассоциации с глиноземистыми минералами . . . . .	147
6.2. Минеральные ассоциации с Na—Са амфиболами . . . . .	152
6.2.1. Лицко-арагубский комплекс . . . . .	152
6.2.2. Комплекс гранитоидов прибрежной зоны Приморья . . . . .	170
6.3. Минеральные ассоциации с субщелочными и щелочными амфиболами . . . . .	180
6.4. Минеральные ассоциации с гиперстеном . . . . .	205
6.4.1. Умбинский гранитоидный комплекс . . . . .	208
6.4.2. Гиперстеновые гранитоиды хребта Вернадского (о-в Парамушир) . . . . .	229
6.5. Минеральные ассоциации с оливином . . . . .	234
7. Заключение . . . . .	242
Литература . . . . .	246

Михаил Иванович Дубровский

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ  
АССОЦИАЦИЙ ГРАНИТОИДОВ**

*Утверждено к печати*

*Геологическим институтом ордена Ленина  
Кольского филиала им. С. М. Кирова*

Редактор издательства Т. Н. Токарева

Художник Г. В. Смирнов

Технический редактор В. В. Шиханова

Корректоры Т. А. Бравая и Л. М. Егорова

ИБ № 21549

Набор выполнен в издательстве на наборно-пишущем автомате. Подписано к печати 26.11.86. М-25993. Формат 60 X 90 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16.00. Усл. кр.-отт. 16.00. Уч.-изд. л. 17.48. Тираж 650. Тип. зак. № 1054. Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство „Наука”. Ленинградское отделение.  
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Первая типография издательства „Наука”.  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА”  
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ  
В МАГАЗИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ  
„АКАДЕМКНИГА”,  
В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ КНИГОТОРГОВ  
ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва, Мичуринский пр., 12, магазин „Книга—почтой” Центральной конторы „Академкнига”;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин „Книга—почтой” Северо-Западной конторы „Академкнига”

или в ближайший магазин „Академкнига”, имеющий отдел „Книга—почтой”:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга—почтой”);

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 („Книга—почтой”);

232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;

690088 Владивосток, Океанский пр., 140;

320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга—почтой”);

734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга—почтой”);

375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга—почтой”);

420043 Казань, ул. Достоевского, 53;

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

252142 Киев, пр. Вернадского, 79;

252030 Киев, ул. Пирогова, 2;

252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга—почтой”);

277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга—почтой”);

343900 Краматорск Донецкой обл., Ул. Марата, 1 (Книга—почтой”);

660049 Красноярск, пр. Мира, 84;

443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга—почтой”);

191104 Ленинград, Литейный пр., 57;

199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;

199004 Ленинград, 9 линия, 16;

220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга—почтой”);

103009 Москва, ул. Горького, 19а;

117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;

630076 Новосибирск, Красный пр., 51;

- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга—почтой”);
- 142284 Протвино Московской обл., „Академкнига”;
- 142292 Пушкино Московской обл., МР „В”, 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга—почтой”);
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга—почтой”);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга—почтой”);
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга—почтой”);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга—почтой”).

4807