М. И. ДУБРОВСКИЙ

ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ И ГРАНИТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКОГО ФИЛИАЛА им. С.М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. И. ДУБРОВСКИЙ

ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ И ГРАНИТЫ

Ответственный редактор
И.Д. БАТИЕВА

ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1984

УДК 552.11:552.2.21/22/23

Дубровский М. И. Гранитные системы и граниты. – Л.: Наука, 1984. – 352 с.

В книге приводятся результаты геометрического анализа многокомпонентных расплавных систем, на основании которых разработаны физико-химические модели образования всех минералого-петрохимических типов гранитоидов и в полуколичественной форме решена проблема их минеральных фаций. Рассмотрены условия генерации гранитных магм и влияние на их кристаллизацию различных факторов; предложена новая минералого-петрохимическая классификация гранитоидов. Освещаются вопросы образования структур антирапакиви. Библиогр. 304 назв. Табл. 19. Ил. 160.

Рецензенты:

канд-ты геол.-мин.наук В. С. ПОПОВ и Ю. Д. ПУШКАРЕВ

Михаил Иванович Дубровский

ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ И ГРАНИТЫ

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 *Г. А. Александрова* и *О. М. Бобылева*

ИБ № 20909

Подписано к печати 14.02.84. М-10735. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 22. Усл. кр.-отт. 22. Уч.-изд. л. 24.64. Тираж 650. Тип. зак. № 1241. Цена 4 р. 10 к.

Издательство „Наука". Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

Д $\frac{1904020000-541}{042\,(02)-84}$ 190-84–I

© Издательство „Наука", 1984

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем петрологии, которая привлекает внимание геологов на протяжении всей истории развития геологической науки, является проблема происхождения гранитных пород. Она имеет не только чисто теоретическое значение, но и практическое, поскольку связана с другими проблемными вопросами в различных областях геологической науки: стратиграфии, тектонике, метаморфизме и металлогении. До сих пор не прекращаются споры между сторонниками магматического и метаморфического генезиса гранитоидов. Особенно бурно происходила „гранитная дискуссия" в период 30–50-х годов текущего столетия. Итоги этой дискуссии кратко изложены в работе К. Менерта [125].

Последнее двадцатилетие характеризуется широким развитием физико-химических исследований в петрологии гранитоидов, особенно после выхода в свет работы О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна [286], которая значительно поколебала позиции „метаморфистов". Тем не менее, несмотря на достаточно детальную изученность гранитоидов различных регионов Советского Союза и за рубежом, экспериментальные исследования простых гранитных систем (Х. Винклер, В. Линдеман, Н. Гос, М. Боис, Т. Маркополо, К. Бричрейдж, Р. Брейтарт), наличие теоретических физико-химических моделей кристаллизации гранитоидов (Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, И. А. Тарарин, Е. И. Кравцова, М. И. Дубровский), проблема минеральных фаций гранитов остается слабо разработанной, т. е. остаются спорными причины и условия появления того или иного минерального вида гранитоидов. Существующие минеральные термометры и барометры несовершенны и дают неудовлетворительные значения температуры и давления. Появилась настоятельная необходимость создания физико-химических моделей на P–T–X основе, отражающих хотя бы в полуколичественной форме причины образования тех или иных минеральных ассоциаций гранитоидов, поскольку имеющиеся экспериментальные модели не описывают ассоциаций с темноцветными минералами, а теоретические модели описывают либо ассоциации салических минералов, либо твердофазовые реакции и области существования, а не образования магматических минеральных ассоциаций.

Актуальными остаются проблемы выяснения условий генерации кислых магм различного петрохимического (и геохимического) типа и влияния внешних условий в процессе их кристаллизации на минеральный состав, текстуру и структуру пород. Основы теории растворов Д. И. Менделеева, развитые его последователями (Н. С. Курнаков, И. В. Гребенщиков и др.), позволили применить физико-химические законы и к природным системам (П. Ниггли, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Е. Ферсман, А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев, Д. С. Коржинский и др.).

Развитие экспериментальных исследований с совершенствованием техники позволяет изучать алюмосиликатные системы при высоких P–T условиях (Н. Л. Боуэн, О. Ф. Таттл, Г. С. Йодер, Х. Винклер, фон Х. Платен, К. Э. Тилли, Дж. Кеннеди, Р. Г. Вилли, Т. Х. и Д. Х. Грины, А. Э. Рингвуд,

И. А. Островский, Н. И. Хитаров, А. А. Кадик, Е. Б. Лебедев, В. А. Жариков, Р. А. Ишбулатов, М. Б. Эпельбаум, И. Д. Рябчиков и др.).

В связи с усовершенствованием экспериментов получили дальнейшее развитие и теоретические исследования в физико-химической петрологии, которые в той или иной мере касаются гранитов (А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев, Д. С. Коржинский, В. А. Николаев, В. В. Доливо-Добровольский, В. А. Жариков, А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, Н. Ф. Шинкарев, Т. Барт, Х. Куно, Ф. Тернер, Дж. Ферхунген и др.).

К настоящему времени накопился огромный фактический материал по изучению гранитоидов и, очевидно, настало время осмыслить его с единых физико-химических позиций путем создания и проверки физико-химических моделей, что само по себе представляет метод познания сущности явления [64]. Предлагаемая читателю работа является первым опытом по разработке полных P–T–X моделей гранитообразования и проверке их на процессах генерации и кристаллизации кислых магм.

Исследования выполнялись в рамках работы по темам, проводимым Геологическим институтом Кольского филиала АН СССР.

Основой для теоретических разработок послужили следующие источники фактического материала: а) исследования гранитоидов Кольского полуострова различных формационных типов, выполненные автором в период с 1960 по 1980 г.: анатектит-мигматитов подвижных зон, диорит-гранитов и интрузивных чарнокитов, лейкократовых субвулканических гранитов, приразломных метасоматитов; б) исследования сотрудников Геологического института Кольск. фил. АН СССР И. Д. Батиевой, И. В. Белькова, В. Р. Ветрина, А. Н. Виноградова и Г. В. Виноградовой по остальным формационным типам гранитоидов Кольского полуострова [12]; в) многочисленные литературные данные по изучению гранитов как в Советском Союзе, так и за рубежом; г) экспериментальные исследования по различным фазовым превращениям в частных гаплогранитных системах.

В ходе подготовки и проведения работы автору были полезны обсуждения различных проблем гранитообразования с руководителями темы докторами геол.-мин. наук И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым и коллегами по работе кандидатами геол.-мин. наук А. Н. Виноградовым, В. Р. Ветриным, Г. В. Виноградовой, Ю. Д. Пушкаревым, Л. А. Арутюняном, канд. хим. наук В. И. Скибой, а также с сотрудниками других научных и производственных организаций: Л. С. Бородиным, В. С. Поповым, В. Е. Гендлером, Д. С. Штейнбергом, Г. Б. Ферштатером, Э. П. Изохом, Л. П. Свириденко, А. П. Пономаревой, Ф. П. Митрофановым, Б. К. Львовым, В. А. и Н. А. Костиными, В. Е. Романовым. В подготовке фактического материала и оформлении работы большую помощь оказали ст. инженеры А. Н. Микляев и А. А. Егоров, лаборант О. Н. Сусарова и ст. лаборант Т. П. Черепанова. Автор глубоко признателен всем за оказанную ему помощь и содействие в работе.

Автор выражает благодарность за советы и критические замечания по основным положениям работы, способствующим ее улучшению, член.-корр. В. А. Жарикову, член.-корр. А. А. Маракушеву, проф. Л. Л. Перчуку, докторам геол.-мин. наук М. Б. Эпельбауму, Р. Н. Соболеву и М. Ю. Коротаеву.

В работе приняты следующие сокращения минералов и миналов:

Аб – альбит
Акт – актинолит
Алм – альмандин
Алс – альсилит (Al_2SiO_5)
Амф – амфибол
Ан – анортит
Анд – андалузит
Ант – аннит
Апш – щелочной полевой шпат
Бар – барруазит
Би – биотит
Вин – винчит
Во – волластонит
Гас – гастингсит
Гед – геденбергит
Герц – герценит
Глф – глаукофан
Гр – гранат
Грюн – грюнерит
Дж – джосмитит
Ди – диопсид
Жед – жедрит
Жд – жадеит
Ист – истонит
Кв – кварц
Ки – кианит
Клс – кальсилит
Кор – корунд
Коэс – коэсит
Крд – кордиерит
Крос – кроссит
Ктф – катофорит
Кум – кумингтонит
Кпш – калиевый полевой шпат
Лц – лейцит
Му – мусковит
Мпр – моноклинный пироксен
Мрг – маргарит
Нс – натровый силикат (Na_2SiO_3)
Нф – нефелин
Ол – оливин
Опр – ортопироксен
Ор – ортоклаз
Пар – паргасит
Пир – пирон
Пл – плагиоклаз
Пр – пироксен
Прг – парагонит
Пш – полевой шпат
Риб – рибенит
Рог – роговая обманка
Рих – рихтерит
Сид – сидерофиллит
Сил – силлиманит
Ст – ставролит
Тар – тарамит
Тр – тремолит
Фа – фаялит
Фл – флогопит
Фо – форстерит
Фс – ферросилит
Хал – минал Халимонда
Чер – чермакит
Эд – эденит
Эг – эгирин
Эн – энстатит
Эп – эпидот

2. ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ – ОСНОВА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГРАНИТОВ

2.1. Состояние вопроса (наличие моделей, их характеристика, достоинства и недостатки)

Д. С. Коржинский отмечает [93]: „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]. Для решения такой задачи огромное значение имеют физико-химические модели (диаграммы), в той или иной мере отражающие природные процессы. Поэтому разработка физико-химических моделей образования минеральных парагенетических ассоциаций горных пород является важным этапом в петрологических исследованиях. Основой для построения таких моделей служат результаты изучения природных минеральных ассоциаций и свойств минералов, данные по плавлению–кристаллизации горных пород и результаты экспериментов над различными искусственными системами.

На протяжении всей истории развития петрологической науки предпринимались попытки смоделировать тот или иной природный процесс. Успехи в этом направлении были достигнуты с использованием физико-химического аппарата и результатов первых экспериментов. Краткая история развития физико-химической петрологии приведена в работе В. А. Жарикова [64]. Вполне естественно, что с накоплением знаний о природных процессах, результатов экспериментов и с развитием теоретической петрологии модели становились совершеннее. В настоящее время для гранитоидов существуют различные теоретические и экспериментальные модели, разработанные с учетом тех или иных параметров состояния систем, краткая характеристика которых приводится ниже.

2.1.1. Модели на $\mu_{K_2O}-\mu_{Na_2O}$ основе

Одной из первых физико-химических моделей является диаграмма Д. С. Коржинского [87] отражающая зависимость изменения парагенезисов гранитоидов от химических потенциалов щелочей как вполне подвижных компонентов при условии постоянства P и T. Эта диаграмма настолько известна, что нет необходимости детально ее разбирать. На рассматриваемой диаграмме ни в одном равновесии не участвует расплав (магма), т. е. все они отражают твердофазные ионообменные реакции. Тем не менее Д. С. Коржинский считает [93, с. 204], что при изучении магматических

горных пород при помощи диаграммы $\mu_{K_2O}-\mu_{Na_2O}$ „можно выяснить все детали изменения щелочности магмы в разных ее массивах и в фациях и фазах одного массива" [93, с. 204]. Но, как это сделать, на конкретных примерах не показывает. Ничего не проясняют и ссылки на работы В. С. Соболева [163] и Л. Л. Перчука [133], так как и в них не дано пояснений на этот счет. Наоборот, В. С. Соболев [163] высказывает свое мнение, несколько отличное от мнения Д. С. Коржинского: „мы не можем согласиться с Д. С. Коржинским, что подвижность щелочей в магме является настолько совершенной, что их концентрации поддерживаются на постоянном уровне во время всего процесса кристаллизации как данной породы, так и серий пород, как это им допускается, например, для пород Турьинских месторождений" (с. 271). С другой стороны, он пишет: „принятие лишь относительной подвижности щелочей и обязательного закономерного изменения их концентрации при кристаллизации магмы отнюдь не умаляет значения приведенной диаграммы" (с. 271).

Д. С. Коржинский построил лишь один возможный пучок данной системы и наметил пути для дальнейшего развития диаграммы. Воспользовавшись его методом, В. С. Соболев [163] развил эту диаграмму для других важнейших парагенезисов магматических минералов на основании данных по парагенезисам изверженных пород. Им построено две диаграммы: для пород высокой и средней железистости и для пород низкой железистости. Эти диаграммы отражают уже большее разнообразие минеральных ассоциаций кварцсодержащих пород, включая граниты со щелочными темноцветными минералами, гиперстеном и кордиеритом, т. е. породы с высокой, нормальной и низкой щелочностью. К сожалению, эти диаграммы,как и диаграмма Д. С. Коржинского, не показывают взаимоотношения твердых фаз с расплавом и построены для определенных P–T условий. Изменение P–T условий приведет к смене минеральных парагенезисов и состава минералов, что отмечали Д. С. Коржинский и В. С. Соболев: „Все эти отношения, конечно, осложняются еще возможностью некоторых колебаний температур кристаллизации магматических пород в зависимости от содержания в магме воды" [163, с. 275]. И, конечно, большим недостатком этих и подобных диаграмм является их качественный характер, а переход на количественную основу связан с огромными сложностями.

Дальнейшим шагом в области моделирования природных процессов гранитообразования является учет влияния давления на их минеральные парагенезисы.

2.1.2. Модели на P–$\mu_{в.п.к.}$ основе

Модели на основе давления и химических потенциалов вполне подвижных компонентов P–$\mu_{в.п.к.}$ были разработаны А. А. Маракушевым с коллегами [119, 122, 172]. Основой для разработки моделей послужил большой материал по гранитоидам различных зон глубинности, полученный при изучении Тихоокеанского пояса, в пределах которого распространены разнообразные геологические формации от приповерхностных, связанных с зонами современного вулканизма, до наиболее глубинных, составляющих основания древних щитов и кристаллических массивов. Ими показано различие в минеральных ассоциациях, составе одноименных минералов для пород разной фации глубинности. После анализа парагенезисов они пришли к выводу, что факторами, определяющими тот или иной парагенезис, являются общее давление, зависящее, по-видимому, от глу-

бинности формирования гранитов, температура и химическая активность вполне подвижных компонентов (воды, углекислоты и щелочей). Ссылаясь на эксперименты Г. П. Орловой, Горансона, О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна, А. А. Маракушев и И. А. Тарарин делают заключение, что температура кристаллизации и химический потенциал воды (μ_{H_2O}) являются взаимосвязанными параметрами и, следовательно, при анализе парагенезисов гранитоидов может учитываться один из этих факторов. Они построили P–μ_{H_2O} проекцию нон-, моно- и дивариантных равновесий для гранитоидов нормальной щелочности и бедных кальцием (фация вполне подвижного поведения калия) и серию парагенетических диаграмм к ней при инертном поведении MgO, FeO, Al_2O_3 и избытке SiO_2. Проекция P–μ_{H_2O} есть часть объемной диаграммы P–μ_{H_2O}–μ_{K_2O}, более полную развертку которой осуществили А. А. Маракушев, И. А. Тарарин и Б. Л. Залищак [122], когда они построили проекцию нон-, моно- и дивариантных равновесий на μ_{H_2O}–$\mu_{(K,Na)_2O}$ плоскость и серию парагенетических диаграмм к ней. В результате была получена физико-химическая модель парагенезисов гранитов, бедных кальцием, в зависимости от P, μ_{H_2O} и $\mu_{(K,Na)_2O}$ при инертном поведении MgO, FeO, Al_2O_3 и избытке SiO_2. Кроме того, А. А. Маракушевым [119] предложена схема фаций гранитов глиноземисто-известкового ряда с полями устойчивости роговообманковых и диопсидовых субщелочных гранитоидов в зависимости от химических потенциалов воды и щелочей.

Таким образом, разработка указанных теоретических физико-химических моделей позволила наметить пути решения вопросов общей проблемы минеральных фаций гранитоидов: природные минеральные парагенезисы сопоставить с теоретическими качественными фациями щелочности и глубинности и предложить полуколичественные минералогические критерии щелочности (по биотиту) гранитоидов.

В заключение необходимо высказать некоторые замечания относительно моделей, разработанных на основе химических потенциалов вполне подвижных компонентов и являющихся лишь прообразами более сложных для построения моделей на P–T–X основе [64].

1. Представляется справедливым следующее замечание Н. Л. Добрецова и др. [44, с. 285]: „В первоначальном варианте многопучковые диаграммы использовались Д. С. Коржинским лишь для тех случаев, когда потенциалы компонентов, откладываемых на осях, заданы извне, т. е. доказана их подвижность. Однако это условие не входит в принципиальную основу построения диаграмм, и по сути дела они могут применяться для любых систем из пяти и более компонентов, расширяя просто наши графические возможности".

2. Все эти модели качественные и переход к количественной основе очень затруднителен.

3. Все равновесия в моделях на основе $\mu_{в.п.к.}$ отражают твердофазные реакции, и по существу корректное их применение возможно только для метаморфических пород.

2.1.3. Модели на P_{H_2O}–T–X основе

Модели, разработанные на P_{H_2O}–T–X основе, имеют несомненные преимущества перед моделями, основанными на $\mu_{в.п.к.}$. Прежде всего

в этих моделях используются независимые параметры, непосредственно влияющие на фазовые превращения в системах и определяющие значения химических потенциалов всех компонентов системы, которые измеряются инструментально. Используя эти параметры, можно легко изобразить процессы во всех типах природных систем и по мере накопления соответствующих экспериментальных данных перейти от качественного описания к количественной информации. Для гранитоидных пород кроме известных экспериментальных моделей О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна системы Аб–Ор–Кв–H_2O [286] и Г. Винклера системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O [291, 292, 293, 294] имеются модели, построенные на термодинамических расчетах с использованием экспериментальных данных по частным системам. К ним относятся модель простой гранитной системы Аб–Ор–Кв–H_2O Л. Л. Перчука [136], охватывающая значительный интервал P–T условий и различную степень насыщенности гранитного расплава водой, модель Е. И. Кравцовой [99] и М. И. Дубровского [49, 50] системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O также со значительным интервалом условий кристаллизации гранитов. Определенный интерес представляет теоретическая модель А. Томпсона и И. Алгора [284] системы $KAlO_2$–$NaAlO_2$–Al_2O_3–SiO_2–H_2O, отражающая условия генерации и кристаллизации высокоглиноземистых гранитных магм. К этой системе был добавлен кальций, и уже более полная система описана в работе А. Томпсона и Р. Трейса [285].

Все названные модели отражают фазовые взаимоотношения только салических минералов гранитоидов, поэтому их следует рассматривать как частные модели, и поскольку они будут нами использоваться при разработке полных систем, то более подробная их характеристика будет дана в соответствующих разделах.

2.1.4. Эксперименты по плавлению–кристаллизации природных гранитоидов

В работах П. Дж. Вилли и др. [241, 296] довольно подробно анализируются результаты экспериментов по плавлению–кристаллизации гранитоидов, поэтому нет необходимости здесь детально разбирать этот вопрос. Достаточно высказать некоторые замечания относительно выводов этих авторов.

1. Анализируя результаты экспериментов, П. Дж. Вилли и др. [296] пришли к выводу, что при давлении ниже 5 кбар гранит ведет себя как состав, подобный эвтектическому: интервал его плавления узок, а при повышении давления интервал между ликвидусом и солидусом значительно расширяется за счет увеличения поля субликвидусной кристаллизации кварца (рис. 2.1, а). Это заключение, вытекающее из анализа результатов экспериментов над определенным гранитным составом, может быть неправильно интерпретировано геологами и экспериментаторами. Такое расширение ликвидус-солидусной области связано с тем, что состав гранита в условиях высокого давления становится не котектическим, а обогащен кварцем. Если же брать котектические составы, соответствующие каждому значению давления, то и интервал ликвидус-солидусной области будет оставаться узким.

2. П. Дж. Вилли и др. [296] считают, что закономерности плавления природных гранитов удовлетворительно объясняются с помощью диаграмм для искусственных гранитных систем. По их мнению, добавление анортитового компонента в систему Аб–Ор–Кв–H_2O оказывает незначительное влияние на положение котектических линий, однако вызывает

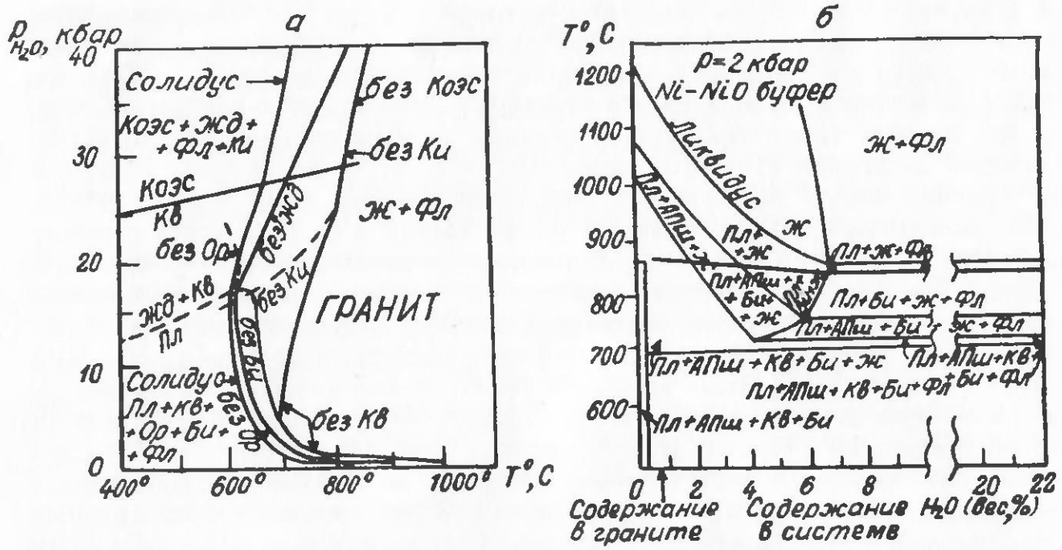


Рис. 2.1. Фазовые взаимоотношения для гранита с избытком воды (а) и интервал кристаллизации биотитового гранита (б) как функция содержания воды при $P_{общ} = 2$ кбар [296].

Штриховые линии – фазовые границы приблизительные или ненадежные; жирная линия – верхний предел стабильности биотита.

смещение состава низкотемпературных расплавов к стороне Ор–Кв в треугольнике Аб–Ор–Кв по сравнению с составом подобных расплавов в системе без анортита. В этом заключении имеется противоречие: как же может происходить смещение состава без изменения положения котектических линий? При добавлении Ан в систему Аб–Ор–Кв мы получаем новую систему, в которой появляются свои котектики, по составу и положению в пространстве диаграммы отличающиеся от котектик системы Аб–Ор–Кв.

3. Порядок кристаллизации–плавления минералов в гранитах определенного состава при заданном $P_{общ}$ и различном содержании воды будет изменяться в других составах расплавов и новых условиях $P_{общ}$ и P_{H_2O}. Поэтому такой порядок кристаллизации не может быть использован при обобщенных петрологических построениях.

4. По данным В. Хуанта и П. Вилли [241] намечается температурный экстремум гранитного солидуса, насыщенного водой: T_S при 15 кбар равна 610 °С, а при 25 кбар – 665 °С. Но этот экстремум мало что дает гранитной петрологии, поскольку располагается в области высоких значений давления, где практически не могут существовать гранитные магмы.

5. Экспериментами В. Хуанга и П. Вилли [241] также установлено, что температура исчезновения кварца и калишпата в области одной жидкости резко уменьшается с увеличением количества воды. Это является еще одним доказательством того, что при $P_{общ}$ = const котектические „сухие" гранитные магмы содержат меньше SiO_2 по сравнению с насыщенными водой [49, 50].

2.2. Свойства силикатных и алюмосиликатных расплавов

Здесь мы остановимся на тех свойствах алюмосиликатных расплавов, которые будут использованы в последующих построениях и разработках. К ним относятся: структура расплавов, способность их растворять летучие и изменение свойств расплавов в связи с растворением. Наша задача облегчается существованием работ, посвященных этой теме [6, 61, 63, 109, 111, 174, 199, 200, 202 и др.].

2.2.1. Структура расплавов

Автору неизвестны работы по прямому определению структуры алюмосиликатных расплавов. По этому вопросу высказываются различные суждения и предположения, основанные на косвенных данных (электропроводность, вязкость и др.), структуре стекол и продуктах кристаллизации. Так, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, рассматривая вопросы о строении магматических расплавов, еще в 1916 г. [111, с. 99] писал: „Как известно, я определенно придерживаюсь с самого начала того взгляда, что в магме окислы и кремнекислота уже распределены применительно к имеющим выделиться минералам, что в свободном состоянии имеются лишь те окислы, которые могут явиться в виде самостоятельных минералов, что, следовательно, дифференциация совершается путем перемещения целых комплексов окислов, то есть минералов". И далее: „Уже в расплавленной магме все основания поделили между собой кремнекислоту и сгруппировались в соединения согласно степеням их сродства, так сказать, согласно своим потребностям" (с. 100). В доказательство он приводит следующий, довольно убедительный пример: „Щелочные пироксены и амфиболы встречаются в богатых щелочами, в частности натром, магмах. Они образуются там, где остается избыток щелочей после образования полевых шпатов. Хотя эти щелочные пироксены и выделяются раньше полевых шпатов, однако эти последние уже сформировались в магме, удерживали все необходимое для их образования количество глинозема, которое поэтому в пироксенах и амфиболах мало. Если бы распределение оснований следовало за порядком выделения минералов из магмы или шло параллельно с ним, а не предшествовало ему, можно было бы ожидать в этих породах более богатых глиноземом пироксенов" [111, с. 100]. Дальнейшее экспериментальное изучение расплавов и их стекол подтвердило представления Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. „Если длительно выдерживать расплав при температуре лишь на 20–40° больше, чем температура ликвидуса, а затем закалить, то рентгенограмма полученного стекла, хотя и бедна линиями, но сходна с рентгенограммой первично кристаллизующейся фазы. Это свидетельствует о подготовке образования в расплаве при таких температурных условиях групп, близких по строению первично кристаллизующейся фазе" [104, с. 103].

О. А. Есин и П. В. Гельд [61] после определения электропроводности, удельного веса, вязкости силикатных расплавов различного состава – чистого SiO_2 и расплавов с постепенным увеличением содержания MeO – пришли к следующим выводам.

1. Жидкие шлаки (расплавы) подобно кристаллическим и стекловидным являются прежде всего совокупностью атомных ионов. Данными рентгеноструктурного анализа оксидных систем подтверждено, что в жидкости сохраняются те же простые катионы и комплексные анионы, которые наблюдаются в кристаллических решетках.

2. Предполагается, что жидкий кремнезем представляет собой искаженную трехмерную сетку с частично разрушенными связями Si–O.

3. При добавлении 10–20% (мол.) MeO сетка SiO_2 остается, но число разрывов вырастает вместе с числом введенных ионов кислорода.

4. В интервале концентраций от 10–20 до 33% MeO в расплаве отсутствует сетка SiO_2 и появляются дискретные кольцевые силикатные анионы типа $[Si_{2n}O_{6n+3}]^{6-}$ или $[Si_{4n}O_{8n+4}]^{4-}$. Не исключается также возможность существования островков – „айсбергов" из сетки SiO_2, отделенных друг от друга более простыми силикатами.

5. При концентрации MeO от 33 до 50% образуется смесь более простых полимеров и кольцевых анионов, например $Si_8O_{20}^{8-}$, $Si_6O_{15}^{6-}$, $Si_4O_{12}^{8-}$ и $Si_3O_9^{6-}$. Затем в области 50–66% MeO возникают короткие ($n \leqslant 3$) цепочки $[Si_nO_{3n+1}]^{(2n+2)-}$ и сохраняются простейшие кольцевые ионы.

6. При увеличении содержания MeO свыше 66% происходит прогрессивное разрушение полимеров до простейших тетраэдров SiO_4^{2-} и постоянная замена их ионами O^{2-}.

Справедливость выводов О. А. Есина и П. В. Гельда подтверждается продуктами кристаллизации природных магм-расплавов различного состава, где роль комплексообразователя кроме Si играют Al и Fe^{3+}.

Представляется принципиальным вывод (6), поскольку многие исследователи [85, 92, 154, 199] допускают наличие ионов O^{2-} в обычных алюмосиликатных расплавах.

Так, Д. С. Коржинский [92], ссылаясь на работу О. А. Есина и П. В. Гельда, считает, что основные окислы при ионизации дают катионы металлов и анионы кислорода, тогда как кислотные окислы, в частности кремнекислота, присоединяя анион кислорода, дают комплексные анионы, например:

$$K_2O = 2K^+ + O^{2-},\ SiO_2 + O^2 = SiO_3^{2-}$$

$$CaO = Ca^{2+} + O^{2-},\ 2SiO_2 + O^{2-} = Si_2O_5^{2-} \text{ и т. д.}$$

Амфотерные окислы в зависимости от основности расплава могут вести себя и как основания, и как кислота, например:

$$Al_2O_3 = 2Al^{3+} + 3O^{2-},\ Al_2O_3 + O^{2-} = 2AlO_2^-.$$

Д. С. Коржинский предполагает, что анионы кислорода в силикатных расплавах играют такую же роль, как и онионы гидроксила в водных растворах электролитов, поэтому активность анионов кислорода в силикатных расплавах может служить мерой основности расплава. Такого же мнения придерживаются И. Д. Рябчиков и Л. Н. Когарко [155], В. В. Щербина [199, 200] и др. Но из вышеприведенных реакций видно, что появляющиеся в результате диссоциации окислов оснований анионы кислорода тут же „забираются" кислотными окислами с образованием комплексных анионов. Очевидно, что в алюмосиликатных расплавах с соотношениями кислотных и основных окислов, какие встречаются в природных магмах, вряд ли присутствуют свободные анионы кислорода. Такое можно допустить по крайней мере только для ультраосновных магм, так как только в них соотношение кислотных и основных окислов приближается к такому значению, когда, по данным О. А. Есина и П. В. Гельда, возможно появление в расплаве свободных O^{2-}. Приведенные заключения имеют принципиально важное значение, поскольку на признании присутствия в расплаве-магме свободных анионов кислорода основаны главные положения теории физико-химии алюмосиликатных расплавов: определение их кислотности–основности, механизм растворения в них воды и других летучих, влияние растворенных воды, CO_2 и галогенов на активность компонентов расплавов и изменение котектических (эвтектических) соотношений.

Необходимо подчеркнуть, что диссоциация основных окислов и образование комплексных анионов по вышеприведенным реакциям предполагается в том случае, когда получают какой-либо искусственный расплав из окислов. В природе же магмы-расплавы образуются в результате плавления минералов-солей различных кремниевых и алюмокремниевых кислот. Остается проблемой: что происходит с кристаллами в процессе плавления? По крайней мере, основываясь на современные знания о свойствах расплавов, можно с уверенностью утверждать, что при плавлении алюмосиликатных минералов-фаз происходит их частичная диссоциация на элементарные ионы типа Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, Cl^-, F^- и комплексные анионы: SiO_4^{4-}, SiO_3^{2-}, $Si_8O_{22}^{6-}$, $AlSiO_3O_8^-$, $Si_2O_5^{2-}$, $Al_2Si_2O_8^{2-}$, $Fe^{3+}Si_2O_6^-$, а также титаносиликатные и цирконосиликатные [199]. Степень диссоциации минералов различна, поэтому неодинакова и активность тех или иных ионов. Очевидно, наибольшей степенью диссоциации обладают $NaAlSi_3O_8$ и $KAlSi_3O_8$, что приводит к высокой активности катионов щелочных металлов в расплавах и их особому положению в магматических и других природных процессах.

Ассоциация катионов и анионов при образовании „молекул", сиботаксических групп и твердых фаз-минералов происходит по закону сочетания сильных катионов с сильными анионами, а слабых – со слабыми анионами, о чем более подробно изложено в работах В. В. Щербины [199, 200].

Таким образом, можно заключить, что расплавы-магмы обладают структурой ионно-молекулярных жидкостей, которая в каждом конкретном случае зависит от соотношения простых катионов и комплексных анионов. О составе магм в той или иной степени можно судить по химическому составу магматических пород, приведенному в форме нормативных минералов-миналов, поскольку определенное сочетание последних отражает петрохимический тип магм. Например, присутствие в норме корунда (или альсилита в насыщенной SiO_2 норме) свидетельствует о пересыщенности магмы алюминием, наоборот, наличие эгирина (акмита) говорит о пересыщенности ее щелочами и так далее.

В свое время еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечал, что все трактуют магму как раствор: „Если еще спорят о том применимы ли к магме законы, установленные для водных растворов, если в деталях мнения расходятся, то признание магмы раствором можно считать окончательно укоренившимся" [111, с. 97].

В 1973–1977 гг. появился ряд статей В. Н. Анфилогова с соавторами [5, 6, 9], посвященных строению силикатных расплавов и их ликвации. В них содержатся важные и интересные положения для некоторых петрологических проблем.

2.2.2. Растворимость летучих в расплавах, изменение их свойств, равновесие расплав–флюид

В проблеме растворимости летучих в магматических расплавах нас интересуют изменения термодинамических и физико-химических свойств расплавов в связи с растворимостью, а также равновесие расплав–флюид.

После работ Горансона по растворимости воды в альбитовом расплаве вопросом растворимости воды и других летучих в магмах занимались многие исследователи [75, 76, 77, 131, 154, 202, 281, 286 и др.]. Необходимые сведения по истории вопроса, дискуссии по механизму растворения и так далее можно найти в обобщающих работах А. А. Кадика и др. [77] и М. Б. Эпельбаума [202]. Здесь же мы приведем главные результаты и выводы по свойствам расплавов в связи с растворимостью летучих.

1. Растворимость летучих в расплаве зависит от давления: с увеличением давления она увеличивается; температура, вероятно, оказывает обратное влияние.

2. При постоянном давлении существует предел растворимости, по достижении которого происходит разделение на две жидкости: насыщенный расплав и флюид (жидкость), насыщенный продуктами расплава.

3. Растворимость в магмах (расплавах) таких главных летучих, как H_2O и CO_2, различна: так, например, при $P = 1000$ бар в гранитном расплаве растворяется 3.3 вес.% H_2O и 0.2 вес.% CO_2. Причем присутствие в паровой фазе CO_2 значительно снижает растворимость воды в расплаве.

4. При растворении летучих значительно изменяются физико-химические свойства расплавов, в частности $T_{кр}$. Так, при растворении воды до полного насыщения с увеличением давления температура гранитного солидуса уменьшается от 960 °С при атмосферном давлении до 640–650 °С при $P_{H_2O} = P_{общ} = 10$ кбар, в то время как при $P_{общ} = 10$ кбар без воды $T_S = 1150$–1200 °С. Таким образом, P–T проекция солидуса гранитной магмы при увеличении $P_{общ}$ имеет положительный наклон, а при $P_{общ} = P_{H_2O}$ – отрицательный, что является очень важной особенностью алюмосиликатных систем для появления инвариантных точек с водосодержащими минералами (см. раздел 2.4). Давление CO_2 незначительно понижает температуру солидуса расплавов по сравнению с $P_{общ}$ [75, 131].

Предпринимались попытки построить солидусную поверхность гранитного расплава при различной насыщенности водой и в различных координатах [49, 50, 136, 154]. Интересной особенностью этой поверхности является то, что при постоянном содержании воды в расплаве на P–T проекции появляется коленообразный перегиб: при низких значениях давления линия солидуса имеет отрицательный наклон, а затем в точке, соответствующей насыщенности данным количеством воды, она меняет наклон на положительный (рис. 2.2). Эта особенность используется для объяснения интервала интрузии магмы от места генерации в верхние горизонты земной коры.

5. Экспериментально определены P–T проекции солидуса гранитной магмы при полном насыщении флюидом состава (H_2O+CO_2) с различным содержанием CO_2 [75, 131], а также состава (H_2O+HF) с различным содержанием F [33, 84]. Последние эксперименты показали огромную флюсирующую и экстрагирующую роль фтора.

6. Данные по изменению состава „мокрых" гранитных котектик с увеличением давления [49, 50, 291, 293, 294 и др.] можно использовать для установления влияния P_{H_2O} на основность–кислотность гранитных расплавов. На основании уменьшения содержания кварца в гранитных котектиках (эвтектиках) с увеличением давления воды (и ее растворимости) считаетая, что вода усиливает кислотность расплава [91, 202]. Такое мнение противоречит признанию присутствия в расплаве O^{2-}. Если бы в гра-

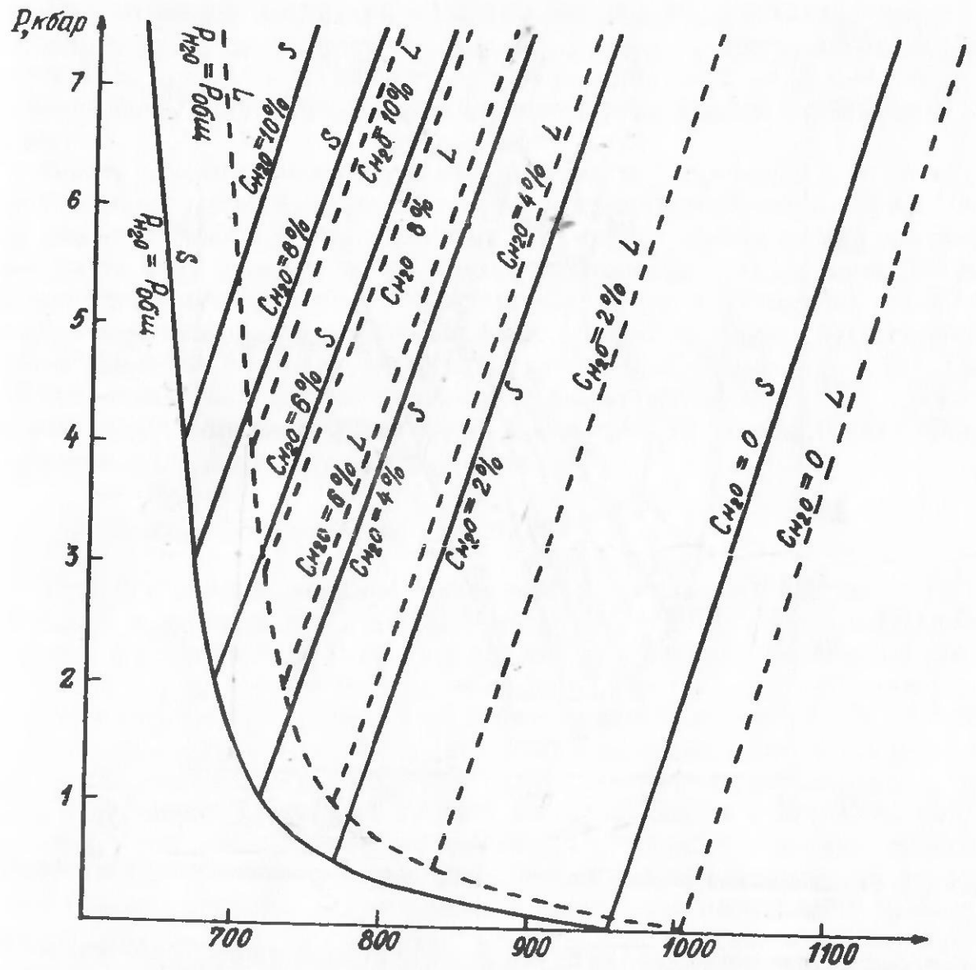


Рис. 2.2. P–T проекции солидусных (S) и ликвидусных (L) линий гранитной системы при различных значениях содержания воды в расплаве, построенных с учетом данных [49, 77, 202, 286].

нитном расплаве присутствовали свободные ионы O^{2-}, то растворение в нем воды привело бы к образованию ионов $(OH)^-$ по реакции $O^{2-} + H_2O = 2OH^-$, т. е. усилилась бы основность расплава, а не кислотность.

С другой стороны, полевые шпаты щелочей – альбит и ортоклаз, занимающие до 50–60% объема гранитов, при их плавлении диссоциируют на катионы Na^+ и K^+ и анион $AlSi_3O_8^-$. Водный раствор этих продуктов диссоциации несомненно будет иметь щелочной характер, так как Na и K – сильные основания, а $AlSi_3O_8$ – слабый кислотный остаток. Образование же метакремниевой кислоты в результате взаимодействия свободной SiO_2, занимающей 25–40% объема гранитной магмы (почти в 2 раза меньше, чем полевых шпатов), с растворенной водой практически не будет влиять на кислотность такого расплава, так как такая кислота слабо диссоциирует. Приведенные рассуждения подтверждаются изменением соотношений кварца и полевых шпатов в котектических составах при изменении $P_{общ}$ и различной водонасыщенности расплава (при различном содержании воды). На изоплетическом сечении диаграммы состояния системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O [49] (рис. 2.3) хорошо видно, что: а) с увеличением $P_{сух}$ и P_{H_2O} расширяется область кристаллизации кварца, т. е. усилива-

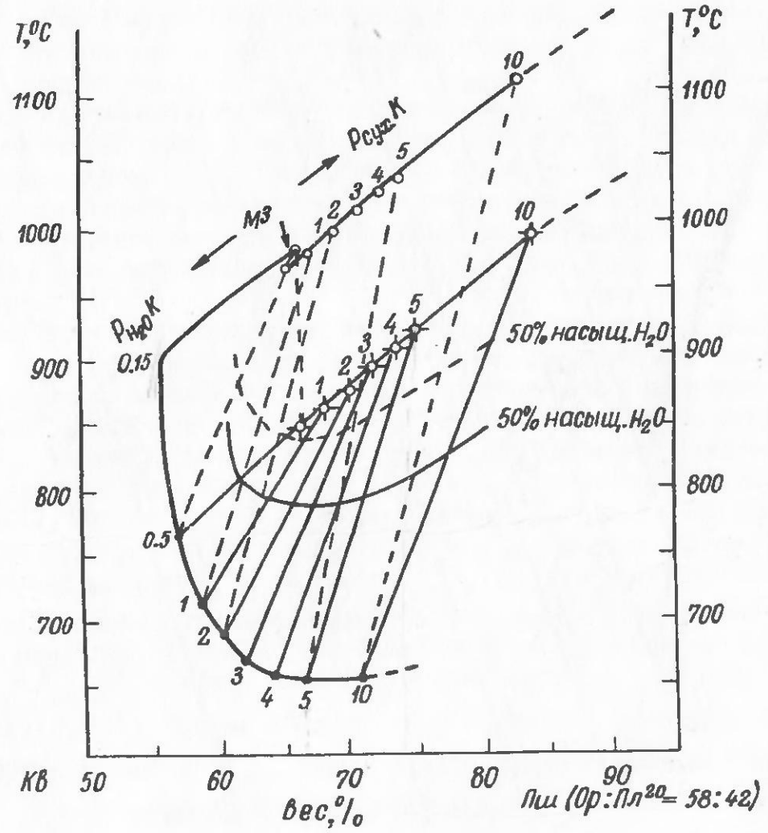


Рис. 2.3. Котектическое сечение Кв–М³ диаграммы состояния системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O [49].

ются кислотные свойства расплава (при давлении выше тридимит-α-кварцевого перехода); б) котектические составы, более насыщенные водой, содержат больше свободной SiO_2, т. е. с увеличением растворенной воды в расплаве расширяется поле кристаллизации полевых шпатов, а именно усиливаются основные свойства расплавов. Это также подтверждено экспериментально [36].

Только значительные концентрации фтора в гранитном расплаве способны до некоторой степени нейтрализовать их щелочность—основность с образованием специфичных пород — онгонитов и литий-фтористых гранитов [84], которые характеризуются смещением котектических составов в сторону альбита.

7. В связи с процессом ликвации (разделения) пересыщенного летучими расплава на две жидкости — расплав—флюид — большой теоретический и практический интерес представляет распределение компонентов между расплавом и флюидом [84, 154, 259]. Равновесию гранитный расплав—флюид посвящена специальная работа И. Д. Рябчикова [154].

Опыт изучения продуктов взаимодействия постмагматических флюидов как с материнскими гранитами, так и с вмещающими породами на примере Кольского полуострова [12], а также анализ литературных данных по этому вопросу свидетельствуют о том, что состав и свойства флюидов в значительной степени зависят не только от присутствия таких экстрагирующих кислотных компонентов, как фтор и бор, но и от петрохимического типа магмы. Так, например, щелочные граниты и граниты юоввоайвского комплекса Кольского полуострова обогащены фтором.

Но если щелочные граниты и главным образом их экзоконтактовые ореолы подвержены щелочному метасоматозу, то в гранитах юоввоайвского комплекса кроме высокотемпературного щелочного метасоматоза интенсивно развито кислотное выщелачивание с образованием различных грейзенов.

Связь тех или иных постмагматических месторождений полезных ископаемых с определенными минералого-петрохимическими типами гранитов известна давно. Эту связь, очевидно, можно объяснить тем, что различные по составу флюиды находились в равновесии с различными петрохимическими типами магм. Соответственно геохимическим свойствам редкие элементы в одних условиях рассеивались, в других накапливались. Более подробно об этом говорится в работе Б. Ф. Налетова [128]. После анализа гранитных систем и классификации гранитоидов эту проблему можно будет решать на более высоком уровне, но она настолько обширна и сложна, что требует специальной работы.

2.3. Выбор компонентов и систем

При построении моделей очень важно, как это неоднократно подчеркивалось в работах Д. С. Коржинского [87, 89, 93], правильно выбрать систему и компоненты. Теоретически все минеральные разновидности гранитоидов могут быть в упрощенном виде (без акцессорных минералов) описаны системой, состоящей из следующих 9 окислов: Na_2O, CaO, K_2O, FeO, Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3, SiO_2, H_2O, но при анализе такой системы пришлось бы рассматривать большое число химических соединений и фазовых превращений, которые вообще не происходят в гранитных породах. Поэтому, учитывая данное обстоятельство, а также строение расплавов, предлагается в качестве компонентов брать насыщенные кремнеземом нормативные миналы. Таких миналов набирается двенадцать: Аб, Ан, Ор, Эн, Фс, Во (Ди, Гед), Эг, Нс, Алс, Кв и H_2O, т. е. из многомерного пространства в окисных координатах выбирается область пересыщения кремнеземом, где эти миналы и образуются как химические соединения окислов.

Из петрохимии известно, что различные минералого-петрохимические типы гранитов характеризуются определенным соотношением Al и K+Na+ +2Ca (в ат. кол.), по которому химический состав породы в окисной форме рассчитывается на соответствующие ассоциации нормативных миналов [67]. Эти ассоциации миналов можно использовать в качестве модельных систем для описания соответствующих петрохимических типов гранитов. Таким образом, нормативные миналы, с одной стороны, следует рассматривать как эквиваленты характерных соотношений окислов, а с другой — как структурные единицы магматических расплавов, из которых складываются минералы-фазы пород. Естественно, может возникнуть вопрос: возможно ли выразить состав всех минералов-фаз гранитоидных пород вышеприведенными миналами? Поэтому прежде чем перейти к выбору систем, кратко рассмотрим свойства главных породообразующих минералов гранитоидов с этих позиций.

2.3.1. Характеристика природных фаз-минералов

Полную характеристику породообразующих минералов гранитов можно получить из соответствующих минералогических руководств, а здесь мы обратим внимание только на те свойства, которые используются при разработке физико-химических моделей.

Как известно, большинство породообразующих минералов гранитов представляют собой твердые растворы, состав которых зависит от состава магмы и термодинамических условий кристаллизации.

К минералам простого состава, отвечающим одному какому-либо нормативному миналу, относятся кварц – минал Кв – и группа силлиманита (силлиманит, кианит, андалузит) – минал Алс. Остальные минералы условно можно разделить на три группы: а) группа минералов, не содержащая в своем составе воды (и других летучих) и не разлагающаяся в субсолидусной области: полевые шпаты, пироксены и оливины; б) группа минералов, которая также не содержит воды, но в субсолидусной области разлагается на другие минералы в зависимости от состава и условий разложения: кордиериты и гранаты; в) гидроксилсодержащая группа минералов – слюды и амфиболы, которые в субсолидусе разлагаются на различные продукты, причем в них обязательно присутствуют вода и другие летучие.

Остановимся более подробно на отдельных подгруппах минералов с учетом того, что в работе А. Ритмана [149] описаны породообразующие минералы изверженных пород с точки зрения выражения их состава насыщенной кремнеземом нормой.

2.3.1.1. Полевые шпаты

Полевые шпаты гранитов представлены кислым, реже средним плагиоклазом и калиевым шпатом. Наиболее полные сведения по классификации, составу, структурному состоянию, парагенетическим ассоциациям полевых шпатов приведены в работах А. С. Марфунина [124] и У. А. Дира и др. [43]. Независимо от структурного состояния они являются твердыми растворами трех главных конечных миналов: Аб – $NaAlSi_3O_8$, Ан – $CaAl_2Si_2O_8$ и Ор – $KAlSi_3O_8$, которые используются как нормативные миналы в американской (CJPW) системе пересчета и у А. Ритмана. Остальными членами полевошпатовых твердых растворов для наших целей можно пренебречь. В зависимости от соотношения главных компонентов и физико-химических условий кристаллизации они могут образовывать либо одну серию твердых растворов, либо две – плагиоклаз и калишпат. Фазовые отношения полевых шпатов описываются диаграммой состояния системы Аб–Ан–Ор, поэтому после анализа этой системы будут более подробно рассмотрены их структурные взаимоотношения и состав.

Термодинамические свойства конечных членов полевых шпатов приведены в „Справочнике физических констант горных пород" [167]. Они устойчивы в P–T условиях земной коры. С увеличением $P_{общ}$ температура плавления их растет, т. е. линия ликвидуса на P–T проекции имеет положительный наклон, но с увеличением P_{H_2O} она имеет отрицательный наклон, т. е. температура плавления как конечных членов, так и природных полевых шпатов в присутствии воды уменьшается. P–T и P_{H_2O}–T проекции линий ликвидусов конечных членов полевых шпатов, по данным существующих экспериментов и термодинамических расчетов автора, приведены в работе [49]. При построении физико-химических моделей мы не учитываем структурного состояния полевых шпатов, а также инконгруентного плавления альбита и ортоклаза, что несколько упрощает диаграммы состояния соответствующих систем.

2.3.1.2. Пироксены и оливины

Пироксены и оливины являются типоморфными минералами определенных гранитоидных формаций. В отличие от основных и средних пород в гранитоидах чаще присутствуют более железистые их разновидности. Сведения по классификации, составу, парагенетическим ассоциациям пироксенов можно получить из работ У. А. Дира и др. [41] и Н. Л. Добрецова и др. [45]. В работе Н. Л. Добрецова и др. [45] приведен также обзор экспериментов в системах, моделирующих фазовые отношения пироксенов, но, к сожалению, в ней отсутствуют сведения о пироксенах из гранитоидных пород.

По нашим данным изучения породообразующих пироксенов в гранитах Кольского полуострова [12], а также литературным данным [19, 60, 144, 193 и др.] установлено, что они представлены как ортопироксенами – гиперстенами, так и моноклинными пироксенами. Причем, если гиперстены чаще встречаются в нормальных щелочно-известковых типах гранитов – чарнокитах, то моноклинные пироксены с широким диапазоном состава чаще присутствуют в субщелочных и щелочных гранитах.

Состав Ca–Fe–Mg пироксенов может быть выражен либо тремя миналами Эн – $MgSiO_3$, Фс – $FeSiO_3$ и Во – $CaSiO_3$, либо четырьмя – Эн, Фс, Ди – $CaMgSi_2O_6$ и Гед – $CaFeSi_2O_6$. Последние два минала в таком случае являются химическими соединениями первых трех: Ди = Эн + Во, Гед = = Фс + Во. Графически составы пироксенов могут быть представлены либо в треугольнике, в вершинах которого располагаются Эн, Фс и Во, либо в четырехугольнике с Эн, Фс, Ди и Гед в вершинах [41]. Природные пироксены, как и полевые шпаты, в зависимости от соотношения пироксеновых миналов и условий кристаллизации могут образовывать либо одну серию твердых растворов – авгиты, пижониты, либо две – салиты, гиперстены. В железистых составах фазовые взаимоотношения усложняются появлением в „пироксеновой" системе оливинов – гортонолита и фаялита, так как Фс становится неустойчивым и распадается на оливин и кварц.

С повышением щелочности магмы-расплава состав моноклинных пироксенов также усложняется, так как в его составе появляется эгириновый минал, образующий непрерывные твердые растворы и с Ди, и с Гед. Так, по данным И. Д. Батиевой [11], в породах формации щелочных гранитов и сиенитов состав моноклинного пироксена варьирует от авгита к эгирин-авгиту и эгирину. Н. С. Вартановой в мезозойских щелочных гранитах Забайкалья описан непрерывный ряд пироксенов Ди–Гед–Эг состава [19].

Таким образом, в упрощенном виде состав природных пироксенов можно представить пятью нормативными миналами: Эн – $MgSiO_3$, Фс – $FeSiO_3$, Ди – $CaMgSi_2O_6$, Гед – $CaFeSi_2O_6$ и Эг – $NaFe^{3+}Si_2O_6$ без учета их структурного состояния. Чтобы не усложнять физико-химические модели, можно пренебречь присутствием в природных пироксенах других миналов (жадеитового, сподуменового, марганцовых, молекулы Чермака). При изучении пород, в которых присутствуют пироксены с преобладающим содержанием редких миналов (например, сподумены), для них придется строить свои модели.

При определенных условиях в высокожелезистых гранитах совместно с кварцем может сосуществовать оливин, поскольку Фс и Fe-Гип в этих условиях неустойчивы и распадаются на гортонолит (или фаялит) и кварц. Состав таких оливинов предлагается изображать также насыщенными нормативными минералами – пироксенами, вычитая из них кварц,

но в фазовых равновесиях учитывать присутствие фаялита либо одного, либо совместно с пироксеном. Ассоциации Пр+Ол+Кв встречаются в природе в системах с железистостью >75% [271].

Термодинамические свойства пироксеновых миналов приведены в „Справочнике физических констант горных пород" [167].

Температура плавления пироксеновых и оливиновых миналов повышается с увеличением $P_{общ}$ и понижается с увеличением P_{H_2O}; они устойчивы в P–T условиях земной коры. При построении моделей не учитывается инконгруентное плавление пироксенов при низких давлениях.

2.3.1.3. Кордиериты и гранаты

Как и пироксены, кордиериты и гранаты являются типоморфными минералами определенных петрохимических типов гранитов, пересыщенных глиноземом. Пересыщенность глиноземом исходных магм связывают с контаминацией за счет вмещающих пород, и появление этих минералов в магматических породах рассматривается как ксеногенное. Тем не менее приводятся довольно убедительные факты кристаллизации их непосредственно из расплава. Совместное рассмотрение кордиеритов и гранатов удобно тем, что они сменяют друг друга с изменением давления. Сведения по их классификации, составу, структуре и парагенезисам приведены в работе У. А. Дира и др. [40].

Кордиериты в упрощенном виде являются твердыми растворами двух конечных миналов – $Mg_2Al_3[Si_5AlO_{18}]$ и $Fe_2Al_3[Si_5AlO_{18}]$. Спорным остается структурное положение воды в кристаллической решетке минерала [105]. Кордиеритовые миналы можно представить как химические соединения нормативных миналов – Эн, Фс, Алс и Кв:

$$2MgSiO_3 + 2AlSiO_5 + SiO_2 = Mg_2Al_3[Si_5AlO_{18}] - \text{Корд},$$

$$2FeSiO_3 + 2AlSiO_5 + SiO_2 = Fe_2Al_3[Si_5AlO_{18}] - \text{Fe-Корд}.$$

В гранитных породах даже с высокой железистостью кордиерит в присутствии других темноцветных минералов имеет низкую железистость, а гранат, наоборот, обогащается железистым компонентом и, как правило, представлен пироп-альмандиновой серией [12], количество других миналов редко превышает десятки процента. Поэтому для простоты построения моделей присутствие других гранатовых миналов мы не будем учитывать. При необходимости для высокомарганцевых гранатов следует строить отдельные модели. Альмандиновый минал можно рассматривать как химическое соединение Фс и Алс, а пироповый – Эн и Алс:

$$3FeSiO_3 + Al_2SiO_5 - SiO_2 = Fe_3Al_2[Si_3O_{12}] - \text{Алм},$$

$$3MgSiO_3 + Al_2SiO_5 - SiO_2 = Mg_3Al_2[Si_3O_{12}] - \text{Пир}.$$

Термодинамическая устойчивость кордиеритов и гранатов в условиях земной коры зависит от их состава: магнезиальные разновидности устойчивы при большем давлении. По достижению предела устойчивости кордиерит разлагается на Гр+Алс+Кв. Эта реакция для разных составов изучалась многими исследователями [106, 191, 197, 212, 213, 230, 231, 269, 282, 283], но, к сожалению, получены противоречивые сведения по положению на P–T поверхности линий разложения. Неоднозначные данные имеются и по реакции разложения ассоциации Крд+Гип на Гр+Кв.

С. П. Кориковским [96] довольно подробно разобраны различные варианты положения на P–T поверхности линий разложения Крд и Крд+Гип, в результате чего он пришел к выводу, что эти линии должны иметь положительный наклон. К этому вопросу мы еще вернемся при анализе фазовых превращений с кордиеритами и гранатами.

По малочисленным данным [167] известно, что Крд и Гр плавятся инконгруэнтно, причем твердые фазы Крд обогащаются алюминием и обедняются Гр.

2.3.1.4. Слюды

Слюды – наиболее широко распространенные минералы гранитов, которые встречаются практически во всех минерало-петрохимических типах. Они представляют собой различные серии твердых растворов и являются чутким индикатором физико-химических условий минералообразования, что используется для решения обратной задачи – по составу слюд определять условия кристаллизации [121]. Сведения по общей группе слюд: классификации, структуре, составу, парагенетическим ассоциациям приведены в работе У. А. Дира и др. [42], а по биотитам магматических пород – в работе Е. Н. Ушаковой [180].

Согласно существующим данным [42], состав природных слюд в упрощенной форме можно выразить следующими конечными членами минералами: мусковит – $KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$, парагонит – $NaAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$, маргарит – $CaAl_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2$, флогопит – $KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$, аннит – $KFe_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2$, истонит – $K_2Mg_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$, сидерофиллит – $K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{10}](OH)_4$. Мусковит в природных условиях ни с одним из приведенных миналов не образует непрерывных твердых растворов. Природные мусковиты содержат до 24% парагонитового минала, а парагониты – до 20% мусковитового минала. Искусственно при определенных P–T условиях получены непрерывные твердые растворы этих миналов [42]. Количество Мрг в мусковитах не превышает 1 мол.%, в то время как Мрг и Прг образуют непрерывные твердые растворы. Природные биотиты представляют собой непрерывные твердые растворы, главным образом четырех миналов: Фл, Ант, Ист и Сид с небольшими примесями остальных миналов. Установлена зависимость содержания того или иного минала в природных биотитах от состава системы-породы [180].

С другой стороны, все слюдяные миналы можно представить как химические соединения нормативных миналов:

$$Му = Ор + Алс + H_2O - Кв,$$
$$KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2 = KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O - SiO_2;$$

$$Прг = Аб + Алс + H_2O - Кв,$$
$$NaAl_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 = NaAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O - SiO_2;$$

$$Мрг = Ан + Алс + H_2O - Кв,$$
$$CaAl_2[Si_2Al_2O_{10}](OH)_2 = CaAl_2Si_2O_{10} + Al_2SiO_5 + H_2O - SiO_2;$$

$$Фл = Ор + 3Эн + H_2O - 3Кв,$$
$$KMg_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 = KAlSi_3O_8 + 3MgSiO_2 + H_2O - 3SiO_2;$$

$$Ант = Ор + 3Фс + H_2O - 3Кв,$$
$$KFe_3[Si_3AlO_{10}](OH)_2 = KAlSi_3O_8 + 3FeSiO_3 + H_2O - 3SiO_2;$$

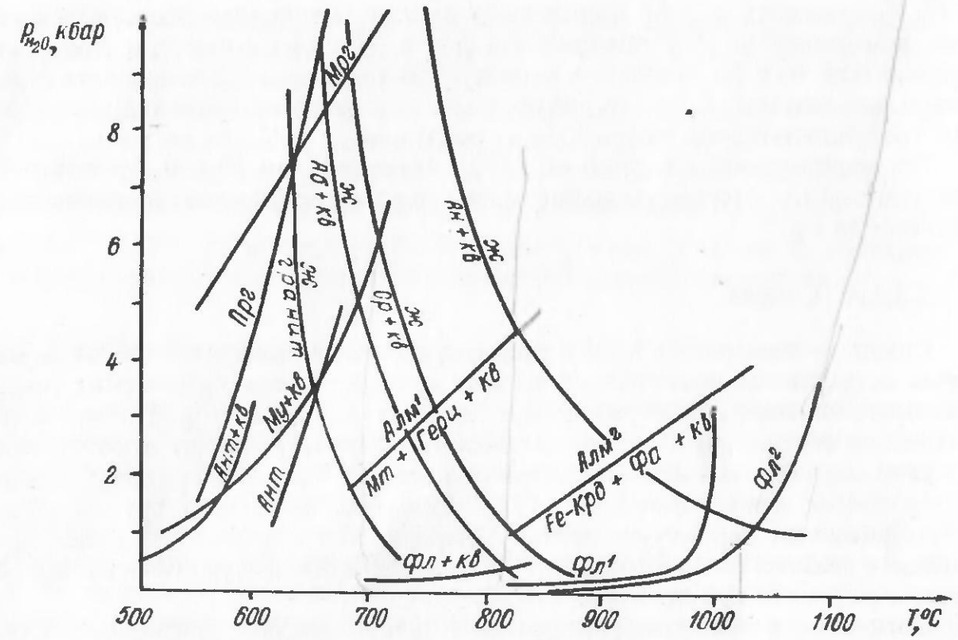


Рис. 2.4. Взаимоположение на P_{H_2O}–T проекции эвтектических линий частных гаплогранитных систем [274, 286] и линий разложения слюд и альмандина по данным: Фл¹ – по [299]; Фл² – по [298]; Ант – по [203]; Ант+Кв – по [203]; Му+Кв – по [221]; Прг – по [39, 71]; Мрг – по [79, 211]; Алм – по [237]; Алм¹ – при магнетит-фаялит-кварцевом буфере; Алм² – при магнетит-вюститовом буфере; Фл+Кв – интерпретация автора.

$$Ист = 2Op + 5Эн + Алс + 2H_2O - 7Кв,$$
$$K_2Mg_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4 = 2KAlSi_3O_8 + 5MgSiO_3 + Al_2SiO_5 + H_2O - 7SiO_2;$$
$$Сид = 2Op + 5Фс + Алс + 2H_2O - 7Кв,$$
$$K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{10}](OH)_4 = 2KAlSi_3O_8 + 5FeSiO_3 + Al_2SiO_5 + H_2O - 7SiO_2.$$

Кроме того, Ист можно получить из 62.5 мол.% Фл, 12.5 Му и 25 мол.% Кор (корунда), а Сид – из 62.5 мол.% Ант, 12.5 Му и 25 мол.% Кор.

К настоящему времени накопилось большое количество экспериментального материала по разложению и плавлению–кристаллизации мусковита [112, 201, 214, 243, 268 и др.] и биотита [178, 179, 223, 236, 256, 257 и др.] в различных условиях. Единичные данные имеются по разложению парагонита [39, 71] и маргарита [79, 211]. Некоторые обобщенные результаты экспериментов приведены на рис. 2.4, где показаны линии разложения конечных членов твердых растворов слюд. Как видно из рис. 2.4, положение линий разложения на P–T поверхности железистых миналов зависит от буфера, а всех составов – от присутствия кварца. Последний фактор снижает температуру разложения при P_{H_2O} = const. Это связано с тем, что кварц участвует в реакции с продуктами разложения слюд, чем облегчает этот процесс [118].

На рис. 2.4 приведены также солидусные линии соответствующих систем, чтобы показать возможность кристаллизации слюд из магматического расплава. Теоретически все слюды могут кристаллизоваться из расплава, что определяется пересечением их линий разложения солидусными линиями соответствующих систем, за исключением Ант при сильно окисляющих буферах. Для природных условий сомнительна кристаллизация из расплава Мрг и Прг, так как для этого требуются очень высокие значения P_{H_2O}, которые вряд ли достигаются в условиях земной коры. По этой же причине спорна возможность и кристаллизация Му из расплава, но для его кристаллизации необходимо P_{H_2O} порядка 4–5 кбар, что вполне допустимо, особенно при кристаллизации пегматитовых расплавов. В случае снижения температуры гранитного солидуса за счет присутствия фтора или бора для образования магматического мусковита достаточны и меньшие значения $P_{Фл}$, порядка 2.5–3 кбар. Причем необходимо подчеркнуть, что если для биотитов нет ограничений по составу расплавов, то для мусковита требуется расплав, значительно обогащенный глиноземом (см. описание системы А).

2.3.1.5. Амфиболы

Группа амфиболов является довольно распространенной среди фемических минералов гранитов. „Однако, несмотря на то, что амфиболы – важнейшие минералы изверженных и метаморфических пород, многие аспекты их химизма и парагенезиса все еще остаются неясными" [41, с. 221]. К этой цитате следует добавить, что к настоящему времени нет удовлетворительной классификации даже конечных амфиболовых миналов, которая и не может быть выработана без ясного представления о химизме этой группы и причинах появления того или иного амфибола в той или иной минеральной ассоциации. Без четкого представления о минерале как о твердой фазе определенной системы невозможно проследить развитие этой системы и построить физико-химическую модель кристаллизации ассоциаций твердых фаз-минералов.

Изоморфные замещения катионов во всех структурных позициях амфиболов затрудняют разработку аналитической и графической их классификации. За всю их историю изучения было предложено много вариантов классификаций, которые кратко охарактеризованы в работе У. А. Дира и др. [41]. В настоящее время больше всего используется классификация У. А. Дира с соавторами [41], в основе которой положен характер преобладающего иона в положении X в структуре амфиболов с общей формулой $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$.

Однако классификация У. А. Дира и др. [41] постепенно вытесняется более совершенной классификацией Б. Е. Лика [247], в которой учитывается распределение катионов в нескольких структурных позициях с общей формулой амфиболов $A_{0-1}B_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH, F, Cl, O)_2$. Несмотря на кажущуюся строгость и количественные критерии деления амфиболов по подгруппам, эта классификация имеет недостатки, затрудняющие ее применение в конкретных практических случаях.

Оригинальный способ изображения химических составов кальциевых и щелочных амфиболов предложили Н. М. Чернышов и Г. Г. Дмитренко [189], в основе которого положены изовалентные серии Н. Сундиуса.

Рентгеноструктурные исследования последних лет [113, 226, 227, 229] уточнили структуру отдельных представителей этой минеральной группы, что обогатило наши знания о структуре всей группы.

Для разделения амфиболов внутри отдельных подгрупп было предложено много вариантов использования различных коэффициентов, модулей и т. д., а также учета изоморфизма в той или иной структурной позиции.

Естественно, чем больше структурных позиций учитывает способ, тем более правильно с его помощью можно определить (классифицировать) конкретный минерал. В идеале необходимо учитывать все пять структурных позиций [113, табл. 49]. Для того чтобы изобразить в них изоморфные замещения, потребуется диаграмма в десятимерном пространстве, а поскольку мы ограничены трехмерным пространством, то из этого необходимо и исходить, выделяя главные структурные позиции и типы изоморфизма, которые влияют на образование хотя бы видов. Попытки вывести изоморфные ряды амфиболов из одного минала-тремолита путем изоморфного замещения одного-двух катионов, не объяснили всего многообразия химического состава этой группы. Высказывалась мысль [41, с. 225], что бесконечно разнообразный химический состав амфиболов можно, по-видимому, выразить исходя из составов небольшого числа конечных членов. Эта мысль еще раз была подчеркнута в работе [189].

При разработке физико-химических моделей гранитоидов нами был выбран несколько иной путь решения проблемы классификации амфиболовых миналов и природных минералов. Чтобы разобраться в сложности химического состава амфиболов, мы проанализировали их парагенетические ассоциации в различных петрохимических типах гранитоидов, представляющих породы, пересыщенные SiO_2 и содержащие большое разнообразие минералов этой группы. Установлено, что появление в породе того или иного амфибола определяется соотношением в системе нормативных миналов: Аб, Ан, Ор, Эн, Фс, Во, Алс, Эг и воды. Действительно, экспериментальные данные по разложению и синтезу амфиболов, приведенные в работе Дира и др. [41], подтверждают, что амфиболы являются химическими соединениями (учитывая пересыщенность системы SiO_2) Ан, Аб, Мпр (Ди, Гед), Эг, Опр (Эн+Фс) и воды (+фтор, хлор). Образование амфиболов за счет указанных миналов при определенном давлении и температуре — это реакция системы на увеличение давления водяного пара, которая происходит всегда с уменьшением объема.

Автором разработана рациональная классификация и метод расчета кристаллохимических формул амфиболов на минальные и способ их графического изображения, которые изложены в „Методических рекомендациях" [58].

В литературе имеется много материалов по составу амфиболов из различных минеральных ассоциаций. Отмечается зависимость состава амфиболов от состава среды (системы), в которой он образуется, а также и от условий кристаллизации. Использование новой классификации амфиболов, основанной на минальном их составе, который в свою очередь может быть выражен нормативными миналами, позволит более обоснованно решать задачу этой зависимости.

Экспериментальных данных по синтезу и разложению амфиболов совершенно недостаточно. Для построения количественных моделей с амфиболами необходимо иметь такие данные по всем конечным миналам, а к настоящему времени мы имеем данные только по Тр, Акт, Пар, Рих, Глф, Риб и Арф (рис. 2.5). На рис. 2.5 также показаны солидусы частных систем, в которых могут образоваться амфиболы и гранитный солидус. Судя по пересечениям линий разложения амфиболовых миналов с солидусными линиями частных систем, только Тр, Fe-Акт и Fe-Чер даже теоретически не могут кристаллизоваться из соответствующих расплавов. Из гранитного же расплава допускается возможность кристаллизации любого амфибола, за исключением состава, приближающегося к Fe-Акт, что практически исключается, так как будут появляться амфиболы более

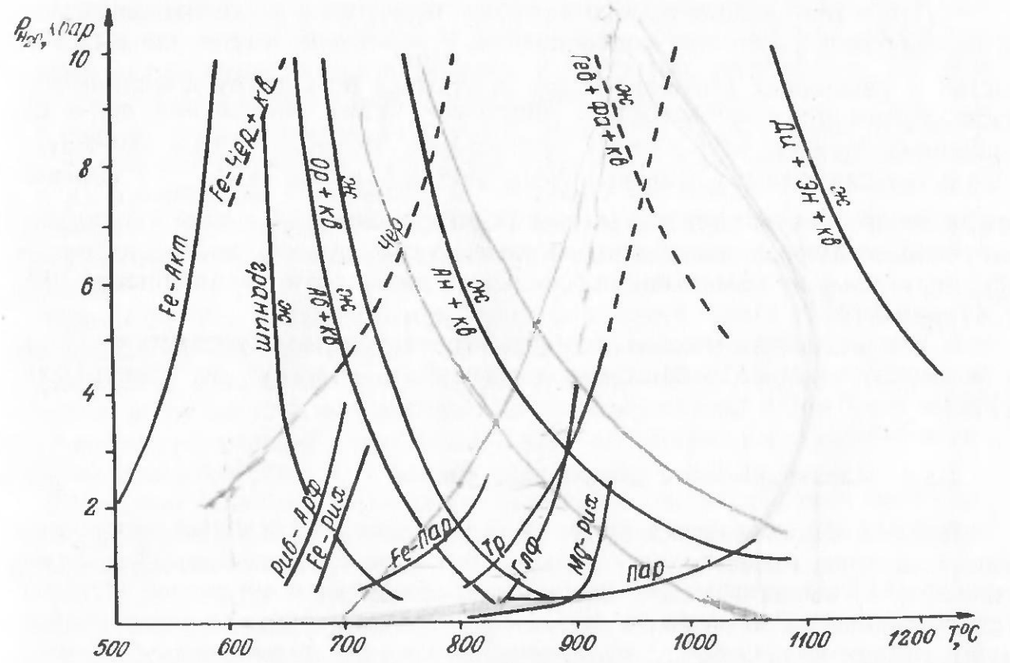


Рис. 2.5. Взаимоположение на $P_{H_2O}-T$ проекции эвтектических линий частных гаплогранитных систем [244, 274, 286] и линий разложения амфиболов: Пар — по [206]; Fe-Пар — по [244]; Рих–Mg-Рих — по [220]; Fe-Рих — по [210]; Глф — по [217]; Тр — по [206]; Риб–Арф — по [218]; Акт — Fe-Акт — по [219]; пунктир — интерпретация автора.

сложного состава, отвечающего соотношениям нормативных миналов в расплаве.

В заключение необходимо еще раз остановиться на общих особенностях водосодержащих минералов-фаз, а также гранатов и кордиеритов, которые следует учитывать при разработке физико-химических моделей.

1. Ф. Г. Смит отмечает [161, с. 253], „что многие водные силикаты, которые обычно считаются низкотемпературными, оказываются устойчивыми в присутствии водной фазы при температурах выше температуры плавления гранита. К их числу относятся брусит, хлорит, слюды, тальк и амфиболы, температура разложения которых в геотермобарических условиях превышает температуру плавления гранита. Таким образом, все эти минералы могут кристаллизоваться непосредственно из магмы при температурах, близких к точке плавления гранита, при условии, что магма насыщена в отношении водной фазы и состав системы лежит в поле устойчивости данного минерала".

2. Если минерал разлагается на продукты, недосыщенные SiO_2, такие как Ол, Шп, Лц, Нф, Кор, то при $P_{H_2O}=\text{const}$ и добавлении к нему Кв, температура его разложения снижается. К таким минералам относятся гранаты, слюды и большинство амфиболов.

3. Если же минерал разлагается на продукты, насыщенные SiO_2: Фа+Кв, Опр, Мпр, Ор, Аб, Ан, Алс и Кв, то добавление к нему Кв не смещает его линию разложения на $P_{H_2O}-T$ плоскости. К таким минералам относятся кордиерит, антофиллит, куммингтонит, Fe-актинолит, тремолит, джосмитит, Са-роговая обманка, Al-винчит, винчит, кроссит, рибекит.

4. Линия разложения одного и того же минерала в различных системах будет занимать различное положение на P_{H_2O}–T плоскости, так как его состав в различных системах будет отличаться по составу и количеству изоморфных примесей-миналов. Например, линии разложения Му в ассоциациях Му+Кв, Му+Кв+Аб, Му+Кв+Ан, Му+Кв+Аб+Ан, Му+Крд+ +Кв и так далее будут занимать различное положение на P_{H_2O}–T плоскости, в связи с чем и точки пересечения этих линий разложения с солидусами соответствующих систем также изменят свое положение. Аналогичный эффект оказывает изменение парциального давления воды во флюиде [44, с. 81, рис. 51б].

5. В зависимости от соотношения железистого и магниевого миналов в минерале процесс разложения может быть растянут по температуре [118].

2.3.2. Характеристика природных систем

Прежде чем говорить о природных системах, необходимо напомнить, какие системы выделяются в физической химии. Классической физикохимией [81] выделяются изолированные, закрытые и открытые системы. Изолированными системами считаются такие, которые не взаимодействуют с внешней средой, т. е. не обмениваются с ней ни веществом, ни энергией. Закрытая система может обмениваться с окружающей средой только энергией. Открытые же системы обмениваются с окружающей средой и веществом, и энергией. Очевидно, что в природе не может быть изолированных систем, а чаще всего выделение системы из „окружающей" среды является просто искусственной процедурой. Поэтому с некоторыми оговорками допускается существование закрытых систем, но большинство природных систем относятся к открытым.

Кроме того, по набору факторов равновесия выделяются следующие типы систем [89]:

по факторам	$S, V, m_1, ..., m_n$	– изохорно-изоэнтропийные,
	$S, P, m_1, ..., m_n$	– изобарно-изоэнтропийные,
	$T, V, m_1, ..., m_n$	– изотермно-изохорические,
	$T, P, m_1, ..., m_n$	– изотермно-изобарические.

Природные процессы могут регулироваться различным набором факторов равновесия, поэтому они моделируются разными типами систем. Так, метаморфические процессы описываются изотермно-изобарической системой, метасоматические – изотермно-изохорической, а магматические – изобарно-изоэнтропийной.

Д. С. Коржинский [86] после анализа минеральных парагенезисов метасоматических пород пришел к выводу, что такие образования могут быть смоделированы открытыми изотермно-изохорными системами с вполне подвижными компонентами. Затем этот вывод был распространен и на магматические породы, в частности на граниты, в результате чего была построена диаграмма на основе вполне подвижного поведения щелочей. Как пишет сам Д. С. Коржинский [89, с. 4]: „Это расширение метода первоначально было встречено с недоверием, в силу широко распространенного среди геологов ошибочного убеждения, что правило фаз Гиббса и вообще учение о химическом равновесии применимо только к закрытым, но не к открытым системам". Д. С. Коржинским выведены дифференциальные уравнения термодинамических потенциалов и правило фаз для систем с вполне подвижным поведением компонентов, обоснован принцип дифференциальной подвижности открытых систем, т. е. по сути разработан новый раздел химической термодинамики.

Следует особо подчеркнуть, что в работе Д. С. Коржинского [87] речь шла о диффузионной способности щелочей в магматической камере, и их химические потенциалы не считались внешними факторами равновесия, т. е. весь процесс кристаллизации рассматривался в магматической (изолированной) камере с мысленной изоляцией соответствующих участков.

Известно, что магматические процессы лучше всего моделируются (описываются) расплавными системами, хотя все эксперименты над этими системами производились в закрытых условиях. Тем не менее мы не отрицаем возможности воздействия на природную магматическую систему „трансмагматических" растворов с вполне подвижным поведением некоторых компонентов.

Возможно допустить несколько вариантов взаимодействия трансмагматических растворов с кристаллизующимся расплавом и его твердыми фазами (кристаллизатом).

1-й вариант. Кристаллизация расплава начинается с затуханием потоков трансмагматических растворов [92]. Тогда роль вполне подвижных компонентов должна ограничиться только изменением состава расплава до его кристаллизации. В этом варианте кристаллизация происходит в условиях инертного поведения всех компонентов. Этот вариант моделируется расплавными системами.

2-й вариант. Трансмагматические растворы воздействуют на кристаллизующийся расплав, но не воздействуют на твердые, только что выкристаллизовавшиеся фазы. В процессе кристаллизации расплав будет изменять свой состав не только за счет выделения твердых фаз, но и в результате взаимодействия с трансмагматическими растворами. Соответственно этому изменению будут определяться минеральные ассоциации и состав минералов. С некоторыми ограничениями и этот вариант можно описать расплавными системами.

3-й вариант. Воздействие трансмагматических растворов испытывают и расплав, и выкристаллизовавшиеся фазы. Этот случай представляется наиболее сложным, поскольку включает в себя как второй вариант, так и процесс метасоматической переработки твердых фаз. Очевидно, что в данном варианте минеральные ассоциации и состав минералов будут зависить и от состава расплава, и от степени метасоматической переработки, т. е. от химических потенциалов вполне подвижных компонентов.

Признание возможности реализации в природе даже этих трех вариантов потребует необходимости в каждом конкретном случае доказывать влияние тех или иных интенсивных факторов на минеральные парагенезисы, особенно это касается химических потенциалов вполне подвижных компонентов, а не ограничиваться ссылкой на работу Д. С. Коржинского [87], где приводятся доказательства вполне подвижного поведения щелочей только при образовании определенной гаплогранитной минеральной ассоциации: Пл+Кпш+Кв. Поскольку главным признаком вполне подвижного поведения компонентов в природных процессах является маломинеральность горных пород относительно расчетного количества фаз по числу компонентов, то на этом вопросе мы остановимся более подробно.

2.3.3. Маломинеральность горных пород, вполне подвижное поведение компонентов и правило фаз

В настоящее время общепризнано существование в природе магматических гранитов. Поэтому рассмотрим работу Д. С. Коржинского, посвященную вполне подвижному поведению компонентов в магматических процессах [87], оставляя без внимания более раннюю его статью о подвижном и инертном поведении компонентов при метасоматозе [86]. Как указывает Д. С. Коржинский [87, с. 243]: „Величина химического потенциала для подвижных компонентов устанавливается на уровне, произвольном в отношении физико-химических свойств данной системы, т. е. по правилу фаз она обладает степенью свободы. Поэтому наличие вполне подвижных компонентов, как правило, не увеличивает возможного числа минералов, что и является признаком подвижного поведения компонентов". В доказательство данного вывода им приводится расчет степеней свободы для системы SiO_2–Al_2O_3–CaO–K_2O–Na_2O: $C = K+2-Ф = 5+2-3 = 4$, две степени свободы приходится на T и P и две на вполне подвижное поведение калия и натрия, так как „в изверженных же породах встречаются одновременно только по три минерала этой системы, например кварц+ортоклаз+плагиоклаз" [87, с. 253].

Действительно, при формальном расчете степеней свободы вышеуказанной пятикомпонентной системы с двумя полевыми шпатами или более полных семикомпонентных систем с различными минеральными ассоциациями получаем много „лишних" степеней свободы. Так, для полевошпатовых ассоциаций имеем: число компонентов (К) – 5 (SiO_2, Al_2O_3, CaO, K_2O и Na_2O), число фаз (Ф) – 2 (Пл+Кпш), число степеней свободы $C = K+2-Ф = 5+2-2 = 5$; две степени свободы приходятся на P и T, а три, если признать правильной посылку Д. С. Коржинского, – на вполне подвижное поведение трех компонентов. Для семикомпонентной системы Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–(H_2O) (воду можно не учитывать, так как ее необходимо будет включать и в число компонентов, и в число фаз) при четырехминеральной гранитной ассоциации Кв+Пл+Кпш+Би имеем: $C = K+2-Ф = 7+2-4 = 5$, две степени свободы приходится на T и P, а оставшиеся три формально следовало бы отнести к вполне подвижному поведению трех компонентов. В действительности же в этой минеральной ассоциации допускается изменение состава плагиоклаза (и соответственно калишпата), а также железистости и глиноземистости биотита (см. выше о составе биотита). На необходимость учета глиноземистости биотита указывали А. А. Маракушев и др. [122]: „Сложность построения диаграммы связана с тем, что в данном случае надо учитывать переменность состава темноцветных минералов не только по железистости, но и по глиноземистости, которая существенно изменяется с изменением щелочности (химического потенциала калия)" (с. 7). Таким образом, для четырехминеральной гранитной ассоциации с биотитом (Кв+Пл+Кпш+Би) нет оснований считать какой-либо компонент вполне подвижным.

Для сравнения обратимся к экспериментам, которые проводились в условиях закрытой системы. Начнем с широко известных работ О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна [286] и В. С. Лата, Р. Х. Джанса и О. Ф. Татла [251] по результатам изучения системы Аб–Ор–Кв–(H_2O), в которой при изменении P_{H_2O} в субсолидусе устойчивы либо двухфазовая ассоциация – Апш+Кв, либо трехфазовая – Аб+Кпш+Кв. Данная система состоит из трех

компонентов, выраженных в минальной форме, поэтому при двухминеральной ассоциации она имеет $C = K+2-Ф = 3+2-2 = 3$, две степени приходятся на P и T и одна – на изменение состава Апш; при трехминеральной ассоциации $C = K+2-Ф = 3+2-3 = 2$, которые приходятся на P и T. При „минимальном" составе Апш система превращается в двухкомпонентную и при двухминеральной ассоциации $C = K+2-Ф = 2+2-2 = 2$. Эту же систему можно представить и в виде четырех окислов: Na_2O–K_2O–Al_2O_3–SiO_2, тогда при двухминеральной ассоциации $C = K+2-Ф = 4+2-2 = 4$, при трехминеральной $C = 4+2-3 = 3$. Учитывая условия эксперимента, различие количества степеней свободы в приведенных вариантах объясняется только выбором числа независимых компонентов.

В качестве второго примера возьмем также важную для гранитов систему Аб–Ан–Ор–(H_2O), фазовые превращения в ликвидус-солидусной области которой были изучены экспериментально Х. С. Иодером и др. [74] и теоретически разобраны в работах Д. Б. Стюарда и Е. Х. Розебума [276], Е. И. Кравцовой [99] и автора [52], а в субсолидусной – Ж. Виаром [22], У. Т. Иямой [242] и Х. А. Секом [265–267]. Эта система в зависимости от концентрации компонентов и давления в ликвидус-солидусной области характеризуется сложными фазовыми превращениями с изменением компонентности [52], и если этого не учитывать, а просто формально рассчитывать степени свободы различных равновесий, то можно усмотреть несоответствие правилу фаз. То же относится и к субсолидусной области. Если же взять избыточное количество SiO_2, то в этой системе появится еще одна фаза – кварц, и мы получим (при соответствующем ее количестве) гаплогранитную ассоциацию: Пл+Кпш+Кв. Экспериментально такая система изучалась Т. Винклером и др. [291, 292, 293, 294], причем они в качестве компонентов брали миналы Аб, Ан, Ор и Кв, чем и определяли стехиометричность Al_2O_3 относительно полевых шпатов. В таком случае имеем $C = K+2-Ф = 4+2-3 = 3$, т. е. получается такое же количество степеней свободы, как и для полевошпатовой системы, компоненты которой представлены в минальной форме. Когда же в экспериментах брали избыточное количество Al_2O_3 относительно стехиометрии в Пш, то появлялась глиноземистая фаза [225], а $C = K+2-Ф = 4+2-4 = 2$.

В эксперименте стехиометричность какого-либо компонента относительно состава той или иной фазы-минерала контролируется, в природе же стехиометрия SiO_2 и Al_2O_3 относительно минералов горных пород соблюдается довольно редко. По мнению же Д. С. Коржинского [87], она характерна для гранитных пород и обусловливается вполне подвижным поведением щелочей. По крайней мере такое объяснение можно применить только к лейкократовым породам с ассоциацией Пл+Кпш+Кв. Граниты же, представленные ассоциацией Пл+Кпш+Кв+Би, как правило, пересыщены глиноземом, так как природный биотит может содержать избыточное количество Al_2O_3 (до 12.5 мол.%) относительно „насыщенных" Al_2O_3 миналов – Фл и Ант. В случае насыщенности и недонасыщенности Al_2O_3 расплава в породе появляется еще одна темноцветная фаза – либо Мпр, либо Амф, которые могут присутствовать и совместно.

Существует и другое объяснение стехиометричности Al_2O_3 в гранитных породах, которое предложено О. Ф. Татлом [173]. Прежде всего он приводит пересчитанные на нормативные миналы 1016 анализов гранитов и риолитов, из которых только 189 гранитов и 132 риолита, т. е. меньше одной трети, не содержат нормативных корунда, щелочных метасиликатов или акмита. Причем характерно, что пробы с нормативными щелочными метасиликатами чаще встречаются среди риолитов. Приведенные факты

О. Ф. Татл объясняет тем, что избыточные щелочи в гранитах могли образовывать щелочные метасиликаты, но из-за их неустойчивости к выветриванию (если они и были первоначально) в породах они не встречаются.

Из вышесказанного следует, что как в природных, так и в экспериментальных примерах встречаются случаи, когда остаются лишние степени свободы, необъяснимые числом фаз-минералов, особенно когда за компоненты принимаются окислы. Поскольку для закрытых систем это нельзя объяснить подвижным поведением компонентов, то приходится признать, что при расчетах было неправильно выбрано число независимых компонентов. Так как минералы представляют собой более сложные химические вещества, которые можно получить в результате химического взаимодействия окислов, то при расчете числа независимых компонентов их количество должно быть уменьшено на число химических реакций, связывающих концентрационные соотношения окислов.

При минальном способе выражения компонентов в большинстве случаях „лишние" степени свободы гранитных систем хорошо объясняются образованием твердых растворов различного типа. При наличии в системе твердых растворов с разрывом растворимости появление второй фазы зависит от предельного содержания компонента-„примеси", которое определяется не только концентрацией компонентов, образующих твердый раствор, но и P–T условиями его существования.

Необходимо отметить, что на изменение состава различных минералов, как твердых растворов, приходится различное количество степеней свободы. Так, например, на биотит, если из темноцветных минералов он присутствует один, приходится две степени свободы: одна – на изменение железистости, другая – на изменение глиноземистости, т. е. чем сложнее состав твердого раствора, тем больше степеней свободы приходится на изменение его состава.

Признание существования систем с вполне подвижными компонентами требует более убедительного доказательства влияния этих компонентов на число и состав фаз.

Системы с вполне подвижными компонентами – это ничто иное как две взаимодействующие системы или взаимодействие данной системы с внешней средой. Причем размеры этой внешней среды настолько больше рассматриваемой системы, что концентрации и химические потенциалы некоторых ее компонентов, несмотря на переход их в систему в процессе взаимодействия, остаются постоянными, а эти компоненты для системы являются вполне подвижными. Взаимодействие магматической системы с внешней средой для моделирования системы с вполне подвижными компонентами представляется более сложным, чем в метасоматическом процессе, так как процесс кристаллизации расплава – это фазовый переход внутри одной системы. Поэтому, признавая открытость природных систем и вполне подвижное поведение некоторых компонентов не только на стадии образования магмы, но и на стадии ее кристаллизации, мы считаем, что состав и число фаз при кристаллизации определяются составом расплава как в закрытых, так и в открытых системах, а фазовые превращения в магматической системе лучше всего моделируются расплавными системами.

С помощью диаграмм состояния расплавных систем можно объяснить и влияние вполне подвижных компонентов на состав расплава и соответственно на количество и состав твердых фаз. Причем проще строить модели расплавных систем с вполне подвижным поведением компонентов, когда их режим задается не химическим потенциалом, а концентрацией

в расплаве, поскольку температура при кристаллизации расплава не остается постоянной. Кроме того, необходимо иметь в виду разное влияние на фазовые равновесия различных компонентов, на что обращал внимание Д. С. Коржинский [93].

При вполне подвижном поведении компонента, который не образует непрерывных твердых растворов с инертными, максимальное число твердых фаз конечных продуктов кристаллизации не превышает числа инертных компонентов. Если же вполне подвижный компонент образует непрерывный твердый раствор с инертным, то число фаз остается равным числу фаз конечной котектики. Анализировать фазовые равновесия при вполне подвижном поведении такого компонента намного проще, если его режим в расплаве задавать отношением его концентрации к концентрации инертного компонента, с которым он образует непрерывный твердый раствор. Роль вполне подвижного компонента в таком случае заключается в том, чтобы это отношение оставалось постоянным с уменьшением количества расплава (при $P_{\Phi л}$ также постоянном). Соответственно должен оставаться постоянным и состав твердых фаз, в которых участвует данная пара компонентов. Но вот что писал В. С. Соболев [163] по этому поводу: „Детальный анализ кристаллизации отдельных пород и серий показывает, что концентрация щелочей сохраняется лишь на известном этапе процесса, изменяясь как при кристаллизации каждой породы, так и особенно серий, не только в пределе одного поля, но и пересекая границы последнего. Общей тенденцией является, конечно, повышение концентрации щелочей в процессе кристаллизации" (с. 271).

При рассмотрении особенностей минералогии и условий образования щелочных гранитов И. А. Тарарин [172], сторонник вполне подвижного поведения щелочей при кристаллизации магм, также отвечает: „Следовательно, смена парагенезисов с ростом щелочности (особенно активности натрия) должна происходить в направлении от лепидомелановых гранитов к амфиболовым и пироксеновым их разностям. Подобная последовательность формирования ассоциаций минералов благодаря росту щелочности обычна в массивах щелочных гранитов" (с. 104).

Сторонники вполне подвижного поведения щелочей при кристаллизации гранитных магм не объясняют причины повышения химических потенциалов щелочей к последним этапам кристаллизации, когда вообще должны „затухнуть" трансмагматические растворы [92]. Такое повышение активности щелочей к концу кристаллизации закрытых систем (или открытых, но без вполне подвижных компонентов) закономерно и прекрасно объясняется диаграммами состояния гранитных систем – конечные котектические составы (гранитные эвтектики) этих систем обогащены щелочами. Представляется, что это простое объяснение является и наиболее убедительным. И, наоборот, при произвольном повышении химических потенциалов щелочей как вполне подвижных компонентов состав расплава будет покидать котектики и перемещаться в область кристаллизации меньшего количества фаз.

При достижении равновесия (такое состояние обычно и рассматривается) происходит выравнивание химических потенциалов вполне подвижных компонентов в системе и в среде. Тогда их количество (содержание) становится фактором равновесия, как и содержания инертных компонентов. В зависимости от уровня химических потенциалов вполне подвижных компонентов возможны различные варианты равновесного состояния системы, в которой компоненты образуют те или иные твердые растворы:

а) при низких значениях химических потенциалов вполне подвижных компонентов относительно химических потенциалов инертных равновесно могут существовать твердые растворы инертных компонентов, вполне подвижные компоненты будут входить в их структуру как „изоморфные примеси"; б) при средних значениях химических потенциалов вполне подвижных компонентов могут равновесно сосуществовать как минералы инертных компонентов, так и вполне подвижных; в) при высоких значениях химических потенциалов вполне подвижных компонентов образуются их минералы, а инертные компоненты присутствуют в качестве „изоморфных примесей".

Маломинеральность магматических пород в закрытых системах обусловлена способностью компонентов образовывать сложные химические соединения и твердые растворы, а в случае открытых систем – также вполне подвижным поведением некоторых компонентов. Кроме того, необходимо учитывать, что довольно часто интрузивные массивы бывают сложены дифференцированными сериями магматических пород, отдельные члены которых являются продуктами промежуточных этапов кристаллизации (первичной, вторичной, третичной) сложной многокомпонентной системы. Минеральные ассоциации таких пород будут иметь лишние степени свободы, которые при формальном подходе можно приписать вполне подвижному поведению тех или иных компонентов, хотя они и образовались в закрытых условиях. Характерно, что такие породы не встречаются отдельно от пород, являющихся продуктами конечной кристаллизации, что необходимо учитывать при выяснении термодинамического поведения компонентов и характера природных систем.

Поскольку содержание (концентрация) вполне подвижного компонента в системе зависит от его химического потенциала во внешней среде, уровень которого не оговаривается, то возможны различные варианты содержания (концентрации) вполне подвижных компонентов в системе и, согласно этим значениям содержаний, разные количественные и качественные соотношения фаз-минералов вплоть до числа всех компонентов (инертных и вполне подвижных) $К_{и.к}+К_{в.п.к}=Ф$. Это подтверждается диаграммой химических потенциалов щелочей для гранитоидных пород [87], на которой при четырех инертных компонентах и двух вполне подвижных имеются „моновариантные" равновесия с пятью фазами и „нонвариантное" с шестью. Против этого можно возразить, сославшись на то, что в этих равновесиях „не произвольные" значения химических потенциалов щелочей. Но если вспомнить посылки и условия, оговариваемые при построении диаграммы, то станет очевидно, что эти „ион-" и „моновариантные" равновесия не являются таковыми. Так, „нонвариантная" ассоциация Кв+Ор+$Пл_{33}$+Би+Рог+Мпр на самом деле имеет одну степень свободы, которая приходится на изменение состава плагиоклаза, в результате чего изменится состав практически всех минералов с сохранением их числа. Пятиминеральные равновесия в действительности являются дивариантными, так как в их минеральном составе можно менять и состав полевых шпатов, и железистость темноцветных минералов; четырехминеральные ассоциации имеют три степени свободы – изменение состава полевых шпатов, железистости и глиноземистости темноцветного минерала. Конечно, вероятность реализации той или иной ассоциации уменьшается с увеличением числа фаз. Поэтому определение числа интенсивных и экстенсивных факторов равновесия по химическому составу породы, количеству и составу фаз представляется довольно сложной задачей. Если, например, формально брать за число компонентов окислы, определенные в данной магматической породе химическим анализом, то мы всегда будем получать С>2. Причем не всегда лишние степени свободы связаны с вполне подвижным поведением компонентов. Так, например, возьмем семь компонентов ($+H_2O$), представляющих главные окислы химического анализа: Na_2O, CaO, K_2O, FeO, MgO, Al_2O_3, SiO_2 ($+H_2O$), которыми можно описать (смоделировать) в упрощенном виде большое разнообразие пород, и формально рассчитаем число степеней свободы для различных гранитных фазовых ассоциаций системы, недосыщенной алюминием:

а) Пл+Ор+Мпр+Би+Амф+Опр+Кв+Ж, $С=7+2-8=1$;
б) Пл+Ор+Мпр+Би+Амф+Кв+Ж, $С=7+2-7=2$;
в) Пл+Ор+Мпр+Би+Кв+Ж, $С=7+2-6=3$;
г) Пл+Ор+Мпр+Кв+Ж, $С=7+2-5=4$.

Проанализируем, на что приходятся полученные степени свободы и попытаемся установить, какая из этих минеральных ассоциаций имеет наибольшую вероятность реализации в закрытых условиях. Напомним, что в магматических системах температура является зависимым фактором равновесия от давления и состава системы, и только после завершения кристаллизации, с уменьшением числа фаз на единицу, она становится независимым фактором.

Итак, единственная степень свободы ассоциации а) приходится на независимое изменение давления. Для сохранения равновесия при постоянном давлении нужно, чтобы при кристаллизации сохранялись постоянными и состав плагиоклаза, и состав по железистости одного из темноцветных минералов. Такие условия при кристаллизации твердых растворов создать невозможно и поэтому по крайней мере одна из фаз должна исчезнуть. Предположим, что такой фазой будет Опр, и тогда ассоциация а) перейдет в ассоциацию б). В этой последней ассоциации появляется еще одна степень свободы, что позволяет кристаллизоваться одному твердому раствору, а их здесь имеется два, поэтому и эта ассоциация не сможет кристаллизоваться до тех пор, пока не исчезнет еще одна фаза или процесс кристаллизации будет происходить с уменьшением количества твердых фаз. В результате мы перейдем к ассоциации в), где имеется (при постоянном давлении) две степени свободы, что позволяет независимо кристаллизоваться двум твердым растворам: плагиоклазам и пироксенам, а состав калишпата, глиноземистость и железистость биотита будут изменяться зависимо от состава первых. Кристаллизация закончится с образованием пятиминеральной ассоциации. Фазовая ассоциация г) имеет уже (при постоянном давлении) три степени свободы и при кристаллизации ее состав будет стремиться к шестифазовому равновесию в). Следовательно, поскольку все рассмотренные равновесия при кристаллизации стремятся к ассоциации в), то она должна быть конечной в этой семикомпонентной системе. Продукты кристаллизации конечной стадии, представленные пятиминеральной ассоциацией, имеют четыре степени свободы. Если не учитывать вышеописанных особенностей магматических систем, то можно прийти к выводу, что два компонента должны быть вполне подвижными. На самом деле это связано с тем, что из семи компонентов две пары: Na_2O и CaO, MgO и FeO во многих фазах изоморфно замещают друг друга, и эти две степени свободы приходятся на изменение состава твердых растворов.

Особого замечания требует пятифазовое равновесие Пл+Ор+Би+Кв+Ж, которое может заканчивать кристаллизацию, не достигая конечного

шестифазового равновесия, поскольку является граничным между пересыщенным и недосыщенным алюминием. Независимо от состава других минералов в биотите кроме железистости может изменяться и глиноземистость. Все остальные пятифазовые равновесия, несодержащие биотита в закрытых условиях, не могут заканчивать кристаллизацию четырехминеральной ассоциацией, а обязательно должны достигать шестифазового равновесия.

Если обратиться к распространенности в природе минеральных ассоциаций только с одним темноцветным минералом, точнее Пл+Ор+Кв+Би, то, по нашим данным [12, 13], из 450 проб количественного минерального анализа только в 46 пробах установлен один темноцветный минерал, что составляет ≈10%. По данным А. П. Пономаревой и Б. Ф. Налетова [144], из 320 ассоциаций гранитоидов, охвативших почти все крупные регионы СССР, а по возрасту – от докембрия до мезозоя, в 87 присутствуют биотитовые граниты. Причем авторы подчеркивают, что только иногда биотитовые гранитоиды образуют собственные комплексы, в которые входят как полный набор пород от кварцевых диоритов до ультракислых гранитоидов (колбинский комплекс), так и только граниты (Тоштузекский, Балыктокский массивы). Как правило, они являются членами серий гранитоидов с двумя темноцветными минералами, что очень важно. Биотитовые граниты обычно завершают ассоциации, начинающиеся биотит-роговообманковыми гранитами нормальной или повышенной щелочности; входят в состав сложных комплексов, начальные члены которых представлены биотит-роговообманковыми гранитами, а конечные – гранитоидами с высокоглиноземистыми минералами (нуратинская серия); изредка они слагают ранние члены ассоциаций, образованных гранитами с высокоглиноземистыми минералами.

А. А. Маракушев и др. [122] приводят примеры гранитоидов, в которых чаще содержится два и три темноцветных минерала. Так, гранитоиды с силлиманитом (андалузитом) кроме кварца и полевых шпатов содержат либо кордиерит, либо мусковит, либо биотит; гранатовые граниты, кроме того, содержат биотит; в гиперстеновых гранитах присутствует биотит, а также встречаются разновидности с диопсидом и роговой обманкой; оливиновые граниты содержат грюнерит, рибекит и лепидомелан; граниты рапакиви содержат фаялит, грюнерит, роговую обманку и биотит; щелочные граниты, как правило, содержат эгирин и рибекит, к которым довольно часто добавляется лепидомелан. Некоторые минералы в „темноцветных" ассоциациях являются реликтами неполностью прошедших перитектических реакций, но в основном это равновесные ассоциации.

Таким образом, большинство природных гранитоидов представлены пятиминеральной ассоциацией и, наоборот, реже встречаются четырехминеральные граниты с биотитом, и поэтому в большинстве случаев расчет степеней свободы по правилу фаз Гиббса с учетом образования твердых растворов не подтверждает вполне подвижного поведения компонентов. Лишь единичные случаи требуют выбора альтернативного объяснения „лишних" степеней свободы.

Природные примеры свидетельствуют о том, что процесс гранитообразования, особенно на стадии генерации магмы, может происходить при различной подвижности компонентов. Так, Л. Л. Перчук [136] после парагенетического анализа гранитизированных пород пришел к выводу: „Следовательно, единственной причиной гранитизации в данном случае может явиться лишь повышение P_{H_2O} во флюиде, то есть приток гранитизирующих растворов. При этом не всегда выполняется принцип подвижности щелочей" (с. 254).

Исследованиями автора на Кольском полуострове также подтверждается, что процесс мигматизации, или образование анатектит-гранитов подвижных зон, происходил в условиях закрытости системы не только относительно щелочей, но и воды [12, 47, 57]. С другой стороны, в стабильных зонах, наиболее характерным примером которых является Мурманский блок, процесс гранитообразования осуществлялся при вполне подвижном поведении калия и воды [12].

2.3.4. Выбор систем

Приведенные выше природные, экспериментальные и теоретические примеры различных фазовых превращений и их физико-химический анализ дают основание считать, что магматические процессы лучше всего описываются закрытыми или открытыми системами без вполне подвижного поведения компонентов и моделируются диаграммами состояния расплавных систем. Как указывалось в начале раздела 2.3, все многообразие гранитоидных пород можно в упрощенном виде (не учитываются примесные компоненты) описать системы, в которых участвуют двенадцать компонентов: Аб, Ан, Ор, Эн, Фс, Ди, Гед, Нс, Алс, Эг, Кв и H_2O. Из этих миналов можно получить все породообразующие минералы-фазы: либо в виде чистых миналов – Кв и Асл (силлиманит, андалузит, кианит), либо в виде твердых растворов – Пл, Кпш, Опр, Мпр, Ол, либо в виде химических соединений – Гр, Крд, Би, Му и Амф. Очевидно, что граниты, которые бы содержали все названные цветные минералы, в природе не встречаются. Чаще всего они содержат два-три темноцветных минерала, что связано со свойствами катионов и комплексных анионов и объясняется их взаимодействием по правилу сочетания. При этом на появление тех или иных химических соединений большую роль оказывают амфотерные элементы, которые меняют свои свойства в зависимости от химической обстановки или от петрохимического типа магмы-расплава. В результате образуются взаимоисключающиеся ассоциации [199, 200]. Так, например, в гранитах, содержащих высокоглиноземистые минералы, отсутствуют кальциевые моноклинные пироксены и недосыщенные глиноземом амфиболы; породы, в которых присутствует эгирин, плагиоклаз представлен альбитом и так далее. Породы с взаимоисключающими ассоциациями отличаются и по петрохимическим характеристикам, в частности по степени насыщения алюминием кальция и щелочей до полевошпатовых миналов.

Анализ материала по гранитным формациям Кольского полуострова [12, 13], а также данные других исследователей [119, 122, 144, 183 и др.] по связи минерального и химического состава гранитоидов привел автора к выводу, что будет несколько проще создать несколько моделей, характеризующих определенные петрохимические типы гранитов.

Из общей гранитной мегасистемы в окисной форме можно выделить по крайней мере шесть систем в минальной форме, отвечающих природным петрохимическим типам гранитоидов (или фациям щелочности, по классификации Д. С. Коржинского и А. А. Маракушева):

1) система А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O, модельная для гранитов, пересыщенных алюминием, с соотношением (в ат. кол.) $Al > 2Ca+Na+K$;

2) система Б – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O, модельная для гранитов, насыщенных алюминием, с соотношением $Al = 2Ca+Na+K$;

3) система В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во(Ди, Гед)–Кв–H_2O, модельная для гранитов, недосыщенных алюминием, с соотношением K+Na<Al<2Ca+Na+K;

4) система Г – Аб–Ор–Эн–Фс–Во(Ди, Гед)–Кв–H_2O, модельная для гранитов, также недосыщенных алюминием, с соотношением Al=Na+K (в норме отсутствует Ан);

5) система Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во(Ди, Гед)–Эг–Кв–H_2O, модельная для гранитов, сильно недосыщенных алюминием, с соотношением Al<Na+K (в норме появляется Эг);

6) система Е – Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O, модельная для бескальциевых гранитов, также сильно недосыщенных алюминием.

Следует еще раз подчеркнуть, что выделение систем из общей мегасистемы делается только для некоторого упрощения и облегчения их физико-химического анализа, поэтому нужно всегда помнить о возможности в природе переходов из одной системы в другую даже при наличии между ними температурных барьеров. Системы Б, Г и Е, модельные для граничных петрохимических типов гранитоидов, могут описываться отдельно, но могут быть включены в ту или иную соседние системы как крайние семикомпонентные системы полных систем А, В и Д. Для упрощения и краткости изложения система Б будет описана отдельно, система Г – совместно с семикомпонентными системами В7, система Е – совместно с семикомпонентными системами Д7. Кроме того, согласно условию, мы рассматриваем гранитные породы, т. е. породы, сильно пересыщенные кремнеземом, но данными системами можно описать все породы, пересыщенные кремнеземом, начиная от кварцевых габбро, норитов, габбро-норитов, диоритов и сиенитов.

Необходимо оговорить еще одно условие, позволяющее сократить число компонентов на единицу при физико-химическом анализе систем: предлагается рассматривать системы, пересыщенные водой (флюидом), поскольку такие условия должны чаще создаваться в условиях земной коры. Такое заключение попытаемся обосновать следующими соображениями.

В настоящее время большинство геологов считает, что способность магм к перемещению зависит от насыщенности их флюидом. Вряд ли в природных условиях возможен перегрев любой магмы, вероятнее всего, что температура не будет выше ликвидуса. Степень насыщения магмы флюидом и ее температура зависят от содержания летучих на месте генерации расплава. В случае недосыщенности расплава флюидом солидус и ликвидус такой системы имеют положительный наклон, в результате чего магма получает возможность покидать место генерации и мигрировать в верхние горизонты Земли. Если расплав имеет температуру ниже температуры плавления гранитов при 1 атм, то он не сможет достигнуть земной поверхности [207]. Пределом его подъема является солидус конкретной системы при полном насыщении флюидом соответствующего состава, так как солидус таких систем имеет отрицательный наклон в P–T координатах (рис. 2.2). Только при большом содержании CO_2 во флюиде солидус расплавов приобретает положительный наклон [131]. Таким образом, кристаллизация магмы в земной коре начинается тогда, когда состав расплава попадает в условия своего ликвидуса при полном насыщении флюидом. В связи с этим наибольший интерес представляют физико-химические модели, отражающие кристаллизацию магм-расплавов, насыщенных флюидом. Поскольку природные флюиды имеют сложный состав, и при

этом одни компоненты, главным образом водного флюида, повышают температуру кристаллизации магм (CO_2, H_2, NH_3, CH_4), а другие – понижают (F, B) [131, 192, 295], то мы рассмотрим вначале фазовые превращения с водным флюидом, а затем укажем тенденцию смещения равновесий при усложнении его состава.

Очевидно, что при наличии в системе свободного флюида, который должен появляться при кристаллизации насыщенных им магм, его количество определяет давление на расплав, и в изохорических условиях оно может быть равно или больше литостатического [142, 175]. Поэтому при разработке физико-химических моделей следует учитывать давление флюида, а не литостатическое, так как давление флюида сильно влияет на температуру кристаллизации и определяет все фазовые и химические превращения в системе. В таком случае необходимо принимать во внимание, что давление флюида не всегда отражает глубины формирования того или иного комплекса пород (массивов), и это имеет принципиальное значение для правомочности выделения фаций „глубинности" гранитоидов.

2.4. Геометрический физико-химический анализ гранитных систем

2.4.1. Теоретические основы анализа

Теоретические основы физико-химического анализа диаграмм состояния довольно полно изложены в работах Ф. А. Скрейнемакерса [160], Н. С. Курнакова [107], В. Я. Аносова и С. А. Погодина [1], Д. С. Коржинского [87, 93], А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева [69], В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского [130], Э. Элерса [201], В. Я. Аносова и др. [2], В. А. Жарикова [64], А. С. Трунина [176], А. Г. Краевой [100], В. В. Доливо-Добровольского [46] и И. Д. Рябчикова [152]. Но тем не менее некоторые вопросы теории расплавных систем остались еще слабо разработанными. Кроме того, в последнее время в связи с проведением экспериментов при больших значениях давления получены новые сведения о фазовых превращениях и построены соответствующие диаграммы, которые еще не вошли в теорию физической химии.

По вполне понятным причинам ни одна из выбранных для моделирования процессов гранитообразования систем не изучена экспериментально и вряд ли будет изучена в ближайшие 10–15 лет. К настоящему времени мы располагаем экспериментальными данными по многим частным системам и естественно, что более полные сведения имеются по двух- и трехкомпонентным системам, значительно меньше их по четырехкомпонентным, а по пяти- и шестикомпонентным системам имеются лишь поисковые эксперименты для отдельных систем.

Проведение физико-химического анализа полных систем с помощью термодинамических расчетов практически невозможно из-за отсутствия необходимых термодинамических данных для расплавов сложного состава, который к тому же изменяется в каждый момент их кристаллизации. Поэтому на современном этапе наших знаний о выделенных системах приходится ограничиваться сведениями первого информационного уровня, по классификации А. С. Трунина [176], – созданием качественных (в лучшем случае полуколичественных) схем с выявлением возможных фазовых превращений и их анализа. Наиболее эффективным методом анализа на этом уровне является геометрический метод. „Метод физико-химиче-

ского анализа неизменно приводит к диаграмме – геометрическому образу отношений состав–свойство системы. Исследование геометрических связей, содержащихся в этом геометрическом образе, приводит к вскрытию связей физико-химических. Это обстоятельство дало основание для появления термина „геометрический метод", который рассматривается как метод, характерный для физико-химического анализа" [2, с. 444].

При проведении физико-химического анализа геометрическим методом требуется соблюдение всех принципов и правил физической химии – Ле-Шателье, Курнакова, Гиббса, Скрейнемакерса, Коржинского, Ван Рейна (Алькемаде) и др. Особенно важно при анализе расплавных систем в изобарических условиях использование принципа совместимости и его следствия, наиболее четко сформулированных в работе Я. Г. Горощенко [34]: принцип совместимости – любой набор компонентов независимо от их числа и физико-химических свойств может составить физико-химическую систему; следствие – диаграмма состояния любой общей системы содержит все элементы диаграммы состояния частных систем, из которых она составлена, в форме трансляций в область состава общей системы. Об этой особенности диаграмм говорил еще Н. С. Курнаков [107, с. 180]: „Всякую диаграмму многокомпонентной системы можно рассматривать как образованную из диаграммы системы с меньшим числом компонентов, усложненной введением новых компонентов или иных условий равновесия, причем характерные элементы более простой диаграммы не исчезают, а только принимают иной геометрический образ".

В данном случае, имея диаграммы состояния для двухкомпонентных частных систем, можно построить диаграмму состояния полной системы, причем это необходимо делать поэтапно, постепенно увеличивая компонентность систем.

При этом необходимо иметь в виду, что практически все природные системы являются мультисистемами [64, 93], метод анализа которых разработан Д. С. Коржинским [93]. Введение этого метода в петрологию оказало огромное влияние на развитие физико-химического анализа природных парагенезисов. Но как отмечает В. А. Жариков [64], общая теория многовариантных мультисистем разработана пока недостаточно, точнее несистематично. Особенно это замечание относится к расплавным мультисистемам, теория анализа которых вообще еще не разработана. „Тем не менее некоторые главные соотношения достаточно определенно намечены и их обязательно следует учитывать при построении диаграмм состояния многовариантных мультисистем, поскольку обычно эти диаграммы выводятся чисто интуитивно, что чревато серьезными ошибками" [64, с. 289]. В. А. Жариковым [64] сформулированы важные особенности топологии диаграмм состояния мультисистем. Следует привести пояснения к 4 правилу, касающемуся вариантов мультисистем различной вариантности: „Поскольку число возможных вариантов с увеличением числа возможных фаз возрастает в степенной зависимости, рациональным способом построения схем диаграмм состояния многовариантных мультисистем является, несомненно, не формальный, а петрогенетический подход, позволяющий выделить заведомо стабильные моновариантные и нонвариантные парагенезисы. Отсюда очевидно то особое значение, которое придается выявлению опорных стабильных парагенетических ассоциаций минимальной вариантности при петрологических и экспериментальных исследованиях" [64, с. 291].

В связи с вышесказанным рассмотрим некоторые вопросы теории анализа двух-, трех- и четырехкомпонентных расплавных систем.

2.4.1.1. Двухкомпонентные системы

В современной теории физической химии [2, 31, 81] при анализе двухкомпонентных систем с химическим соединением выделяют два типа химических соединений: плавящиеся конгруэнтно и плавящиеся инконгруэнтно, соответственно имеются и два типа диаграмм.

И. И. Новиков [132] теоретически вывел промежуточный тип диаграммы, согласно которой химическое соединение выделяется из расплава без реакционных взаимоотношений. Он отмечал, что в литературе по металловедению часто встречаются фазовые диаграммы, в которых ордината химического соединения совпадает с точкой (перитектоникой) на ликвидусе (рис. 2.6), что считалось или результатом недостаточности масштаба чертежа, или чаще результатом неточности экспериментальных данных с малой чувствительностью методов исследования.

Как следует из диаграммы на рис. 2.6, в точке R происходит фазовая реакция АВ = Ж. Такое равновесие в двухкомпонентных системах Ф. А. Скрейнемакерс [160] называет вырожденным (или сингулярным) с индиферентными фазами. В данном случае индиферентной фазой является фаза В, и реакцию следует записать следующим образом: $AB+\underline{B}=Ж+\underline{B}$, о чем более подробно будет сказано ниже.

Выведенную диаграмму И. И. Новиков предложил называть диаграммой с соединением, плавящемся конгруэнтно в промежуточной точке. В то время такая диаграмма считалась невозможной. В. Я. Аносов и др. [2] уже допускают возможность существования такой диаграммы, но они не приводят ее в своей работе, ограничиваясь лишь описанием,и считают, что такая диаграмма отражает фазовые превращения особого типа соединения. Поскольку в металлургии процессы происходят при 1 атм и большинство экспериментов, моделирующих их,проводилось при постоянном давлении, то, естественно, в таких случаях не возникало мыслей о том, что одно и то же химичекое соединение в зависимости от давления, может плавиться и конгруэнтно, и инконгруэнтно. Это было установлено в экспериментальной петрологии при изучении фазовых переходов в большом интервале значений давления.

Особенно детально описываемые превращения изучены на примере системы нефелин–кремнезем П. М. Беллом и Е. Х. Розебумом [205], в которой появляется еще один новый тип диаграммы, отражающей нонвариантное равновесие в двухкомпонентной системе (рис. 2.7). Поскольку эта диаграмма мало известна в петрологии, а в физико-химической литературе вообще отсутствует, то следует несколько подробнее рассмотреть фазовые превращения, которые она отражает, так как подобные равновесия довольно часто встречаются в многокомпонентных системах. Хотя такая диаграмма приводится в работе Э. Элерса [201] и отмечается ее особенность, но в ней не рассматривается характер фазового превращения, а указывается только присутствие тех или иных фаз. Поэтому, чтобы разобраться в этом вопросе, следует проследить ход кристаллизации на этой диаграмме различных исходных составов.

Исходный состав 1, попадая на ликвидус, будет выделять кристаллы компонента В, по мере кристаллизации которого состав расплава будет изменяться до точки J. В точке J начнется реакция взаимодействия кристаллов В с расплавом и образованием химического соединения (АВ) до полного израсходования расплава. Конечные продукты кристаллизации и реакции будут представлены кристаллами В и (АВ).

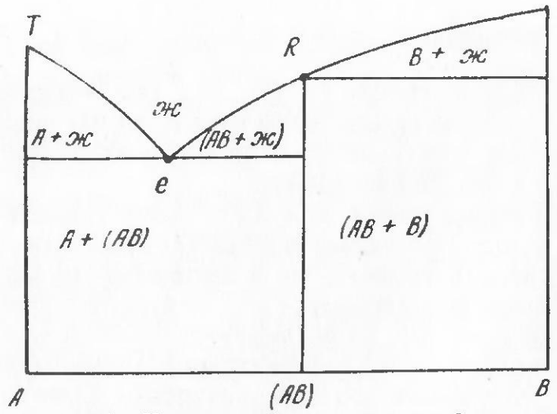


Рис. 2.6. Диаграмма двухкомпонентной системы с соединением, плавящемся конгруэнтно в промежуточной точке, по И. И. Новикову [132].

Первый этап кристаллизации состава 2 такой же, как и состава 1, также начинается реакция в точке J, но расплав должен израсходоваться точно с исчезновением последнего кристалла В; конечный продукт представлен кристаллами (АВ). При исходном составе 3 кристаллизация и реакция идут так же, как и в первых двух вариантах, но первыми исчезают кристаллы В и последний этап процесса характеризуется эвтектической кристаллизацией оставшегося расплава с выделением кристаллов А и (АВ); конечный продукт – А+(АВ). Состав 4 и все другие, пересыщенные компонентом А, на последнем этапе будут выделять эвтектику А+(АВ).

Суммируя рассмотренные варианты кристаллизации, инвариантное равновесие следует представлять как перитектическое: А+(АВ)=Ж+В.

Можно показать, что обе описанные диаграммы, отражающие в изобарических условиях двухфазовое сингулярное и четырехфазовое инвариантное равновесие, имеют свое место в ряду диаграмм фазовых превращений при различных значениях давления.

В расплавной двухкомпонентной системе А–В с химическим соединением АВ в соответствии с правилом фаз и комбинаторики должна быть одна инвариантная фазовая ассоциация J – А+В+АВ+Ж, четыре моновариантных: l_1 (Ж) А+В+АВ; l_2 (АВ) А+В+Ж; l_3 (В) А+АВ+Ж; l_4 (А) В+АВ+Ж и шесть дивариантных полей: *1* – А+В; *2* – А+АВ; *3* – А+Ж; *4* – В+АВ; *5* – В+Ж; *6* – АВ+Ж. Соблюдая правила Скрейнемакерса, строим P–T диаграмму пучка J – А+В+АВ+Ж, предполагая, что компоненты А и В образуют эвтектику, по составу смещенную к А, а химическое соединение появляется на ликвидусе при определенном давлении (рис. 2.8). Приемы построения подобных диаграмм подробно изложены в работе Ф. А. Скрейнемакерса [160], поэтому нет необходимости их описывать. Следует остановиться на вариантах фазовых превращений l_4 (А) и l_3 (В), которые зависят от положения фигуративных точек всех фаз на концентрационной диаграмме.

На рис. 2.8 изображен вариант, когда двойная эвтектика А+В смещена к компоненту А. В этом случае равновесие l_3 (В) является эвтектическим – А+АВ=Ж, а равновесие l_4 (А) – перитектическим – АВ=В+Ж, отсутствуют дивариантные поля *3* и *4*. Изобарическое сечение P^2 отражает инвариантное равновесие, которое является переходным (или точнее граничным) между эвтектическим превращением с разложением химического соединения в субсолидусе и фазовыми превращениями эвтектического и перитектического типов.

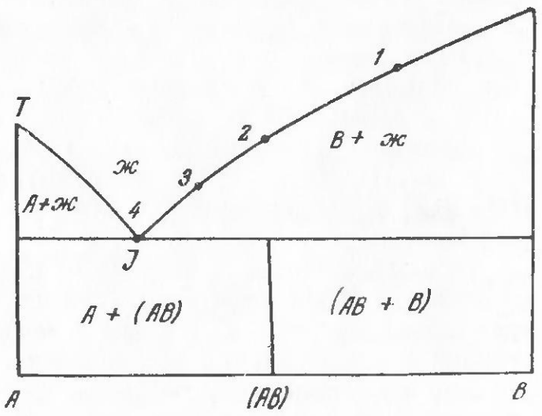


Рис. 2.7. Диаграмма двухкомпонентной системы, отражающей нонвариантное равновесие.

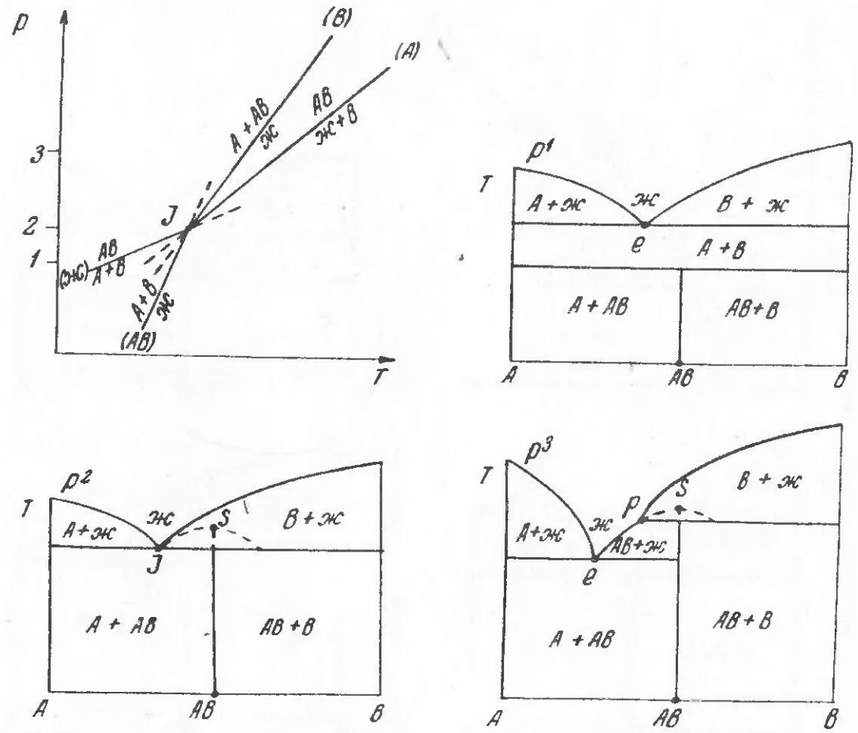


Рис. 2.8. P–T проекция и изобарические разрезы диаграммы состояния двухкомпонентной системы А–В с химическим соединением АВ, которое по составу располагается между двойной эвтектикой и компонентом В.

На рис. 2.9 приведены P–T проекция и изобарические сечения диаграммы состояния системы А–В, в которой эвтектика А+В смещена к компоненту В. В этом варианте лучи (А) и (В) поменялись местами и соответственно изменились фазовые превращения на них: луч (А) отражает эвтектическое превращение, а луч (В) – перитектическое; здесь нет полей *2* и *5*, но вместо них появились поля *3* и *4*. С увеличением давления возможны усложнения рассмотренных вариантов диаграммы состояния данной системы, когда происходят преобразования фазовых превращений. Как отмечает Ф. А. Скрейнемакерс [160], такие преобразования вдали от инвариантной точки происходят через вырожденные (сингулярные) равновесия. Покажем это на первом варианте.

При увеличении давления возможно вырождение равновесия l_3 (А) АВ=Ж+В в сингулярное равновесие АВ=Ж, которое в изобарическом сечении изображается переходной диаграммой на рис. 2.6. Графически это равновесие изображается точкой пересечения ветви кривой ликвидуса чистого компонента с линией кристаллизации химического соединения в дистектической точке. Поскольку скорость изменения $T_{пл}$ с увеличением давления различна для чистого компонента и химического соединения, то такое взаимоположение ликвидусов возможно в любых двойных системах, но оно наступает в различных интервалах P и T. На P–T проекции рис. 2.10 этот момент изображен точкой S'. При дальнейшем увеличении

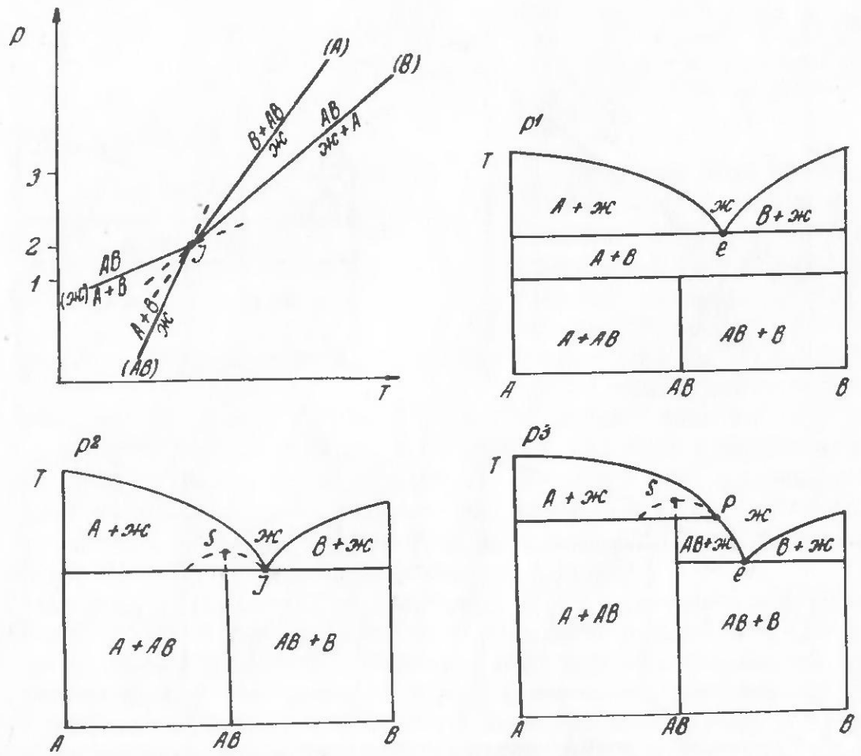


Рис. 2.9. *P–T* проекция и изобарические разрезы диаграммы состояния двухкомпонентной системы A–B с химическим соединением AB, которое по составу располагается между двойной эвтектикой и компонентом A.

давления из точки S' выходят две линии: одна отражает сингулярное равновесие AB = Ж, представленное на изобарическом сечении P^5 открытым максимумом, а вторая – полное эвтектическое равновесие AB+B = Ж.

Возможен вариант, когда при еще большем давлении стабильный луч сингулярного равновесия AB = Ж пересечется (сойдется?) в точке S'' с линией эвтектического равновесия l_4 (B) A+AB = Ж, которое вырождается в сингулярное AB = Ж (*P–T* проекции, рис. 2.10). При дальнейшем увеличении давления из точки S'' выходит линия, представляющая перитектическое равновесие l'_4 (B) AB = Ж+A, что отражено также на изобарических сечениях P^6 и P^7 (рис. 2.10). Сингулярное равновесие становится метастабильным, и на изобарической диаграмме P^7 оно изображается скрытым максимумом.

На важность смены конгруэнтного плавления инконгруэнтным при изменении давления для трактовки вопросов магмообразования указывал В. С. Соболев [165]. Им разобрано несколько вариантов изменения типа плавления химических соединений в двухкомпонентной системе и подчеркнуто, что это изменение является не частным случаем, а общим правилом, характеризующим равновесия двух- и многокомпонентных систем. В более редких случаях, когда химическое соединение по составу совпадает с двойной эвтектикой, образуется особый тип фазового превращения – сингулярное инвариантное равновесие с двумя индиферентными фазами (рис. 2.11). В этой точке заканчивается линия эвтектического равновесия A+B = Ж, а с увеличением давления из нее выходят три линии, две из которых отражают полные эвтектические превращения: $A+A_nB_m$ =

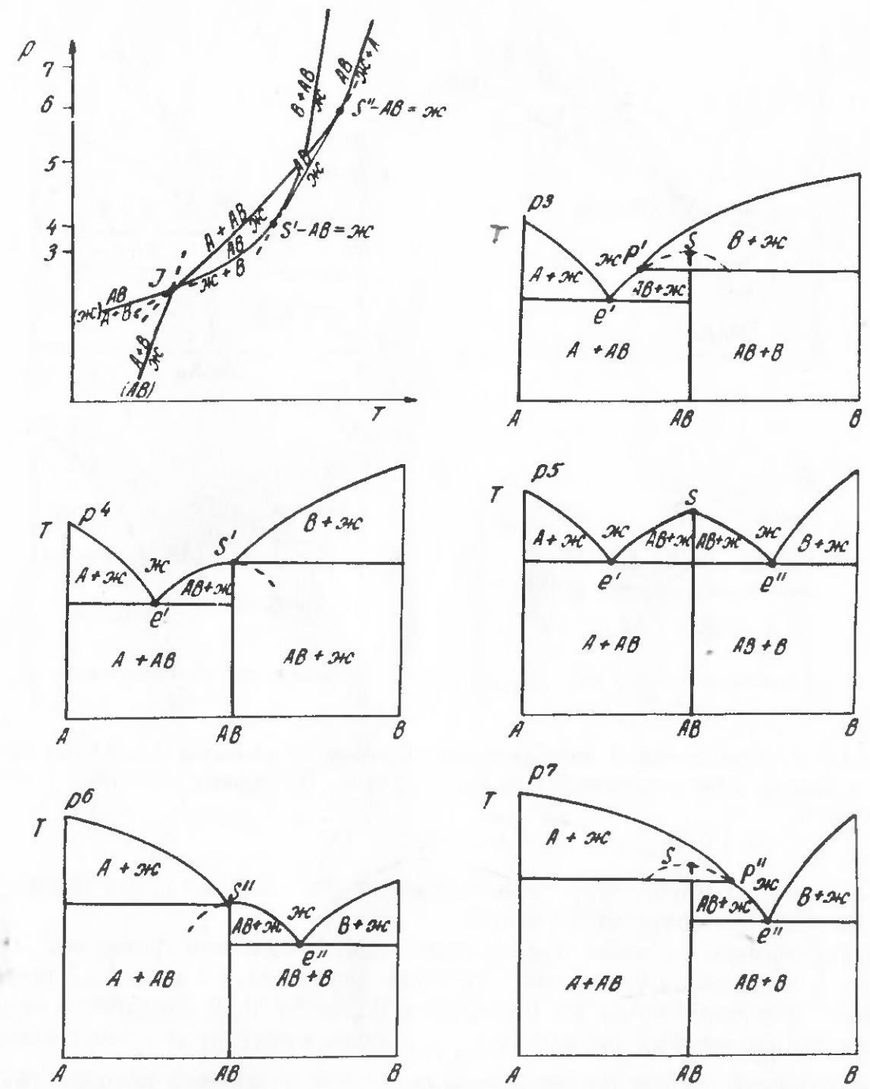


Рис. 2.10. *P–T* проекция и изобарические разрезы диаграммы состояния системы A–B с химическим соединением AB, в которой вдали от нонвариантной точки происходят фазовые преобразования через сингулярные равновесия.

= Ж и $B+A_nB_m$ = Ж, а одна, являющаяся продолжением линии образования – разложения химического соединения $A_nB_m = A_n + B_m$, – сингулярное равновесие A_nB_m = Ж. Такое взаимоположение моновариантных линий не подчиняется правилу Скрейнемакерса. Это, вероятно, связано с тем, что последнее выведено для полного инвариантного равновесия, а мы в данном варианте имеем дело с вырожденным (сингулярным). Эвтектические равновесия появляются в результате преобразования сингулярных равновесий $A_nB_m+\underline{A} = Ж+\underline{A}$ и $A_nB_m+\underline{B} = Ж+\underline{B}$. Такие преобразования реализуются только вблизи инвариантной точки.

Фазовые превращения и соответственно топология диаграмм усложняются, когда в двухкомпонентной системе образуются два и более химических соединений, тем не менее эти диаграммы будут включать в себе эле-

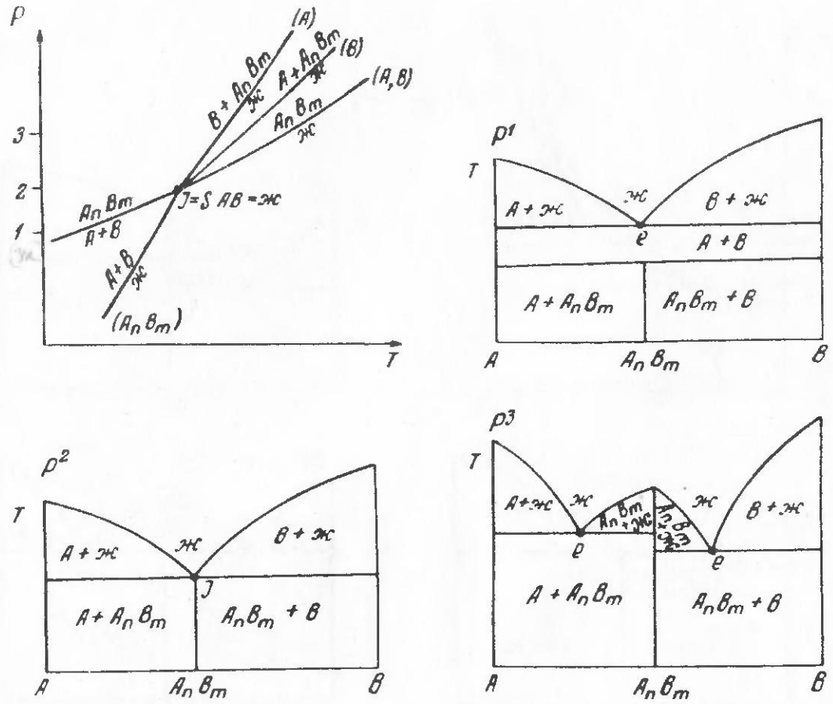


Рис. 2.11. *P–T* проекция и изобарические разрезы диаграммы состояния системы A–B с химическим соединением A_nB_m, которое по составу совпадает с двойной эвтектикой.

менты простых диаграмм, приведенных на рис. 2.8–2.11, что будет показано на примере природных систем.

Переходные фазовые превращения при изменении давления появляются и в системах, образующих твердые растворы. На рис. 2.12 показано влияние давления воды на изменения фазовых превращений в системе, в которой при низких значениях P_{H_2O} имеются минимум с неограниченной растворимостью (при высокой температуре) и область распада твердых растворов. Увеличение P_{H_2O} снижает температуру минимальных твердых растворов и расширяет область их распада, что приводит к их соприкосновению при $P^2_{H_2O}$, а затем к взаимопроникновению с образованием особых типов диаграмм (при $P^3_{H_2O}$ и $P^4_{H_2O}$), отражающих существование особых типов твердых растворов (VI и VII), которые не рассматриваются в классической физической химии. Диаграмма, на которой показаны фазовые превращения при $P^3_{H_2O}$, впервые приводится в работе Ф. Г. Смита [161], а при $P^4_{H_2O}$ – в работе Е. И. Кравцовой [98] и редко используются при петрологических построениях. Несомненно, особый интерес представляет диаграмма при $P^4_{H_2O}$, которая является переходной от превращения с минимумом и перитектикой к эвтектическому превращению.

В заключение следует отметить, что усложнения диаграмм состояния двухкомпонентных расплавных систем связаны с субсолидусными превра-

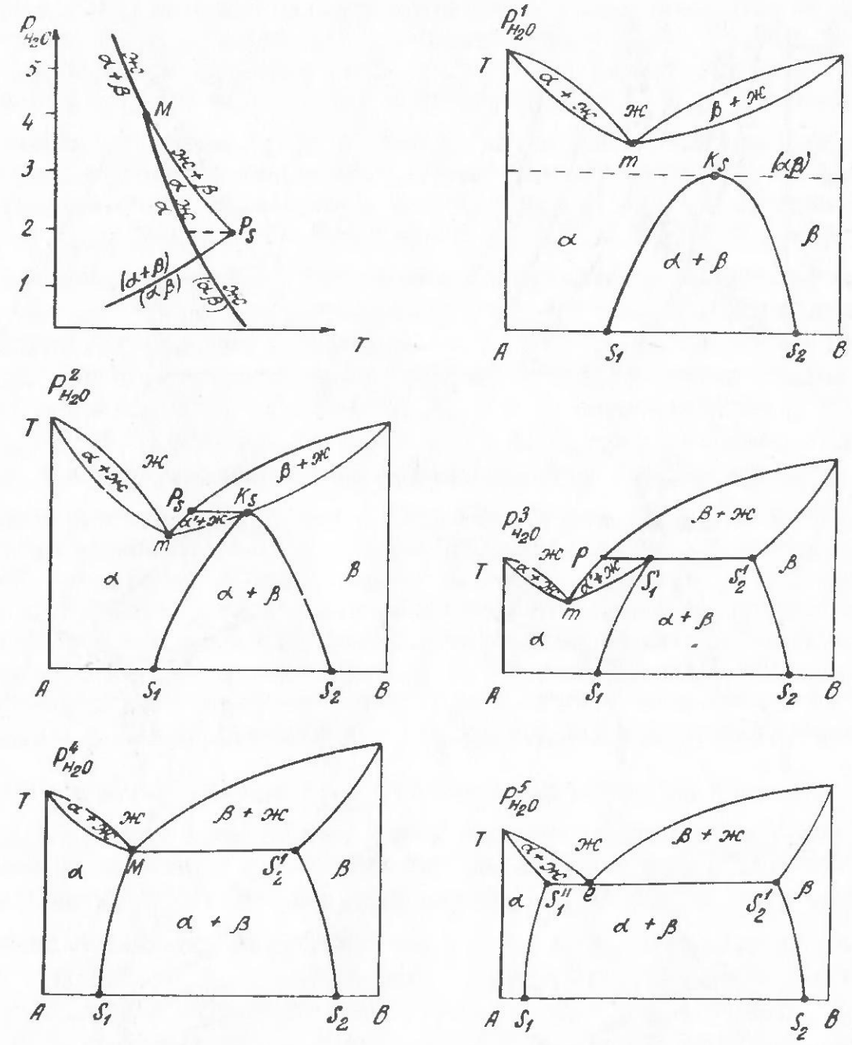


Рис. 2.12. P_{H_2O}–*T* проекция и изобарические разрезы диаграммы состояния системы A–B, в которой при низком давлении образуются твердые растворы III типа и в субсолидусе имеется разрыв растворимости твердых растворов.

щениями – появлением или исчезновением на ликвидусе фаз химических соединений. Эта связь более подробно будет рассмотрена на примерах трех- и четырехкомпонентных систем.

2.4.1.2. Трехкомпонентные системы

В работах Д. А. Петрова [141] и В. Я. Аносова и др. [2] описаны различные варианты фазовых превращений в трехкомпонентных системах с химическими соединениями, но все они рассматриваются при постоянном давлении и без взаимосвязи. Для построения же петрологических моделей важно знать изменение фазовых превращений в системе с изменением давления, а такие сведения в физико-химической литературе практически отсутствуют и очень мало их в физико-химической петрологии.

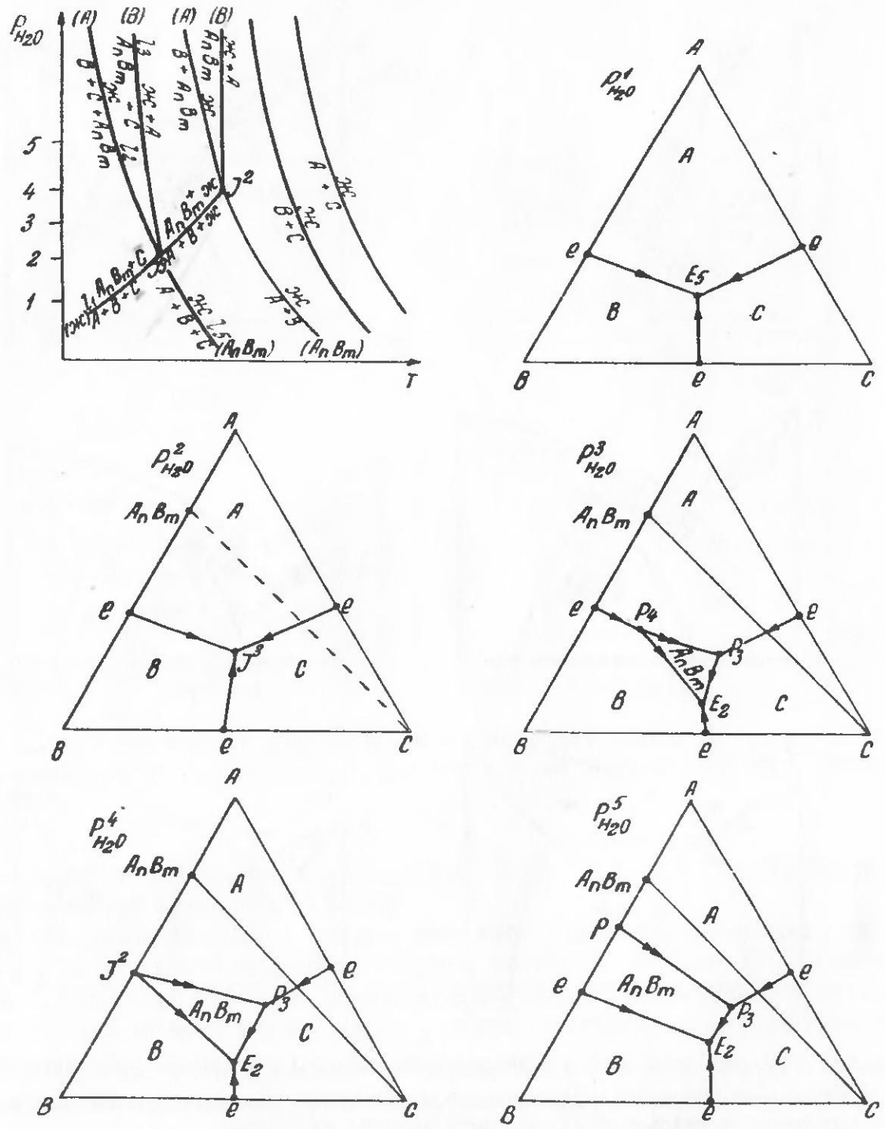


Рис. 2.13. P_{H_2O}–T проекция и изобарические разрезы диаграммы состояния системы A–B–C с двойным химическим соединением A_nB_m.

Трехкомпонентная система с двойным химическим соединением. Рассмотрим простейший случай, когда в системе A–B–C образуется только одно химическое соединение A_nB_m, а компоненты представлены собственными фазами A, B и C. Согласно правилу фаз, в нонвариантном равновесии трехкомпонентной системы присутствуют 5 фаз, в моновариантном – 4 фазы и дивариантном – 3 фазы. Для удобства и простоты построения диаграмм будем учитывать влияние на фазовые превращения давления воды, не участвующей в химических реакциях. В субсолидусе такой системы имеется одно четырехфазовое моновариантное равновесие с четырьмя трехфазовыми полями, и поскольку фигуративные точки фаз A, B и A_nB_m располагаются на одной стороне (линии) треугольника составов, то это равновесие является сингулярным с одной индиферентной фазой C – l_1 (Ж) $A_nB_m+\underline{C}=nA+mB+\underline{C}$ (рис. 2.13). При низких значениях

давления, когда химическое соединение еще не может появиться на ликвидусе, компоненты образуют эвтектики как между собой, так и все вместе.

С увеличением давления воды температуры двойных эвтектик крайних систем и тройной эвтектики понижаются и на P_{H_2O}–T проекции они представлены линиями с отрицательным наклоном, а линия разложения–образования двойного химического соединения в присутствии индиферентной фазы имеет положительный наклон (рис. 2.13). При определенном значении P_{H_2O} линия тройной эвтектики l_5 (A_nB_m) A+B+C=Ж пересекается с линией разложения–образования химического соединения l_1 (Ж) $A_nB_m+\underline{C}=nA+mB+\underline{C}$ с образованием точки, в которой присутствует инвариантная пятифазовая ассоциация J – A+B+C+A_nB_m+Ж. Из этой точки выходят три линии, отражающие следующие четырехфазовые моновариантные равновесия: l_2 (A) B+C+A_nB_m=Ж – эвтектическое, l_3 (B) C+ +A_nB_m=Ж+A – перитектическое и l_4 (C) $A_nB_m+\underline{Ж}=nA+mB+\underline{Ж}$ – сингулярное. Взаимоположение линий моновариантных равновесий на P_{H_2O}–T проекции соответствует правилу Скрейнемакерса. Причем в отличие от принятого в работах [46, 64, 302] изображения реакций сингулярных равновесий в формулы реакций следует включать индиферентные фазы, помещая их справа и слева от знака равенства. Это удобно при анализе моновариантных и дивариантных фазовых ассоциаций на многопучковых диаграммах, на что обращал внимание Д. С. Коржинский [93]. При построении изобарических диаграмм обязательно строгое соблюдение правила Алькемаде, а также принципов соответствия, непрерывности, совместимости.

Изобарическое сечение $P^1_{H_2O}$ (точнее ее проекция на концентрационный треугольник) представляет собой простую диаграмму с тройной эвтектикой E_5 и полями кристаллизации фаз A, B и C (рис. 2.13). Изобарическое сечение $P^2_{H_2O}$ отражает инвариантное равновесие, когда в тройной эвтектике появляется химическое соединение A_nB_m. В этом сечении намечается конода C–A_nB_m, разделяющая основной треугольник на два, которые представляют отдельные подсистемы: A–A_nB_m–C и B–A_nB_m–C. Сечение $P^3_{H_2O}$ отражает фазовые взаимоотношения после того, как инвариантная точка „растроилась" с образованием двух перитектических и одной эвтектической точки, которые располагаются в вершинах треугольного поля кристаллизации двойного химического соединения A_nB_m. Положение этих точек относительно друг друга и остальных элементов диаграммы, а также типы фазовых превращений на пограничных линиях устанавливаются в согласии с принципом соответствия и правилом Алькемаде. Точка, в которой сходятся поля кристаллизации фаз B, C и A_nB_m, должна быть эвтектической, так как она находится внутри треугольника сосуществующих фаз. Пограничные линии между полями кристаллизации фаз B–A_nB_m, C–A_nB_m и B–C являются эвтектикалями (изображены одной стрелкой), поскольку они сами или их продолжения пересекают коноды сосуществующих фаз и сходятся в тройной эвтектике E_2 – B+C+ +A_nB_m=Ж.

В точке P_3 соприкасаются поля кристаллизации фаз A, C и A_n B_m, но она находится за пределами площади треугольника сосуществующих фаз и, следовательно, должна быть перитектической, отражающей реакцию C+A_nB_m=Ж+A, так как фигуративные точки состава фаз, которые уча-

ствуют в этой реакции, находятся в вершинах выпуклого четырехугольника, располагаясь крестообразно в положении оппозиции [160]. Для определения типа превращения на пограничных линиях между полями фаз A–C и A–A_nB_m можно использовать правило касательной [1] или теорему Алькемаде [201]. Так, если провести касательную к пограничной линии между полями фаз A и C, то она пересечет коноду A–C, что делает и сама пограничная линия, следовательно, эта линия является эвтектикалью. Касательная к пограничной линии между полями фаз A и A_nB_m пересекает продолжение коноды A–A_nB_m, поэтому данная пограничная линия будет перитектикалью (изображается двумя стрелочками). Направление понижения температуры на этих линиях определяется по теореме Алькемаде – температура на пограничной линии падает от коноды (линии Алькемаде) сосуществующих фаз [201].

Точка P_3 называется точкой двойного подъема, так как от нее температура повышается по двум пограничным линиям. Это обычная перитектическая точка. Точка же P_4 в отличие от точки P_3 называется точкой двойного спуска [2] – от нее отходят две пограничные линии с понижающейся температурой. В работе Э. Элерса [201] она называется распределительной реакционной точкой и ей посвящен специальный раздел, в котором детально разбираются различные варианты выделения в ней фаз и ход кристаллизации отдельных составов, но не приводится фазовой реакции. В. Я. Аносов и др. [2] отмечают, что в точке двойного спуска две фазы растворяются, а третья выделяется, т. е. она является дважды инконгруэнтной. Это происходит тогда, когда третья фаза находится внутри треугольника, в вершинах которого находятся две других фазы и Ж (расплав). Такое положение фигуративных точек состава фаз называется, по Ф. А. Скрейнемакерсу, положением конъюкции.

В рассматриваемом случае (рис. 2.13, сечение $P^3_{H_2O}$) фазовая реакция точки P_4 отражает вырожденное (сингулярное) равновесие, поскольку треугольник A–P_4–B с центральным расположением фигуративной точки фазы A_nB_m выродился (превратился) в треугольник с краевым расположением трех фаз, находящихся на одной линии [160]. Это равновесие должно быть записано таким образом: $A_nB_m + \underline{Ж} = nA + mB + \underline{Ж}$, поскольку расплав в данном равновесии является индиферентной фазой.

На сечении $P^4_{H_2O}$ показано, что с увеличением давления поле кристаллизации химического соединения расширяется и в точке J_2 доходит до крайней системы A–B, где заканчивается линия сингулярного моновариантного равновесия тройной системы. Изобарическое сечение $P^5_{H_2O}$ представляет обычную диаграмму тройной системы с двойным химическим соединением. С появлением химических соединений в других крайних системах (или тройного химического соединения) топология диаграмм значительно усложнится.

Трехкомпонентная система с двумя двойными химическими соединениями. Прежде чем приводить результаты полного анализа системы с двумя химическими соединениями, рассмотрим несколько вариантов преобразования фазовых равновесий, которые, как отмечает Ф. А. Скрейнемакерс [160], происходят на некотором удалении от инвариантной точки. Причем с целью демонстрации большего разнообразия диаграмм в ниже приводимых вариантах последовательность появления химических соединений на ликвидусе будет меняться.

На рис. 2.14 приведена диаграмма состояния тройной системы с двумя химическими соединениями, когда второе химическое соединение появляется на ликвидусе на определенном удалении от первой инвариантной точки, и на этом интервале происходят преобразования фазовых равновесий начиная с давления сечения P^4.

Здесь фигуративная точка расплава попадает на линию (коноду) A–BC, в результате чего полное перитектическое равновесие l_3 (C) A+BC=Ж+B вырождается в равновесие A+BC=Ж с индиферентной фазой B. Когда же с увеличением давления фигуративная точка расплава попадает в треугольник A–B–BC, сингулярное равновесие снова превращается в полное, но теперь оно становится эвтектическим l_{10} (C) A+B+BC=Ж и, кроме того, появляется седловинная точка e' (точка Ван-Рейна) – двойная эвтектика системы A–BC (рис. 2.14, сечение P^5). На P–T проекции взаимоположение линий этих равновесий имеет аналогию с P–T проекцией двойной системы (рис. 2.10): линия перитектического равновесия l_3 (C) A+BC=Ж+B заканчивается в точке S – A+BC=Ж, а из нее выходит линия эвтектического равновесия l_{10} (C) A+B+BC=Ж и линия седловинной точки e' – A+BC=Ж. Действительно, температурный максимум пограничной линии между полями фаз A и BC приходится на перитектическую точку P_3 (сечение P^3, рис. 2.14), которая располагается ниже по температуре относительно метастабильной двойной эвтектики A–BC, подобно скрытому максимуму в двойной системе. И седловинная точка e' всегда находится выше по температуре относительно тройной эвтектики E_{10}, так же как и открытый максимум в двойной системе. Даже внешне сечение вдоль эвтектикалей от стороны A–B к стороне A–C (через точки E_{10} и E_2) похоже на изобарическое сечение P^5 двойной системы (рис. 2.10).

В связи с вышесказанным следует еще раз подчеркнуть различие между фазовой ассоциацией и фазовыми реакциями данной ассоциации. Как было показано, одна и та же фазовая ассоциация (C) A+B+BC+Ж участвует в двух фазовых равновесиях: l_3 (C) A+BC=Ж+B и l_{10} (C) A+B+BC=Ж. Хотя линии этих равновесий имеют одинаковое обозначение (C), тем не менее они не могут считаться лучами одной линии, поскольку отражают принципиально разные равновесия, граница между которыми проходит по вырожденному равновесию, изображаемому точкой на P–T проекции (не путать с точкой перегиба одной линии в математике).

С появлением на ликвидусе второго химического соединения моновариантное четырехфазовое равновесие превращается в пятифазовое нонвариантное. На P–T проекции этот момент изображается точкой пересечения ликвидус-солидусной линии с линией разложения–образования химического соединения AB. При построении диаграммы геометрическим методом могут возникнуть затруднения: пересечение с какой ликвидус-солидусной линией дает инвариантную точку, поскольку на P–T проекции трудно определить какие линии перекрещиваются, а какие пересекаются? Этому могут помочь изобарические сечение, которые следует строить параллельно с P–T проекциями, что способствует взаимоконтролю их построения.

Из изобарического сечения P^5 (наиболее близкое к J_2) видно, что поскольку предполагается появление химического соединения AB, фигуративная точка которого находится на стороне A–B треугольника A–B–BC, то, следовательно, его фаза должна появиться в эвтектической точке этой подсистемы – в E_{10}, а на P–T проекции – на линии l_{10} – A+B+BC=Ж, в результате чего получим нонвариантную ассоциацию J_2 – A+B+BC+AB+Ж.

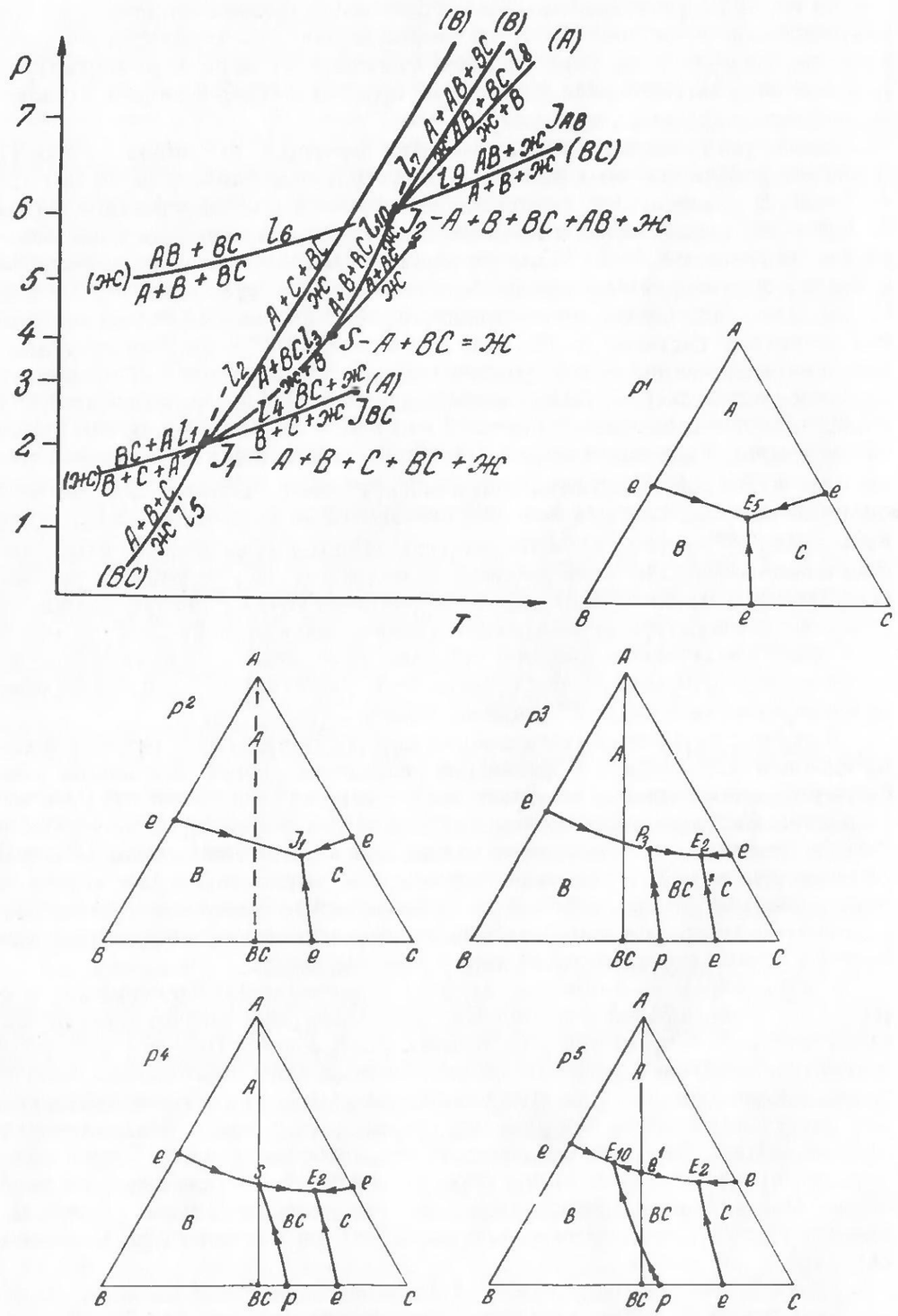


Рис. 2.14. *P–T* проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями BC и AC; представлен случай, когда после появления на ликвидусе соединения BC, но до появления соединения AB, происходят фазовые преобразования через сингулярное равновесие S – A+BC=Ж.

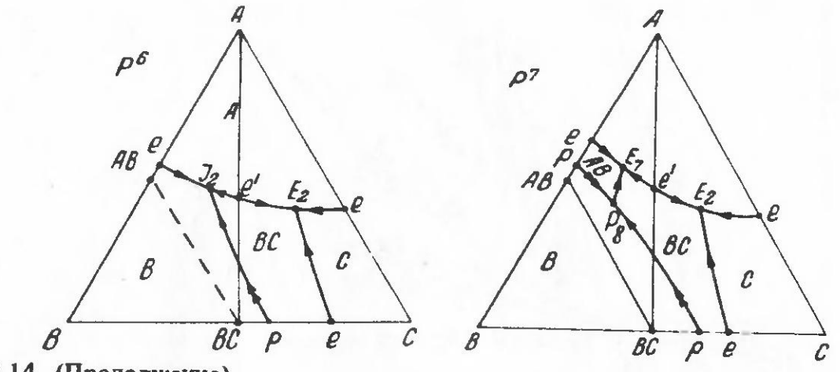


Рис. 2.14. (Продолжение).

Другой способ определения положения инвариантной точки заключается в сопоставлении фазовых ассоциаций предположительно пересекающихся линий. Предположим, что инвариантная точка будет на пересечении линий l_6 (Ж) AB+<u>BC</u>=A+B+<u>BC</u> и l_2 (B) A+C+BC=Ж. Выписываем все фазы, имеющиеся на этих линиях: A+B+AB+BC+C+Ж, в результате чего получаем шестифазовую ассоциацию, существование которой нереально. Далее выписываем фазы линий r_6 (Ж) AB+<u>BC</u>=A+B+<u>BC</u> и r_{10} (C) A+B+BC=Ж, получим J_2 – A+B+AB+BC+Ж.

Тип фазового превращения в инвариантной точке расплавной системы определяется по ее солидусу. Так, нонвариантная ассоциация J_1 – A+B+C+BC+Ж находится в углу поля устойчивости субсолидусной ассоциации A+C+BC, следовательно, фазовая реакция нонвариантной ассоциации должна быть такой: A+C+BC=Ж+B. Нонвариантная ассоциация J_2 – A+B+BC+AB+Ж находится в углу поля устойчивости субсолидусной ассоциации A+BC+AB, отсюда получаем фазовую реакцию J_2 – A+BC+AB=Ж+B (сечение P^6).

При увеличении давления нонвариантное равновесие J_2 – A+BC+AB=Ж+B преобразуется в три моновариантных: l_7 (B) A+AB+BC=Ж – эвтектическое, l_8 (A) AB+BC=Ж+B – перитектическое и l_9 (BC) AB+Ж=A+B+Ж – сингулярное, появляется поле кристаллизации химического соединения AB и подсистема B–AB–BC. С дальнейшим увеличением давления поле кристаллизации AB расширяется, линия сингулярного равновесия заканчивается в J_{AB}, остаются только три линии соответствующих равновесий, принадлежащих трем подсистемам (рис. 2.14, сечение P^7).

На рис. 2.15 представлен вариант диаграммы для случая, когда второе химическое соединение появляется на ликвидусе до преобразования перитектического равновесия l'_3 (C) A+BC=Ж+B в эвтектическое (сечение P^3). В этом случае с повышением давления нонвариантное равновесие J_2 – A+BC+AB=Ж+B преобразуется в три перитектических, представленных на изобарическом сечении точками P_7, P_8 и P_9, из которых первые две являются обычными точками двойного подъема, а третья – точкой двойного спуска, отражающая сингулярное равновесие l_9 (BC) AB+<u>Ж</u>=A+B+<u>Ж</u> (сечение P^4, рис. 2.15). При дальнейшем повышении давления расширяется поле кристаллизации фазы AB вплоть до стороны A–B, где заканчивается линия сингулярного равновесия. При последующем удалении от инвариантной точки J_2 происходит преобразование перитектического равновесия l_7 (B) A+BC=Ж+AB через сингулярное S – A+BC=Ж в эвтектическое l_{10} (B) A+AB+BC=Ж. При еще большем давлении возможно преобразование перитектического равновесия l_8 (A) AB+BC=Ж+B в эвтектиче-

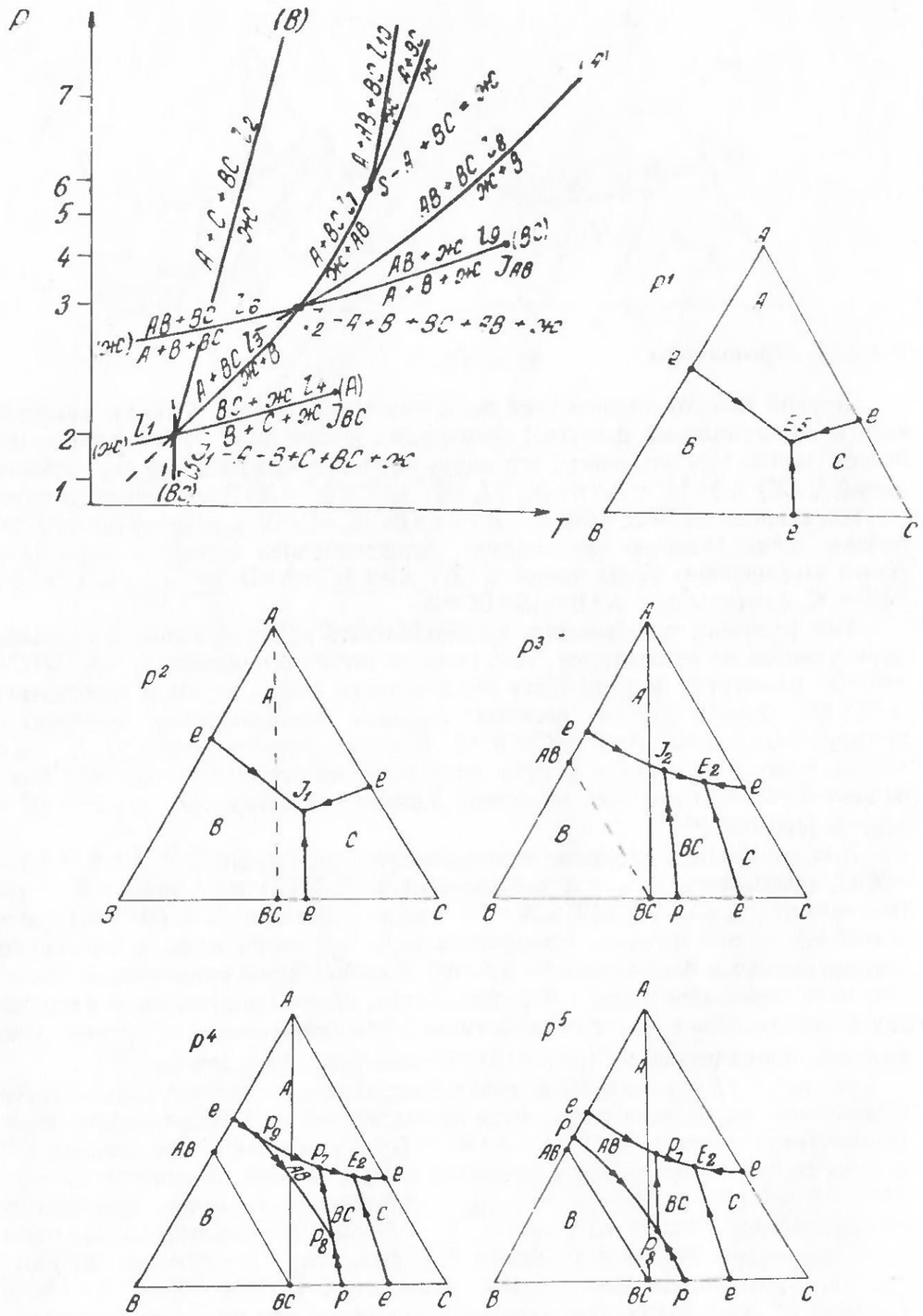


Рис. 2.15. *P–T* проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями BC и AB; представлен случай, когда соединение AB появляется на ликвидусе в „чужой" подсистеме.

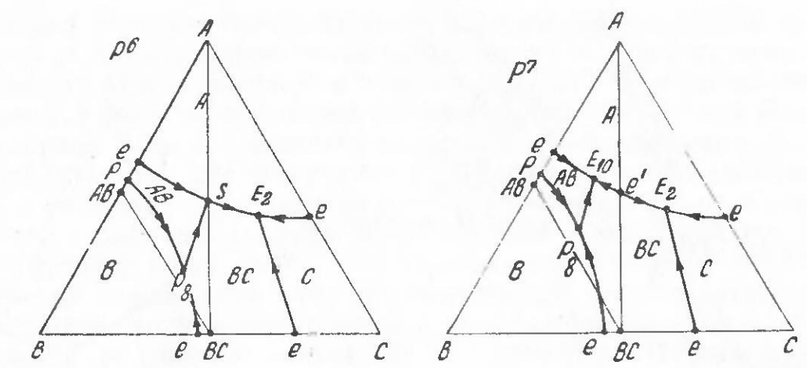


Рис. 2.15. (Продолжение).

ское B+AB+BC=Ж, когда точка P_8 из треугольника A–AB–BC через сингулярное равновесие AB+BC=Ж переместится в „свой" треугольник B–AB–BC.

И, наконец, на рис. 2.16 представлен наиболее простой вариант, когда инвариантная точка появляется в момент попадания перитектики на сингулярную точку при переходе в свою подсистему. Очевидно, что реализация такого варианта имеет малую вероятность, тем не менее для простоты диаграмм он чаще других используется при дальнейших построениях.

После краткого обзора возможных вариантов фазовых преобразований, связанных с появлением на ликвидусе второго химического соединения, приведем результаты более полного геометрического анализа фазовых превращений в тройной расплавной системе с двумя двойными химическими соединениями. В фазовых реакциях такой системы принимает участие шесть фаз: A, B, C, AB, AC и Ж, отсюда $n=3+2-6=-1$, т. е. данная система является мультисистемой с одной степенью свободы (или одновариантная мультисистема, по В. А. Жарикову). Число и состав теоретически возможных топологических элементов диаграммы состояния системы будут следующие:

1) число нонвариантных пятифазовых ассоциаций равно $C_6^5=6$:

J_1 (AC)	A+B+C+AB+Ж;	J_2 (AB)	A+B+C+AC+Ж;
J_3 (C)	A+B+AB+AC+Ж;	J_4 (B)	A+C+AB+AC+Ж;
J_5 (A)	B+C+AB+AC+Ж;	J_6 (Ж)	A+B+C+AB+AC;

2) число моновариантных четырехфазовых ассоциаций равно $C_6^4=15$:

l_1 (AB, AC)	A+B+C+Ж;	l_2 (C, AC)	A+B+AB+Ж;	l_3 (B, AC)	A+C+AB+Ж;
l_4 (A, AC)	B+C+AB+Ж;	l_5 (C, AB)	A+B+AC+Ж;	l_6 (B, AB)	A+C+AC+Ж;
l_7 (A, AB)	B+C+AC+Ж;	l_8 (B, C)	A+AB+AC+Ж;	l_9 (A, C)	B+AB+AC+Ж;
l_{10} (A, B)	C+AB+AC+Ж;	l_{11} (Ж,AC)	A+B+C+AB;	l_{12} (Ж,AB)	A+B+C+AC;
l_{13} (Ж, C)	A+B+AB+AC;	l_{14} (Ж, B)	A+C+AB+AC;	l_{15} (Ж, A)	B+C+AB+AC;

3) число дивариантных трехфазовых полей равно $C_6^3=20$:

1 – A+B+Ж;	2 – A+C+Ж;	3 – A+AB+Ж;	4 – A+AC+Ж;	5 – B+C+Ж;
6 – B+AB+Ж;	7 – B+AC+Ж;	8 – C+AB+Ж;	9 – C+AC+Ж;	10 – AB+AC+Ж;
11 – A+B+C;	12 – A+B+AB;	13 – A+C+AB;	14 – B+C+AB;	15 – A+B+AC;
16 – A+C+AC;	17 – B+C+AC;	18 – A+AB+AC;	19 – B+AB+AC;	20 – C+AB+AC.

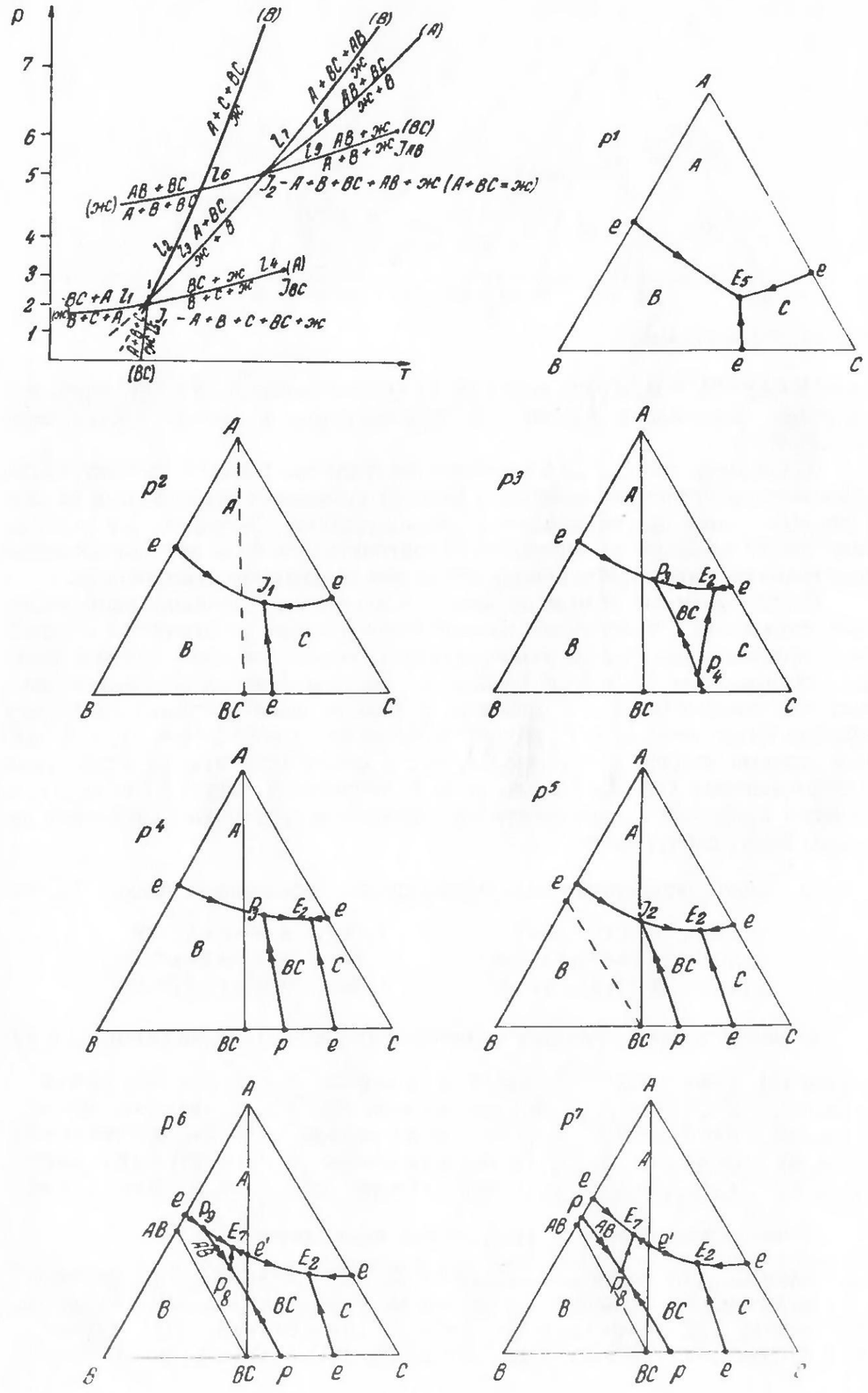


Рис. 2.16. *P–T* проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями BC и AB: представлен случай, когда соединение AB появляется на ликвидусе в сингулярной точке S – A+BC=Ж.

Следует обратить внимание на то, что фазовые ассоциации ликвидус-солидусных нонвариантных точек можно получить прибавлением фазы Ж к соответствующим фазовым ассоциациям субсолидусных моновариантных линий, а фазовые ассоциации ликвидус-солидусных линий получаются прибавлением фазы Ж к фазовым ассоциациям субсолидусных полей.

Следовательно, для построения диаграммы состояния расплавной системы, в которой участвовали бы все теоретически возможные инвариантные точки в стабильном состоянии, необходимо такое положение субсолидусных полей и линий, чтобы они пересекались солидусом системы, что практически невозможно даже в теоретических моделях. Очевидно, что количество ликвидус-солидусных инвариантных точек и их фазовый состав зависят от взаимоположения на *P–T* проекции субсолидусных и солидусных линий, поэтому анализ системы следует начинать с субсолидусного пучка.

Субсолидусная инвариантная точка J_6 – A+B+C+AB+AC по расположению фигуративных точек состава фаз (рис. 2.17) на концентрационном треугольнике относится к типу III–13, по классификации В. В. Доливо-Добровольского [46]. В ней пересекаются три линии: одна линия представляет собой полное равновесие l_{15} (A) B+AC=AB+C, а две других – сингулярные равновесия AB=A+B и AC=A+C, которые являются двояконаправленными [160]. Для целей физико-химического анализа эти две сингулярные линии следует изображать четырьмя, которые будут отражать вышеприведенные сингулярные равновесия с двумя индиферентными фазами: l_{11} (AC) AB+<u>C</u>=A+B+<u>C</u> и l_{13} (C) AB+<u>AC</u>=A+B+<u>AC</u>; l_{12} (AB) AC+<u>B</u>=A+C+<u>B</u> и l_{14} (B) AC+<u>AB</u>=A+C+<u>AB</u>.

Взаимоположение моновариантных линий субсолидусного пучка на *P–T* проекции может иметь несколько вариантов. Соответственно этим вариантам в системе будут появляться различные ликвидус-солидусные фазовые превращения. Ниже рассматриваются варианты влияния на фазовые равновесия давления воды, при котором большинство солидусных линий имеют отрицательный наклон.

В а р и а н т 1а. Расположим пучок J_6 на P_{H_2O}–T проекции так, чтобы лучи сингулярных равновесий l_{11} и l_{14} (линии образования–разложения химических соединений AB и AC) имели положительный наклон и были направлены в область больших значений P_{H_2O} и T, а остальные – в область меньших значений температуры (рис. 2.17). Тогда на определенном удалении от J_6, в поле более высоких значений P_{H_2O} и T, различные твердофазовые ассоциации рассматриваемой системы начнут плавиться и соответствующие ассоциации образовывать моновариантные равновесия, изображаемые на P_{H_2O}–T проекции линиями. В результате пересечения этих линий с субсолидусными сингулярными линиями l_{11} и l_{14} образуются инвариантные точки. Первая инвариантная точка, в которой присутствует пятифазовая ассоциация J_1 (AC) A+B+C+AB+Ж, образуется при пересечении l_{11} (AC, Ж) AB+<u>C</u>=A+B+<u>C</u> с линией эвтектического равновесия l_1 (AB, AC) A+B+C=Ж.

При увеличении P_{H_2O} нонвариантное равновесие J_1 преобразуется в три моновариантных: l_4 (A, AC) B+C+AB=Ж – полное эвтектическое,

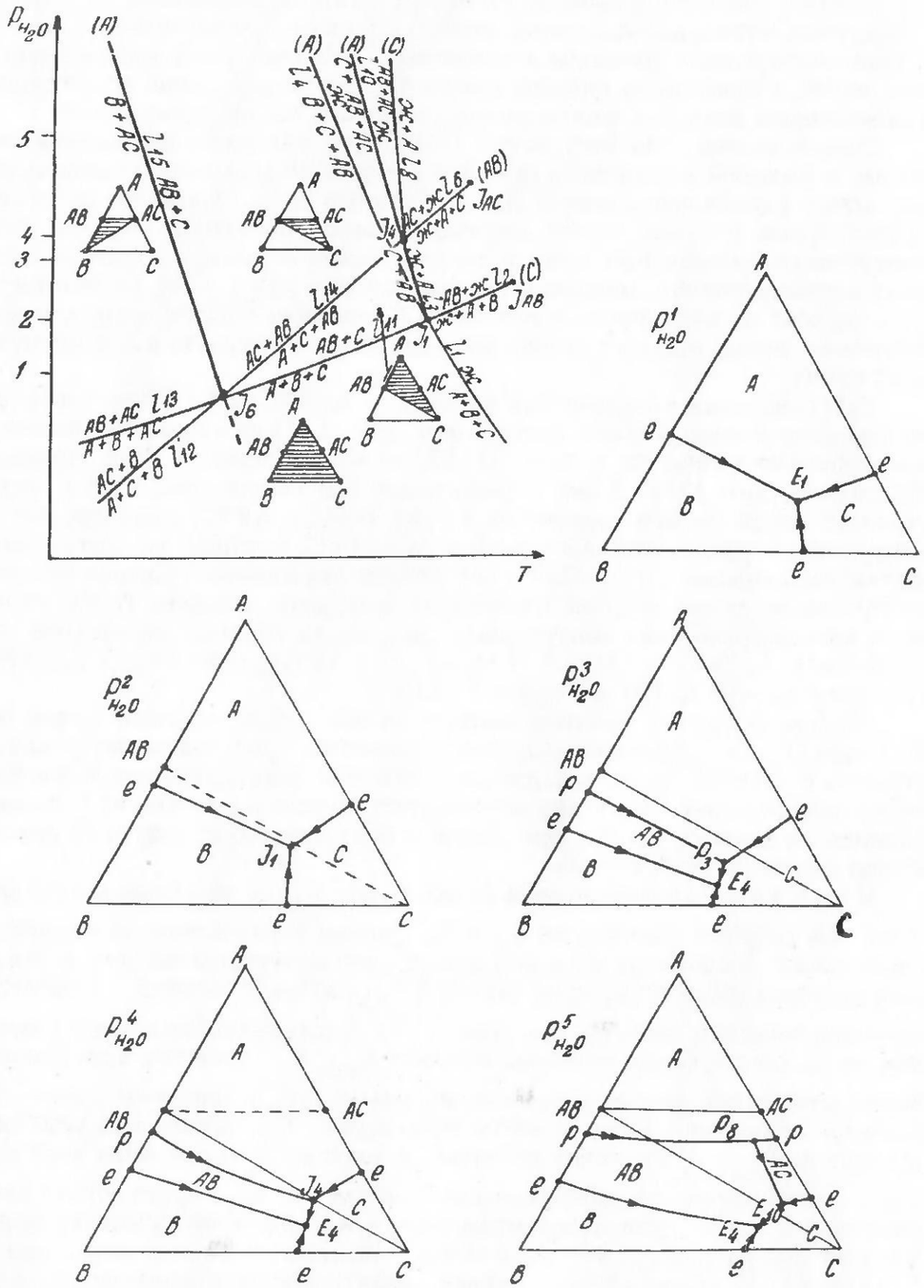


Рис. 2.17. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями AB и AC; вариант 1а.

l_3 (B, AC) C+AB=Ж+A – полное перитектическое и l_2 (C, AC) AB+Ж= =A+B+Ж – сингулярное перитектическое. На изобарическом сечении $P^3_{H_2O}$ (рис. 2.17), которое находится несколько выше по давлению J_{AB}, показаны точки только полных равновесий.

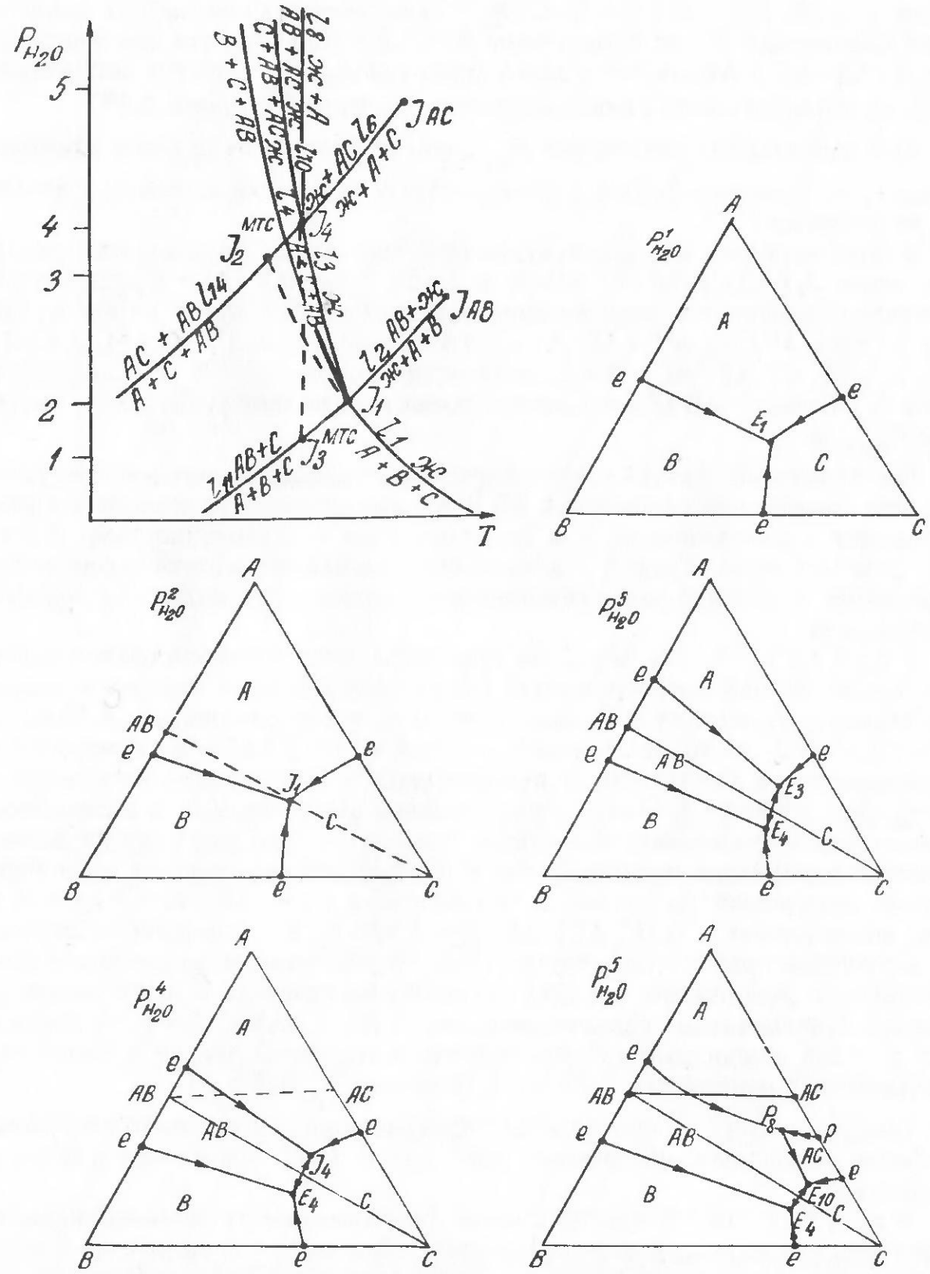


Рис. 2.18. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями AB и AC; вариант 1б.

Вторая инвариантная точка J_4 (B) A+C+AB+AC+Ж появляется при пересечении линии l_{14} (B, Ж) AC+$\underline{AB}$=A+C+$\underline{AB}$ с линией перитектического равновесия l_3 (B, AC) AB+C=$\underline{Ж}$+A. Для простоты принимается, что это пересечение приходится на сингулярную точку S – C+AB=Ж (сечение $P^4_{H_2O}$, рис. 2.17), до которой доходит перитектическое равновесие l_3 при увеличении P_{H_2O}. Из точки J_4 выходят также три линии, которые отражают два полных равновесия: l_{10} (A, B) C+AB+AC=Ж – эвтектическое и l_8 (B, C) AB+AC=Ж+A – перитектическое и одно сингулярное перитекти-

ческое – l_6 (В, АВ) АС+Ж=А+С+Ж. С появлением на ликвидусе химического соединения АС из подсистемы А–С–АВ образовалось две подсистемы: А–АВ–АС и АВ–АС–С и всего стало три подсистемы, три четырехфазовые точки и пять полей кристаллизации (сечение $P^5_{H_2O}$, рис. 2.17).

При дальнейшем увеличении P_{H_2O} могут произойти фазовые преобразования, но новых стабильных инвариантных точек и химических соединений не появится.

В этом варианте возможно существование метастабильных инвариантных точек J_2 (АВ) А+В+С+АС+Ж и J_3 (С) А+В+АВ+АС+Ж, положение которых определяется пересечением метастабильных лучей линий l_{12} (Ж, АВ) АС+В=А+С+В и l_1 (АВ, АС) А+В+С=Ж, l_{13} (Ж, С) АВ+АС=А+В+АС и l_8 (В, С) АВ+АС=Ж+А соответственно (рис. 2.18). Инвариантная точка J_5 (А) В+С+АВ+АС+Ж может появиться на неопределенном интервале P_{H_2O}.

Все описанные фазовые превращения происходят в системе при условии, что химические соединения АВ и АС имеют перитектические взаимоотношения с компонентом А и эвтектические – с компонентами В и С. Тип фазовых превращений с изменением взаимоотношений химических соединений с исходными компонентами может измениться во многих равновесиях.

Вариант 1б. На рис. 2.18 приведена диаграмма состояния системы, когда химическое соединение АВ на определенном интервале давления образует эвтектику и с компонентом А, и с компонентом В. Предполагается, что J_1 появляется в сингулярной точке С+АВ=Ж, в результате и нонвариантная ассоциация J_1 превращается в сингулярное равновесие – АВ+С+Ж=А+В+С+Ж. Тогда с увеличением давления, как и в подобном варианте двухкомпонентной системы (рис. 2.11), это сингулярное нонвариантное равновесие преобразуется в два однотипных полных моновариантных равновесия: l_2 (А, АС) В+С+АВ=Ж и l_3 (В, АС) А+С+АВ=Ж и одно сингулярное – l_4 (С, АС) АВ+Ж=А+В+Ж. И здесь происходит как бы нарушение правила Скрейнемакерса, но учитывая вырожденность нонвариантного равновесия, следует такие случаи относить к исключению из правила. Инвариантное равновесие-пучек J_4 (В) С+АВ+АС=Ж+А появляется в своей подсистеме и характеризуется наличием обычных линий моновариантных равновесий (рис. 2.18, сечения $P^4_{H_2O}$ и $P^5_{H_2O}$).

Следует отметить, что фазовые превращения и топология диаграмм, особенно изобарических сечений рис. 2.17 и 2.18, имеют почти полную аналогию.

Вариант 1в. Несколько иные фазовые превращения происходят в системе, когда химическое соединение АВ имеет с компонентом В перитектические, а с компонентом А – эвтектические взаимоотношения, что отражается и на топологии диаграмм (рис. 2.19). Тем не менее фазовые ассоциации нон- и моновариантных реакций во всех трех случаях остаются одними и теми же, меняется только тип превращения: эвтектическое преобразуется в перитектическое и наоборот. Остается неизменным порядок триангуляции и тип подсистем, что определяется порядком появления химических соединений на ликвидусе.

Итак, во всех трех вариантах из пяти солидус-ликвидусных нонвариантных ассоциаций в фазовых равновесиях принимают участие только две стабильные ассоциации J_1 и J_4 с соответствующими моно- и дивариантными ассоциациями.

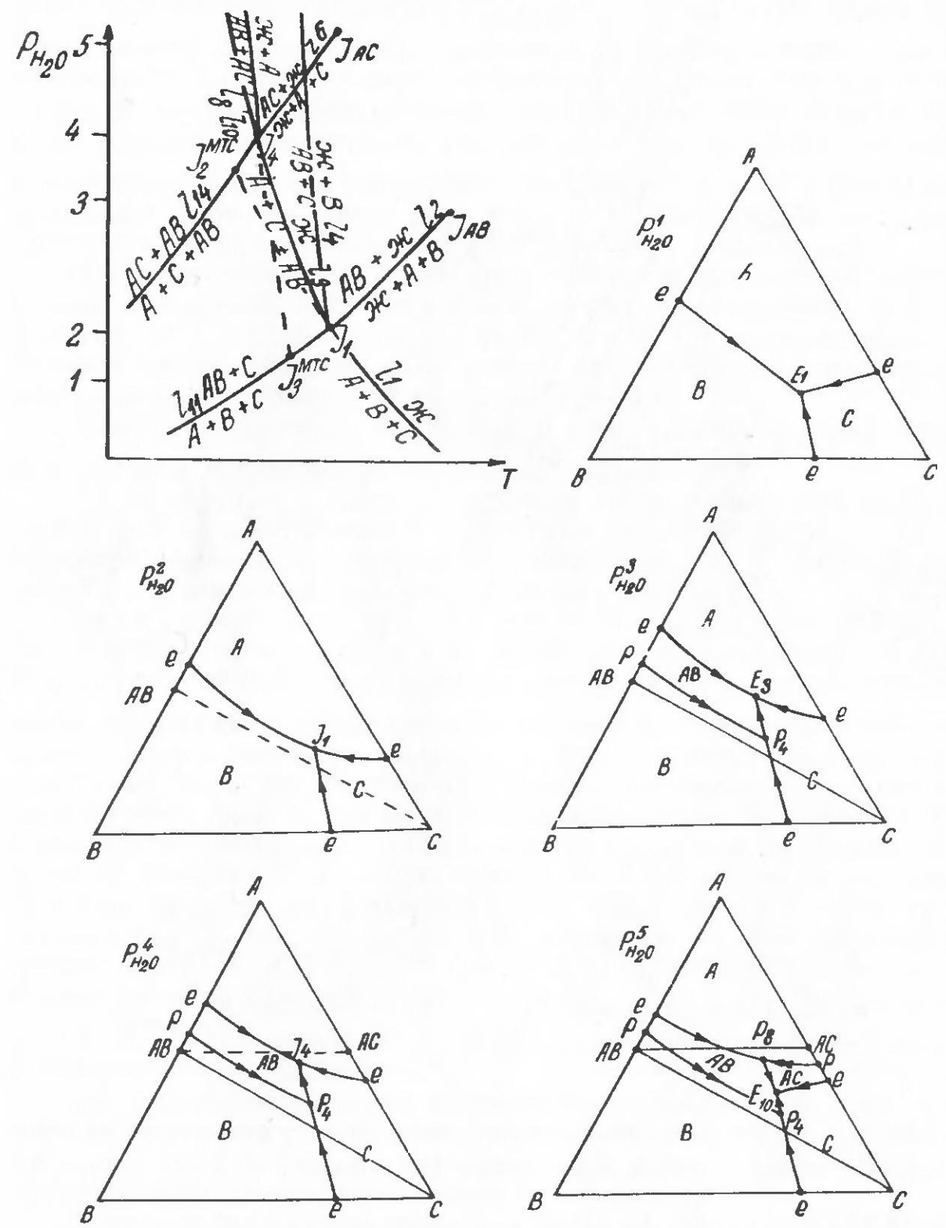


Рис. 2.19. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы А–В–С с двумя двойными химическими соединениями АВ и АС; вариант 1в.

Вариант 1г. В отличие от вариантов 1а, 1б и 1в в этом варианте линия полного моновариантного равновесия r_{15} (Ж, А) В+АС=АВ+С имеет положительный наклон и ее стабильный луч направлен в область больших значений P_{H_2O} и T, в результате чего эта линия может быть пересечена солидусом системы или, иными словами, реализуется возможность появления данной ассоциации на ликвидусе с образованием нонвариантной ассоциации J_5 (А) В+С+АВ+АС+Ж (рис. 2.20). Но прежде должны произойти определенные фазовые преобразования.

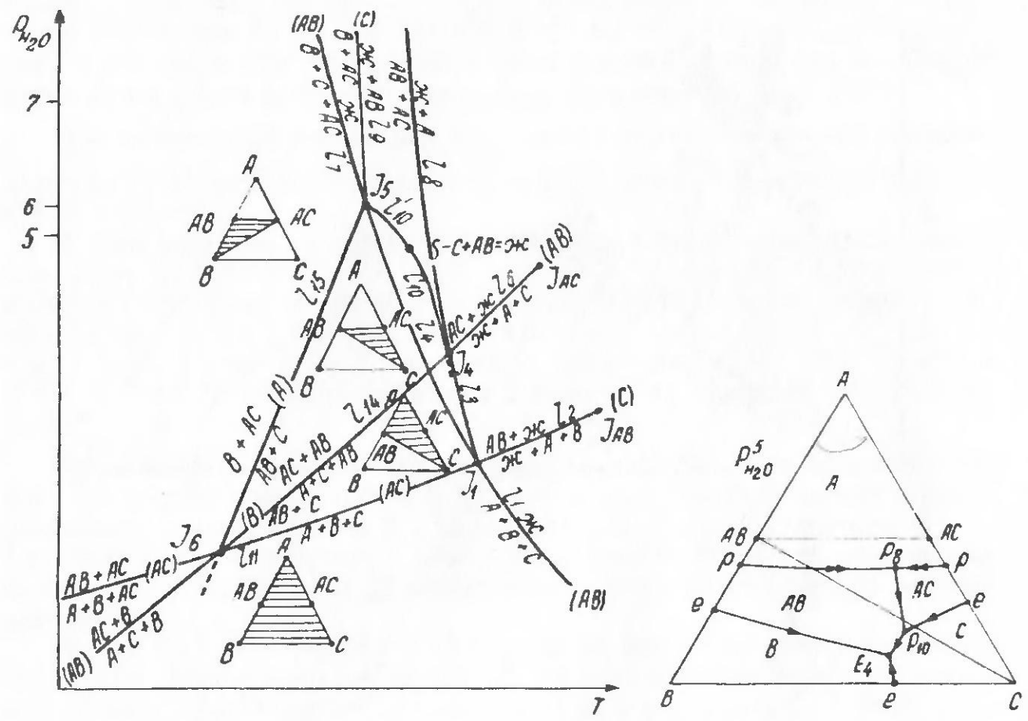


Рис. 2.20. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями AB и AC; вариант 1г.

На изобарическом сечении $P^5_{H_2O}$ (рис. 2.20) (фазовые превращения данного варианта до сечения $P^5_{H_2O}$ аналогичны таковым варианта 1а) видно, что поля фаз B и AC, входящих в нонвариантную ассоциацию J_5, отделены друг от друга. Следовательно, эти фазы окажутся в J_5 тогда, когда их поля кристаллизации сблизятся. Процесс сближения сложно показать на изобарических сечениях из-за их дискретности, но он хорошо изображается на P_{H_2O}–T проекции, где моновариантные линии l_4 (эвтектическая точка E_4 на изобарическом сечении $P^5_{H_2O}$) и l_{10} (эвтектическая точка E_{10}, а затем перитектика P_{10}) постепенно сходятся до пересечения в точке J_5, к которой подходит моновариантная линия l_{15}. Этот момент изображен

также на изобарическом сечении $P^6_{H_2O}$ (рис. 2.20). Следует обратить внимание на одну особенность J_5, отраженную на данном сечении, – это сосуществование в ней фаз с пересекающимися конодами, которые в таком случае изображаются пунктирными линиями. После этого момента происходит изменение триангуляции (см. сечение $P^7_{H_2O}$, рис. 2.20), что связано с изменением роли фаз химических соединений AB и AC в фазовых превращениях системы. Теперь роль фазы AC усилилась: она участвует во всех трех моновариантных реакциях, а фаза AB – только в двух.

На возможность изменения триангуляции в треугольнике составов в связи с изменением внешних факторов состояния указывал Д. С. Коржинский [93]. Он объясняет это уменьшением термодинамического потенциала соответствующей фазы, которая расширяет свое поле кристаллизации и начинает „проникать" во все равновесия.

Дальнейшее изменение P_{H_2O} в рассматриваемом интервале значений не приводит к появлению новых фазовых ассоциаций.

Таким образом, в фазовых превращениях этого варианта принимают участие только три стабильных нонвариантных ассоциации: J_1, J_4 и J_5. Для появления стабильных нонвариантных ассоциаций J_2 и J_3 требуется пересечение солидусом системы стабильных лучей линий l_{12} и l_{13}.

Вариант 2а. Если пучек J_6 расположить на P–T проекции так, чтобы стабильные лучи линий l_{12} и l_{13} имели положительный наклон и были направлены в область более высоких значений P_{H_2O} и T, а лучи остальных линий направлены в область низких значений T, то получим обращенный пучек относительно пучка варианта 1а (или энантиотропный по [302]), в котором линия разложения–образования химического соединения AC располагается ниже по давлению относительно линии химического соединения AB. Благодаря такому положению линии l_{12} и l_{13} химическое соединение AC появится на ликвидусе раньше, чем AB. Графически это выразится в том, что эвтектическая линия l_5 (AB, AC) A+B+C=Ж раньше пересечет линию l_{12} (Ж, AB) AC+$\underline{B}$=A+C+$\underline{B}$ с образованием нонвариантной ассоциации J_2 (AB) A+B+C+$\overline{AC}$+Ж (рис. 2.21). Момент образования J_2 изображен также на изобарическом сечении $P^2_{H_2O}$ (рис. 2.21), где намечена конода B–AC, разделяющая основной треугольник системы A–B–C на два – подсистем A–B–AC и B–AC–C.

При повышении давления нонвариантное равновесие J_2 – B+C+AC= =Ж+A преобразуется в три моновариантных: l_7 (A, AB) B+C+AC=Ж, l_5 (C, AB) B+AC=Ж+A и сингулярное l_6 (B, AB) AC+$\underline{Ж}$=A+C+$\underline{Ж}$, поле кристаллизации химического соединения AC расширяется.

Далее при пересечении линии l_5 и l_{13} (Ж, C) AB+$\underline{AC}$=A+B+$\underline{AC}$ появляется точка, отражающая нонвариантное равновесие $\overline{J_3}$ (C) B+$\overline{AC}$+AB= =Ж+A. На сечении $P^4_{H_2O}$ (рис. 2.21) показано, что это пересечение совпадает с сингулярным равновесием B+AC=Ж, в результате нонвариантное равновесие также будет сингулярным с индиферентными фазами AB и A. Тем не менее при дальнейшем повышении давления равновесие J_3 преобразуется в три моновариантных: l_8 (B, C) AB+AC=Ж+A, l_9 (A, C) B+AB+ +AC=Ж и сингулярное l_2 (AC, C) AB+$\underline{Ж}$=A+B+$\underline{Ж}$, положение линий которых и фазовые реакции на них подчиняются правилу Скрейнемакерса. Общая система теперь разделена на три подсистемы, четырехфазовые превращения которых отражаются соответствующими равновесиями: в подсистеме B–AC–C – равновесием E_2, в подсистеме B–AB–AC – равнове-

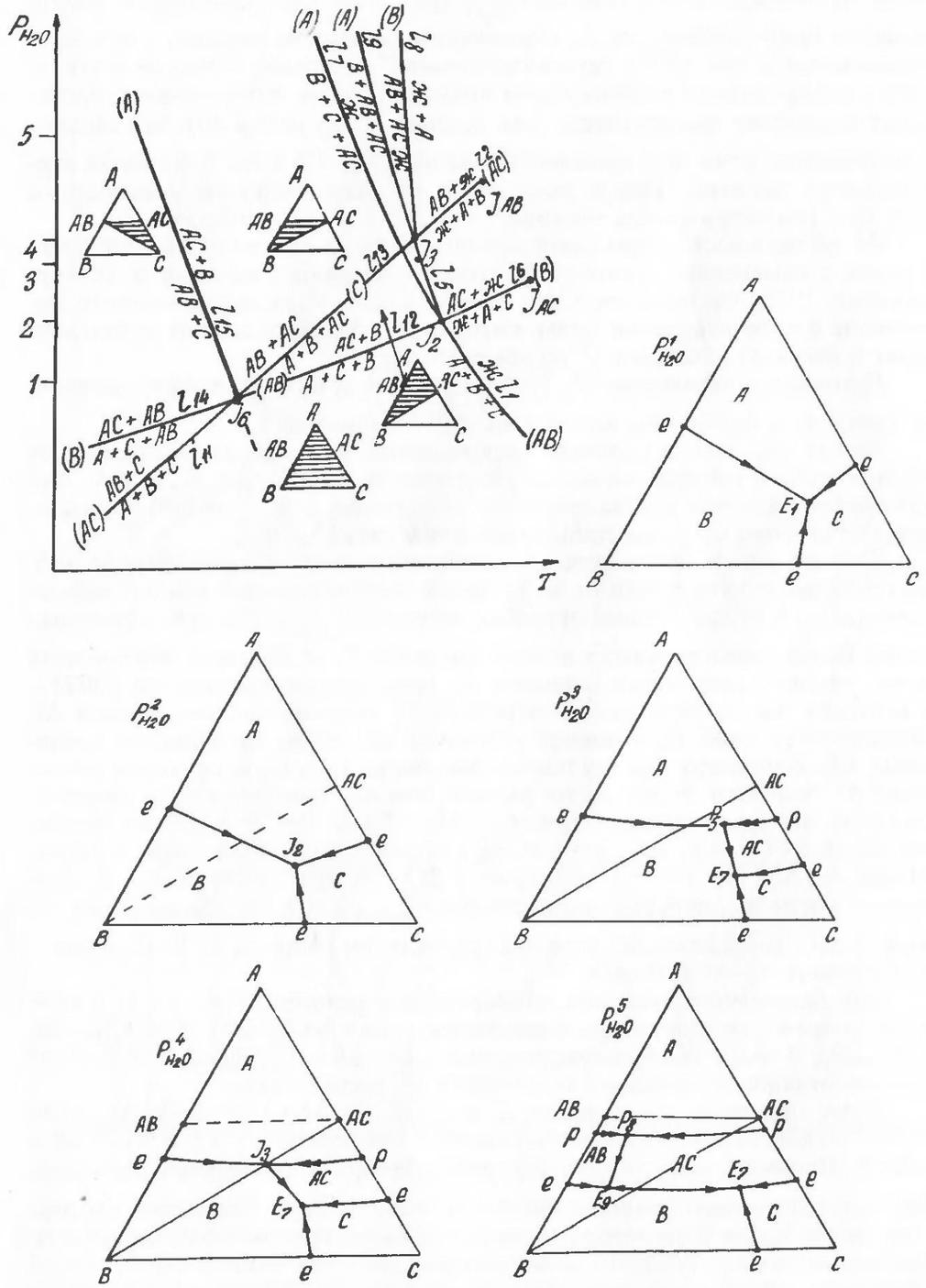


Рис. 2.21. $P_{H_2O}-T$ проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями AB и AC; вариант 2а.

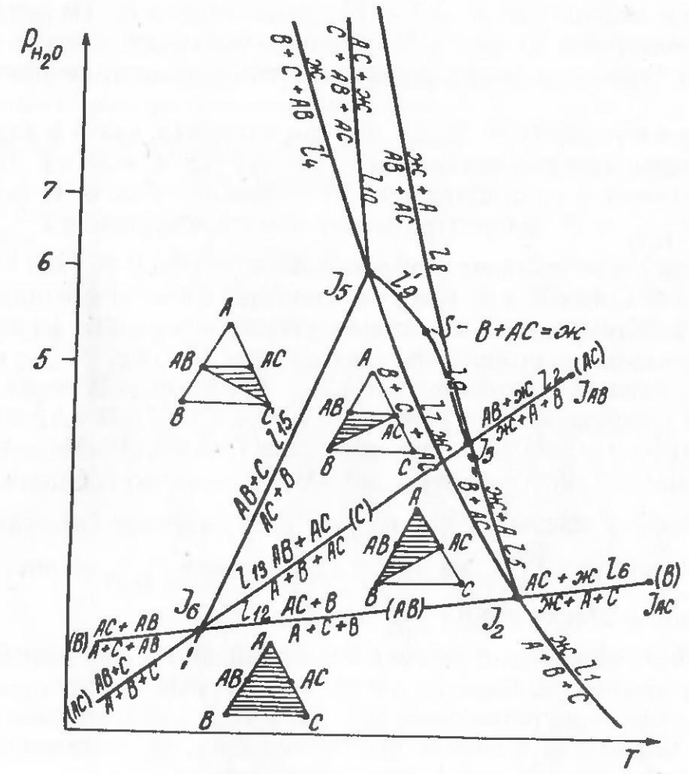


Рис. 2.22. $P_{H_2O}-T$ проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с двумя двойными химическими соединениями AB и AC; вариант 2б.

сием E_9 и в подсистеме A–AB–AC – равновесием P_8. На интервале давления, изображенного на рис. 2.21, уже не происходят фазовые преобразования и тем более не могут появиться стабильные нонвариантные равновесия.

Вариант 2б (рис. 2.22). В этом варианте, как и в варианте 1г, линия моновариантного равновесия l_{15} (Ж, A) AB+C=AC+B имеет положительный наклон и ее стабильный луч направлен в область более высоких значений P_{H_2O} и T. Благодаря этому при определенном P_{H_2O} она пересекается солидусом системы с образованием J_5 (A) B+C+AB+AC+Ж. Но до этого момента, чтобы в J_5 могли соприкасаться поля кристаллизации указанных в ассоциации фаз, в системе должны произойти фазовые преобразования, сходные с описанными в варианте 1г (рис. 2.20): моновариантное эвтектическое равновесие l_9 (A, C) B+AB+AC=Ж через сингулярное B+AC=Ж преобразуется в перитектическое B+AC=Ж+AB и затем его линия сближается с линией l_7, пересекаясь в точке J_5. Изобарическое сечение $P^6_{H_2O}$ на рис 2.22, которое отражает этот момент, по топологии аналогично изобарическому сечению $P^6_{H_2^2O}$ на рис. 2.20 (вариант 1г), как аналогичны диаграммы сечения $P^5_{H_2O}$ на рис. 2.22 и сечения $P^7_{H_2O}$ на рис. 2.20, сечения $P^7_{H_2O}$ на рис. 2.22 и сечения $P^5_{H_2O}$ на рис. 2.20.

В данном варианте с увеличением давления после преобразования J_5 в моновариантные равновесия и изменения триангуляции продолжают расширяться поля кристаллизации фаз AB и C, и с дальнейшим увеличением давления возможны фазовые преобразования, но появление стабильных нонвариантных равновесий J_1 и J_4 исключается.

Трехкомпонентная система с двойными химическими соединениями в крайних системах. В фазовых реакциях такой системы участвуют семь фаз: A, B, C, AB, AC, BC и Ж, отсюда число степеней свободы составляет – 2, т. е. данная система является мультисистемой с двумя отрицательными степенями свободы (или дивариантной мультисистемой). Все возможные топологические элементы диаграммы состояния будут следующие:

1) число нонвариантных пятифазовых ассоциаций равно $C^5_7=21$ (табл. 2.1);

2) число моновариантных четырехфазовых ассоциаций равно $C^4_7=35$ (табл. 2.2);

3) число дивариантных трехфазовых полей равно $C^3_7=35$:

1 – A+B+Ж;	2 – A+C+Ж;	3 – A+AB+Ж;	4 – A+AC+Ж;
5 – A+BC+Ж;	6 – B+C+Ж;	7 – B+AB+Ж;	8 – B+AC+Ж;
9 – B+BC+Ж;	10 – C+AB+Ж;	11 – C+AC+Ж;	12 – C+BC+Ж;
13 – AB+AC+Ж;	14 – AB+BC+Ж;	15 – AC+BC+Ж;	16 – A+B+C;
17 – A+B+AB;	18 – A+B+AC;	19 – A+B+BC;	20 – A+C+AB;
21 – A+C+AC;	22 – A+C+BC;	23 – A+AB+AC;	24 – A+AB+BC;
25 – A+AC+BC;	26 – B+C+AB;	27 – B+C+AC;	28 – B+C+BC;
29 – B+AB+AC;	30 – B+AB+BC;	31 – B+AC+BC;	32 – C+AB+AC;
33 – C+AB+BC;	34 – C+AC+BC;	35 – AB+AC+BC.	

Необходимо отметить, что число равновесий (реакций), в которых участвует расплав как фаза переменного состава, может быть больше числа возможных фазовых ассоциаций, так как в процессе существования системы с изменением значений факторов равновесия (в данном случае

Таблица 2.1

Нонвариантные точки дивариантной мультисистемы A–B–C

Обозначения точки	Нонвариантная ассоциация	Номера моновариантных линий, проходящих через точку
J_1 (AC, BC)	A, B, C, AB, Ж	1, 2, 5, 11, 21
J_2 (AB, BC)	A, B, C, AC, Ж	1, 3, 6, 12, 22
J_3 (AB, AC)	A, B, C, BC, Ж	1, 4, 7, 13, 23
J_4 (C, BC)	A, B, AB, AC, Ж	2, 3, 8, 14, 24
J_5 (C, AC)	A, B, AB, BC, Ж	2, 4, 9, 15, 25
J_6 (C, AB)	A, B, AC, BC, Ж	3, 4, 10, 16, 26
J_7 (B, BC)	A, C, AB, AC, Ж	5, 6, 8, 17, 27
J_8 (B, AC)	A, C, AB, BC, Ж	5, 7, 9, 18, 28
J_9 (B, AB)	A, C, AC, BC, Ж	6, 7, 10, 19, 29
J_{10} (B, C)	A, AB, AC, BC, Ж	8, 9, 10, 20, 30
J_{11} (A, BC)	B, C, AB, AC, Ж	11, 12, 14, 17, 31
J_{12} (A, AC)	B, C, AB, BC, Ж	11, 13, 15, 18, 32
J_{13} (A, AB)	B, C, AC, BC, Ж	12, 13, 16, 19, 33
J_{14} (A, C)	B, AB, AC, BC, Ж	14, 15, 16, 20, 34
J_{15} (A, B)	C, AB, AC, BC, Ж	17, 18, 19, 20, 35
J_{16} (BC, Ж)	A, B, C, AB, AC	21, 22, 24, 27, 31
J_{17} (AC, Ж)	A, B, C, AB, BC	21, 23, 25, 28, 32
J_{18} (AB, Ж)	A, B, C, AC, BC	22, 23, 26, 29, 33
J_{19} (C, Ж)	A, B, AB, AC, BC	24, 25, 26, 30, 34
J_{20} (B, Ж)	A, C, AB, AC, BC	27, 28, 29, 30, 35
J_{21} (A, Ж)	B, C, AB, AC, BC	31, 32, 33, 34, 35

P и T) происходят фазовые реакции с участием одной и той же фазовой ассоциации, как это было показано в предыдущих примерах.

Поскольку появление инвариантных точек с расплавом связано с появлением на ликвидусе моновариантных субсолидусных ассоциаций, то прежде следует рассмотреть субсолидусные фазовые превращения.

В твердофазовых реакциях участвует шесть фаз: A, B, C, AB, AC и BC, ассоциацию которых можно считать как самостоятельную одновариантную мультисистему. Диаграмма состояния такой системы будет содержать все вышеприведенные топологические элементы, не содержащие расплава (Ж): инвариантные точки от J_{16} по J_{21}, всего шесть; моновариантные линии от l_{21} по l_{35}, всего 15; дивариантные поля от 16 по 35, всего 20. Так как все субсолидусные фазы имеют постоянный состав, то количество фазовых ассоциаций будет соответствовать числу фазовых реакций.

Построение P–T диаграмм мультисистем облегчается благодаря работам Д. С. Коржинского [93] и В. А. Жарикова [62, 64], в которых излагаются основы теории построения диаграмм состояния мультисистем, а также систематизации инвариантных равновесий, выполненной Ф. А. Скрейнемакерсом [160], Эн-Зеном [302] и В. В. Доливо-Добровольским [46]. В. А. Жариков [62] и Эн-Зен [303, 304] рассмотрели различные варианты

Таблица 2.2

Моновариантные линии дивариантной мультисистемы A–B–C

Обозначение линии	Моновариантные ассоциации	Номера точек, через которые проходят линии	Характер равновесия
l_1 (AB, AC, BC)	A, B, C, Ж	1, 2, 3	Полное
l_2 (C, AC, BC)	A, B, AB, Ж	1, 4, 5,	Сингулярное
l_3 (C, AB, BC)	A, B, AC, Ж	2, 4, 6	Полное
l_4 (C, AB, AC)	A, B, BC, Ж	3, 5, 6	”
l_5 (B, AC, BC)	A, C, AB, Ж	1, 7, 8	”
l_6 (B, AB, BC)	A, C, AC, Ж	2, 7, 9	Сингулярное
l_7 (B, AB, AC)	A, C, BC, Ж	3, 8, 9	Полное
l_8 (B, C, BC)	A, AB, AC, Ж	4, 7, 10	”
l_9 (B, C, AC)	A, AB, BC, Ж	5, 8, 10	”
l_{10} (B, C, AB)	A, AC, BC, Ж	6, 9, 10	”
l_{11} (A, AC, BC)	B, C, AB, Ж	1, 11, 12	”
l_{12} (A, AB, BC)	B, C, AC, Ж	2, 11, 13	”
l_{13} (A, AB, AC)	B, C, BC, Ж	3, 12, 13	Сингулярное
l_{14} (A, C, BC)	B, AB, AC, Ж	4, 11, 14	Полное
l_{15} (A, C, AC)	B, AB, BC, Ж	5, 12, 14	”
l_{16} (A, C, AB)	B, AC, BC, Ж	6, 13, 14	”
l_{17} (A, B, BC)	C, AB, AC, Ж	7, 11, 15	”
l_{18} (A, B, AC)	C, AB, BC, Ж	8, 12, 15	”
l_{19} (A, B, AB)	C, AC, BC, Ж	9, 13, 15	”
l_{20} (A, B, C)	AB, AC, BC, Ж	10, 14, 15	”
l_{21} (AC, BC, Ж)	A, B, C, AB	1, 16, 17	Сингулярное
l_{22} (AB, BC, Ж)	A, B, C, AC	2, 16, 18	”
l_{23} (AB, AC, Ж)	A, B, C, BC	3, 17, 18	”
l_{24} (C, BC, Ж)	A, B, AB, AC	4, 16, 19	”
l_{25} (C, AC, Ж)	A, B, AB, BC	5, 17, 19	”
l_{26} (C, AB, Ж)	A, B, AC, BC	6, 18, 19	Полное
l_{27} (B, BC, Ж)	A, C, AB, AC	7, 16, 20	Сингулярное
l_{28} (B, AC, Ж)	A, C, AB, BC	8, 17, 20	Полное
l_{29} (B, AB, Ж)	A, C, AC, BC	9, 18, 20	Сингулярное
l_{30} (B, C, Ж)	A, AB, AC, BC	10, 19, 20	Полное
l_{31} (A, BC, Ж)	B, C, AB, AC	11, 16, 21	”
l_{32} (A, AC, Ж)	B, C, AB, BC	12, 17, 21	Сингулярное
l_{33} (A, AB, Ж)	B, C, AC, BC	13, 18, 21	”
l_{34} (A, C, Ж)	B, AB, AC, BC	14, 19, 21	Полное
l_{35} (A, B, Ж)	C, AB, AC, BC	15, 20, 21	”

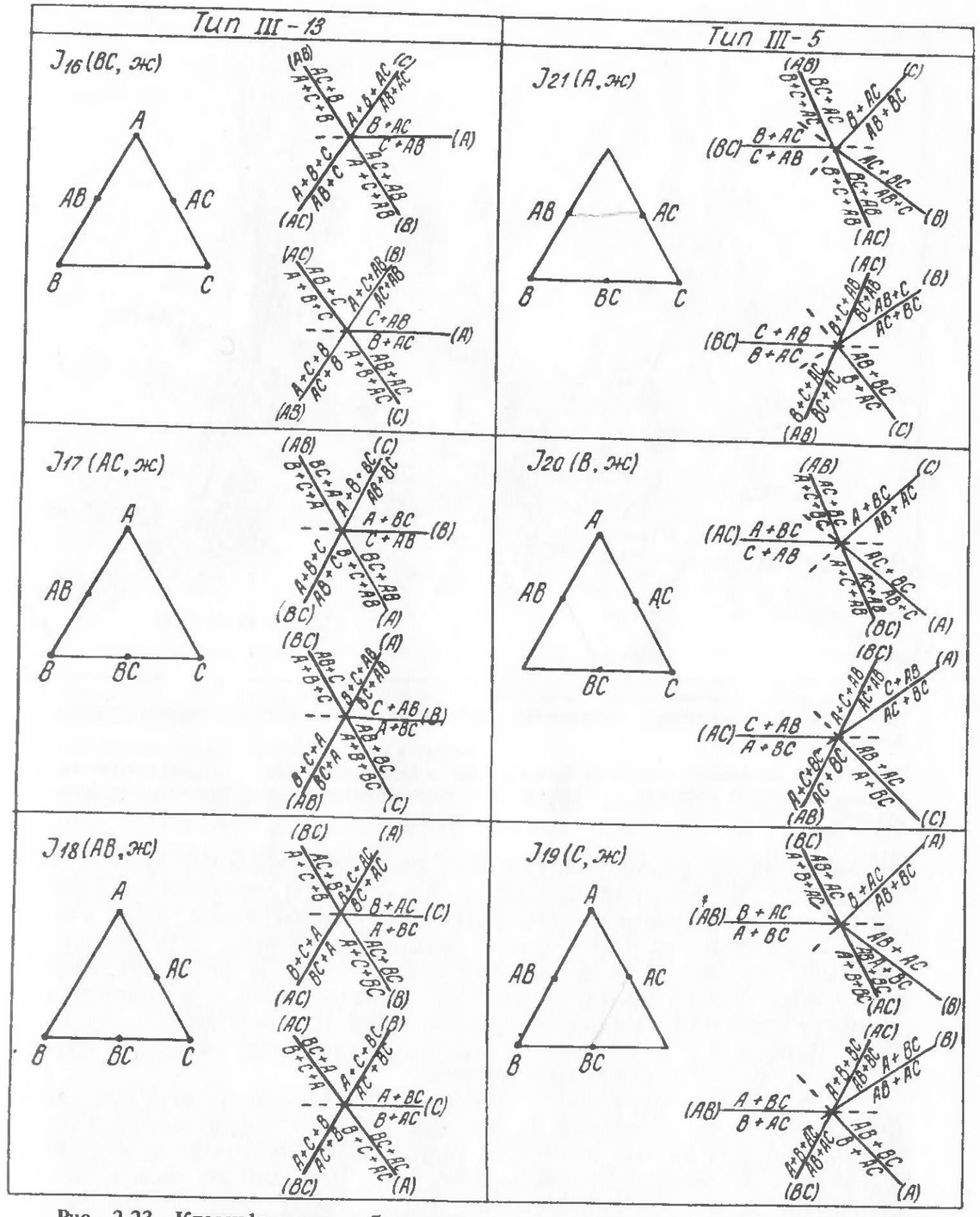
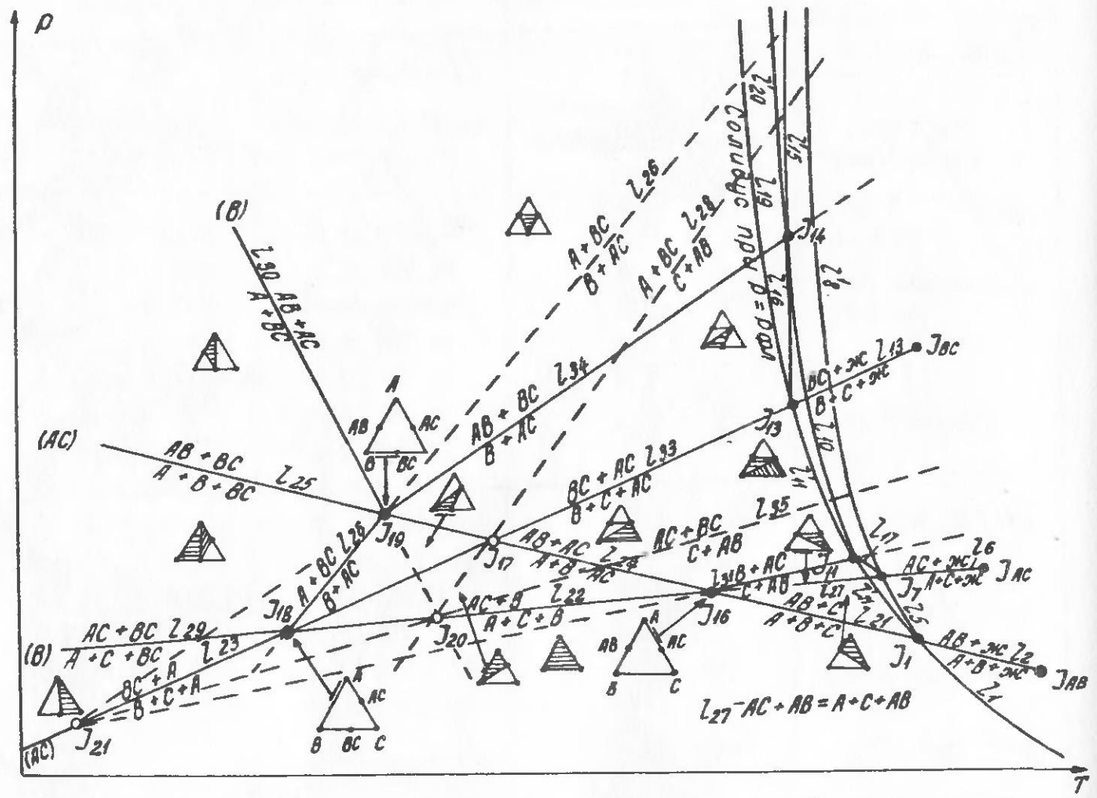


Рис. 2.23. Классификация субсолидусных инвариантных точек системы A–B–C с двойными химическими соединениями в крайних системах.

строения P–T диаграмм мультисистем с $n=-1$, не содержащих сингулярные равновесия.

Как отмечает Д. С. Коржинский [93, с. 233], для построения диаграммы состояния системы с отрицательным числом степеней свободы n достаточно рассчитать $1-n$ пучков, остальные нонвариантные точки и моновари-


p
T
(B)
(AC)
(B)
(AC)
(AB)
(C)
(AB)
(AC)
(B)
(C)
(AB)
(AC)
(B)
(C)
(AB)
(AC)
(B

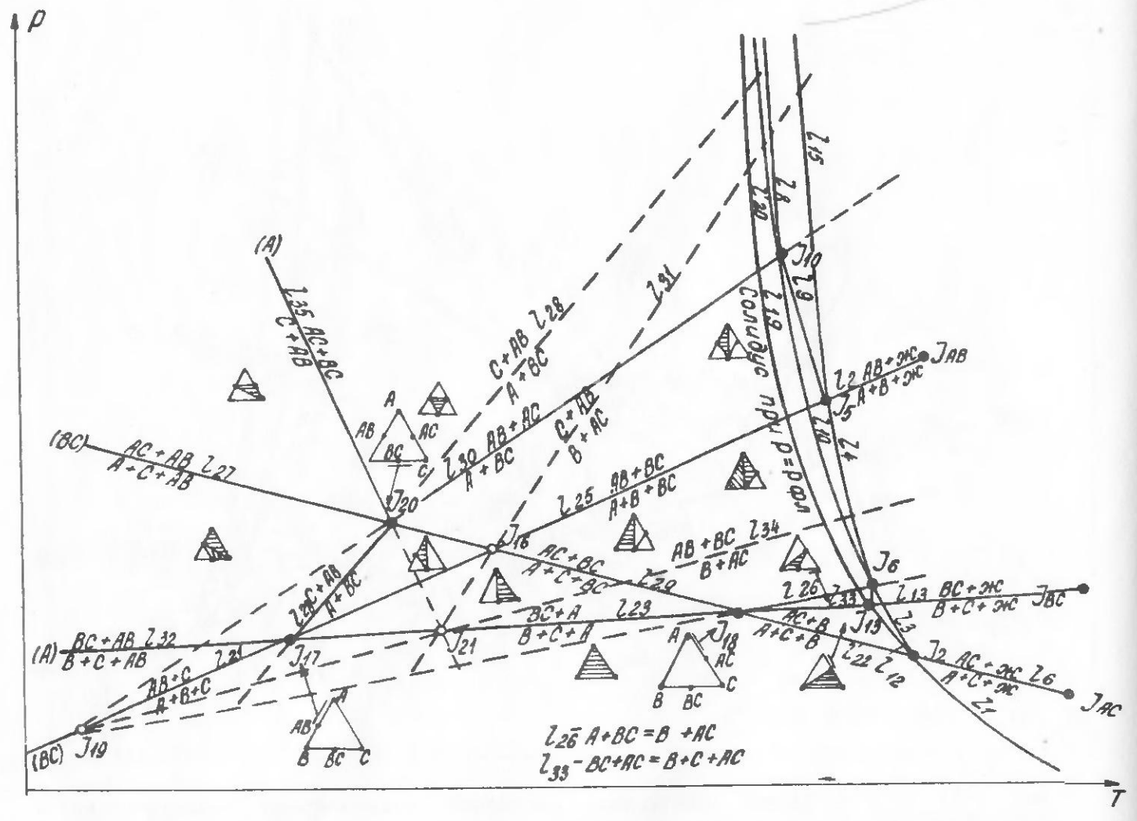


Рис. 2.26. *P–T* проекция диаграммы состояния дивариантной мультисистемы A–B–C; вариант 3.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.24.

те 3 – J_{17} и J_{20}. Остальные нонвариантные точки и моновариантные линии находились графически. Причем, учитывая постоянство состава твердых фаз, на *P–T* проекции допускается изображение моновариантных равновесий прямыми линиями. В каждом варианте имеется по три стабильных и три метастабильных пучка. Особенностью диаграммы состояния рассматриваемой системы является наличие трех линий сингулярных равновесий: A+B = AB, A+C = AC и B+C = BC с соответствующими индифферентными фазами, а отличие вариантов диаграммы связано с последовательностью появления в системе химических соединений при увеличении давления.

Дивариантные ассоциации системы показаны на диаграмме в парагенетических треугольниках, причем треугольники характеристических ассоциаций каждого поля заштрихованы. Следует отметить, что некоторые поля мультисистем отличаются наличием двух характеристических ассоциаций. На эту особенность мультисистем впервые обратил внимание В. А. Жариков [64].

Можно построить еще три варианта диаграммы состояния данной мультисистемы, соответствующие обращенному положению пучков, но для методических целей достаточно трех приведенных. На примере этих трех вариантов покажем возможность появления тех или иных стабильных и метастабильных инвариантных равновесий с расплавом при различных режимах факторов равновесия, т. е. достроим диаграмму состояния в ее ликвидус-солидусной области, поскольку с появлением в системе

еще одной фазы-расплава она превращается в дивариантную мультисистему. Особенности таких систем и приемы построения их диаграмм состояния описаны в работах [64, 93].

В данном случае для простоты принимается, что на фазовые превращения влияет давление флюида, при котором линии моновариантных равновесий с участием расплава имеют отрицательный наклон и непрерывно изменяющийся тангенс угла наклона.

Для построения диаграммы дивариантной мультисистемы необходим еще один опорный нонвариантный пучок. За такой опорный пучок принята точка пересечения эвтектической линии l_1 – A+B+C = Ж с моновариантной линией образования первого химического соединения: в варианте 1 это линия образования химического соединения AB в присутствии фазы C, в варианте 2 – химического соединения BC в присутствии фазы A, в варианте 3 – химического соединения AC в присутствии фазы B. Остальные пучки находятся графическим путем, учитывая, что в фазовых реакциях участвует фаза переменного состава – расплав. На рис. 2.24–2.26 для ликвидус-солидусной области показаны только стабильные пучки, а в качестве примера на рис, 2.27 для варианта 1 приведена *P–T* проекция ликвидус-солидусной области системы со всеми стабильными и метастабильными инвариантными точками. Чтобы не загружать диаграмму на рис. 2.27, около метастабильных точек показаны не все моновариантные линии, а только те, по которым эти точки находились. Остальные линии легко могут быть достроены графически с учетом принадлежности той или иной линии к соответствующему пучку (табл. 2.1 и 2.2).

В вариантах 2 и 3 метастабильные инвариантные точки определятся пересечением метастабильных лучей следующих линий: в варианте 2: J_1 – l_2 и l_1; J_2 – l_{22} и l_1; J_4 – l_{24} и l_8; J_6 – l_{26} и l_4; J_9 – l_{29} и l_{19}; J_{10} – l_{30} и l_{20}; J_{11} – l_{31} и l_{11}; J_{12} – l_{32} и l_{15}; J_{13} – l_{33} и l_{19}; в варианте 3: J_1 – l_{21} и l_1; J_3 – l_{23} и l_1; J_4 – l_{24} и l_8; J_7 – l_{21} и l_8; J_8 – l_{28} и l_9; J_9 – l_{29} и l_{19}; J_{11} – l_{31} и l_{12}; J_{12} – l_{32} и l_{15}; J_{14} – l_{34} и l_{20}.

Таким образом, каждый вариант полной диаграммы состояния рассматриваемой системы содержит 8 стабильных инвариантных точек, 12 – метастабильных, одна точка нереальная, поскольку одна субсолидусная моновариантная линия не может быть пересечена солидусом системы. В варианте 1 такой линией является линия l_{30} – A+BC = AB+AC, в варианте 2 – l_{34} – B+AC = AB+BC и в варианте 3 – l_{35} – C+AB = AC+BC. В. А. Жариков [64] нереальные точки считает удаленными в бесконечность.

В мультисистеме имеется 12 сингулярных моновариантных равновесий, которые представлены тремя сингулярными линиями: первая $l_{S^1} = l_2 = l_{21} = l_{24} = l_{25}$ с реакцией A+B = AB (Ж, C, AC, BC); вторая $l_{S^2} = l_6 = l_{22} = l_{27} = l_{29}$ с реакцией A+C = AC (Ж, B, AB, BC); третья $l_{S^3} = l_{13} = l_{23} = l_{32} = l_{33}$ с реакцией B+C = BC (Ж, A, AB, AC).

На рис. 2.28–2.30 приведены результаты физико-химического анализа стабильных ликвидус-солидусных равновесий в трех вариантах диаграммы состояния. На приемах построения диаграмм нет необходимости останавливаться, поскольку они были изложены выше.

Приведенные варианты диаграмм отличаются друг от друга только последовательностью появления на ликвидусе химических соединений при увеличении давления.

Тип фазовых превращений и соответствующая топология диаграмм отвечает принятому допущению, что химические соединения AB и AC

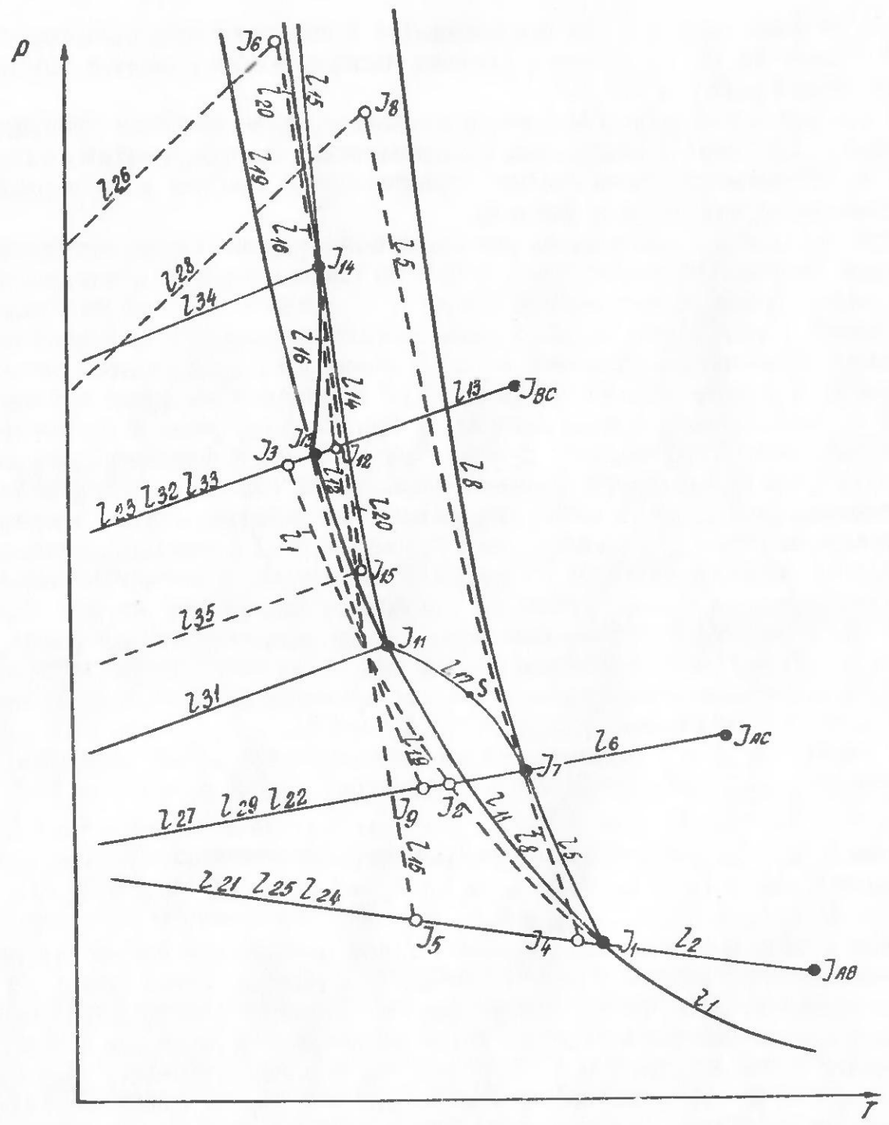


Рис. 2.27. *P–T* проекция ликвидус-солидусной области диаграммы состояния дивариантной мультисистемы А–В–С варианта 1.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.24.

имеют перитектические взаимоотношения с компонентом А, а химическое соединение ВС – с компонентом В. При других вариантах допущений тип фазовых превращений изменится, но фазовые ассоциации останутся прежними, что было доказано выше (см. варианты 1б и 1в, рис. 2.18–2.19).

Изобарические сечения рис. 2.28–2.30 наглядно иллюстрируют, как первое появление на ликвидусе того или иного химического соединения влияет на триангуляцию и топологию диаграмм. Количество стабильных инвариантных равновесий с расплавом в одном варианте соответствует количеству появившихся на ликвидусе стабильных моновариантных ассоциаций. Графически максимально возможное количество стабильных инвариантных точек в одном варианте определяется числом пересечений

стабильных лучей субсолидусных линий солидусом системы при заданных условиях давления. Как видно из диаграмм, в рассмотренных вариантах оно равно 5 из 15 теоретически возможных.

Таким образом, те особенности появления инвариантных фазовых ассоциаций с расплавом, которые были установлены при анализе системы с двумя химическими соединениями, еще раз более обоснованно подтвердились на примере с тремя химическими соединениями, поскольку в такой системе возможна реализация большого числа вариантов расположения субсолидусных линий и соответственно появления инвариантных точек.

Кроме того, следует отметить еще одну особенность нонвариантных фазовых ассоциаций с расплавом-фазой переменного состава – это многовариантность их равновесий, которая увеличивается с появлением новых химических соединений и соответствующих подсистем. Эта особенность зависит от различия фазовых превращений в крайних системах и расположения фигуративной точки состава расплава относительно фигуративных точек твердых фаз, которые в данном случае имеют постоянный состав. Так, инвариантная точка первого химического соединения имеет три варианта расположения: в площади двух подсистем и на их границе; инвариантная точка, связанная с появлением на ликвидусе второго химического соединения, уже имеет пять вариантов расположения: она может располагаться в трех подсистемах и на двух границах между ними и, наконец, следующая инвариантная точка может располагаться в четырех подсистемах и на трех границах. Каждый вариант расположения инвариантной точки характеризуется своим расположением моновариантных линий и типом реакций на них, и соответственно топологией диаграмм. В данной работе не представляется возможным приводить все варианты, важно было показать приемы построения диаграмм состояния расплавных систем на одном примере, освоив которые, читатель сможет строить диаграммы для различных вариантов.

Трехкомпонентная система с тройным и двойным химическими соединениями. Подобные системы довольно часто встречаются среди природных систем, поэтому на ней следует остановиться более подробно. В данной системе рассмотрим фазовые превращения лишь для ликвидус-солидусной области при условии, что солидусом системы при $P=P_{сух}$ пересекаются только стабильные линии образования химических соединений Д$=$ $=A_nB_mC_l$ и ВС, причем первым на ликвидусе появляется тройное соединение.

На рис. 2.31 приведены *P–T* проекции и изобарические сечения диаграммы состояния этой области. Первая инвариантная точка J_1 – А+В+С+ +Д+Ж появляется при пересечении линии образования–разложения тройного химического соединения l_1 (Ж) Д$=$А+В+С с эвтектической линией l_5 (Д) А+В+С$=$Ж. Следует обратить внимание на то, что в тройной системе равновесие (Ж) является полным в отличие от равновесия образование–разложение двойных химических соединений, так как все фазы равновесия участвуют в реакции, тогда как для четверной системы это равновесие будет сингулярным.

С появлением на ликвидусе химического соединения Д и нонвариантного равновесия система А–В–С делится на три подсистемы: А–В–Д, А–Д–С и Д–В–С (см. сечение P^2 на рис. 2.31) и соответственно с увеличением давления в системе появляются три моновариантных равновесия: l_2 (В) А+С+Д$=$Ж – эвтектическое, l_3 (А) Д+С$=$Ж+В – перитектическое (в изобарическом сечении точка двойного подъема) и l_4 (С) Д$=$А+В+Ж – также перитектическое (в изобарическом сечении точка двойного спуска),

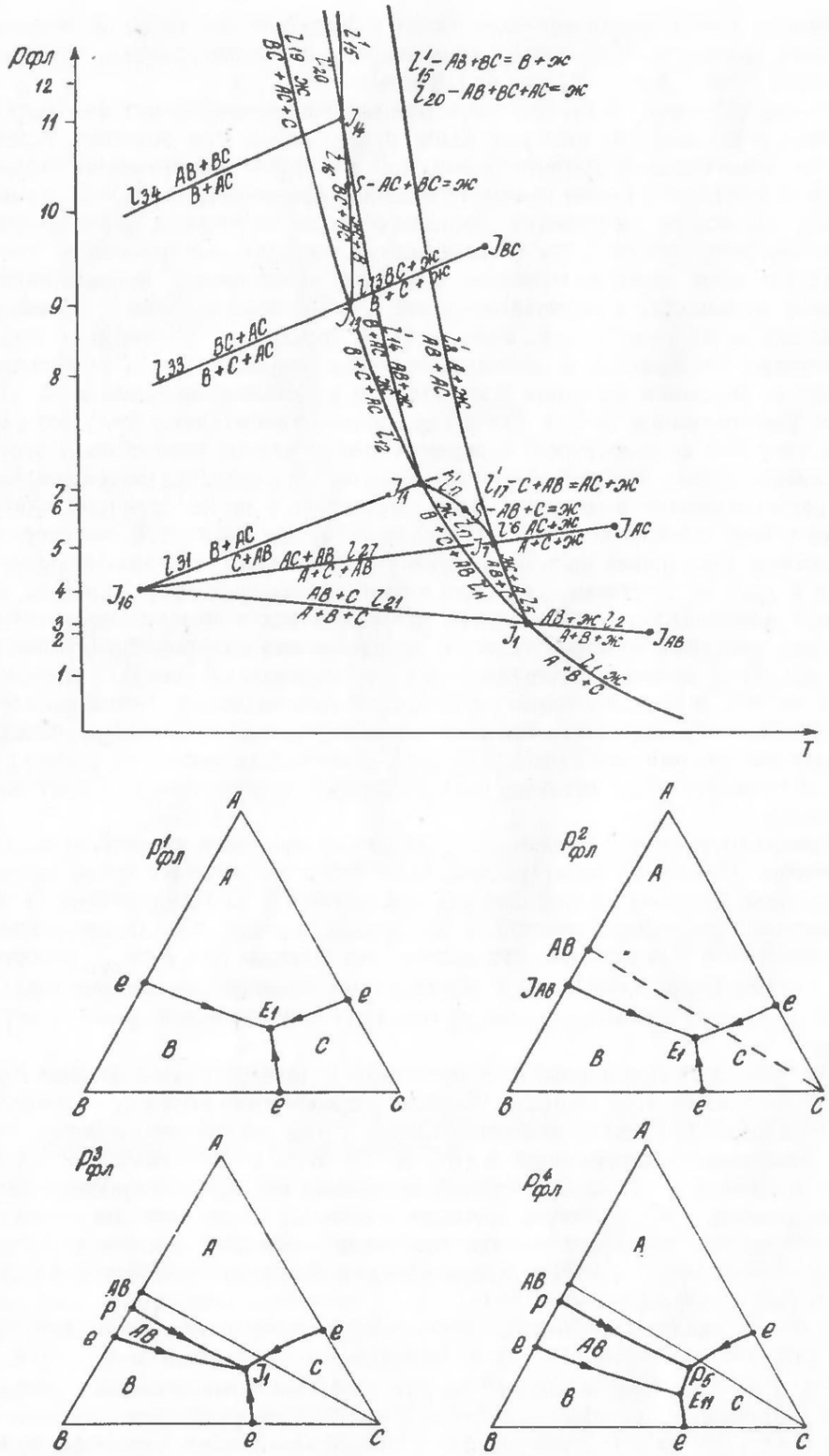


Рис. 2.28. $P_{Фл}-T$ проекция и изобарические проекции стабильных фазовых превращений ликвидус-солидусной области дивариантной мультисистемы A–B–C; вариант 1.

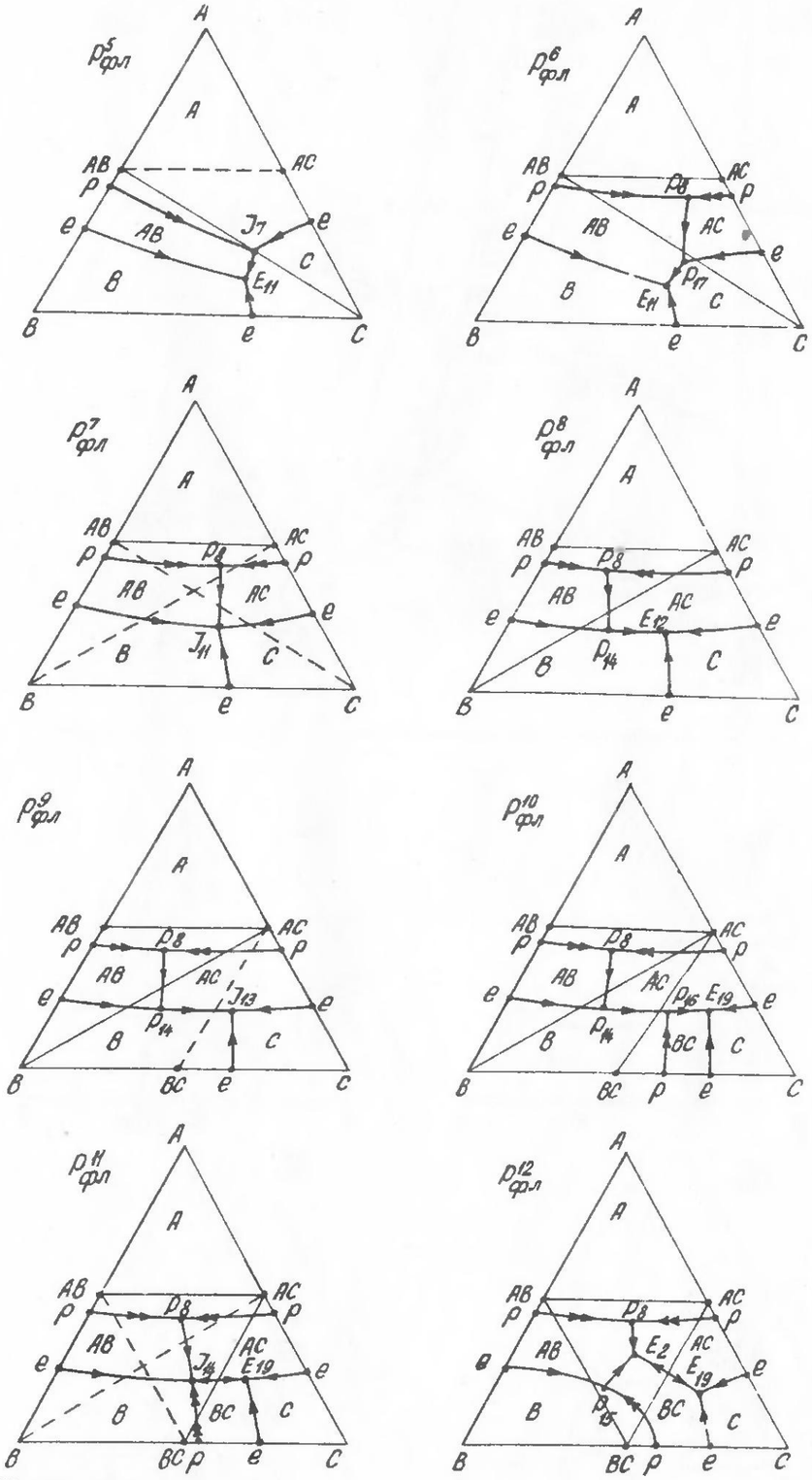


Рис. 2.28. (Продолжение).

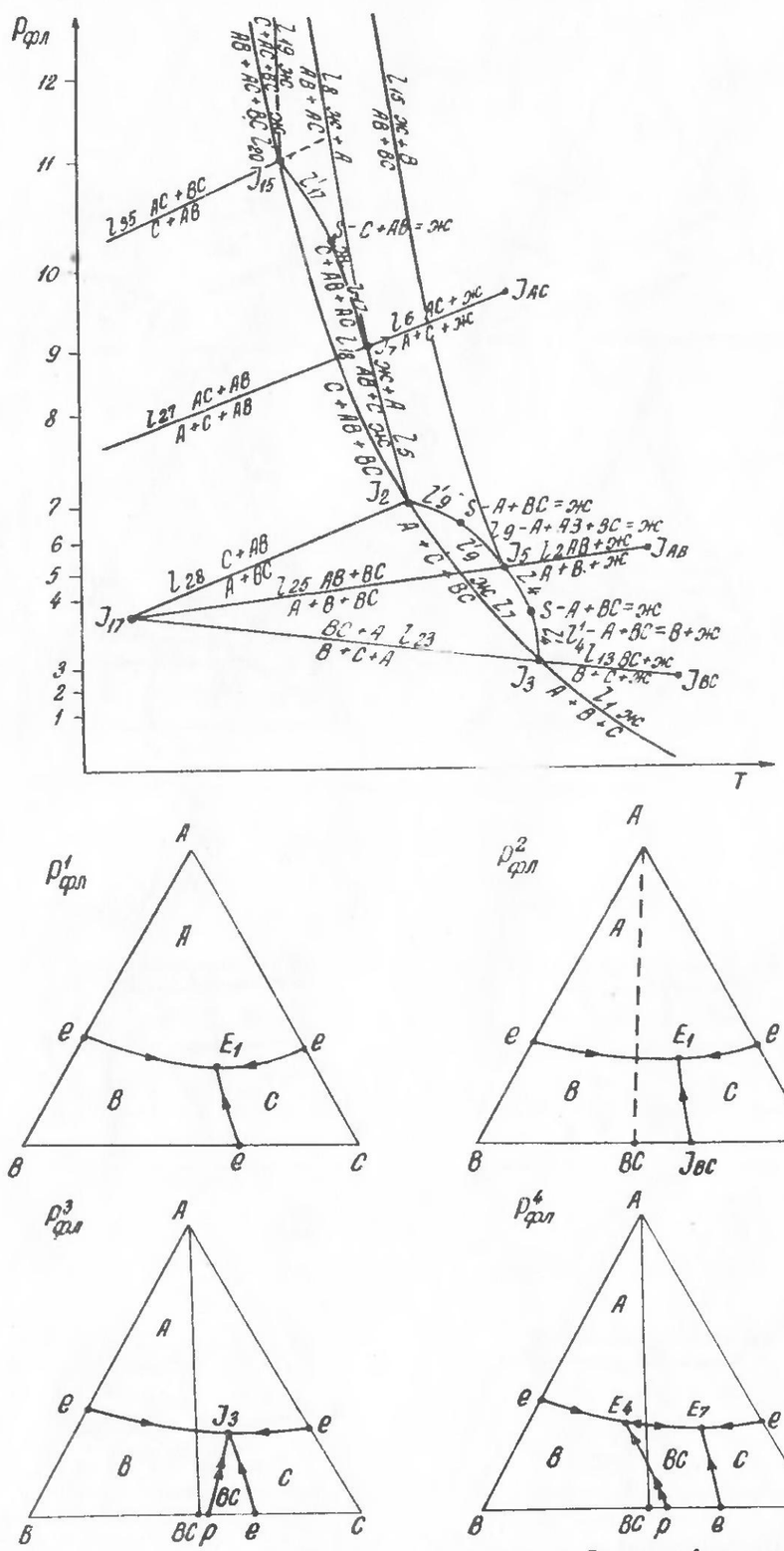


Рис. 2.29. $P_{Фл}$–T проекция и изобарические проекции стабильных фазовых превращений ликвидус-солидусной области дивариантной мультисистемы A–B–C; вариант 2.

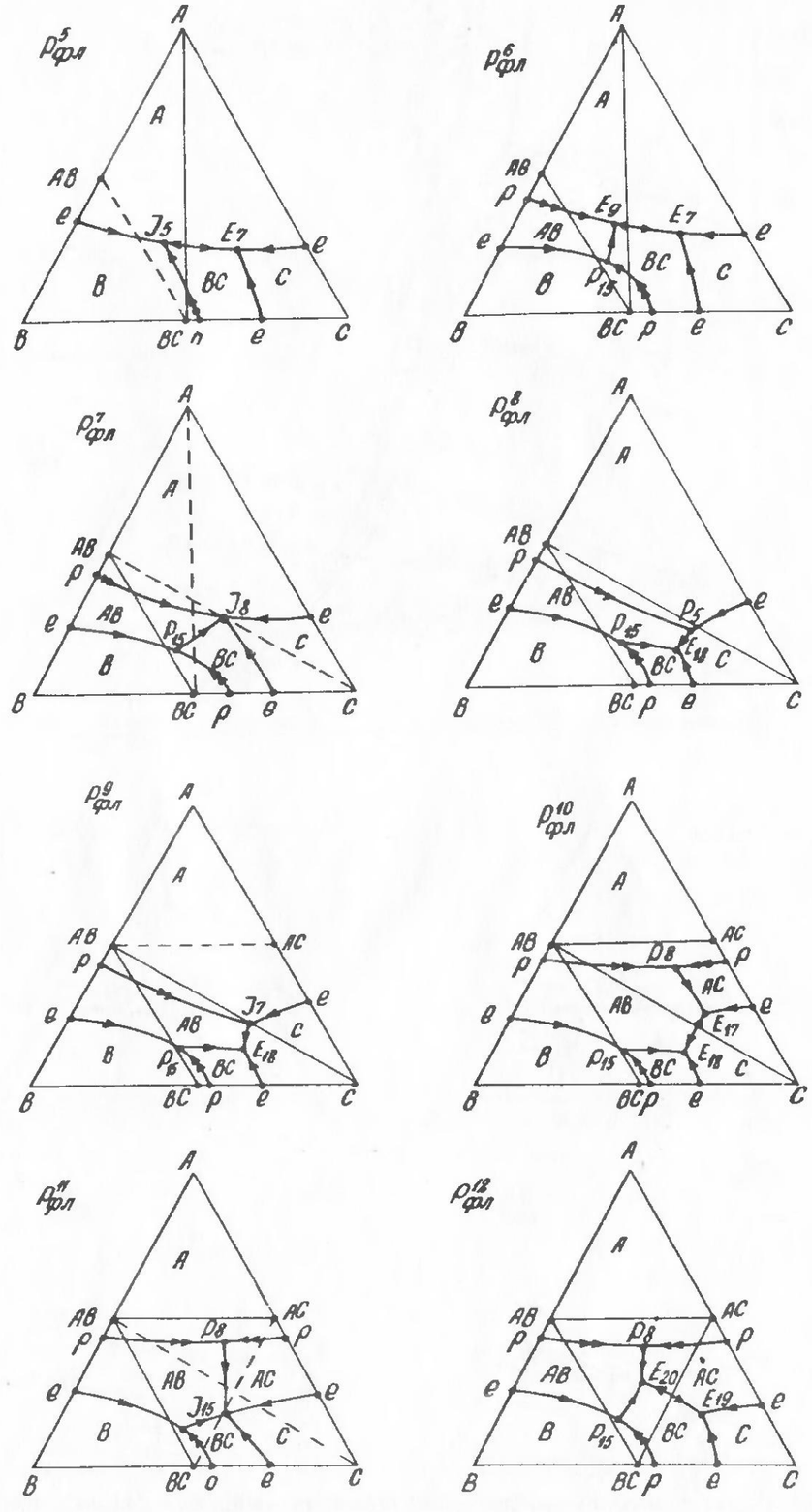
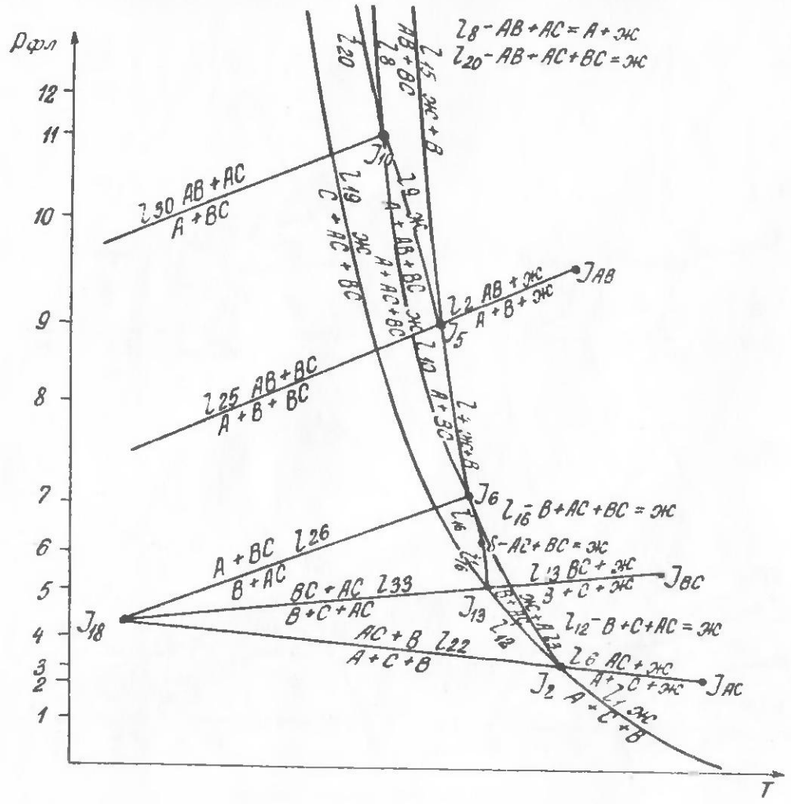
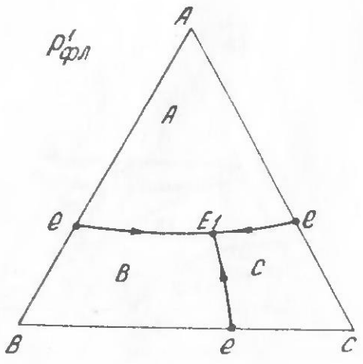
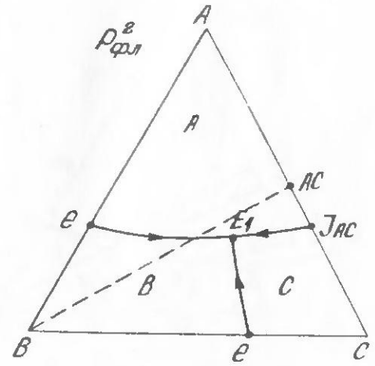
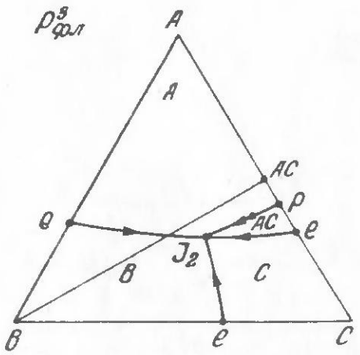


Рис. 2.29. (Продолжение).









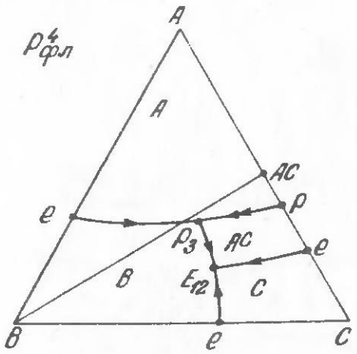
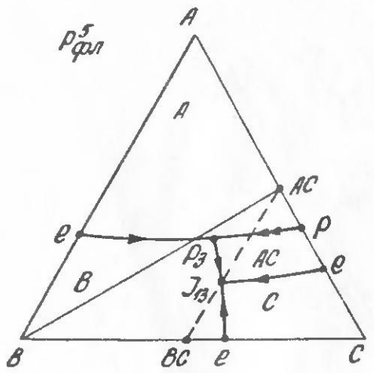
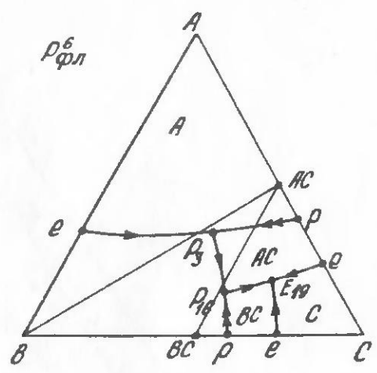
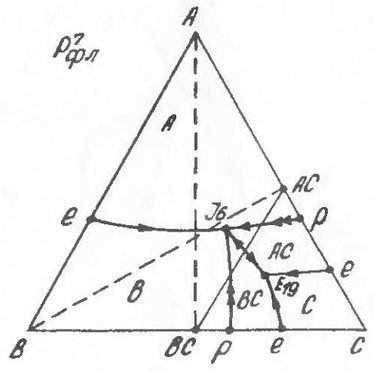
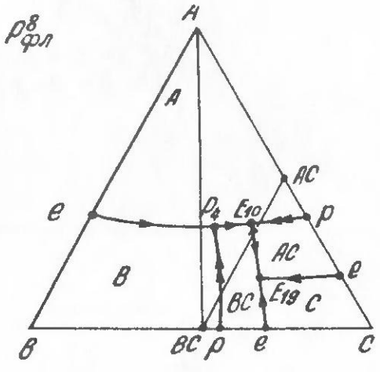


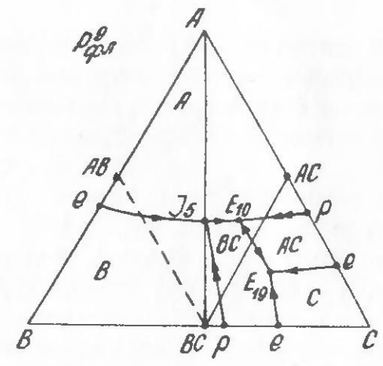
Рис. 2.30. $P_{Фл}$–T проекция и изобарические проекции стабильных фазовых превращений ликвидус-солидусной области дивариантной мультисистемы A–B–C; вариант 3.

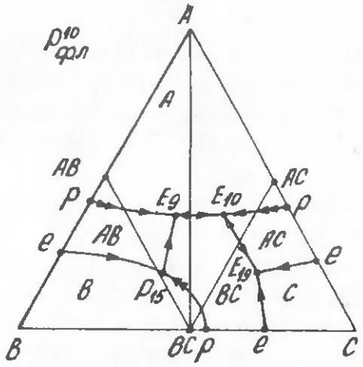


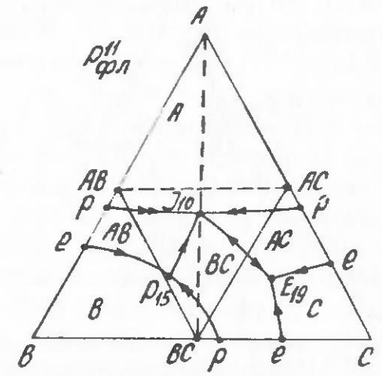












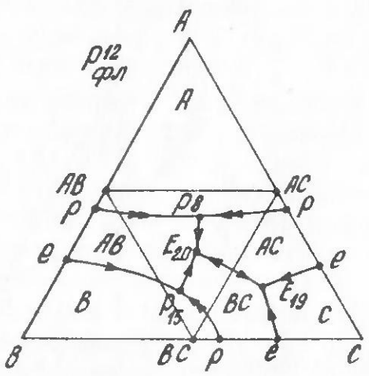


Рис. 2.30. (Продолжение).

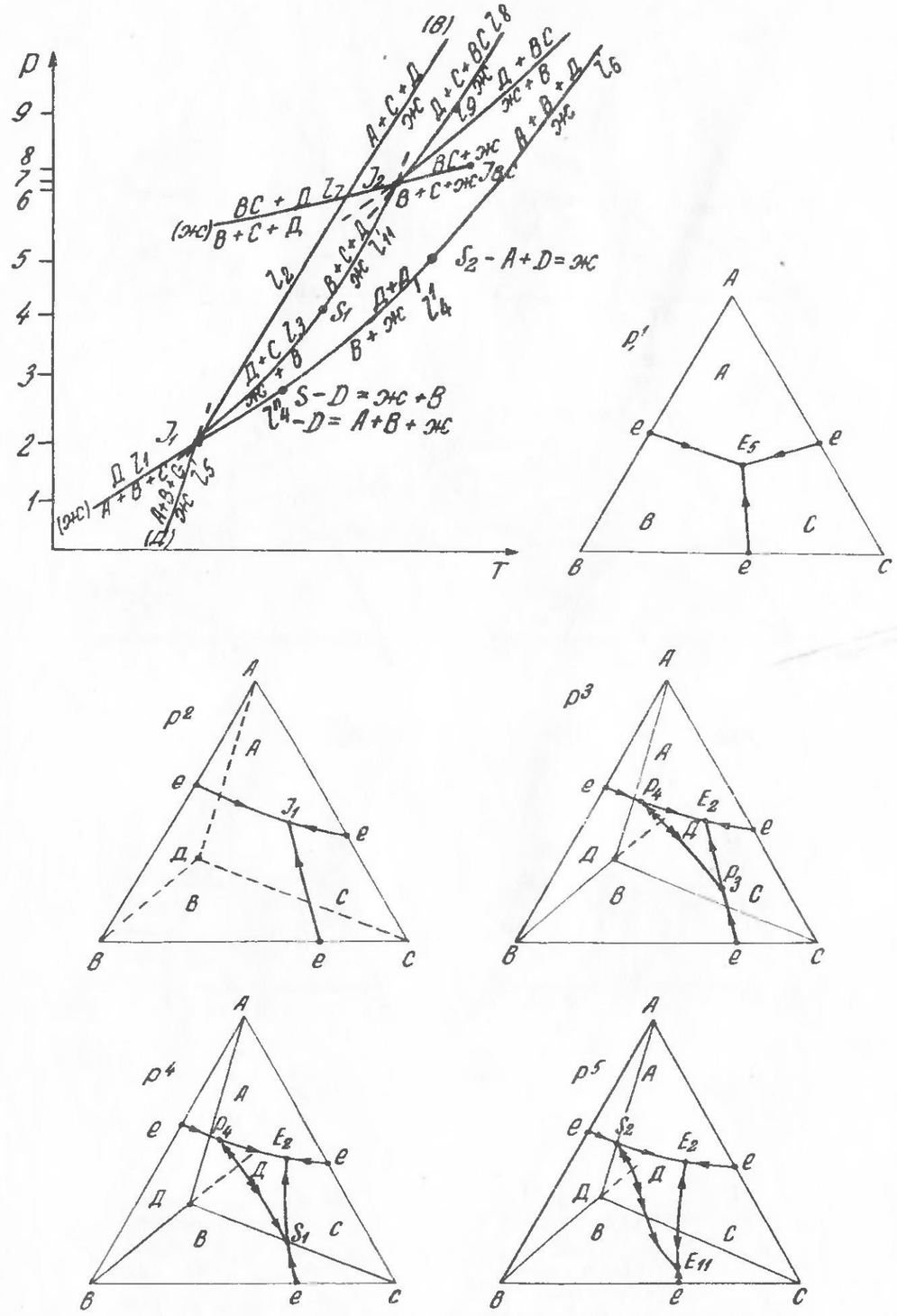


Рис. 2.31. *P–T* проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C с тройным (Д = $A_nB_mC_l$) и двойным (BC) химическими соединениями.

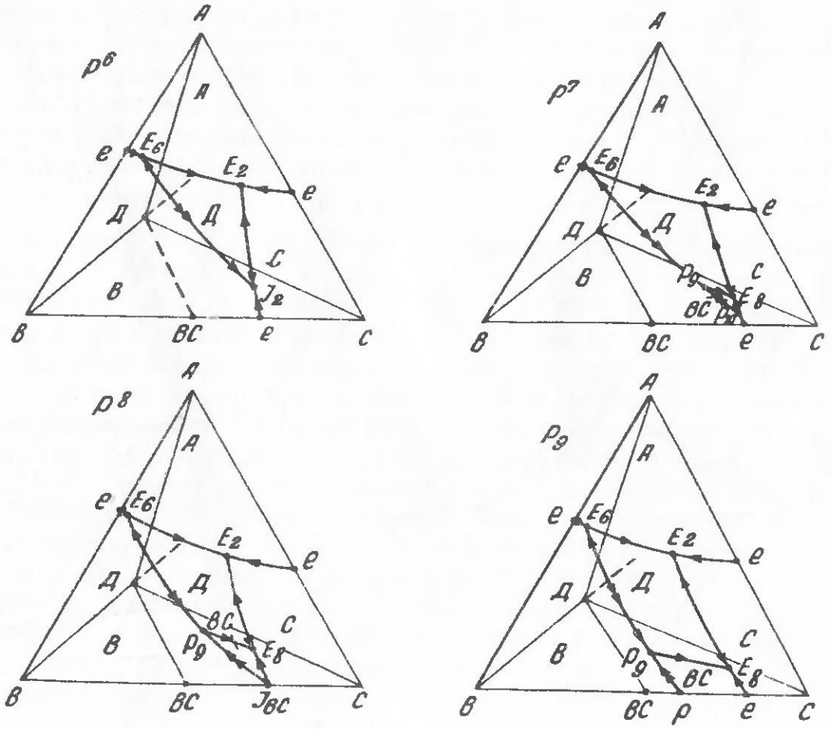


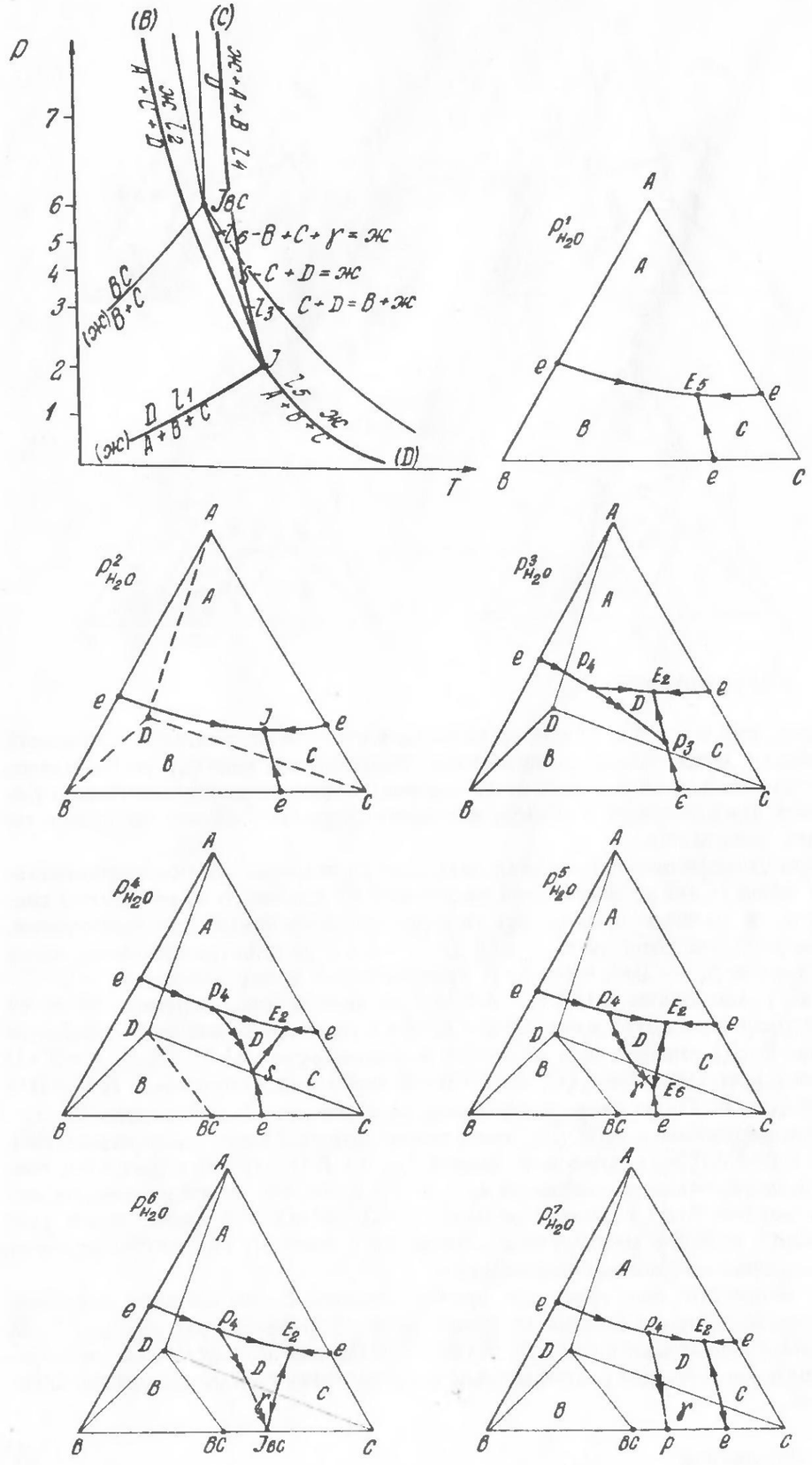
Рис. 2.31. (Продолжение).

которое, как и l_1 (Ж), является полным в отличие от сходных равновесий с двойным химическим соединением. Направление падения температуры и тип фазовых превращений на пограничных линиях и соответственно тип фазовых превращений в точках изобарических сечений определялись по правилу Алькемаде.

При дальнейшем повышении давления с расширением поля кристаллизации фазы Д, но до появления на ликвидусе двойного химического соединения, в системе происходят определенные фазовые преобразования. Моновариантное равновесие l_3 (А) Д+С=Ж+В из перитектического через сингулярное S_1 – Д+С+В=Ж+В превращается в эвтектическое – В+С++Д=Ж, а равновесие l_4 (С) Д=А+В+Ж из дважды инконгруэнтного через инконгруэнтное сингулярное Д+А=Ж+В+А (при пересечении продолжения коноды В–Д) вначале превращается в инконгруэнтное l_4^1 (С) Д+А=Ж+В и затем в конгруэнтное l_6 (С) А+В+Д=Ж через сингулярное S_2 – А+Д+В==Ж+В (см. *P–T* проекцию и изобарические сечения P^4 и P^5 на рис. 2.31).

При пересечении субсолидусной линии сингулярного равновесия l_7 (Ж) ВС+Д=В+С+Д эвтектической линией l_{11} (А) В+С+Д=Ж образуется точка с нонвариантной ассоциацией J_2 – В+С+Д+ВС+Ж, фазовая реакция которой должна быть перитектической; С+Д+ВС=Ж+В. Такой пучок уже встречался в выше разобранных примерах и поэтому нет необходимости в дальнейших подробных пояснениях.

В результате всех фазовых преобразований с увеличением давления из простой системы с тройной эвтектикой (изобарическое сечение P^1 на рис. 2.31) получилась сложная система с четырьмя подсистемами, четырьмя моновариантными равновесиями и соответствующими дивариантными полями.



Уяснив особенности построения одного варианта диаграммы состояния системы с тройным химическим соединением, можно легко построить диаграмму состояния и других вариантов этой и подобных систем, включая и возможность появления других химических соединений.

Система с тройным и двойным химическими соединениями, образующими между собой твердые растворы. Такая система представляет собой определенную разновидность только что рассмотренной и поэтому до давления, соответствующего сечению $P^4_{H_2O}$, топология диаграмм этих систем сходна (см. рис. 2.31 и 2.32). Различия начинаются после сингулярного равновесия S – Д+С+В=Ж+В, когда поле кристаллизации химического соединения Д=$A_nB_mC_l$ пересекает коноду Д–С и распространяется на подсистему В–Д–С, где оно с двойным химическим соединением ВС образует непрерывный твердый раствор γ. В результате всех превращений в системе образовалось четыре подсистемы, которые по типам фаз (постоянного и переменного состава) и фазовым превращениям попарно объединяются в две группы. В первую группу входят подсистемы А–Д–В и А–Д–С, в которых фазы имеют постоянный состав и их взаимоотношение определяется положением на диаграмме двух моновариантных равновесий: l_2 (В) А+С+Д=Ж и l_4 (С) А+Д=Ж+В. Вторая группа – это подсистемы Д–В–ВС и Д–ВС–С, в которых фазы Д и ВС образуют непрерывный твердый раствор γ, имеющий перитектические взаимоотношения с фазой В и эвтектические – с фазой С. Дальнейшее увеличение давления может привести к расширению полей кристаллизации одних фаз и уменьшению других, преобразованию фазовых реакций и появлению новых химических соединений.

Система с эвтектикой и химическими соединениями в двух крайних системах и твердыми растворами с разрывом растворимости и перитектикой в третьей. Такой тип системы, как частной более общих природных систем, встречается довольно часто и поэтому понимание фазовых превращений, происходящих в ней с изменением давления, представляется очень важным. В фазовых реакциях данной системы принимают участие пять фаз: α – раствор компонента С в А, β – раствор компонента А в С, γ – твердый раствор двойных химических соединений, В – фаза компонента В, Ж – расплав. Отсюда топологические элементы диаграммы состояния должны быть представлены одной инвариантной точкой J – α+β+γ+В+Ж, пятью сингулярными моновариантными линиями: l_1 (γ) В+β=Ж+α; l_2 (В) γ+β=Ж+α; l_3 (β) В+α=Ж+γ; l_4 (α) В+β=Ж+γ и l_5 (Ж) γ+В=α+β и десятью дивариантными полями: 1 – α+β+γ; 2 – α+β+В; 3 – α+β+Ж; 4 – α+γ+В; 5 – α+γ+Ж; 6 – α+β+Ж; 7 – β+γ+В; 8 – β+γ+Ж; 9 – β+В+Ж; 10 – γ+В+Ж.

P–T проекции и изобарические сечения, отражающие фазовые превращения в этой системе, приведены на рис. 2.33 (не показано равновесия l_5 (Ж)). При низких значениях давления, когда химические соединения отсутствуют в ликвидус-солидусной области, на ликвидусной поверхности имеется поле кристаллизации твердых растворов: α и β, разделенных перитектической границей, и поле кристаллизации фазы компонента В, которая как с фазами компонентов А и С, так и с их растворами имеет эвтектические взаимоотношения. Только в точке P^2_1 происходит перитектиче-

Рис. 2.32. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы А–В–С с тройным (Д=$A_nB_mC_l$) и двойным (ВС) химическими соединениями, образующими между собой твердые растворы.

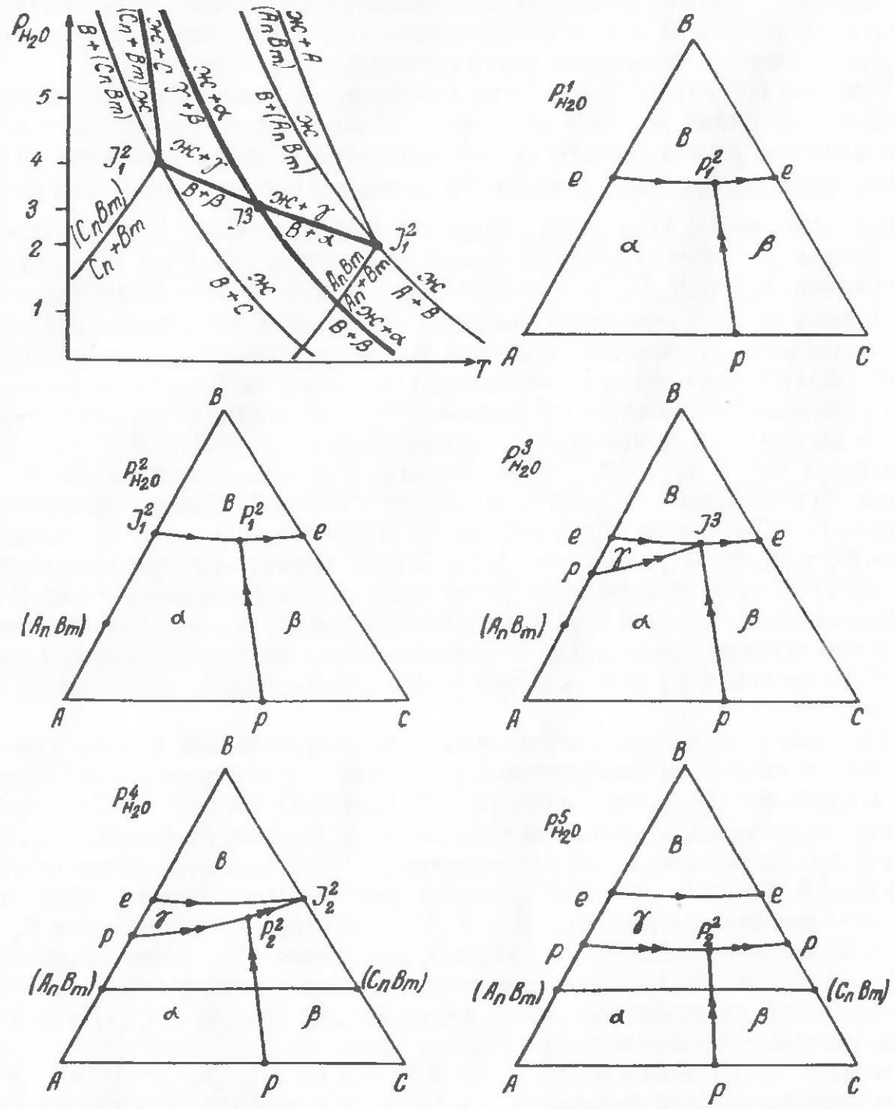


Рис. 2.33. $P_{H_2O}-T$ проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы A–B–C, когда в одной из двойных систем образуются твердые растворы IV типа, а ее компоненты с третьим дают химические соединения.

ская реакция по схеме $B+\beta=Ж+\alpha$. С увеличением давления снижается температура всех ликвидус-солидусных равновесий, а температура субсолидусного разложения химических соединений крайних систем увеличивается. При $P^2_{H_2O}$ происходит пересечение ликвидуса эвтектики A+B с линией разложения химического соединения (A_nB_m) и появляется J^2_1. Этот случай уже рассмотрен в двухкомпонентных системах и не требует пояснения. Усложнения наступают с дальнейшим увеличением давления, когда появляется поле кристаллизации твердого раствора γ, который представляет собой химическое соединение твердого раствора α и компонента B, а химическое соединение (A_nB_m) является конечным членом этого твер-

дого раствора. При увеличении давления поле кристаллизации твердого раствора расширяется и доходит до точки P^2_1, которая с появлением лишней фазы превращается в инвариантную точку J^3 $B+\beta=Ж+\gamma+\alpha$. Дальнейшее увеличение давления приводит к еще большему расширению поля кристаллизации твердого раствора γ, и когда при $P^4_{H_2O}$ оно дойдет до двойной эвтектики, в системе B–C появится инвариантная точка J^2_2. Точка P^2_2, которая сменяет P^2_1, представляет собой перитектическое равновесие четырех растворов: $\gamma+\beta=Ж+\alpha$.

И, наконец, на сечении $P^5_{H_2O}$ показаны фазовые превращения (взаимоотношения) твердых растворов компонентов A и C с твердыми растворами химических соединений (A_nB_m) и (C_nB_m) и последних – с компонентом B.

Таким образом, поскольку появление различных стабильных нонвариантных ликвидус-солидусных равновесий зависит от появления на ликвидусе системы химических соединений ликвидусных фаз или соответствующих субсолидусных моновариантных фазовых ассоциаций, что требует их устойчивости до $P–T$ условий ликвидуса, то, следовательно, для одного варианта расположения субсолидусных линий невозможно построить полную диаграмму состояния для ликвидус-солидусной области конкретной системы, т. е. такую диаграмму, в которой участвовали бы все теоретически возможные фазовые ассоциации с расплавом. В каждом варианте диаграммы состояния участвует только часть стабильных ликвидус-солидусных ассоциаций. Количественный и качественный состав таких ассоциаций зависит от взаимоположения в $P–T–X$ пространстве субсолидусных и ликвидус-солидусных границ существования определенных фазовых ассоциаций. Отсюда следует важный вывод, что для построения диаграммы состояния ликвидус-солидусной области совершенно не обязательно иметь полную диаграмму состояния субсолидусной области, достаточно знать, какие моновариантные линии этой диаграммы доходят до ликвидуса данной системы.

Кроме того, следует обратить внимание на условность деления систем на твердофазные и расплавные. Правильнее говорить о субсолидусной и ликвидус-солидусной областях существования одной и той же системы. Причем, как показал проведенный анализ теоретических систем, в ликвидус-солидусной области количество фазовых превращений значительно больше, чем в солидусной, что связано с появлением здесь еще одной фазы – расплава, т. е. происходит увеличение элементов множества при постоянстве их в сочетании, в результате чего увеличивается число сочетаний.

2.4.1.3. Четырехкомпонентные системы

При рассмотрении фазовых превращений в четырехкомпонентных системах обычно ограничиваются примером, в котором крайние тройные системы имеют эвтектику без химических соединений, что, вероятно, связано со сложностью геометрического образа, отражающего фазовые превращения в многокомпонентной системе. Для изображения фазовых превращений четырехкомпонентных систем при изобарических условиях чаще всего применяется правильный тетраэдр. Естественно, что такой объемный геометрический образ, представленный на плоскости, является более сложным, чем треугольник. Кроме того, при большом числе компонентов в системе появляется возможность реализации более разнообразных фазовых взаимоотношений. Тем не менее при построении диаграмм

состояния четырехкомпонентных расплавных систем (точнее ликвидус-солидусной области данной системы) соблюдаются те же приемы и правила, которые применялись при анализе трехкомпонентных систем. Поэтому достаточно рассмотреть один пример четырехкомпонентной системы с двумя двойными химическими соединениями.

В различных превращениях такой системы участвуют семь фаз: А, В, С, Д, АВ, АС и Ж, отсюда число степеней свободы равно −1, т. е. данная система является одновариантной мультисистемой, и поскольку, согласно правилу фаз, в четырехкомпонентных системах нонвариантные ассоциации содержат 6 фаз, моновариантные — 5 и дивариантные — 4, то их количество и состав будут следующими:

1) число нонвариантных шестифазовых ассоциаций равно $C_7^6 = 7$:

J_1(АС) А+В+С+Д+АВ+Ж; J_2(АВ) А+В+С+Д+АС+Ж; J_3(Д) А+В+С+АВ+АС+Ж;
J_4(С) А+В+Д+АВ+АС+Ж; J_5(В) А+С+Д+АВ+АС+Ж; J_6(А) В+С+Д+АВ+АС+Ж;
J_7(Ж) А+В+С+Д+АВ+АС;

2) число моновариантных пятифазовых ассоциаций равно $C_7^5 = 21$:

l_1(АС,АВ) А+В+С+Д+Ж;	l_2(АС,Д) А+В+С+АВ+Ж;	l_3(АС,С) А+В+Д+АВ+Ж;
l_4(АС,В) А+С+Д+АВ+Ж;	l_5(АС,А) В+С+Д+АВ+Ж;	l_6(АВ,Д) А+В+С+АС+Ж;
l_7(АВ,С) А+В+Д+АС+Ж;	l_8(АВ,В) А+С+Д+АС+Ж;	l_9(АВ,А) В+С+Д+АС+Ж;
l_{10}(Д,С) А+В+АВ+АС+Ж;	l_{11}(Д,В) А+С+АВ+АС+Ж;	l_{12}(Д,А) В+С+АВ+АС+Ж;
l_{13}(С,В) А+Д+АВ+АС+Ж;	l_{14}(С,А) В+Д+АВ+АС+Ж;	l_{15}(В,А) С+Д+АВ+АС+Ж;
l_{16}(Ж,АС) А+В+С+Д+АВ;	l_{17}(Ж,АВ) А+В+С+Д+АС;	l_{18}(Ж,Д) А+В+С+АВ+АС;
l_{19}(Ж,С) А+В+Д+АВ+АС;	l_{20}(Ж,В) А+С+Д+АВ+АС;	l_{21}(Ж,А) В+С+Д+АВ+АС;

3) число дивариантных четырехфазовых ассоциаций равно $C_7^4 = 35$:

1 – А+В+С+Ж;	2 – А+В+Д+Ж;	3 – А+В+АВ+Ж;	4 – А+В+АС+Ж;
5 – А+С+Д+Ж;	6 – А+С+АВ+Ж;	7 – А+С+АС+Ж;	8 – А+Д+АВ+Ж;
9 – А+Д+АС+Ж;	10 – А+АВ+АС+Ж;	11 – В+С+Д+Ж;	12 – В+С+АВ+Ж;
13 – В+С+АС+Ж;	14 – В+Д+АВ+Ж;	15 – В+Д+АС+Ж;	16 – В+АВ+АС+Ж;
17 – С+Д+АВ+Ж;	18 – С+Д+АС+Ж;	19 – С+АВ+АС+Ж;	20 – Д+АВ+АС+Ж;
21 – А+В+С+Д;	22 – А+В+С+АВ;	23 – А+В+С+АС;	24 – А+В+Д+АВ;
25 – А+В+Д+АС;	26 – А+В+АВ+АС;	27 – А+С+Д+АВ;	28 – А+С+Д+АС;
29 – А+С+АВ+АС;	30 – А+Д+АВ+АС;	31 – В+С+Д+АВ;	32 – В+С+Д+АС;
33 – В+С+АВ+АС;	34 – В+Д+АВ+АС;	35 – С+Д+АВ+АС.	

Для приближения к реальным системам принимается, что в рассматриваемой системе как фазы компонентов А, В и С, так и их химические соединения АВ и АС могут содержать определенное количество изоморфных примесей, т. е. их состав непостоянный.

Как и в системах меньшей компонентности, анализ начнем с субсолидусных равновесий, которые представлены одним пучком J_7 (Ж) А+В+С+Д+АВ+АС. По расположению фигуративных точек состава компонентов относительно элементов тетраэдра точка J_7 относится к типу IV–63, по классификации В. В. Доливо-Добровольского [46]. Этот тип инвариантных точек (рис. 2.34) имеет два вида сингулярных равновесий: два равновесия, представленных четырьмя моновариантными линиями (двояконаправленных с тремя индиферентными фазами), l_{16} и l_{19} равновесия АВ = = А+В с индиферентными фазами С, Д и АС; l_{17} и l_{20} равновесия АС = = А+С с индиферентными фазами В, Д и АВ и одно равновесие АВ+С = = В+АС, изображаемое двумя моновариантными однонаправленными линиями l_{18} и l_{21} с индиферентными фазами А и Д. Анализироваться будут только стабильные равновесия.

P–T диаграмма пучка J_7 (Ж) имеет такой же вид, как и диаграмма для тройной системы с двумя двойными химическими соединениями (рис. 2.17), только в равновесиях четырехкомпонентной системы добавляется фаза Д, которую в сингулярных равновесиях АВ = А+В и АС = = А+С можно считать полностью индиферентной. Поскольку P–T диаграмма субсолидусной области имеет две „энантиотропные" формы, то для солидус-ликвидусной области придется рассматривать два варианта диаграмм состояния. Кроме того, в одном варианте можно по-разному располагать однонаправленные линии моновариантного сингулярного равновесия – l_{18} и l_{21}.

Вариант 1а. На рис. 2.34 приведены P–T проекции и изобарические сечения пучка J_7 для случая, когда моновариантные линии l_{16} и l_{20} имеют положительный наклон и их стабильные лучи продолжаются в область более высоких P_{H_2O} и T до ликвидус-солидусных условий, а лучи остальных линий — в сторону низкой температуры.

При построении диаграмм учитывалась переменность состава фаз сингулярных равновесий, содержащих две индиферентные фазы, одна из которых представлена расплавом. Это парные равновесия: l_2 (Д) АВ+С+Ж = = А+В+С+Ж и l_3 (С) АВ+Д+Ж = А+В+Д+Ж; l_8 (Д) АС+АВ+Ж = А+С+ +АВ+Ж и l_{11} (АВ) АС+Д+Ж = А+С+Д+Ж. Ф. А. Скрейнемакерс [160], разбирая сингулярные равновесия с переменными фазами, отмечал (с. 185): „Если М переменносингулярное, то три сингулярные кривые уже не могут совпасть". В рассматриваемом примере пучки J_1 и J_5 содержат двояконаправленные сингулярные линии, отражающие равновесия АВ = = А+В и АС = А+С с тремя индиферентными фазами: С, Д и Ж и АВ, Д и Ж соответственно. Поскольку было принято условие, что в процессе фазовых превращений состав фаз изменяется (хотя и незначительно), то линии сингулярных равновесий l_{16} (Ж), l_2 (Д) и l_3 (С) пучка J_1 не совпадают с двояконаправленной линией сингулярного равновесия АВ = А+В (на диаграмме не показана), как и однонаправленные линии l_2 (Д) и l_3 (С) не совпадают между собой. Точно так же ведут себя и линии сингулярных равновесий пучка J_5: l_{20} (Ж), l_8 (АВ) и l_{11} (Д) относительно линии сингулярного равновесия АС = А+С (также не показанной на диаграммах).

Как видно из P–T проекции рис. 2.34, с повышением давления нонвариантное равновесие J_1 (АС) А+В+С+Д+АВ+Ж преобразуется в четыре моновариантных — из точки J_1 выходят четыре моновариантных линии, порядок расположения которых подчиняется правилу Скрейнемакерса. На изобарическом сечении (рис. 2.34, сечение $P^2_{H_2O}$) это выражается в образовании внутри тетраэдра объема кристаллизации (за счет объемов кристаллизации других фаз) химического соединения АВ, имеющего также форму тетраэдра, вершинами которого являются точки изобарического сечения моновариантных равновесий, а ребрами — изобарические сечения дивариантных равновесий (пограничные линии между объемами кристаллизации трех фаз). Тип фазовых превращений в точках изобарических сечений легко устанавливается с учетом P–T проекции соответствующих равновесных ассоциаций. Несколько сложнее определяются тип равновесия на пограничных линиях и направление падения температуры на них. Пограничные линии, сходящиеся в точке E_5^4, должны быть, как правило, эвтектическими и температура на них будет падать к точке E_5^4. Характер остальных линий устанавливается с помощью модефицированных для четырехкомпонентных систем правил Алькемаде: 1) максимальная температура на пограничной линии приходится на грань тетраэдра, в углах которой

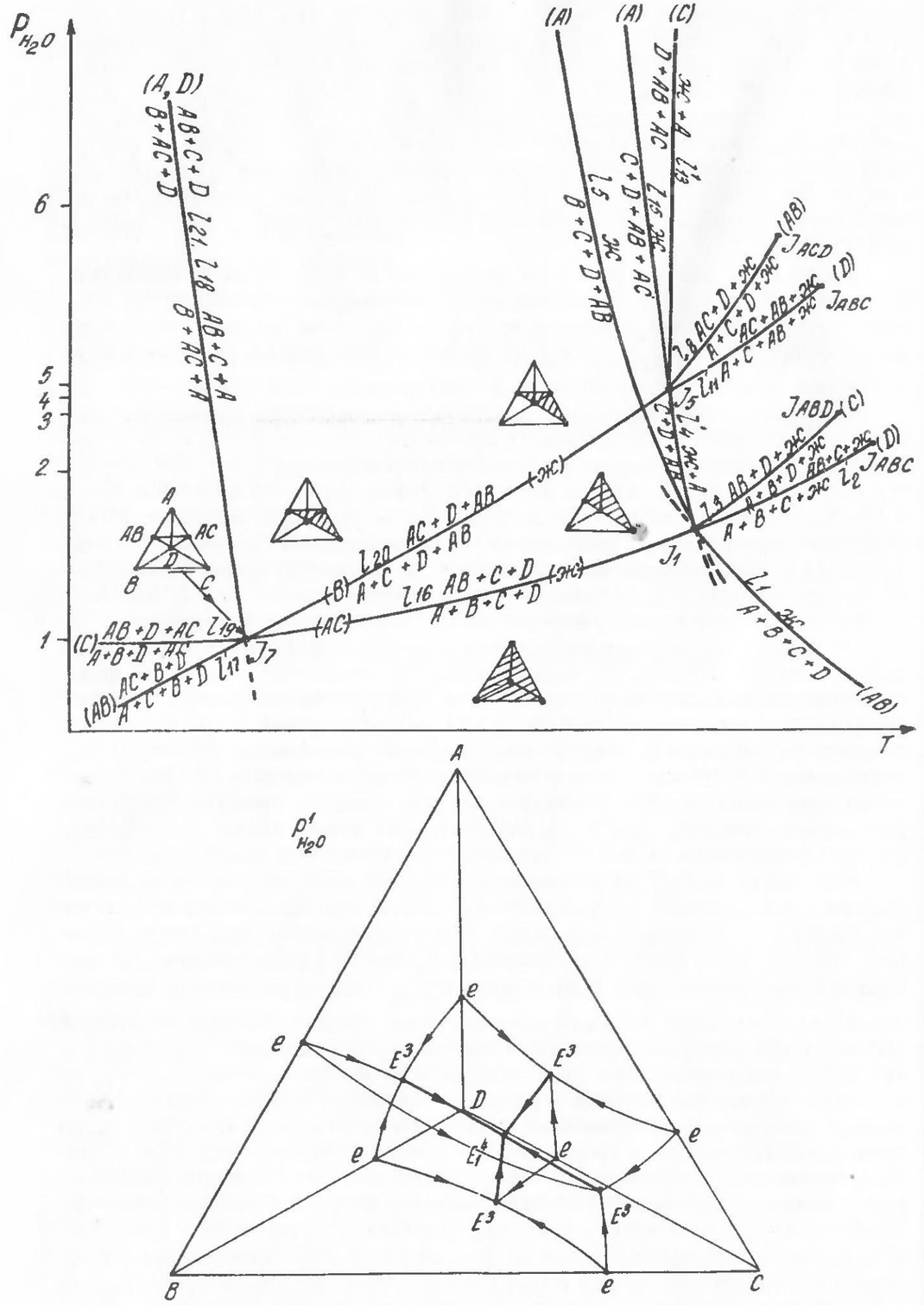
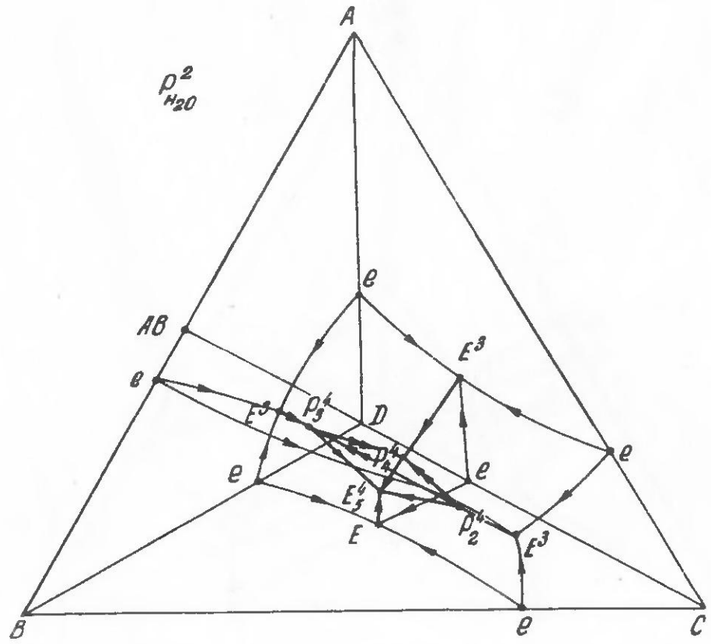


Рис. 2.34. P_{H_2O}–T проекция и изобарические продукции диаграммы состояния системы А–В–С–Д с двумя двойными химическими соединениями АВ и АС; вариант 1а.



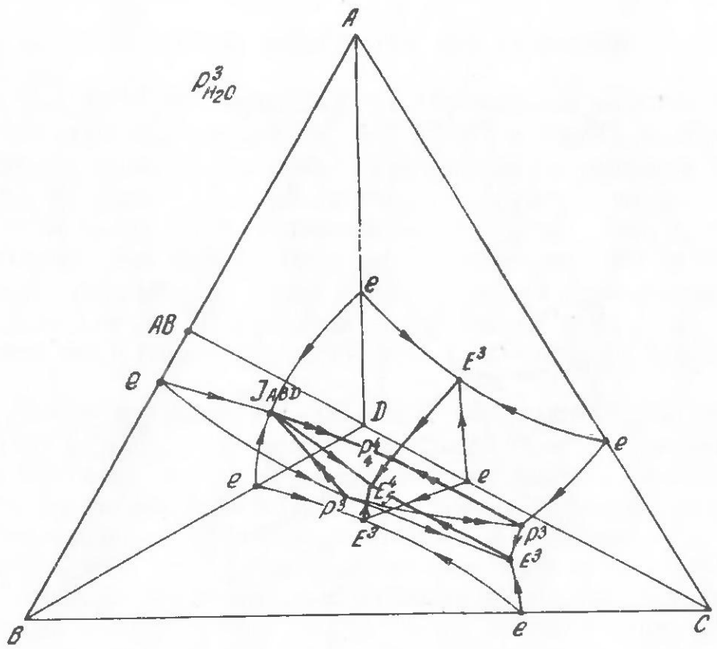
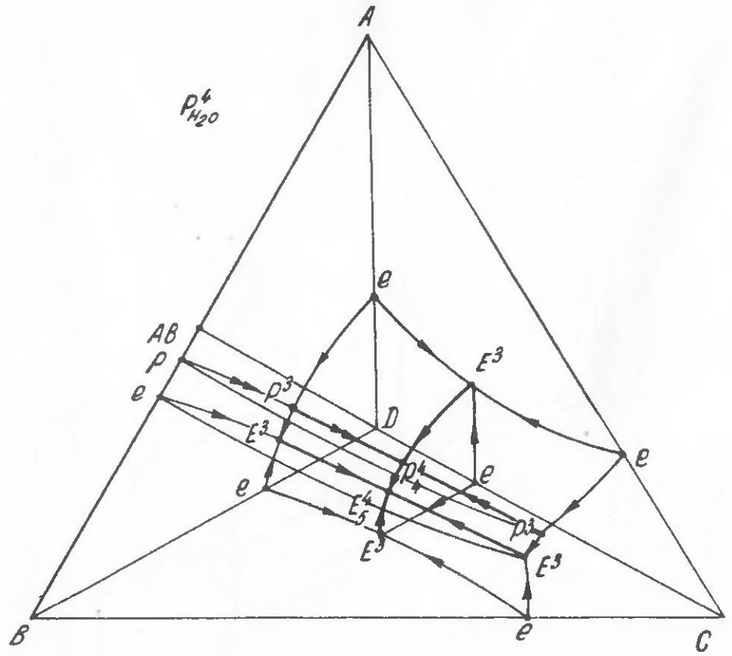


Рис. 2.34. (Продолжение).

располагаются фигуративные точки состава сосуществующих на этой линии фаз; 2) если пограничная линия или ее продолжение протыкают грань сосуществующих фаз, то они отражают эвтектические взаимоотношения этих фаз, а если нет, то на них происходит перитектическая реакция. Так, пограничные линии, выходящие из тройных эвтектик в объем тетраэдра, „протыкают" грани тетраэдра, в вершинах которых располагаются фигу-



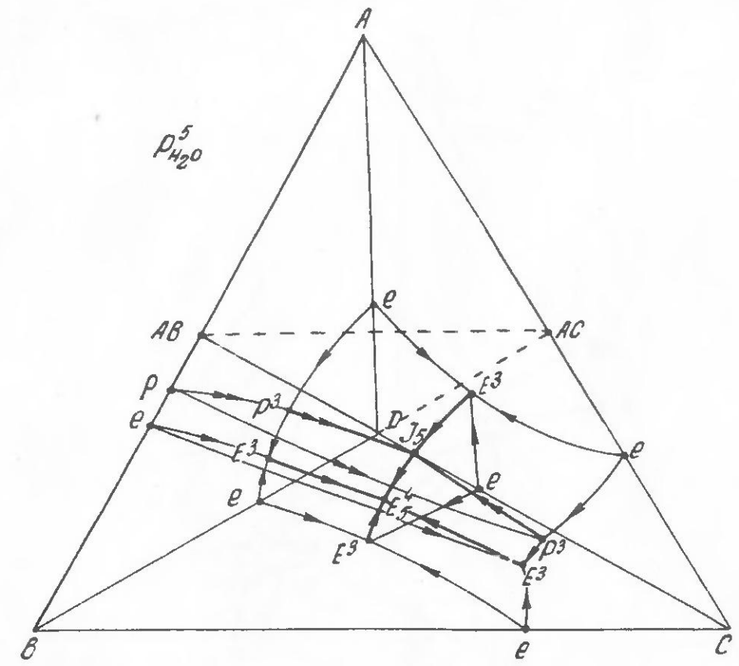


Рис. 2.34. (Продолжение).

ративные точки состава фаз, сосуществующих на соответствующих пограничных линиях, а температура на линиях падает от граней. Этими свойствами обладают и вышеуказанные линии, сходящиеся в точке E^4_5: E^4_5–P^4_2, E^4_5–P^4_3 и E^4_5–P^4_4, хотя они и не имеют общих точек со своими гранями; продолжение линии E^4_4–P^4_2 протыкает грань АВ–В–С; продолжение линии E^4_5–P^4_3 – грань АВ–В–Д, а продолжение линии E^4_5–P^4_3 – грань АВ–Д–С,

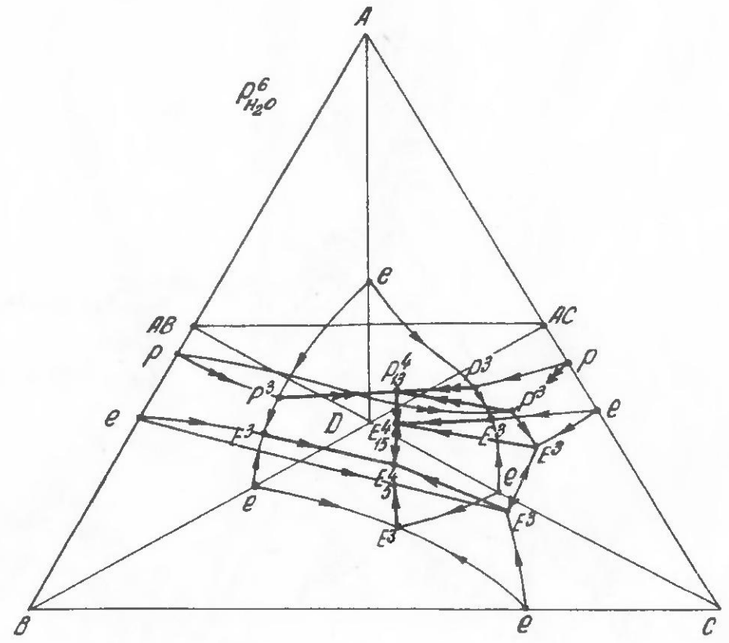


Рис. 2.34. (Продолжение).

которая делит основной тетраэдр на две подсистемы: А–АВ–Д–С и АВ–Д–С–В.

Остается проверить правильность определения падения температуры на трех пограничных линиях: P^4_2–P^4_4, P^4_3–P^4_4 и P^4_2–P^4_3, которые также не имеют общих точек со „своими" гранями. На пограничной линии P^4_2–P^4_4 сосуществуют фазы А, С и АВ, поэтому температура на линии должна падать от этой грани, но продолжение линии не протыкает грань А–С–АВ, следовательно, она должна быть перитектикалью (что показано двумя стрелками). Пограничная линия P^4_3–P^4_4 отделяет объемы кристаллизации фаз АВ, А и Д, но ее продолжение не протыкает грань А–Д–АВ, поэтому она должна быть также перитектикалью с падением температуры от этой грани.

Возникают затруднения с определением направления падения температуры и типа фазового превращения на линии P^4_2–P^4_3, соединяющей точки, которые отражают сингулярные равновесия с двумя индиферентными фазами. Эта линия является пограничной между объемами кристаллизации фаз, фигуративные точки состава которых располагаются на ребре тетраэдра, поэтому в данном случае правило Алькемаде не применимо.

Как указывалось выше, при постоянных составах фаз линии l_2 и l_3 сингулярных равновесий на P–T проекции должны совпадать. Тогда на изобарическом сечении точки P^4_2 и P^4_3 этих линий имели бы одинаковую температуру, а соединяющая их линия представляла бы изотерму. Но в случае переменного состава фаз сингулярных равновесий необходимо знать взаимоотношение их линий на P–T проекции, и тогда легко определится направление падения температуры на пограничной линии. Характер фазового превращения на этой линии должен быть перитектический – образование химического соединения АВ в результате реакции компонентов А и В, в присутствии расплава. С увеличением давления объем кристаллизации химического соединения АВ расширяется вплоть до граней

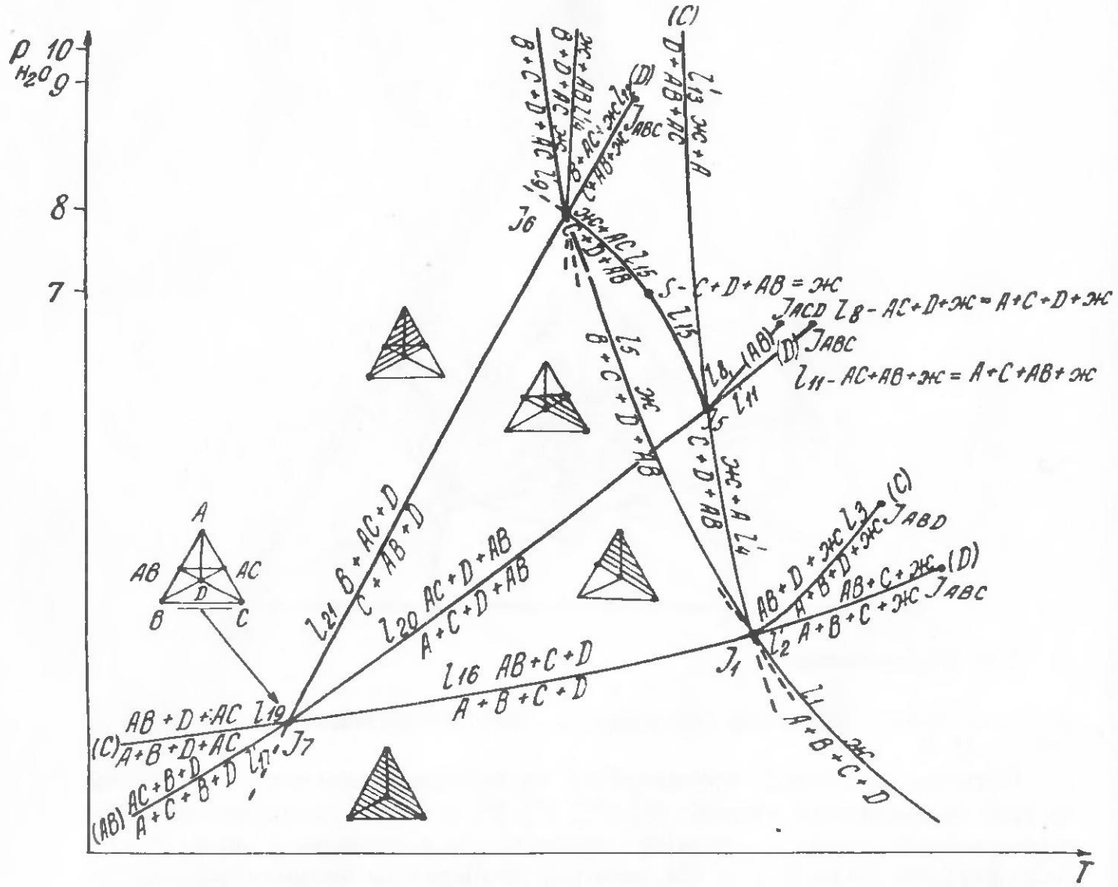


Рис. 2.35. $P_{H_2O}-T$ проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы А–В–С–Д с двумя двойными химическими соединениями АВ и АС; вариант 1б.

А–В–С и А–В–Д, где заканчиваются линии сингулярных равновесий l_2 и l_3 (см. рис. 2.34, сечения $P^3_{H_2O}$ и $P^4_{H_2O}$). При $P^5_{H_2O}$ появляется инвариантная точка J_5 (В) А+С+Д+АВ+АС+Ж как результат пересечения линий l_{20} (Ж, В) АС+Д+АВ = А+С+Д+АВ и l_4 (В, АС) С+Д+АВ = Ж+А в сингулярной точке С+Д+АВ = Ж, т. е. в момент попадания фигуративной точки расплава на грань С–Д–АВ.

При дальнейшем увеличении давления происходит преобразование нонвариантного равновесия, сходное с описанным выше при анализе пучка J_1, в результате получим такое состояние системы, которое изображается диаграммой с тремя пятифазовыми равновесиями, десятью – четырехфазовыми и шестью – двухфазовыми объемами кристаллизации (рис. 2.34, сечение $P^6_{H_2O}$).

Итак, в данном варианте принимают участие только два стабильных ликвидус-солидусных пучка из шести теоретически возможных.

Вариант 1б (рис. 2.35). Если линия сингулярного равновесия l_{21} (Ж, А) В+АС+Д=С+АВ+Д будет иметь положительный наклон, то при определенном значении давления появится возможность пересечения стабильного луча этой линии ликвидусом системы с образованием инвариантного рав-

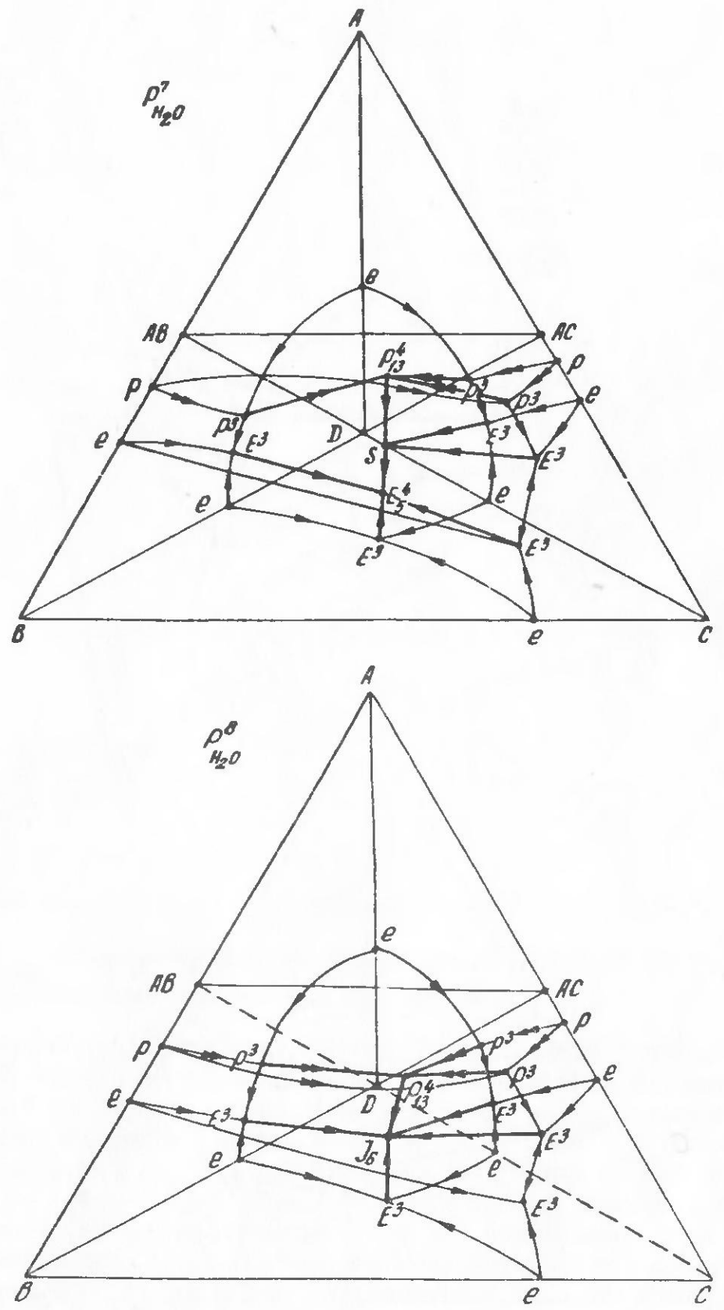


Рис. 2.35. (Продолжение).

новесия J_6 (А) В+С+Д+АВ+АС+Ж. Но до этого момента в системе должны произойти фазовые преобразования: при давлении, соответствующем сечению $P^7_{H_2O}$, эвтектическое равновесие l_{15} (В, А) С+Д+АВ+АС=Ж через сингулярное S – С+Д+АВ=Ж превращается в перитектическое l^1_{15} (А, В) С+Д+АВ+Ж+АС и перемещается из объема подсистемы А–АВ–С–Д в объем подсистемы В–АВ–С–Д. Только после этого из моновариантных ассоциаций l_{15}, l_{21} и l_5 образуется нонвариантная – J_6. При увеличении давления вблизи точки J_6 не появляется новых фаз, а происходят определенные пре-

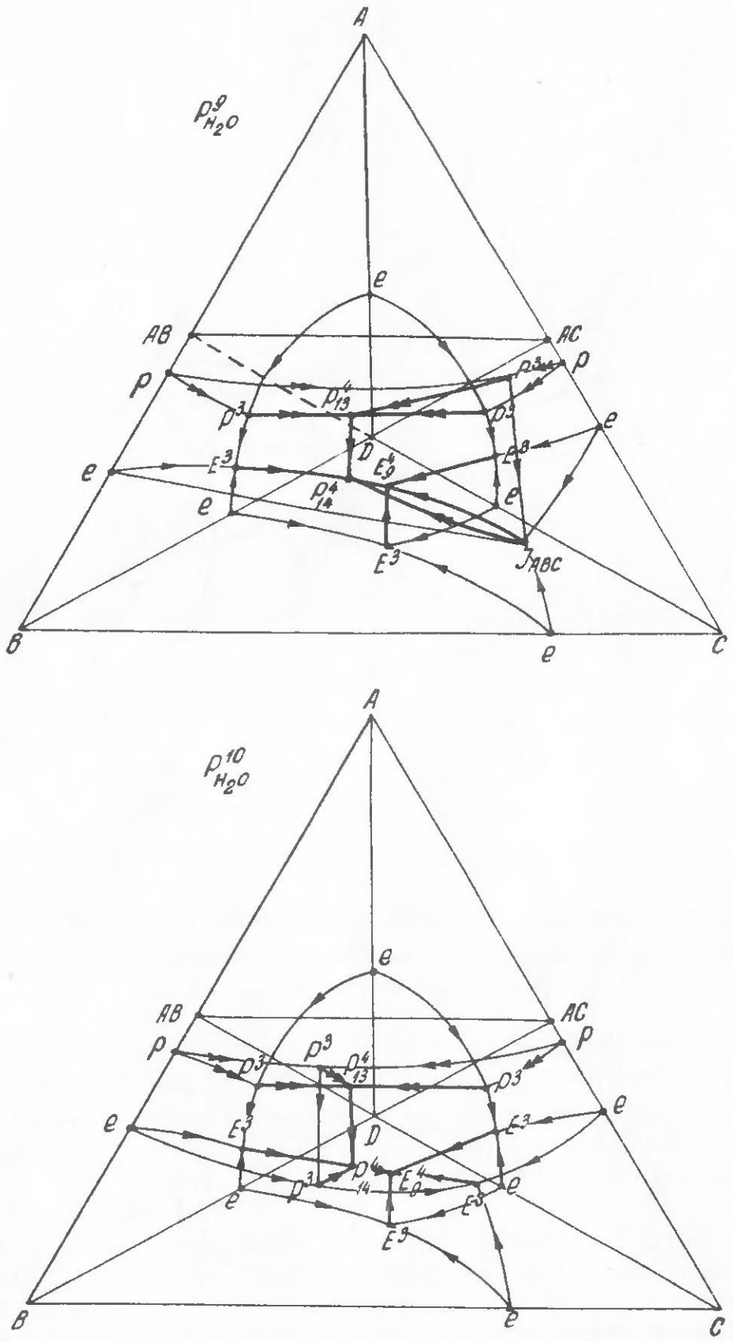


Рис. 2.35. (Продолжение).

образования и соответственно перестройка топологии диаграммы с изменением размеров объемов кристаллизации фаз: расширяется объем кристаллизации фазы АС за счет объема фазы АВ (рис. 2.35, сечения $P^{9}_{H_2O}$ и $P^{10}_{H_2O}$).

В этом варианте возможно появление J_3 (Д) А+В+С+АВ+АС+Ж, если вместо l_{21} использовать линию равновесия l_{18} (Д) В+АС+А=С+АВ+А

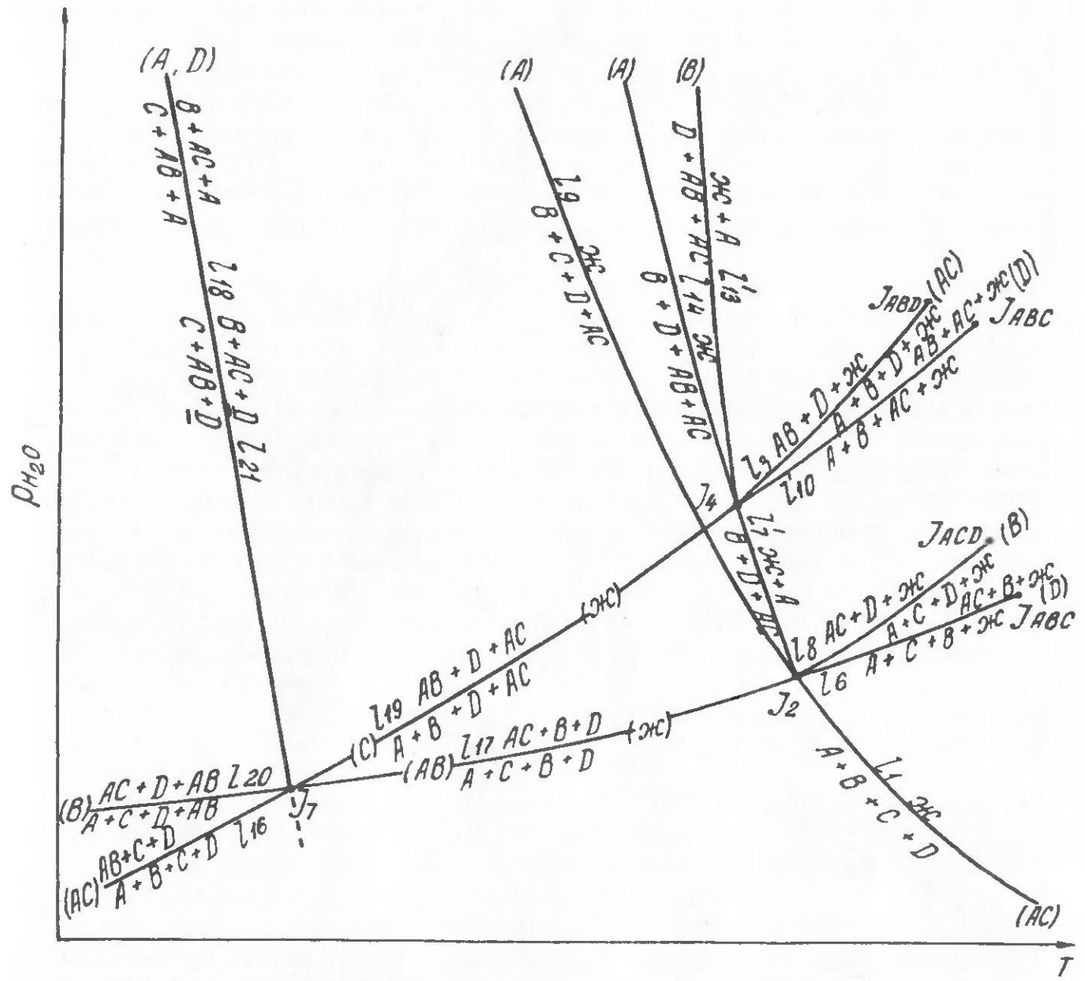


Рис. 2.36. $P_{H_2O}-T$ проекция диаграммы состояния системы А–В–С–Д с двумя двойными химическими соединениями АВ и АС; вариант 2а.

и направить ее так, чтобы она пересекалась с линией равновесия l_{11} (Д) АС+АВ+Ж=А+С+АВ+Ж, но тогда не сможет появиться ассоциация J_6.

Вариант 2а (рис. 2.36). В этом варианте используется обращенная относительно варианта 1 форма пучка J_7. Здесь в область больших значений температуры и давления направлены стабильные лучи линий l_{17} и l_{19}, отражающие сингулярные равновесия образования двойных химических соединений в последовательности АС и АВ. Стабильные лучи остальных линий пучка направлены в сторону меньших значений температуры. Благодаря такому положению линий в ликвидус-солидусной области будут существовать две стабильные нонвариантные ассоциации: J_2 (АВ) А+В+С+Д+АС+Ж и J_4 (С) А+В+Д+АВ+АС+Ж. На рис. 2.36 приведена только $P_{H_2O}-T$ проекция диаграммы состояния, которая по топологии имеет сходство с проекцией рис. 2.34, следовательно, и типы фазовых превращений данного варианта должны быть сходны с таковыми варианта 1, но только с участием некоторых других фаз.

Вариант 2б (рис. 2.37) отличается от варианта 2а тем, что линия сингулярного равновесия l_{21} (А) АВ+С+Д=В+АС+Д имеет положительный наклон и ее стабильный луч направлен в область высоких значений

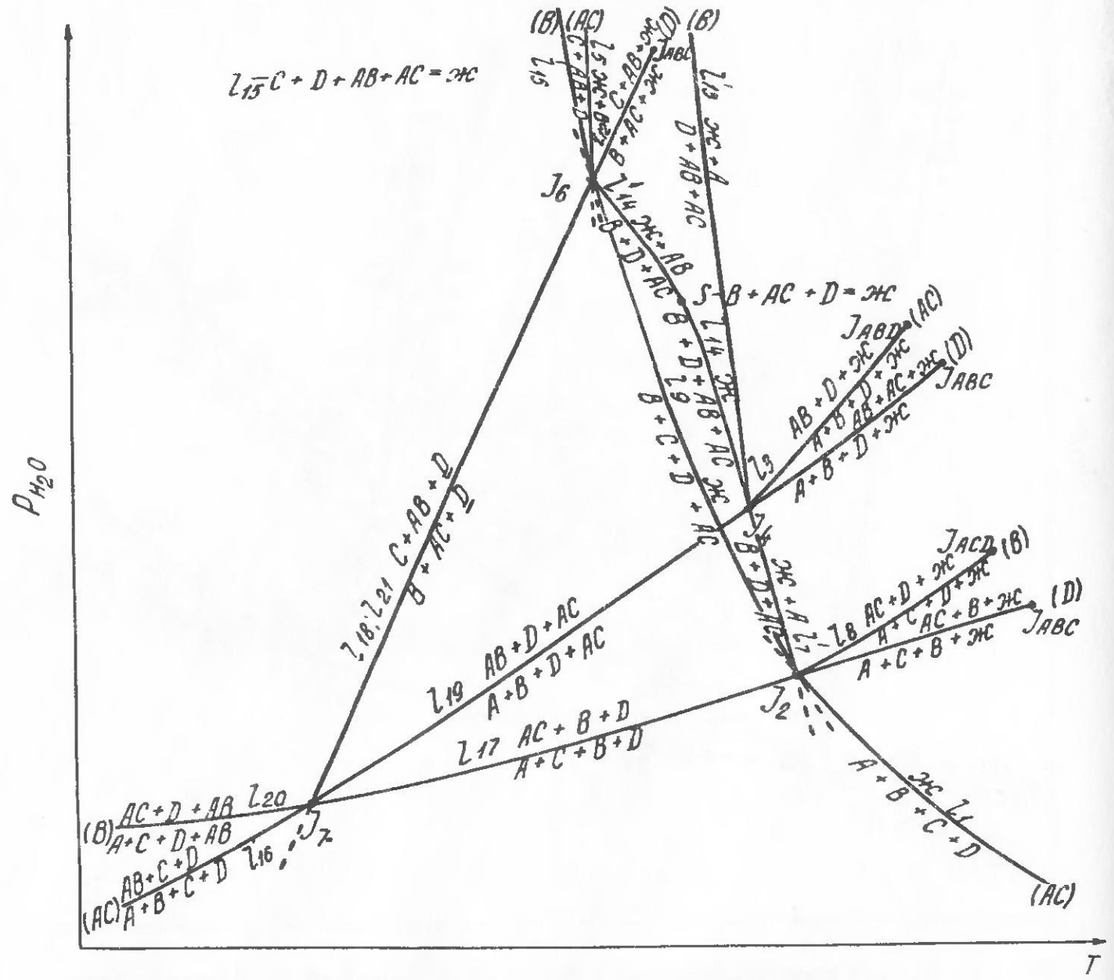


Рис. 2.37. P_{H_2O}–T проекция диаграммы состояния системы А–В–С–Д с двумя двойными химическими соединениями АВ и АС; вариант 2б.

P_{H_2O} и T, где реализуется возможность появления на ликвидусе этой ассоциации и образования нонвариантной точки J_6 (А) В+С+Д+АВ+АС+Ж. Если, как и в варианте 1б, вместо l_{21} использовать линию l_{18} (Д) С+АВ+ +А = В+АС+А, которую расположить на P–T проекции таким образом, чтобы она пересеклась с l_{10} (Д) АС+АВ+Ж = А+С+АВ+Ж, то на диаграмме образуется точка с нонвариантной фазовой ассоциацией J_3 (Д) А+В+С+ +АВ+АС+Ж, но тогда не сможет появиться J_6.

Таким образом, и в фазовых превращениях варианта 2б принимают участие только три инвариантных ассоциации с расплавом: либо J_2, J_4 и J_6, либо J_2, J_4 и J_3.

Рассмотрение фазовых превращений всех вариантов диаграммы состояния четырехкомпонентной системы с двумя двойными химическими соединениями еще раз подтверждает вывод, что в одном варианте расположения линий субсолидусных равновесий стабильные инвариантные ассоциации с расплавом появляются только тогда, когда имеется возможность пересечения их стабильных лучей солидусом системы, т. е. когда стабильная фазовая ассоциация субсолидусного моновариантного равновесия

попадает в ликсидус-солидусные условия. Поскольку, согласно теории [46, 160, 302], пучки с однонаправленными лучами существовать не могут, то невозможно построить диаграмму, включающую все теоретически возможные топологические элементы в стабильном состоянии.

Этим примером диаграммы состояния четырехкомпонентной системы можно закончить рассмотрение теоретических вопросов геометрического физико-химического анализа расплавных систем, уяснение которых позволит разобраться и в более сложных, многокомпонентных природных системах.

Очевидно, что диаграммы даже четырехкомпонентных систем теряют из-за своей сложности главное преимущество геометрического изображения физико-химического процесса – наглядность. Поэтому для сокращения мерности диаграмм многокомпонентных систем при геометрическом анализе можно использовать политермические проекции (разрезы) изобарических сечений, как это предлагают А. С. Трунин и А. С. Космынин [177] в своем проекционно-термографическом методе исследования многокомпонентных систем. Ими доказана правомерность отождествления диаграммы состояния политермического разреза с центральной проекцией части фазового комплекса системы на плоскость разреза. Это связано с тем, что направление проецирующих лучей совпадает с направлением кристаллизации первично выделяющейся фазы. А. С. Трунин и А. С. Космынин предлагают при выборе политермических разрезов придерживаться следующих правил:

1) политермический разрез должен быть параллелен одной из систем ограничения и не должен пересекать полюса кристаллизации исходных компонентов и образующихся соединений;

2) политермический разрез мерностью больше единицы должен лежать в объеме кристаллизации одного из компонентов системы;

3) политермический разрез должен пересекать все симплексные элементы, выявленные предварительной триангуляцией.

Обоснование выбора политермических разрезов-проекций будет дано отдельно в каждом конкретном случае, здесь же необходимо обосновать выбор политермических разрезов общих для всех гранитных систем, учитывая их характерную особенность – пересыщенность кремнеземом или компонентом Кв, и принятое условие – пересыщенность водой. Так как кварц со всеми остальными компонентами гранитных систем образует эвтектики, то анализ фазовых превращений в системе любой компонентности можно вести на политермической проекции, которая располагается в области кристаллизации кварца, т. е. данный компонент может быть вынесен за диаграмму, но его присутствие должно учитываться во всех равновесиях. Подобный способ уменьшения числа компонентов многокомпонентных систем используется Д. С. Коржинским [87, 89, 93] при анализе минеральных парагенезисов гранитоидов, когда кварц относится к избыточным компонентам и выносится за диаграмму совместно с вполне подвижными компонентами.

Вода при условии пересыщения кроме присутствия ее в растворенном виде образует самостоятельную фазу – флюид, давление которого определяет степень растворимости воды в расплаве, температуру его кристаллизации, оказывает огромное влияние на фазовые превращения в системе и в данном случае становится внешним фактором равновесия. Оно может быть равно и больше литостатического давления, которое при заданных условиях практически не оказывает никакого влияния на фазовые превращения.

Принятие давления водного флюида за внешний фактор равновесия снижает компонентность системы на единицу или предоставляет системе одну лишнюю степень свободы. Присутствие воды во всех фазовых равновесиях подразумевается, но нигде не указывается. Сказанное о водном флюиде графически можно представить как политермическую проекцию из водной вершины концентрационной фигуры.

В результате выбора политермического разреза двойным проектированием (из вершин Кв и H_2O) для анализа конкретной системы в изобарических условиях можно брать фигуры на два порядка меньшей сложности: так для четырехкомпонентной системы можно использовать геометрические фигуры, которые применяются при анализе двухкомпонентных систем, для пятикомпонентных систем достаточен концентрационный треугольник, для шести – тетраэдр, но для семи и большей компонентности систем придется ограничиться только P_{H_2O}–T проекциями нон- и моновариантных равновесий, поскольку для изобарических сечений таких систем необходимы сложные геометрические фигуры.

Перед описанием природных расплавных систем необходимо привести некоторые замечания, которые относятся ко всему последующему изложению материала по системам.

а. В данной работе не представляется возможным детально разбирать каждую частную систему. Они будут объединяться в группы, которые имеют сходные фазовые превращения и соответственно одинаковую топологию диаграмм, с небольшими комментариями по отдельным системам, что компенсируется диаграммами – более наглядным геометрическим изображением фазовых равновесий, чем описанием. Кроме того, нет необходимости в полном анализе каждой системы, включая и субсолидусные фазовые равновесия, и тем более в рассмотрении теоретически возможных вариантов всех выделенных систем. Выбор вариантов существования систем для анализа определяется известными экспериментальными данными по положению линий образования–разложения химических соединений в каждой конкретной системе (см. рис. 2.4 и 2.5), а также данными по положению на P–T проекции линий критических реакций метаморфических фаций, приведенных в работах [23, 44, 96, 117 и др.]. Как было показано на примерах теоретических систем, для анализа ликвидус-солидусных фазовых превращений достаточно знать, какие химические соединения появляются на ликвидусе и в какой последовательности.

б. Во всех случаях автор стремился к упрощению диаграмм и меньшей их загруженности: на них показаны главные фазовые превращения, из которых можно уяснить основную сущность или особенность системы. На P_{H_2O}–T проекциях не везде приведены равновесия частных систем, не влияющих на характер фазовых превращений и в которых не образуются химические соединения. На политермических проекциях не показаны кривые пересечения плоскости проекции и ликвидусной поверхности выделения компонента, в области которого располагается плоскость проекции.

в. Во всех системах не рассматриваются равновесия без Кв и H_2O, а в семи- и восьмикомпонентных – и без Ж; не учитываются полиморфные превращения фаз и возможные ликвационные явления.

г. При анализе систем с Фс (или с FeO) предполагается, что такие системы буферируются магнетит-фаялит-кварцевым или магнетитовым буфером и допускается присутствие Мт фазы.

д. Для краткости принята определенная индексация систем. Например, А4.5: А – петрохимический тип системы, 4 – четырехкомпо-

Таблица 2.3

Частные системы, составляющие общую систему А–Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O, при условии пересыщенности Al_2O_3, SiO_2 и H_2O

Индекс системы	Компонентный состав систем	Крайние системы
	Трехкомпонентные системы	
А3.1	Аб–Кв–H_2O	
А3.2	Ан–Кв–H_2O	
А3.3	Ор–Кв–H_2O	
А3.4	Эн–Кв–H_2O	
А3.5	Фс–Кв–H_2O	
А3.6	Алс–Кв–H_2O	
	Четырехкомпонентные системы	
А4.1	Аб–Ан–Кв–H_2O	А3.1, А3.2
А4.2	Аб–Ор–Кв–H_2O	А3.1, А3.3
А4.3	Аб–Эн–Кв–H_2O	А3.1, А3.4
А4.4	Аб–Фс–Кв–H_2O	А3.1, А3.5
А4.5	Аб–Алс–Кв–H_2O	А3.1, А3.6
А4.6	Ан–Ор–Кв–H_2O	А3.2, А3.3
А4.7	Ан–Эн–Кв–H_2O	А3.2, А3.4
А4.8	Ан–Фс–Кв–H_2O	А3.2, А3.5
А4.9	Ан–Алс–Кв–H_2O	А3.2, А3.6
А4.10	Ор–Эн–Кв–H_2O	А3.3, А3.4
А4.11	Ор–Фс–Кв–H_2O	А3.3, А3.5
А4.12	Ор–Алс–Кв–H_2O	А3.3, А3.6
А4.13	Эн–Фс–Кв–H_2O	А3.4, А3.5
А4.14	Эн–Алс–Кв–H_2O	А3.4, А3.6
А4.15	Фс–Алс–Кв–H_2O	А3.5, А3.6
	Пятикомпонентные системы	
А5.1	Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O	А4.1, А4.2, А4.6
А5.2	Аб–Ан–Эн–Кв–H_2O	А4.1, А4.3, А4.7
А5.3	Аб–Ан–Фс–Кв–H_2O	А4.1, А4.4, А4.8
А5.4	Аб–Ан–Алс–Кв–H_2O	А4.1, А4.5, А4.9
А5.5	Аб–Ор–Эн–Кв–H_2O	А4.2, А4.3, А4.10
А5.6	Аб–Ор–Фс–Кв–H_2O	А4.2, А4.4, А4.11
А5.7	Аб–Ор–Алс–Кв–H_2O	А4.2, А4.5, А4.12
А5.8	Аб–Эн–Фс–Кв–H_2O	А4.3, А4.4, А4.13
А5.9	Аб–Эн–Алс–Кв–H_2O	А4.3, А4.5, А4.14
А5.10	Аб–Фс–Алс–Кв–H_2O	А4.4, А4.5, А4.15
А5.11	Ан–Ор–Эн–Кв–H_2O	А4.6, А4.7, А4.10
А5.12	Ан–Ор–Фс–Кв–H_2O	А4.6, А4.8, А4.11
А5.13	Ан–Ор–Алс–Кв–H_2O	А4.6, А4.9, А4.12
А5.14	Ан–Эн–Фс–Кв–H_2O	А4.7, А4.8, А4.13
А5.15	Ан–Эн–Алс–Кв–H_2O	А4.7, А4.9, А4.14
А5.16	Ан–Фс–Алс–Кв–H_2O	А4.8, А4.9, А4.15

Таблица 2.3 (продолжение)

Индекс системы	Компонентный состав систем	Крайние системы
А5.17	Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O	А4.10, А4.11, А4.13
А5.18	Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O	А4.10, А4.12, А4.14
А5.19	Ор–Фс –Алс–Кв–H_2O	А4.11, А4.12, А4.15
А5.20	Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А4.13, А4.14, А4.15
	Шестикомпонентные системы	
А6.1	Аб–Ан–Ор–Алс–Кв–H_2O	А5.1, А5.4, А5.7, А5.13
А6.2	Аб–Ан–Эн–Алс–Кв–H_2O	А5.2, А5.4, А5.9, А5.15
А6.3	Аб–Ан–Фс–Алс–Кв–H_2O	А5.3, А5.4, А5.10, А5.16
А6.4	Аб–Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O	А5.5, А5.7, А5.9, А5.18
А6.5	Аб–Ор–Фс–Алс–Кв–H_2O	А5.6, А5.7, А5.10, А5.19
А6.6	Аб–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А5.8, А5.9, А5.10, А5.20
А6.7	Ан–Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O	А5.11, А5.13, А5.15, А5.18
А6.8	Ан–Ор–Фс–Алс–Кв–H_2O	А5.12, А5.13, А5.16, А5.19
А6.9	Ан–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А5.14, А5.15, А5.16, А5.20
А6.10	Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А5.17, А5.18, А5.19, А5.20
	Семикомпонентные системы	
А7.1	Аб–Ан–Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O	А6.4, А6.7, А6.1, А6.2, Б6.1
А7.2	Аб–Ан–Ор–Фс–Алс–Кв–H_2O	А6.5, А6.8, А6.3, А6.1, Б6.2
А7.3	Аб–Ан–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А6.6, А6.9, А6.2, А6.3, Б6.3
А7.4	Аб–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А6.4, А6.5, А6.6, А6.10, Б6.4
А7.5	Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	А6.7, А6.8, А6.9, А6.10, Б6.5

нентная, 5 — номер системы, компонентный состав которой приведен в табл. 2.3.

е. Анализ фазовых превращений во всех системах производился только в интервале давления 0–10 кбар (за некоторым исключением: ассоциации с пиропом), поскольку выше 10 кбар вряд ли возможно формирование гранитных пород. Поэтому при характеристике изученности систем будут упоминаться главным образом экспериментальные работы, которые проводились в указанном интервале давления.

2.4.2. Система А — Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O

Компонентный состав частных систем приведен в табл. 2.3. При определении количества трех-, четырех- и пятикомпонентных систем рассчитывалось число сочетаний из 6 компонентов (Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс) по 1, 2 и 3: $C_6^1=6$, $C_6^2=15$ и $C_6^3=20$ с учетом того, что Кв и H_2O присутствуют во всех сочетаниях. При расчете числа шести- и семикомпонентных систем определяли число сочетаний из 5 (Аб–Ан–Ор–Эн–Фс) по три и четыре компонента $C_5^3=10$ и $C_5^4=5$, к которым добавлялись Алс, Кв и H_2O.

Особенностью систем, пересыщенных глиноземом, является вполне естественное появление в них высокоглиноземистых минералов: гранатов,

кордиеритов, силлиманита (кианита, андалузита), мусковита, биотитов с большим содержанием истонитового и сидерофиллитового миналов и теоретически возможно присутствие амфиболов, насыщенных алюминием Глф–Чер ряда. В опубликованной работе автора [56], посвященной предварительной характеристике системы А, ассоциации с амфиболами не рассматривались. Появление той или иной минеральной ассоциации зависит от степени пересыщения алюминием и железистости системы, а также от давления флюида. После описания системы А мы вернемся к этому вопросу и рассмотрим его более подробно.

Наличие большого числа химических соединений, с одной стороны, и небольшое число экспериментальных данных по их устойчивости — с другой, сильно затрудняют проведение физико-химического анализа фазовых превращений в этих системах. Поэтому для многих систем строились различные варианты, которые после сопоставления с природными минеральными ассоциациями либо отвергались, либо использовались в дальнейших построениях.

2.4.2.1. Трехкомпонентные системы

Из шести трехкомпонентных систем три системы изучены экспериментально А3.1 [286, 287], А3.2 [274, 275], А3.3 [270, 286].

Система А3.4 — Эн–Кв–H_2O как крайняя системы Фо–Ди–Кв–H_2O изучена Куширо [245] при $P_{H_2O}=20$ кбар. В отличие от фазовых превращений при $P=1$ атм [245], когда наблюдается расслаивание расплава на две жидкости, при $P_{H_2O}=20$ кбар мы уже имеем обычную диаграмму с эвтектическими взаимоотношениями Эн и Кв. На каком интервале давления воды происходит смена характера фазовых превращений в этой системе, пока не известно, поэтому для простоты принимается, что в гипабиссальных условиях эти компоненты также образуют эвтектику.

В системе А3.5 — Фс–Кв–H_2O ликвидус-солидусные равновесия экспериментально не изучены. Субсолидусная область изучалась Фишером [222] как часть общей системы $MgO–FeO–SiO_2–H_2O–O_2$ (с соответствующими буферами). Известно [167, фиг. 13–12], что Фс при низких значениях давления разлагается на Фа и Кв. Это подтверждается присутствием в гипабиссальных гранитах железистого оливина [122, 159], хотя известны случаи [41] присутствия эвлита в обогащенных железом диабазах. Причем, вопреки мнению, что для образования ассоциаций с оливином необходима высокая температура и сухая магма [172, 195, 196], такие ассоциации могут кристаллизоваться при большей водонасыщенности и меньшей температуре, чем даже Би–Амф ассоциации в магнезиальных составах, так как поля существования Fe–Би и Fe-Амф располагаются в области меньших T и больших P (рис. 2.4 и 2.5).

Система А3.6 — Алс–Кв–H_2O является частью системы Al_2O_3 – $SiO_2–H_2O$, которая изучалась многими исследователями экспериментально и теоретически (термодинамическими расчетами) с целью установить „тройную" точку Анд–Ки–Сил. Практически не изучены ликвидус-солидусные фазовые взаимоотношения, если не считать экспериментов при 1 атм [127, фиг. 337–384], которые мало что дают для природного минералообразования. В этих условиях образуется химическое соединение муллит — $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, которое по одним данным [127, фиг. 377, 379 и 382] плавится инконгруэнтно, а по другим [127, фиг. 378, 380, 383 и 384] — конгруэнтно. С кварцем это соединение образует эвтектику. Судя

по природным ассоциациям, есть основания предполагать, что с увеличением давления муллит сменяется силлиманитом, который с кварцем также образует эвтектику.

Все рассмотренные системы принимают участие в строении четырехкомпонентных систем как крайние системы.

2.4.2.2. Четырехкомпонентные системы

По характеру фазовых превращений четырехкомпонентные системы условно делятся на шесть неравнозначных групп.

Система А4.1 – Аб–Ан–Кв–H_2O является единственной из всех четырехкомпонентных систем, в которой два компонента (Аб и Ан) образуют твердые растворы I типа. Эта система изучена экспериментально при $P_{H_2O}=5$ кбар [74, 253], когда фазовые превращения обусловливаются наличием в системе трехфазовой котектической поверхности кристаллизации (Пл+Кв) ассоциации. Вероятно, такие фазовые взаимоотношения сохранятся до высоких значений давления, пока Аб не начнет плавится инконгруэнтно [147, 148].

Система А4.2 – Аб–Ор–Кв–H_2O настолько известна и хорошо изучена экспериментально [251, 286], что нет необходимости что-либо добавлять. Приведем P_{H_2O}–T проекцию, изобарические сечения и политермические разрезы этих сечений, отражающие представления автора о фазовых превращениях системы, которые основаны на экспериментах [251, 286] и теоретическом анализе крайних систем (прил. I, рис. I.1). Требуются пояснения относительно моновариантного равновесия m_7–M_1 (прил. I, рис. I.1), так называемого температурного „трога", поскольку имеются разногласия по его положению и фазовым превращениям, происходящим вблизи него и на нем. Температурный „трог" в этой системе был установлен экспериментально О. Татлом и Н. Боуэном [286], но из их работы остались неясными причины изогнутости и направления мульды „трога", ее пересечения с пограничной Кв-Пш линией при давлении воды до 3.5 кбар. В. С. Соболев [164] высказывал сомнения о правильности положения „тройного" минимума на Кв-Пш котектике при низких значениях P_{H_2O}. Поскольку экспериментально его положение определить довольно трудно из-за большой вязкости кислых расплавов. В. С. Соболев предлагал находить минимум пересечением Кв-Пш котектики линией, соединяющей кварцевую вершину с Аб-Ор минимумом при соответствующем P_{H_2O}. Следовательно, он придерживается мнения, что добавление Кв в систему Аб–Ор не изменяет соотношения ее компонентов. В 1963 г. И. Кармайклом и В. Маккензи [208] экспериментально определено положение „тройного минимума" в системе Аб–Ор–Кв при $P_{H_2O}=1000$ кбар, которое значительно отличается от данных О. Татла и Н. Боуэна и практически попадает в точку пересечения котектики линией Кв–m. Таким образом, имеется больше оснований считать проекцию на концентрационный треугольник мульды „трога" прямой линией с постоянным соотношением Аб : Ор; равным их соотношению в минимуме системы Аб–Ор при соответствующем давлении (до появления в этой системе эвтектики). Поскольку Аб–Ор минимальный состав ведет себя как однокомпонентная система, то вертикальное политермическое сечение по направлению m–Кв и поведение системы в нем аналогичны двукомпонентной системе с эвтектикой. Поэтому неправильно называть эту точку „тройной минимум",

ее следует называть условно двойной эвтектикой, так как в этой точке имеет место трехфазовое равновесие: Апш+Кв=Ж, а в минимальной точке из любого числа компонентов должно быть двухфазовое равновесие: М=Ж. На мульде „трога", которую правильнее называть минимальной линией, происходит двухфазовое превращение: Апш=Ж, состав расплава при этом изменяется в сторону увеличения содержания Кв, но Аб : Ор отношение остается постоянным.

Система А4.6 – Ан–Ор–Кв–H_2O также хорошо изучена экспериментально [74, 291, 292, 293, 294], согласно которым на всем изученном интервале $P_{H_2O}=2000$–7000 кбар сохраняются эвтектические отношения компонентов.

Системы А4.3, А4.4, А4.5, А4.7, А4.8, А4.9, А4.10, А4.11 и А4.12 характеризуются эвтектическими отношениями компонентов при низких значениях P_{H_2O} и появлением химического соединения с увеличением P_{H_2O}. „Альбитовые" системы хуже остальных изучены экспериментально: в системах А4.3 и А4.5 изучены фазовые превращения субсолидусной области в связи с установлением устойчивости глаукофана [217] и парагонита [39, 71]. „Анортитовые" системы с Эн и Фс лучше изучены в ликвидус-солидусной области [244, 245], а с Алс – в субсолидусной [79] в связи с устойчивостью маргарита. „Ортоклазовые" системы с Эн и Алс детально изучены и в ликвидус-солидусной области, и в субсолидусной [65, 246, 250, 298, 299] в связи с устойчивостью флогопитовых и мусковитовых ассоциаций, а система А4.11 – Ор–Фс–Кв–H_2O – только в субсолидусной области [178, 179, 203] в связи с устойчивостью аннита при различных буферах.

Система А4.3 является частью системы Фо–Аб–Кв–H_2O (рис. 2.38), схематическая P_{H_2O}–T проекция и изобарические разрезы фазовых превращений которой построены с учетом экспериментальных данных В. Эрнста [217]. Из рис. 2.38 видно, что Глф является химическим соединением Фо, Аб и Кв (+H_2O) и его фигуративная точка находится в подсистеме Фо–Эн–Аб, т. е. недосыщенной кремнеземом. Действительно, если состав Глф выражать нормативными миналами, насыщенными кремнеземом (см. раздел 2.3.1.5), то в реакции появляется отрицательный Кв: 2Аб+3Эн+ +H_2O–Кв=Глф. Тем не менее Глф появляется в эвтектике Аб+Эн+Кв+ +Ж, когда с увеличением P_{H_2O} она достигает области устойчивости ассоциации Глф+Кв. Графически это показано на P_{H_2O}–T проекции пересечением эвтектической линии l_5 – Аб+Эн+Кв+Ж линией разложения Глф в присутствии Кв (l_1) с образованием инвариантной точки J_1 – Аб+Глф+ +Эн+Кв+Ж. При увеличении P_{H_2O} из инвариантной точки выходят три линии, отражающие следующие фазовые равновесия: l_2 (Эн) Аб+Глф+Кв= =Ж; l_3 (Аб) Глф+Кв=Ж+Эн; l_4 (Кв) Глф=Ж+Эн+Аб. Последняя линия заканчивается в бескварцевой инвариантной точке J_2 – Аб+Глф+Эн+Фо+ +Ж, в которой кроме $l_4=l_{10}$ (Фо) сходятся еще четыре линии: l_6 (Ж) Глф=Фо+Эн+Аб; l_7 (Аб) Глф=Ж+Фо+Эн; l_8 (Эн) Глф=Ж+Фо+Аб; l_9 (Глф) Аб+Эн=Ж+Фо.

Для того чтобы при физико-химическом анализе систем, содержащих компоненты системы А4.3, исключить из рассмотрения бескварцевые равновесия и сократить мерность диаграмм, можно использовать политермические проекции изобарических диаграмм рис. 2.38. Плоскость для проекции наиболее удобно располагать в области кристаллизации Кв парал-

Таблица 2.4

Фазовые реакции в системе Фо–Аб–Кв–H_2O (к рис. 2.38)

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Примечание
J_1	Аб+Глф+Кв=Ж+Эн	
l_1 (Ж)	Глф+Кв=Аб+Эн	
l_2 (Эн)	Аб+Глф+Кв=Ж	
l_3 (Аб)	Глф+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Кв)	Глф=Ж+Аб+Эн	В сечении точка двойного спуска
l_5 (Глф)	Аб+Эн+Кв=Ж	
J_2	Аб+Эн+Фо+Глф+Ж	
l_6 (Ж)	Глф=Аб+Эн+Фо	
l_7 (Аб)	Глф+Эн=Ж+Фо	
l_8 (Эн)	Глф=Аб+Фо+Ж	В сечении точка двойного спуска
l_9 (Глф)	Аб+Эн=Ж+Фо	
l_{10} (Фо)	Глф=Ж+Аб+Эн	Линия l_4 (Кв)

лельно поверхности Эн–Аб (см. рис. 2.38). В прил. I на рис. I.2 показаны уже политермические проекции из вершины Кв изобарических сечений $P^1_{H_2O}$, $P^2_{H_2O}$ и $P^3_{H_2O}$ на рис. 2.38, поскольку политермические проекции изобарических сечений $P^4_{H_2O}$ и $P^5_{H_2O}$ будут аналогичны политермической проекции изобарического сечения $P^3_{H_2O}$, так как проектируются только те элементы диаграммы, которые „видны" из вершины Кв. P_{H_2O}–T проекции в таком случае строится согласно политермическим проекциям, т. е. на ней показаны равновесия без Кв.

Предполагается, что аналогичные фазовые превращения и соответственно диаграммы будут для системы А4.4, А4.7 (прил. I, рис. I.4) и А4.8 с некоторыми усложнениями, связанными с разложением Фс на Фа и Кв и появлением окислов железа.

Система А4.10 – Ор–Эн–Кв–H_2O является частью системы Фо(Mg_2SiO_4)–Клс($KAlSiO_4$)–Кв(SiO_2)–H_2O, изученной экспериментально В. С. Латом [249]. На рис. 2.39 (табл. 2.5) приведены схематические P_{H_2O}–T проекция и изобарические разрезы, отражающие основные фазовые превращения в системе Фо–Клс–Кв–H_2O, которые построены с учетом экспериментальных данных [249]. Из рис. 2.39 видно, что диаграммы этой системы по топологии имеют сходство с диаграммами системы Фо–Аб–Кв–H_2O (рис. 2.38) и соответственно сходны особенности их фазовых превращений, что освобождает автора от подробных комментариев по поводу рис. 2.39. Для дальнейшего физико-химического анализа систем, включающих компоненты системы А4.10, будут использоваться упрощенные P_{H_2O}–T проекции фазовых превращений, изображенные на политермических проекциях изобарических сечений системы Фо–Клс–Кв–H_2O (прил. I, рис. I.6).

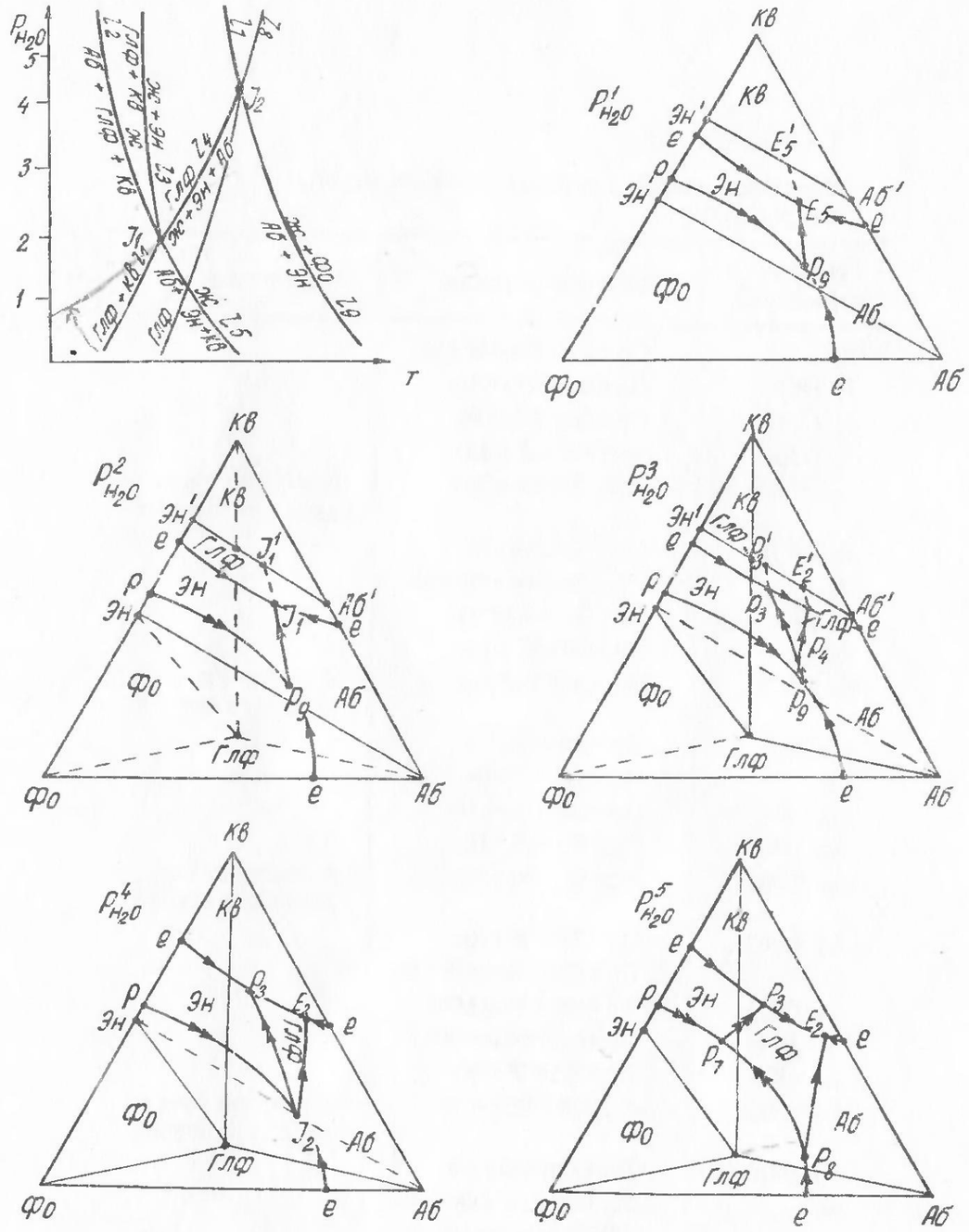


Рис. 2.38. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы Фо (Mg_2SiO_4)–Аб–Кв–H_2O, построенные автором с учетом данных [217]; фазовые реакции приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.5

Фазовые реакции в системе Фо–Клс–Кв–H_2O (к рис. 2.39)

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Примечание
J_1	Ор+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_1 (Ж)	Фл+Кв=Ор+Эн	
l_2 (Эн)	Ор+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Кв)	Фл=Ж+Эн+Ор	В сечении точка двойного спуска
l_5 (Фл)	Ор+Эн+Кв=Ж	
J_2	Ор+Эн+Фо+Фл=Ж	
l_6 (Ж)	Фл+Эн=Ор+Фо	
l_7 (Ор)	Эн+Фл=Ж+Фо	
l_8 (Эн)	Фл=Ж+Фо+Ор	В сечении точка двойного спуска
l_9 (Фл)	Ор+Эн=Ж+Фо	
J_3	Ор+Фл=Ж+Фо+Лц	
l_{10} (Ж)	Ор+Фл=Фо+Лц	
l_{11} (Фо)	Ор+Фл=Ж+Лц	
l_{12} (Ор)	Фл=Ж+Фо+Лц	В сечении точка двойного спуска
l_{13} (Фл)	Ор+Фо=Ж+Лц	
J_4	Лц+Клс+Фл=Ж+Фо	
l_{14} (Ж)	Фл=Лц+Клс+Фо	
l_{15} (Фо)	Лц+Клс+Фл=Ж	
l_{16} (Клс)	Лц+Фл=Ж+Фо	
l_{17} (Лц)	Фл=Ж+Фо+Клс	В сечении точка двойного спуска
l_{18} (Фл)	Лц+Клс+Фо=Ж	
J_5	Ор+Эн+Лц+Фо+Ж	
	(Ор+Эн=Лц+Фо)	
l_{19} (Фо)	Ор+Эн=Ж+Лц	
l_{20} (Ор)	Эн+Лц=Ж+Фо	
J_7	Фл+Лц+Фо+Ж	
	(Фл+Лц=Ж+Фо)	

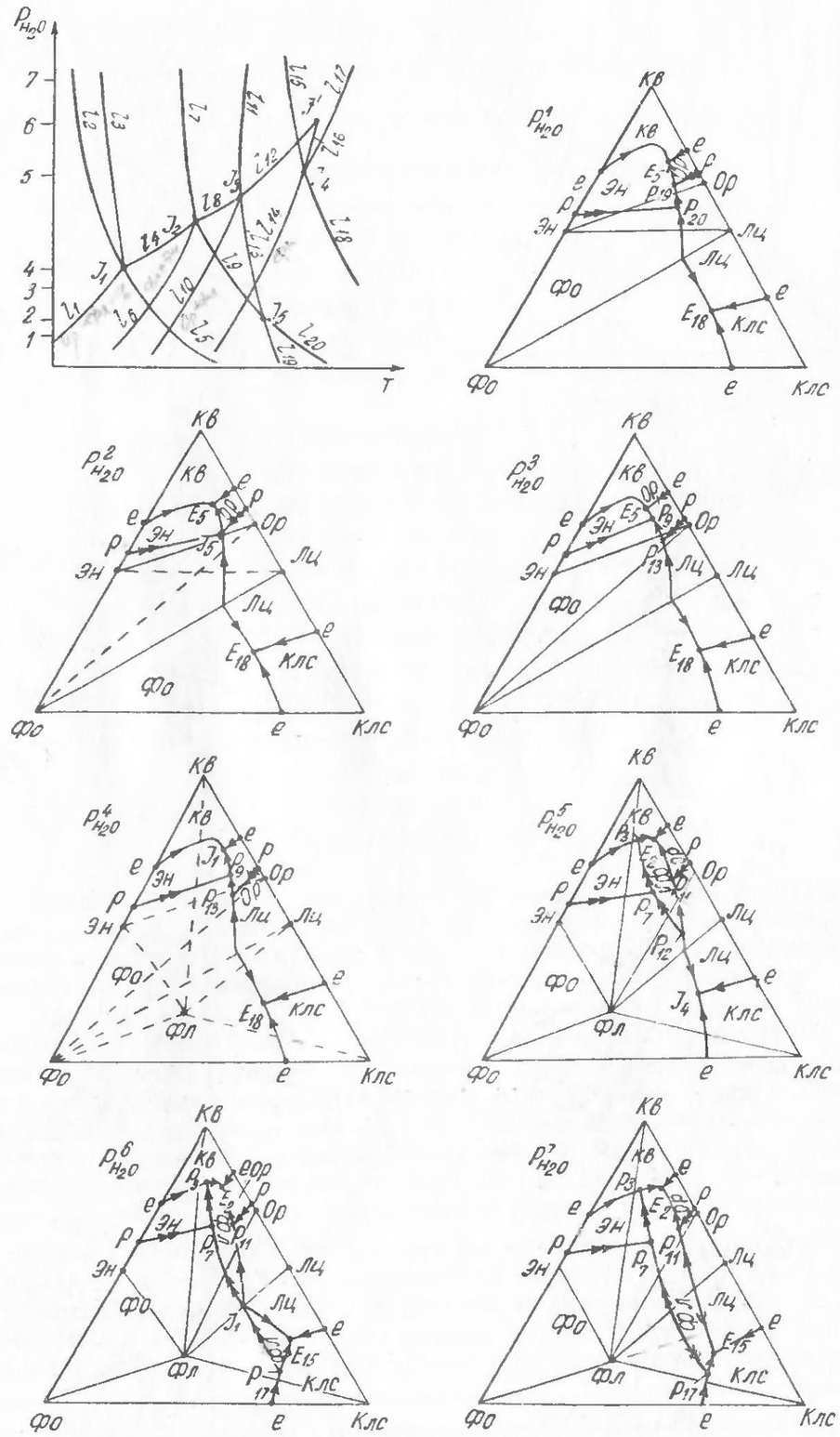
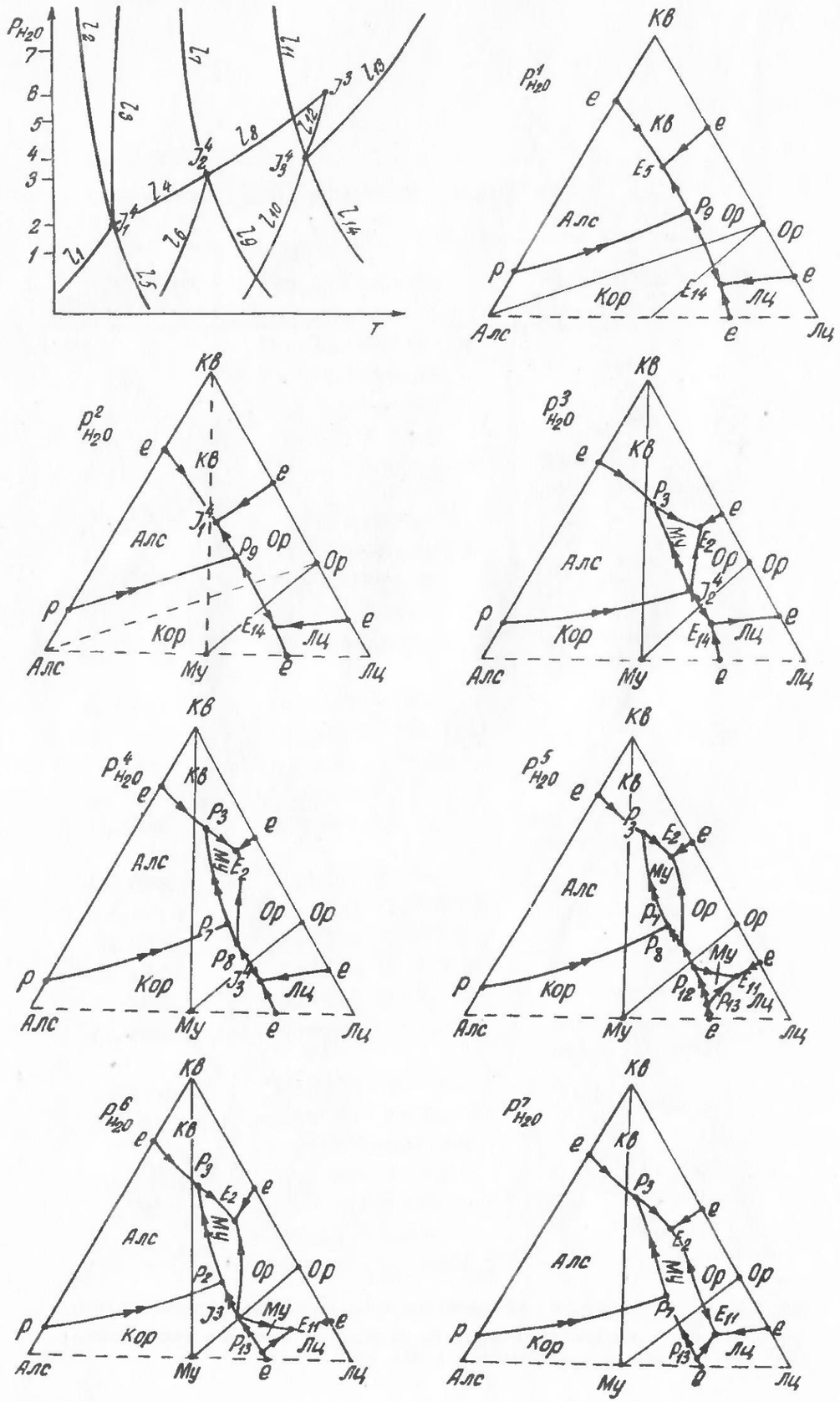


Рис. 2.39. $P_{H_2O}-T$ проекция и изобарические проекции диаграммы состояния системы Фо (Mg_2SiO_4)–Клс ($KAlSiO_4$)–Кв–H_2O, построенные автором с учетом данных [249, 299]; фазовые реакции приведены в табл. 2.5.



Т а б л и ц а 2.6

Фазовые реакции в системе Кор–Кв–Клс–H_2O (к рис. 2.40)

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Примечание
J_1	Ор+Му+Кв=Ж+Алс	
l_1 (Ж)	Му+Кв=Ор+Алс	
l_2 (Алс)	Ор+Му+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Му+Кв=Ж+Алс	
l_4 (Кв)	Му=Ж+Ор+Алс	В сечении точка двойного спуска
l_5 (Му)	Ор+Алс+Кв=Ж	
J_2	Му+Ор+Алс=Ж+Кор	
l_6 (Ж)	Му+Алс=Кор+Ор+Алс	Сингулярное
l_7 (Ор)	Му+Алс=Ж+Кор	
l_8 (Алс)	Му+Ж=Ор+Кор+Ж	Сингулярное
l_9 (Му)	Ор+Алс=Ж+Кор	
J_3	Ор+Лц+Му=Ж+Кор	
l_{10} (Ж)	Му+Лц=Ор+Кор+Лц	Сингулярное
l_{11} (Кор)	Ор+Лц+Му=Ж	
l_{12} (Лц)	Ор+Му=Ж+Кор	
l_{13} (Ор)	Му+Лц=Ж+Кор	
l_{14} (Му)	Ор+Лц+Кор=Ж	
J^3	Ор+Му=Ж+Кор	

Предполагается, что диаграммы, отражающие фазовые превращения в системе А4.11 – Ор–Фс–Кв–H_2O, по своей топологии аналогичны диаграммам системы А4.10 (прил. I, рис. I.6), с некоторыми усложнениями, связанными с разложением Фс и появлением окисных форм железа.

Система А4.12 – Ор–Алс–Кв–H_2O является частью системы Кор(Al_2O_3)–Клс($KAlSiO_4$)–Кв(SiO_2)–H_2O, которая изучена только при низких значениях давления [167, фиг. 13–7], но отдельные ее части в связи с устойчивостью мусковита изучены более детально и при различных давлениях воды (см. раздел 2.3.1.4). Система $KAlO_2$–Al_2O_3–SiO_2–H_2O, которая фактически является системой Ор–Алс–Кв–H_2O, детально разобрана теоретически в работе [284]. На рис. 2.40 приведены схематические P_{H_2O}–T проекция и изобарические разрезы фазовых превращений в системе Лц–Алс–Кв–H_2O, которая является частью системы Кор–Клс–Кв–H_2O, но тем не менее включающая систему Ор–Алс–Кв–H_2O. По топологии диаграммы рис. 2.40 похожи на диаграммы систем Фо–Аб–Кв–H_2O и Фо–Клс–Кв–H_2O, поэтому нет необходимости в более детальных пояснениях. Для дальнейших построений будут использоваться

Рис. 2.40. P_{H_2O}–T проекция и изобарические проекции части диаграммы состояния системы Кор(Al_2O_3)–Кв–Клс($KAlSiO_4$)–H_2O, построенные автором с использованием данных [167]; фазовые реакции приведены в табл. 2.6.

упрощенная P_{H_2O}–T проекция и изоплатические проекции изобарических разрезов системы Лц–Алс–Кв–H_2O (прил. I, рис. I.7).

Предполагается, что сходные фазовые превращения происходят и в системах А4.5 – Аб–Алс–Кв–H_2O и А4.9 – Ан–Алс–Кв–H_2O, только для появления в этих системах слюд необходимы высокие значения P_{H_2O}, которые вряд ли достигаются в земной коре (прил. I, рис. I.3 и I.5). Поэтому ассоциации, содержащие Прг и Мрг, представляют собой более теоретический интерес, чем практический.

Система А4.13 – Эн–Фс–Кв–H_2O является частью системы Фо (Mg_2SiO_4)–Фа (Fe_2SiO_4)–Кв (SiO_2)–H_2O, изученной при низких значениях давления Н. Боуэном и Д. Шейрером [167, фиг. 13–12] (прил. I, рис. I.8). Поскольку мы имеем дело с породами, пересыщенными кремнеземом, то нас интересуют фазовые превращения в подсистеме Эн–Фс–Кв, для чего в дальнейших построениях можно использовать проекцию элементов диаграммы на линию Эн–Фс из кварцевой вершины, на которой Эн–P^1 отрезок отражает ассоциацию кварца с ортопироксенами, а отрезок P^1–Фс – кварца с железистыми оливинами, соответственно транслирующимися в более многокомпонентные системы.

Намного хуже по сравнению с амфиболами и слюдами изучены равновесия с участием гранатов и кордиеритов, а имеющиеся данные довольно противоречивы и относятся только к субсолидусной области [105, 106, 230, 231, 269, 282, 283 и др.]. С. П. Кориковским [96] разобраны различные варианты положения линий на P–T проекции моновариантных реакций: Крд = Гр+Сил+Кв и Крд+Гип = Гр+Кв. Для положительного положения линий указанных реакций в прил. I на рис. 1.9 приведен вариант P_{H_2O}–T проекции и политермических проекций изобарических сечений системы А4.14 – Эн–Алс–Кв–H_2O, построенный автором главным образом на основе теоретических соображений с использованием малочисленных данных по плавлению Крд и Гр [127, фиг. 1167 и 1488; 197]. Предполагается , что аналогичные диаграммы будут и для системы А4.15 – Фс–Алс–Кв–H_2O, только переход от кордиеритовых ассоциаций к гранатовым в этой системе значительно смещается вниз по давлению.

В работе [56] принималось отрицательное положение этих линий.

2.4.2.3. Пятикомпонентные системы

Пятикомпонентные системы получаются из четырехкомпонентных последовательным прибавлением к ним остальных компонентов системы А (табл. 2.3).

Все фазовые равновесия в них можно рассматривать на треугольной проекции из кварцевой вершины при $P_{H_2O} = P_{общ}$. Из всех 20 систем только пять (А5.1, А5.7, А5.13, А5.14 и А5.20) в той или иной мере изучены экспериментально.

По типу фазовых превращений, характеру химических соединений и соответственно топологии диаграмм пятикомпонентные системы делятся на шесть неравнозначных групп.

Система А5.1 – Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O – известная гаплогранитная система, единственная система из пятикомпонентных, в которой не образуются химические соединения. После обобщающей работы автора [49] эта система изучалась экспериментально и теоретически [52, 99, 215, 235, 272, 273, 291, 292, 293, 294]. Фазовые превращения в этой системе определяются главным образом взаимоотношениями трех компонентов: Аб, Ан и Ор [52, 215]. В прил. I на рис. I.10 приведены схематические P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических сечений системы А5.1, построенные с учетом экспериментов [74, 186] и теоретических разработок [52, 215, 99, 276].

Системы А5.2 – Аб–Ан–Эн–Кв–H_2O и А5.4 – Аб–Ан–Алс–Кв–H_2O отличаются друг от друга только содержанием двух компонентов – Эн и Алс и соответственно различие проявляется в типе химических соединений: в системе А5.2 образуется твердый раствор амфиболовых миналов – Глф–Чер, а в системе А5.4 – твердый раствор слюдяных миналов – Прг–Мрг. Тем не менее топология диаграмм этих систем имеет много сходных черт (прил. I, рис. I.11 и I.12). Предполагается, что система А5.3 – Аб–Ан–Фс–Кв–H_2O аналогична системе А5.2 по типу фазовых превращений и топологии диаграмм, только здесь образуется изоморфный ряд железистых Глф и Чер.

Системы А5.5 – Аб–Ор–Эн–Кв–H_2O, А5.6 – Аб–Ор–Фс–Кв–H_2O, А5.11 – Ан–Ор–Эн–Кв–H_2O и А5.12 – Ан–Ор–Фс–Кв–H_2O отражают фазовые равновесия в простейших альбитовых и анортитовых гаплогранитных системах, к которым добавляются Эн или Фс. С добавлением этих компонентов в рассматриваемых системах при соответствующих значениях P_{H_2O} образуются химические соединения: слюды и амфиболы. В зависимости от взаимоположения линий разложения на P_{H_2O}–T проекции изменяется область кристаллизации химических соединений. В магнезиальных системах, как правило, Фл появляется раньше амфиболов (Глф и Чер) и имеет широкую область кристаллизации (прил. I, рис. I.13 и I.20). Взаимоположение линий разложения железистых амфиболов – Fe-Глф и Fe-Чер и Ант точно неизвестно, поэтому для системы А5.6 построен один из возможных вариантов диаграммы (прил. I, рис. I.14), а ассоциация Fe-Чер–Кв, вероятно, не может образоваться из магматического расплава – на политермических проекциях изобарических сечений отсутствуют поле кристаллизации Fe-Чер даже при больших значениях P_{H_2O} (прил. I, рис. I.20).

Системы А5.7 – Аб–Ор–Алс–Кв–H_2O и А5-13 – Ан–Ор–Алс–Кв–H_2O представляют собой гаплогранитные системы, пересыщенные глиноземом. В них при соответствующих значениях P_{H_2O} должны появиться „белые" слюды: мусковит, парагонит и маргарит. Эти системы имеют определенный практический интерес в связи с проблемой магматического мусковита и мусковитовых пегматитов, поэтому они постоянно привлекают внимание геологов и экспериментаторов. Большое значение для понимания названных проблем имеет работа А. Б. Томпсона и Дж. Р. Алгора [284] по теоретическому изучению фазовых реакций ликвидус-солидусной области в системе $KAlO_2$–$NaAlO_2$–Al_2O_3–SiO_2–H_2O с привлечением экспериментальных данных по этой системе. В системе А5.13 изучена только устойчивость маргарита и мусковита в субсолидусной области [278, 279]. В прил. I на рис. I.15 показаны изменения фазовых превращений в системе А5.7 с увеличением P_{H_2O}. Для кристаллизации Прг в этой системе требуется довольно высокое значение P_{H_2O}, которое вряд ли достигается в условиях земной коры; он может присутствовать в качестве изоморфной примеси в Му.

Системы А5.8, А5.14, А5.17 и А5.20 образованы из системы А4.13 – Эн–Фс–Кв–H_2O последовательным прибавлением к ней Аб, Ан, Ор и Алс.

В результате этого получились системы, отражающие появление изоморфных рядов: Глф–Fe-Глф, Чер–Fe-Чер, Фл–Ант, Крд–Fe-Крд, Пир–Алм (прил. I, рис. I.16, I.21, I.24, I.27). Усложнения фазовых превращений в этих системах связаны с наличием в составе А4.13 оливин-пироксеновой перитектики, а в системе А5.20, кроме того, с образованием при различной глиноземистости и P_{H_2O} либо Крд, либо Гр.

Системы А5.9, А5.10, А5.15, А5.16, А5.18, А5.19 образованы из соответствующих магнезиальной А4.14 и железистой А4.15 Крд-Гр систем последовательным прибавлением к ним Аб, Ан и Ор. В результате кроме Крд и Гр в них образуются амфиболы (в альбитовых и анортитовых системах) и слюды (в ортоклазовых системах). Во всех магниевых системах линии разложения Крд+Гип и Крд по сравнению с линиями разложения Амф, Би и Му смещены в область высоких значений P_{H_2O}, поэтому Крд может встречаться в ассоциациях со всеми минералами системы (прил. I, рис. I.17, I.22, I.25). Для железистых систем взаимоположение линий разложения всех химических соединений точно не известно. Нами построены различные варианты и выбраны наиболее вероятные (прил. I, рис. I.18, I.23, I.26). В системе А5.16 – Ан–Фс–Алс–Кв–H_2O, вероятнее всего, что Fe-Чер не может кристаллизоваться из расплава, поэтому выбран вариант, в котором линия разложения Fe-Чер+Кв не пересекает линий равновесия с расплавом (прил. I, рис. I.23). Фазовые превращения в этой системе ограничиваются лишь сменой кордиеритовых ассоциаций гранатовыми.

2.4.2.4. Шестикомпонентные системы

Из всех десяти шестикомпонентных систем ни одна не изучена экспериментально. Имеются результаты экспериментального исследования отдельных сечений системы А6.10 [103, 232, 233, 269]. По типу фазовых превращений и соответственно по топологии диаграмм, отражающих эти фазовые равновесия, шестикомпонентные системы делятся на шесть групп.

Система А6.1 – Аб–Ан–Ор–Алс–Кв–H_2O представляет собой главную гаплогранитную систему, к которой добавлен Алс. А. В. Томпсон и Р. Дж. Трейс [285] теоретически рассмотрели фазовые равновесия в подобной системе: $CaO–KAlO_2–NaAlO_2–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$. Но почему-то они не учитывают теоретической возможности появления в этой системе Прг и Мрг, а вместо них при высоких значениях давления воды разбирают моновариантные ассоциации с цоизитом: Цз+Му+Кв = Ан+Кпш+H_2O, Цз+Му+Кв+H_2O = Ан+Ж, Цз+Киа+Ж = Ан+H_2O, которые намечены схематично без указания на образование узловых нонвариантных точек с цоизитом. Нами предлагается вариант фазовых взаимоотношений в этой системе с участием парагонита и маргарита (прил. I, рис. I.28), но без цоизита, так как точно не известно положение его линии разложения. С получением таких данных можно будет перестроить диаграммы в прил. I на рис. I.15, которые естественно усложнятся, но как уже отмечалось, равновесия, требующие высокого P_{H_2O}, представляют чисто теоретический интерес, и поэтому вряд ли появится необходимость в таких диаграммах.

Система А6.2 – Аб–Ан–Эн–Алс–Кв–H_2O характеризуется тем, что пара компонентов Аб и Ан образует твердые растворы I типа и соответственно их химические соединения – Глф и Чер – образуют также изоморфный ряд, который при низких значениях давления воды ассоциирует с Крд, а при высоких – с Пир. P_{H_2O}–T проекция этой системы строилась

комбинацией P_{H_2O}–T проекций двух крайних систем А5.9 и А5.15 (прил. I, рис. I.29), в результате внутри системы А6.2 появляются моновариантные равновесия, в которые превращаются инвариантные точки системы А5.9 при добавлении к ним Ан. Не рассматриваются ассоциации с Прг и Мрг.

Система А6.3 – Аб–Ан–Фс–Алс–Кв–H_2O отличается от системы А6.2 тем, что линии разложения Fe-Крд+Фс и Fe-Крд смещены по давлению ниже линий разложения Fe-Глф и Fe-Чер, из-за чего в этой системе отсутствуют ассоциации Крд с амфиболами (прил. I, рис. I.30).

Системы А6.4 – Аб–Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O и А6.7 – Ан–Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O отличаются тем, что их компоненты не образуют твердых растворов I типа, но зато во всех крайних пятикомпонентных системах образуются по два химических соединения, что значительно усложняет диаграммы состояния (прил. I, рис. I.31, I.34). Как и в предыдущих системах, здесь не рассматриваются фазовые равновесия с Прг и Мрг. Для системы А6.7 не показаны политермические проекции изобарических сечений, поскольку предполагается, что они будут аналогичны таковым системы А6.4.

Системы А6.5 – Аб–Ор–Фс–Алс–Кв–H_2O и А6.8 – Ан–Ор–Фс–Алс–Кв–H_2O можно представить как железистые разновидности систем А6.4 и А6.7. Различие этих систем определяется смещением линий разложения Fe-Крд+Фс и Fe-Крд в область низких значений P_{H_2O}, в результате здесь отсутствуют ассоциации амфиболов и слюд с Крд (прил. I, рис. I.32). В системе А6.8 отсутствуют ликвидус-солидусные ассоциации с Fe-Чер (прил. I, рис. I.35).

Системы А6.6 – Аб–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O, А6.9 – Ан–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O и А6.10 – Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O отражают фазовые равновесия Крд–Гр системы А5.20, к которой по отдельности прибавляются Аб, Ан и Ор. Естественно, в каждой системе кроме Крд и Гр появляются изоморфные ряды: Глф–Fe-Глф, Чер–Fe-Чер и Фл–Ант; кроме того, в системе А6.10 появляются ассоциации с мусковитом (прил. I, рис. I.33, I.36 и I.37). К системе А6.9 не построены политермические проекции изобарических сечений, поскольку предполагается, что они должны быть аналогичными таковым системы А6.6, только смещенные по P_{H_2O}–T проекции.

В заключение следует отметить, что несмотря на многокомпонентность и разнообразие фазовых превращений в шестикомпонентных системах, они не могут служить моделями образования естественных горных пород, так как любая горная порода имеет более сложный компонентный состав, даже если не учитывать „примесные" компоненты.

2.4.2.5. Семикомпонентные системы

Фазовые взаимоотношения в семикомпонентных системах определяются уже пятью компонентами, для изображения которых на изобарических диаграммах потребуется четырехмерное пространство или пентатопные проекции из вершин Кв и H_2O септатопа, что в общем-то является трудно решаемой задачей. В связи с этим в графическом изображении фазовых превращений семикомпонентных систем мы ограничимся только P_{H_2O}–T проекциями.

В строении семикомпонентных систем принимают участие по 5 шестикомпонентных систем, но не все диаграммы этих систем представляют интерес для понимания фазовых превращений в семикомпонентных системах, а только те, которые отражают наибольшее разнообразие фазовых

превращений. Поэтому, чтобы не загружать P_{H_2O}–T проекции, на них будут показаны наиболее важные фазовые превращения, по которым можно судить об общем характере системы.

Система А7.1 – Аб–Ан–Ор–Эн–Алс–Кв–H_2O содержит два компонента – Аб и Ан, которые образуют непрерывные твердые растворы I типа. P_{H_2O}–T проекцию этой системы можно получить из P_{H_2O}–T проекции системы А6.4 перемещением всех элементов этой проекции в область больших значений P_{H_2O} и T, вызванным добавлением в систему А6.4 Ан и уменьшением содержания Аб (прил. I, рис. I.38). В результате перемещения моновариантных линий появляются поля кристаллизации соответствующих фазовых ассоциаций, а перемещение инвариантных точек приводит к образованию моновариантных линий, отражающих перитектические реакции инвариантных точек с добавлением к ним Ан. Инвариантные равновесия внутри системы А7.1 отсутствуют. Политермические проекции изобарических сечений системы А7.1 можно представить мысленно из политермических проекций системы А6.4 увеличением их мерности на единицу.

Следует еще раз подчеркнуть, что в системах, пересыщенных глиноземом, Глф-Чер амфиболы могут появиться только в узком интервале значений содержания компонентов – невысокая степень пересыщения глиноземом, высокая железистость и низкое содержание Ор – и когда амфибол начинает кристаллизоваться первым. Эти ограничения связаны с тем, что природные биотиты в зависимости от P_{H_2O}–T условий образуют не Фл-Ант изоморфный ряд, а более сложное изоморфное „множество" из четырех конечных миналов Фл–Ант–Ист–Сид. Поэтому при ранней кристаллизации Би он „забирает" алюминий и состав расплава, слабо пересыщенного алюминием, становится недосыщенным им, а уже из такого расплава кристаллизуется амфибол, „недосыщенный" алюминием.

Система А7.2 – Аб–Ан–Ор–Фс–Алс–Кв–H_2O может быть получена из двух крайних систем А6.5 и А6.8 и соответственно ее P_{H_2O}–T проекция – совмещением P_{H_2O}–T проекций этих систем (прил. I, рис. I.39).

Система А7.3 – Аб–Ан–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O, как и две предыдущие, построена из двух крайних систем А6.6 и А6.9, отличающихся только составом плагиоклазовых миналов (прил. I, рис. I.40). В результате внутри системы появляются три моновариантных равновесия – перемещения трех инвариантных точек системы А6.6 с добавлением к ним Ан.

Система А7.4 – Аб–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O наиболее полно отражает фазовые взаимоотношения гранитоидов, пересыщенных глиноземом. Поэтому понятен интерес к ней со стороны экспериментаторов – только в этой системе изучен изоплетический разрез [233, 234]. В данной работе предлагается более полный вариант P_{H_2O}–T проекции некоторых инвариантных и моновариантных реакций системы А7.4, учитывающий изменения ее железистости, а также возможные варианты реакций с Му и Глф (прил. I, рис. I.41). Эта проекция была получена из P_{H_2O}–T проекций двух крайних систем А6.5 и А6.4 перемещением всех элементов диаграмм системы А6.5 в область более высоких значений T с добавлением к ней Эн. Усложнения здесь связаны с различным перемещением инвариантных точек по давлению воды: кордиерит-гранатовая и мусковитовая точки перемещаются в область высоких значений P_{H_2O}, а амфиболовая и биотитовая

точки – в область низких значений P_{H_2O}. В результате пересечения этих моновариантных линий внутри системы появляются шесть инвариантных точек. Эта особенность рассматриваемой системы объясняет разнообразные взаимоотношения гранатов, кордиеритов, биотитов и мусковита, наблюдаемые в гранитах данного петрохимического типа [12, 122, 172]. Участие Глф в этой системе имеет в общем-то больше теоретическое значение и его появление ограничивается определенными условиями, о чем говорилось выше.

Система А7.5 – Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O принципиально ничем не отличается от системы А7.4 (прил. I, рис. I.42), только все ее реакции смещены в область больших значений температуры и P_{H_2O}. Эта система для практики имеет меньшее значение, чем система А7.4, так как в высокоглиноземистых гранитоидах редко присутствует основной плагиоклаз.

2.4.2.6. Полная система А и изоплетические сечения

Полная система А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O является модельной для высокоглиноземистых гранитов. Экспериментально доказана возможность образования анатексисом высокоглиноземистых гранитных расплавов за счет глинистых и пелитовых продуктов [225, 289, 290]. При последующей кристаллизации таких расплавов (P_{H_2O} = 2000 бар) были получены кордиеритовые и мусковитовые ассоциации [225].

P_{H_2O}–T проекция полной системы А построена из P_{H_2O}–T проекций систем А7.4 и А7.5 (прил. I, рис. I.43). Эта проекция отражает кристаллизацию–плавление практически всех возможных минеральных (фазовых) ассоциаций гранитных пород-магм, пересыщенных глиноземом. В отличие от P_{H_2O}–T проекции этой же системы, рассмотренной в работе автора [56], последняя более сложная в связи с тем, что учтены реакции с амфиболами. Кроме того, из-за изменения наклона линий разложения Крд+Опр и Крд с отрицательного на положительный в реакционных взаимоотношениях поменялись местами Крд и Гр: теперь во всех реакциях Гр образуется за счет реакции Крд с Ж (расплавом).

Следует особо подчеркнуть, что все реакции в инвариантных точках и на моновариантных линиях семикомпонентных систем и полной системы являются перитектическими, причем состав фаз в инвариантных точках строго фиксированный, а на моновариантной линии остается постоянным либо состав плагиоклазов, либо железистость темноцветных минералов. Характерно, что продукты равновесной кристаллизации этих реакций представлены чаще всего пятифазной ассоциацией, как и продукты котектической поверхности кристаллизации.

Для решения конкретных петрологических задач удобнее применять изоплетические сечения полной диаграммы, соответствующие нормативным составам плагиоклазов и пироксенов изучаемой породы, как это предлагается Б. Р. Липиным [248]. При этом необходимо иметь в виду, что в любом случае, поскольку и плагиоклазы, и все железомагнезиальные минералы являются твердыми растворами, фазовые превращения условно изображаются на данном сечении, а на самом деле они происходят перед сечением и за ним. На рис. 2.41 приведен вариант такого сечения, соответствующего двадцатому номеру плагиоклаза и 60% железистости пироксена, а в табл. 2.7 даны реакции интересующих нас равновесий. Это сечение является одним из вариантов диаграммы состояния системы А, когда

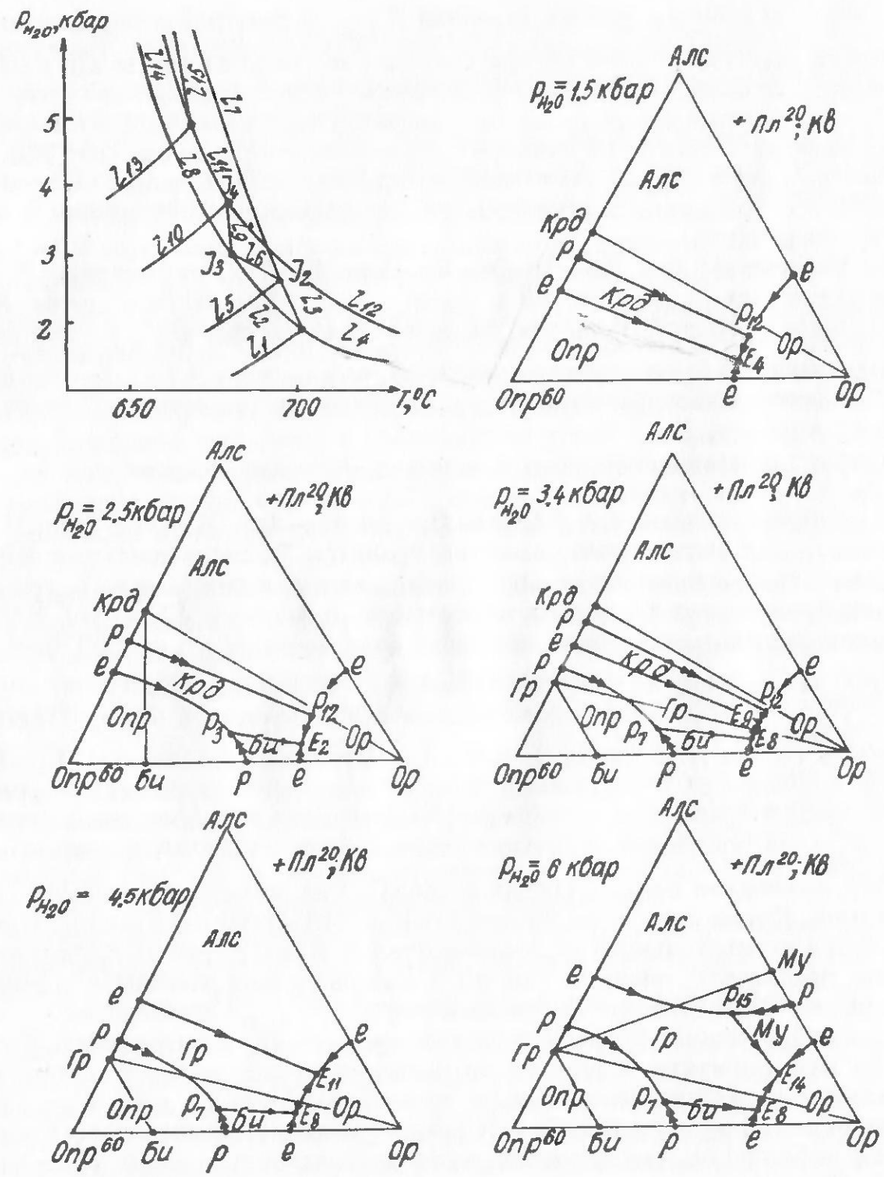


Рис. 2.41. $P_{H_2O}-T$ проекция и политермические проекции изобарических разрезов изоплетических сечений (Пл^{20}, Опр^{60}) диаграммы состояния системы А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O; фазовые реакции приведены в табл. 2.7.

ассоциация Крд+Опр и Крд разлагаются на Гр+Кв и Гр+Алс+Кв раньше, чем ассоциация Крд+Ор разлагается на Би+Сил+Кв, что зависит от железистости системы. Из-за этого в крайних магнезиальных и железистых составах отсутствует возможность равновесного существования на ликвидусе биотитов с мусковитом, поскольку ликвидусы таких составов не пересекают поля существования ассоциации Би+Сил+Кв [117, рис. 100]. Но если же взять состав промежуточной железистости, то последовательность разложения указанных ассоциаций изменится: раньше произойдет разложение ассоциации Крд+Ор на Би+Сил+Кв [96], чем Крд+Опр и Крд

Таблица 2.7

Фазовые реакции изоплетических сочетаний Пл^{20}–Опр^{60} и Пл^{20}–Опр^{45} системы А (к рис. 2.41 и 2.42)

Обозначение равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
	К рис. 2.41	
J_1	Пл+Ор+Крд+Би+Кв=Ж+Опр	
l_1 (Ж)	Пл+Крд+Би+Кв=Пл+Ор+Опр+Крд+Кв	Сингулярное
l_2 (Опр)	Пл+Ор+Крд+Би+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Пл+Крд+Би+Кв=Ж+Опр	
l_4 (Би)	Пл+Ор+Крд+Опр+Кв=Ж	
J_2	Пл+Крд+Би+Гр+Кв=Ж+Опр	
l_5 (Ж)	Пл+Би+Гр+Кв=Пл+Би+Крд+Опр+Кв	Сингулярное
l_6 (Опр)	Пл+Крд+Би+Кв=Ж+Гр	
l_7 (Крд)	Пл+Би+Гр+Кв=Ж+Опр	
J_3	Пл+Ор+Би+Гр+Кв=Ж+Крд	
l_8 (Крд)	Пл+Ор+Би+Гр+Кв=Ж	
l_9 (Би)	Пл+Ор+Гр+Крд+Кв=Ж	
J_4	Пл+Ор+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	
l_{10} (Ж)	Пл+Ор+Гр+Алс+Кв=Пл+Ор+Крд+Кв	Сингулярное
l_{11} (Крд)	Пл+Ор+Гр+Алс+Кв=Ж	
l_{12} (Гр)	Пл+Ор+Крд+Кв=Ж+Алс	
J_5	Пл+Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Алс	
l_{13} (Ж)	Пл+Гр+Му+Кв=Пл+Ор+Гр+Алс+Кв	Сингулярное
l_{14} (Алс)	Пл+Ор+Гр+Му+Кв=Ж	
l_{15} (Ор)	Пл+Гр+Му+Кв=Ж+Алс	
	К рис. 2.42	
J_1	Пл+Ор+Крд+Би+Кв=Ж+Опр	
l_1 (Ж)	Пл+Крд+Би+Кв=Пл+Крд+Ор+Опр+Кв	Сингулярное
l_2 (Опр)	Пл+Ор+Крд+Би+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Пл+Крд+Би+Кв=Ж+Опр	
l_4 (Крд)	Пл+Би+Кв+Ж=Пл+Ж+Опр+Ор	Сингулярное
l_5 (Би)	Пл+Ор+Опр+Крд+Кв=Ж	
J_2	Пл+Ор+Би+Алс+Кв=Ж+Крд	
l_6 (Ж)	Пл+Би+Алс+Кв=Пл+Ор+Крд+Кв	Сингулярное
l_7 (Крд)	Пл+Ор+Би+Алс+Кв=Ж	
l_8 (Ор)	Пл+Би+Алс+Кв=Ж+Крд	
l_9 (Би)	Пл+Ор+Крд+Кв=Ж+Алс	
J_3	Пл+Би+Крд+Гр+Кв=Ж+Опр	
l_{10} (Ж)	Пл+Би+Гр+Кв=Пл+Би+Крд+Опр+Кв	Сингулярное
l_{11} (Опр)	Пл+Би+Крд+Кв=Ж+Гр	
l_{12} (Крд)	Пл+Би+Гр+Кв=Ж+Опр	
l_{13} (Би)	Пл+Гр+Кв+Ж=Пл+Ж+Опр+Крд	Сингулярное
J_4	Пл+Би+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	
l_{14} (Ж)	Пл+Би+Гр+Алс+Кв=Пл+Би+Крд+Кв	Сингулярное
l_{15} (Крд)	Пл+Би+Гр+Алс+Кв=Ж	
l_{16} (Би)	Пл+Гр+Алс+Кв+Ж=Ж+Крд+Пл	Сингулярное

Таблица 2.7 (продолжение)

Обозначение равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
J_5	Пл+Ор+Би+Му+Кв=Ж+Алс	
l_{17} (Ж)	Пл+Би+Му+Кв=Пл+Би+Ор+Алс+Кв	Сингулярное
l_{18} (Алс)	Пл+Ор+Би+Му+Кв=Ж	
l_{19} (Ор)	Пл+Би+Му+Кв=Ж+Алс	
l_{20} (Би)	Пл+Му+Кв+Ж=Пл+Ж+Ор+Алс	Сингулярное

на Гр+Кв и Гр+Алс+Кв соответственно, что приведет к возможности совместного появления на ликвидусе биотитов с силлиманитом и мусковитом. На рис. 2.42 приведены схематические (качественные) P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических сечений диаграммы состояния системы А для случая, когда в системе присутствует Опр^{45}. Приведенные диаграммы существенно отличаются от диаграмм на рис. 2.41. Здесь после появления на ликвидусе Би и до смены кордиерита гранатом происходят определенные фазовые преобразования: при пересечении субсолидусной сингулярной моновариантной (условно) линии l_6 (Ж), эвтектической линии l_2 (Опр) и перитектической l_9 (Би) образуется нонвариантная (условно) точка J_2. С появлением этой точки перестраиваются изобарические диаграммы, меняется триангуляция и образуются новые подсистемы, в которых при дальнейшем увеличении давления могут сосуществовать биотит, силлиманит и мусковит (сечения $P^{11}_{H_2O}$ и $P^{12}_{H_2O}$).

В настоящее время нам неизвестны значения физико-химических параметров „инвариантных точек" с Крд и Гр. Приблизительно определены и координаты „инвариантной точки" с мусковитом, в результате чего полученные P_{H_2O}–T сечения считаются полуколичественными и могут применяться только для оценки условий кристаллизации тех или иных минеральных ассоциаций гранитоидов. Политермические проекции изобарических разрезов, построенные без учета ассоциаций с амфиболом, являются качественными и отражают принципиально возможные фазовые ликвидусно-солидусные взаимоотношения данной системы, из-за чего не могут применяться для прослеживания хода кристаллизации конкретных магматических расплавов. Тем не менее попадание фигуративных точек составов в тот или иной треугольник и сопоставление минеральных ассоциаций изучаемой породы с модельными можно использовать для выбора изобарического сечения, т. е. фактически производить ориентировочную оценку P_{H_2O}–T условий кристаллизации породы.

Кроме того, при сравнении нормативного минального состава с виртуальным минеральным, следует учитывать степень пересыщения данной системы алюминием, которая влияет на появление той или иной минеральной ассоциации и определяется по соотношению Алс с (Эн+Фс) (в мол. кол.): а) 7Алс<(Эн+Фс) – слабое пересыщение, совместно с Би может образоваться Рог, „недосыщенная" алюминием; б) (Эн+Фс)<7Алс, но Алс<(Эн+Фс) – среднее пересыщение, образуется Крд-Гр-Би ассоциация, в) Алс>(Эн+Фс) – сильное пересыщение, образуются Крд-Гр-Му и Би-Му ассоциации.

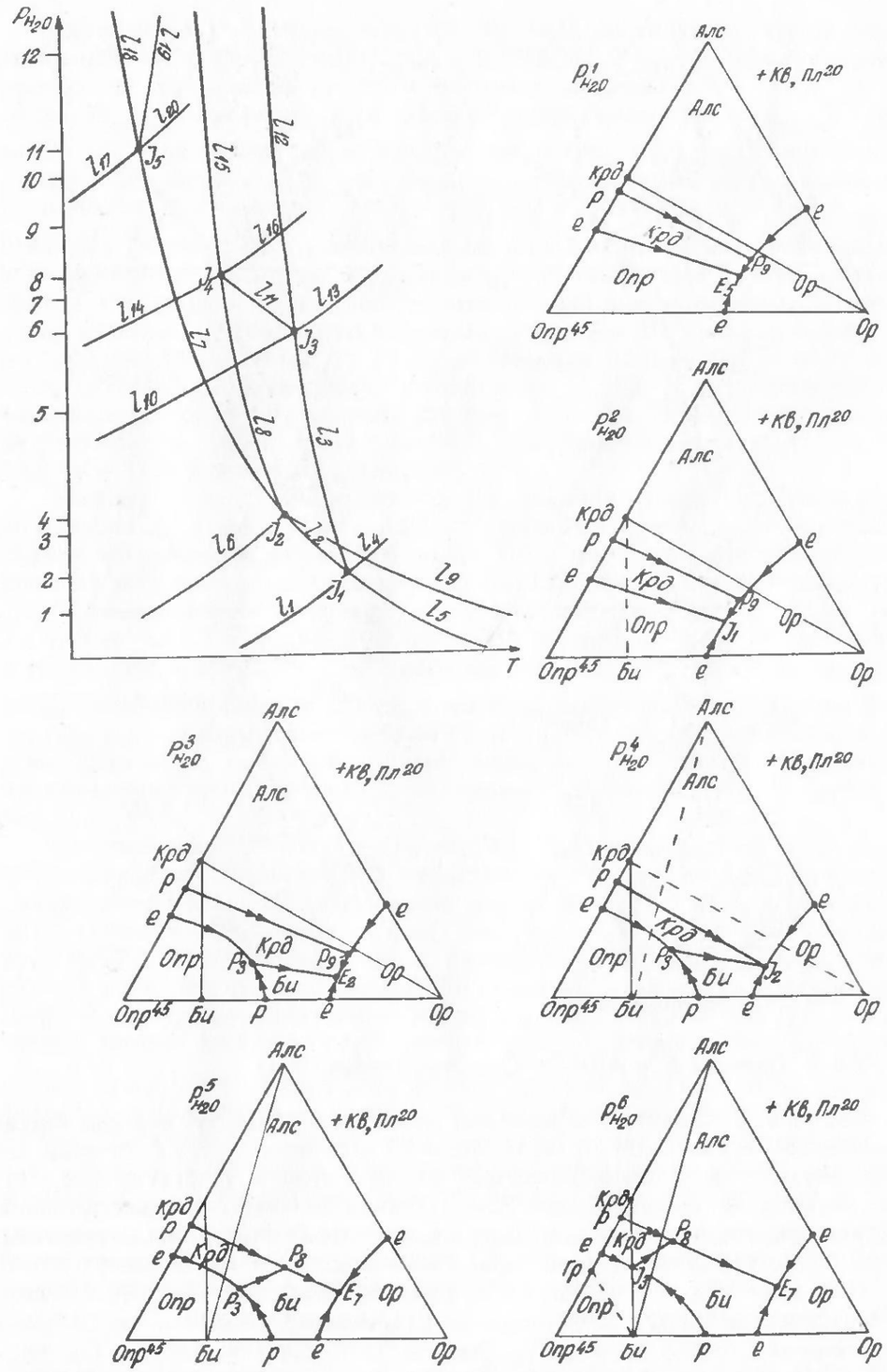


Рис. 2.42. Схематическая P_{H_2O}–T проекция и политермических проекций изобарических разрезов изоплетических сечений (Пл^{20}, Опр^{45}).

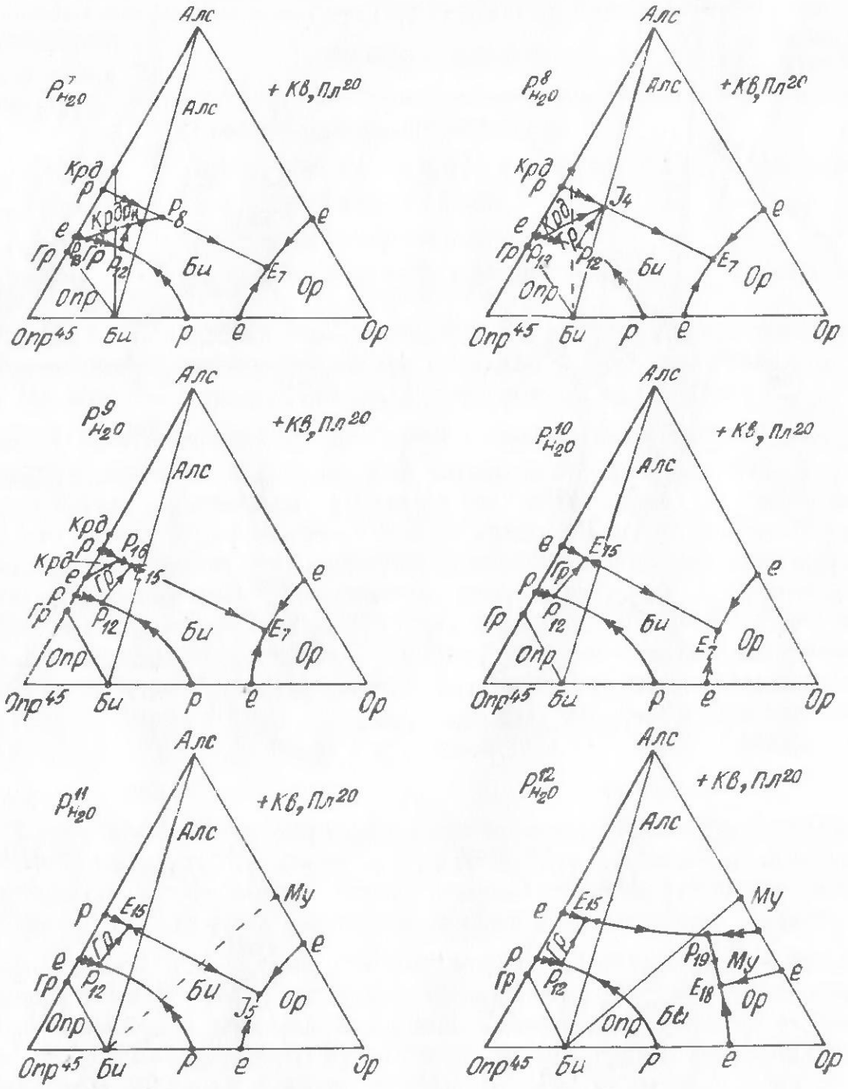


Рис. 2.42. (Продолжение).

2.4.3. Система Б – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O

Система Б является переходной между системой А, пересыщенной алюминием, и системой В, недосыщенной алюминием. В ее строении из трех-, четырех- и пятикомпонентных частных систем участвуют все частные системы А, несодержащие Алс. Отличия начинаются с шестикомпонентных систем, количество которых в системе Б определяется сочетанием из пяти компонентов по четыре, учитывая, что Кв и H_2O присутствуют во всех системах и участвуют во всех фазовых равновесиях (точнее, нами рассматриваются только такие равновесия); $C_5^4=5$. Эти системы следующие: Б6.1 – Аб–Ан–Ор–Эн–Кв–H_2O, Б6.2 – Аб–Ан–Ор–Фс–Кв–H_2O, Б6-3 – Аб–Ан–Эн–Фс–Кв–H_2O, Б6-4 – Аб–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O, Б6-5 – Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O. Ни одна из них не изучена экспериментально.

2.4.3.1. Шестикомпонентные системы

Система Б6.1 – Аб–Ан–Ор–Эн–Кв–H_2O представляет собой гаплогранитную систему А5.1, к которой добавлен Эн. В ее строении принимают участие четыре крайних пятикомпонентных системы: А5.1, А5.2, А5.5 и А5.11. P_{H_2O}–T проекцию этой системы можно построить из P_{H_2O}–T проекций крайних систем А5.5 и А5.11 (прил. II, рис. II.1), так как в этих системах происходят усложнения фазовых превращений в связи с появлением в них химических соединений: Глф, Чер и Фл. В результате на P_{H_2O}–T проекции системы Б6.1 появляются две линии, отражающие моновариантные равновесия, которые происходят в инвариантных точках крайних систем. Превращение инвариантных равновесий в моновариантные равновесия связано с добавлением в одном случае Ан к Аб, а в другом Аб к Ан и образованием их твердого раствора Пл. При построении политермических проекций изобарических сечений (прил. II, рис. II.1) принимались во внимание фазовые превращения системы А5.2. Для простоты построения не учитывались фазовые превращения, происходящие в системе Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O при низких давлениях.

Система Б6.2 – Аб–Ан–Ор–Фс–Кв–H_2O построена с участием крайних систем: А5.1, А5.3, А5.6 и А5.12. Различия данной системы с вышеописанной заключаются в том, что линия разложения Fe-Глф располагается ниже по давлению линии разложения Ант+Кв при Фо-Мт-Кв буфере, как это было принято нами при рассмотрении системы А5.6, и, кроме того, в системе А5.12 в ликвидус-солидусной области не образуется Fe-Чер. В результате этого на P_{H_2O}–T проекции системы Б6.2 (прил. II, рис. II.2) появляется инвариантная точка, в которой происходит следующая перитектическая реакция: Пл+Ор+Ант+Fe-Амф+Кв = Ж+Фа. При построении политермических проекций изобарических сечений учитывались фазовые превращения, происходящие в системах А5.3, А5.6 и А5.12 (прил. II, рис. II.2).

Система Б6.3 – Аб–Ан–Эн–Фс–Кв–H_2O может служить моделью плагиоклазовых гранитоидов, насыщенных алюминием. В ее строении принимают участие следующие крайние системы: А5.2, А5.3, А5.8 и А5.14. Характерной особенностью системы Б6.3 является то, что в ней присутствуют четыре компонента, попарно образующие твердые растворы I типа: Аб+Ан и Эн+Фс. В то же время они образуют химическое соединение – Амф, также представляющий собой твердый раствор, но уже четырех конечных членов: Глф+Fe-Глф+Чер+Fe-Чер. P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических сечений системы Б6.3 построены с учетом фазовых превращений всех четырех крайних систем (прил. II, рис. II.3). Внутри системы появляется моновариантное перитектическое равновесие – перемещение инвариантной точки системы А5.8 в область высоких значений P_{H_2O} и T с добавлением Ан: Амф+Ол+Кв = Ж+Пл+Опр. В этом равновесии одновременно с основностью плагиоклаза и в соответствии с ней изменяется щелочность Амф (или изменяется Глф:Чер), железистость амфибола должна оставаться постоянной.

В связи с образованием в этой системе твердых растворов следует обратить внимание на топологию ее диаграмм политермических проекций изобарических сечений (прил. II, рис. II.3). При малом значении P_{H_2O} внутри системы имеется четырехфазовая (+H_2O) поверхность кристаллизации, разделенная моновариантной перитектической линией, которая

связана с перитектикой в системе Фо–Фа–Кв (прил. I, рис. I.8). На одной половине поверхности в магнезиальных составах кристаллизуются Опр+ +Пл+Кв (+H_2O), а на второй – Ол+Пл+Кв (+H_2O). При высоких значениях P_{H_2O} появляется область кристаллизации Амф, ограниченная также четырехфазовыми поверхностями кристаллизации: Пл+Амф+Кв, Амф+ +Опр+Кв и Амф+Ол+Кв. Моновариантные линии представляют перитектические реакции, продукты которых также будут трехминеральные.

Если формально рассчитать степени свободы трехминеральных ассоциаций, то при минальном выражении компонентов данной системы будем иметь $C = 5+2-3 = 4$, две степени приходятся на P_{H_2O} и T, две – на изменение составов Пл и Опр (или Ол, или Амф); при окисном выражении компонентов их число будет равно 6 – Na_2O, CaO, MgO, FeO, Al_2O_3, SiO_2 (+H_2O), тогда $C = 6+2-3 = 5$, две приходятся на P_{H_2O} и T, две – на изменение составов Пл и темноцветного минерала и одна остается не объяснимой, которая в минальной форме приходится на стехиометрию алюминия относительно Пл. Это свойство данной системы, согласно следствию принципа совместимости, будет транслироваться и в системы большей компонентности, в которых система Б6.3 будет представлять крайнюю систему.

Система Б6.4 – Аб–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O является упрощенной моделью гранитов, насыщенных алюминием. В ее строении участвуют следующие крайние системы: А5.5, А5.6, А5.8 и А5.17. P_{H_2O}–T проекцию некоторых фазовых равновесий системы Б6.4 можно получить из P_{H_2O}–T проекций систем А5.5 и А5.6. В варианте Б6.4 (прил. II, рис. II.4) система А5.6 представлена вариантом, когда линия разложения Ант располагается выше по давлению линии разложения Fe-Глф, в результате границы полей устойчивости Би и Глф различной железистости пересекаются с образованием инвариантной точки. Кроме того, обе эти границы пересекаются перитектической линией перехода от оливиновых ассоциаций в крайних железистых составах к ортопироксеновым в составах средней и низкой железистости с образованием еще двух инвариантных точек. Усложнения фазовых превращений в связи с этими инвариантными точками показаны на политермических проекциях изобарических сечений, представленных в прил. II на рис. II.4.

Система Б6.5 – Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O построена с участием следующих крайних систем: А5.11, А5.12, А5.14 и А5.17. Эта система по фазовым взаимоотношениям и соответственно по топологии P_{H_2O}–T проекции и политермических проекций изобарических сечений похожа на систему Б6.4, только все ее равновесия смещены в область более высоких значений T и P_{H_2O} и к Ор вершине, а амфибол представлен Чер (прил. II, рис. II.5).

2.4.3.2. Полная система Б7

P_{H_2O}–T проекцию основных фазовых превращений полной системы Б7 можно получить из P_{H_2O}–T проекций четырех шестикомпонентных систем: Б6.1, Б6.2, Б6.4 и Б6.5 (прил. II, рис. II.6). Внутри системы Б7 появляется инвариантная точка в связи с неодинаковым взаимоположением линий разложения Ант, Фл, Глф и Чер в крайних системах.

Таблица 2.8

Частные системы, составляющие общую систему В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Бо–Кв–H_2O при условии пересыщенности SiO_2 и H_2O

Индекс системы	Компонентный состав систем	Крайние системы
	Трехкомпонентные системы[1]	
В3.1	Ди–Кв–H_2O	
В3.2	Гед–Кв–H_2O	
	Четырехкомпонентные системы[2]	
В4.1	Аб–Ди–Кв–H_2O	А3.1, В3.1
В4.2	Аб–Гед–Кв–H_2O	А3.1, В3.2
В4.3	Ан–Ди–Кв–H_2O	А3.2, В3.1
В4.4	Ан–Гед–Кв–H_2O	А3.2, В3.2
В4.5	Ор–Ди–Кв–H_2O	А3.3, В3.1
В4.6	Ор–Гед–Кв–H_2O	А3.3, В3.2
В4.7	Эн–Ди–Кв–H_2O	А4.3, В3.1
В4.8	Фс–Гед–Кв–H_2O	А3.5, В3.2
В4.9	Ди–Гед–Кв–H_2O	В3.1, В3.2
В4.10	Эн–Гед–Кв–H_2O	А3.4, В3.2
В4.11	Фс–Ди–Кв–H_2O	А3.5, В3.1
	Пятикомпонентные системы[3]	
В5.1	Аб–Ан–Ди–Кв–H_2O	А4.1, В4.1, В4.3
В5.2	Аб–Ан–Гед–Кв–H_2O	А4.1, В4.2, В4.4
В5.3	Аб–Ор–Ди–Кв–H_2O	А4.2, В4.1, В4.5
В5.4	Аб–Ор–Гед–Кв–H_2O	А4.2, В4.2, В4.6
В5.5	Аб–Эн–Ди–Кв–H_2O	А4.3, В4.1, В4.7
В5.6	Аб–Эн–Гед–Кв–H_2O	А4.3, В4.2, В4.10
В5.7	Аб–Фс–Ди–Кв–H_2O	А4.4, В4.1, В4.11
В5.8	Аб–Фс–Гед–Кв–H_2O	А4.4, В4.2, В4.8
В5.9	Аб–Ди–Гед–Кв–H_2O	В4.1, В4.2, В4.9
В5.10	Ан–Ор–Ди–Кв–H_2O	А4.6, В4.3, В4.5
В5.11	Ан–Ор–Гед–Кв–H_2O	А4.6, В4.4, В4.6
В5.12	Ан–Эн–Ди–Кв–H_2O	А4.7, В4.3, В4.7
В5.13	Ан–Эн–Гед–Кв–H_2O	А4.7, В4.4, В4.10
В5.14	Ан–Фс–Ди–Кв–H_2O	А4.8, В4.3, В4.11
В5.15	Ан–Фс–Гед–Кв–H_2O	А4.8, В4.4, В4.8
В5.16	Ан–Ди–Гед–Кв–H_2O	В4.3, В4.4, В4.9
В5.17	Ор–Эн–Ди–Кв–H_2O	А4.10, В4.5, В4.7
В5.18	Ор–Эн–Гед–Кв–H_2O	А4.10, В4.6, В4.10
В5.19	Ор–Фс–Ди–Кв –H_2O	А4.11, В4.5, В4.11
В5.20	Ор–Фс–Гед–Кв–H_2O	А4.11, В4.6; В4.8
В5.21	Ор–Ди–Гед–Кв–H_2O	В4.5, В4.6, В4.9

[1] Остальные пять систем : А3.1, А3.2, А3.3, А3.4, А3.5.
[2] Остальные десять систем: А4.1, А4.2, А4.3, А4.4, А4.6, А4.7, А4.8, А4.10, А4.11, А4.13.
[3] Остальные десять систем: А5.1, А5.2, А5.3, А5.5, А5.6, А5.8, А5.11, А5.12, 14, А5.17.

Таблица 2.8 (продолжение)

Индекс системы	Компонентный состав систем	Крайние системы
B5.22	Эн–Фс–Ди–Кв–H_2O	Превращаются в систему: Эн–Фс–Во–Кв–H_2O A4.13, B4.7, B4.8
B5.23	Эн–Фс–Гед–Кв–H_2O	
B5.24	Эн–Ди–Гед–Кв–H_2O	
B5.25	Фс–Ди–Гед–Кв–H_2O	
	Шестикомпонентные системы[4]	
B6.1а	Аб–Ан–Ор–Ди–Кв–H_2O	A5.1, B5.1, B5.3, B5.10
B6.1б	Аб–Ан–Ор–Гед–Кв–H_2O	A5.1, B5.2, B5.4, B5.11
B6.2	Аб–Ан–Эн–Ди–Кв–H_2O	A5.2, B5.1, B5.5, B5.12
B6.3	Аб–Ан–Фс–Гед–Кв–H_2O	A5.3, B5.2, B5.8, B5.15
B6.4	Аб–Ор–Эн–Ди–Кв–H_2O	A5.5, B5.3, B5.5, B5.17
B6.5	Аб–Ор–Фс–Гед–Кв–H_2O	A5.6, B5.4, B5.8, B5.20
B6.6	Аб–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O	A5.8, B5.5, B5.8, B5.22
B6.7	Ан–Ор–Эн–Ди–Кв–H_2O	A5.11, B5.10, B5.12, B5.17
B6.8	Ан–Ор–Фс–Гед–Кв–H_2O	A5.12, B5.11, B5.15, B5.20
B6.9	Ан–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O	A5.14, B5.12, B5.15, B5.22
B6.10	Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O	A5.17, B5.17, B5.20, B5.22
B6.11	Аб–Ан–Ди–Гед–Кв–H_2O	B5.1, B5.2, B5.9, B5.16
B6.12	Аб–Ор–Ди–Гед–Кв–H_2O	B5.3, B5.4, B5.9, B5.21
B6.13	Ан–Ор–Ди–Гед–Кв–H_2O	B5.10, B5.11, B5.16, B5.21
	Семикомпонентные системы[5]	
B7.1	Аб–Ан–Ор–Ди–Эн–Кв–H_2O	B6.4, B6.7, Б6.1, B6.1а, B6.2
B7.2	Аб–Ан–Ор–Гед–Фс–Кв–H_2O	B6.5, B6.8, Б6.2, B6.1б, B6.3
B7.3	Аб–Ан–Эн–Во–Фс–Кв–H_2O	B6.6, B6.9, Б6.3, B6.2, B6.3
B7.4(Г)	Аб–Ор–Эн–Во–Фс–Кв–H_2O	B6.6, B6.10, B6.4, B6.5, B6.4
B7.5	Ан–Ор–Эн–Во–Фс–Кв–H_2O	B6.9, B6.10, B6.7, B6.8, Б6.5
B7.6	Аб–Ан–Ор–Гед–Ди–Кв–H_2O	B6.1а, B6.1б, B6.11, B6.12, B6.13

[4] Остальные пять систем: Б6.1, Б6.2, Б6.3, Б6.4, Б6.5.
[5] Еще одна система – Б7.

В заключение необходимо отметить, что эта система имеет больше теоретический интерес, чем практический, так как при кристаллизации биотита, отличающегося от Ант-Фл состава, и амфибола, отличающегося от Глф-Чер состава, состав расплава моментально „перескочит" либо в систему, недосыщенную алюминием, либо в пересыщенную им.

2.4.4. Система В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во(Ди, Гед)–Кв–H_2O

Состав частных систем от трех- до семикомпонентных приведен в табл. 2.8. При расчете числа частных систем учитывались особенности компонентов общей системы, которые заключаются в том, что сочетания Во и Эн или Фс (или совместно с двумя) приводят к появлению химических соединений Ди или Гед, принимаемых за самостоятельные компоненты. Поэтому при расчете количества трех-, четырех- и пятикомпонентных

систем вместо одного Во учитывали Ди и Гед, т. е. рассчитывали число сочетаний из 7 (Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Ди–Гед) по 1, 2 и 3 компонентам: $C_7^1=7$, $C_7^2=21$ и $C_7^3=35$, прибавляя к каждому полученному сочетанию компонентов Кв и H_2O. При расчете числа шести- и семикомпонентных систем за исходное число принимали только 5 (Аб–Ан–Ор–Эн–Фс) компонентов, а сочетаний соответственно по 3 и 4 компонента: $C_5^3=10$, $C_5^4=5$, к которым добавляли Во, Кв и H_2O. Причем, если в сочетании были Эн и Фс по одному, то Во заменялся соответственно Ди или Гед (табл. 2.8). Кроме того, к шестикомпонентным системам пришлось прибавить еще три системы, в которых отсутствуют Эн и Фс, а имеются Ди и Гед либо вместе, либо порознь: B6.1б, B6.11, B6.12 и B6.13, а к семикомпонентным – B7.6 и Б7.

В составе частных систем имеются такие, которые уже встречались в системах А и Б, о чем имеются ссылки в табл. 2.8. Поэтому при последующих построениях с участием таких систем элементы их диаграмм обозначаются соответствующим индексом.

Особенностью систем, недосыщенных алюминием, является то, что в них появляются различные амфиболы как химические соединения Опр, Мпр, Пл и H_2O, но, к сожалению, мы располагаем ограниченными данными по устойчивости этих минералов (см. раздел 2.3.1), что затрудняет проведение анализа данных систем. На многих диаграммах взаимоположение их линий разложения по сравнению с другими минералами остается предположительным.

2.4.4.1. Трехкомпонентные системы

Из семи трехкомпонентных систем только две: B3.1 – Ди–Кв–H_2O и B3.2 – Гед–Кв–H_2O не встречались в системе А. В системе Ди–Кв–H_2O при низких значениях P_{H_2O}, согласно экспериментам Н. Л. Боуэна [127, фиг. 581], между Кв и Ди существуют эвтектические соотношения, усложненные полиморфными превращениями кремнезема и распадом на две жидкости. Но при $P_{H_2O}=20$ кбар, по данным И. Куширо [244, 245], имеется только Кв-Ди эвтектика без распада на две жидкости. По системе B3.2 – Гед–Кв–H_2O экспериментальные данные автору неизвестны, но, судя по фазовым взаимоотношениям в системе Во–Фс [127, фиг. 559], здесь также следует ожидать эвтектических взаимоотношений между Гед и Кв, усложненных распадом на жидкости и образованием окисных минералов железа. Для простоты дальнейших построений эти усложнения можно не учитывать.

2.4.4.2. Четырехкомпонентные системы

По характеру фазовых превращений четырехкомпонентные системы B4.1–B4.11 делятся на четыре группы.

Системы B4.1, B4.2, B4.3, B4.4, B4.5 и B4.6 при давлении воды от 0 до 20 кбар предположительно (ни одна система не изучена экспериментально) характеризуются одним типом превращений – эвтектическим. Это предположение основано на установлении эвтектик в крайних двухкомпонентных системах ($+H_2O$) [262, 297, 300, 301 и др.]. В этом же интервале P_{H_2O} в них не образуются химические соединения. Имеются несовпадения экспериментальных данных по этому вопросу только для системы B4.5 и крайней ее системы Ди–Ор–H_2O. Х. С. мл. Йодер и В. Г. Аптон [301]

изучали фазовые превращения в ликвидус-солидусной области системы Ди–Ор–H_2O при 5 и 10 кбар и не обнаружили химических соединений при этих условиях. А Д. И. Руддок и Д. Л. Хамильтон [262] в системе Лц–Ди–Кв–H_2O при 4 кбар установили появление поля кристаллизации Фл. Вряд ли на появление Фл оказал влияние кварц, причина, вероятно, здесь более сложная.

Системы В4.7 и В4.8 в ликвидус-солидусной области имеют эвтектические взаимоотношения с некоторыми усложнениями, связанными с разложением Фс в системе В4.8 на Фа и Кв. В субсолидусной области в них образуются химические соединения: тремолит и Fe-актинолит соответственно, но они разлагаются на компоненты системы до их плавления (прил. III, рис. III.1, III.2), т. е. линии разложения химических соединений не пересекают ликвидусные линии систем, по крайней мере до 10 кбар P_{H_2O} [219, 245, 288].

Система В4.9 – Ди–Гед–Кв–H_2O в первом приближении представляет собой систему с твердыми растворами I типа Ди–Гед, находящимися с кварцем в эвтектических соотношениях, хотя достоверных экспериментов по этой системе нет.

Системы В4.10 и В4.11 превращаются в систему Эн–Фс–Ди–Гед–Кв–H_2O, поскольку Эн с Гед, а Фс с Ди не могут существовать попарно, а происходит обменная реакция между ними с образованием Фс и Ди в первом случае и Эн с Гед во втором. Эту шестикомпонентную систему можно рассматривать как крайнюю гранитных систем.

2.4.4.3. Пятикомпонентные системы

Из 35 пятикомпонентных систем 10 встречались в системе А и в той или иной мере охарактеризованы в разделе 2.4.2.3. Из оставшихся 25 систем практически ни одна не изучена экспериментально, поэтому характер фазовых превращений в них устанавливался трансляцией фазовых превращений соответствующих крайних систем. По типу установленных фазовых превращений системы делятся на четыре группы.

Системы В5.3, В5.4, В5.10 и В5.11 характеризуются эвтектическими взаимоотношениями и отсутствием химических соединений.

Системы В5.1, В5.2, В5.9, В5.16 и В5.21 имеют по одной паре компонентов, которые образуют твердые растворы I типа, в результате чего в системе появляется четырехфазовая (+H_2O) котектика; химические соединения также отсутствуют.

Системы В5.6, В5.7, В5.13, В5.14, В5.18, В5.19, В5.22, В5.23, В5.24 и В5.25 содержат компоненты (Эн-Гед и Ди-Фс), которые не могут сосуществовать совместно, из-за чего системы от В5.6 до В5.19 превращаются в семикомпонентные системы, остальные – в шестикомпонентные, которые рассматриваются в соответствующих разделах.

Системы В5.5, В5.8, В5.12, В5.15, В5.17 и В5.20 отличаются тем, что их компоненты образуют химические соединения (амфиболы и биотиты), область существования которых достигает ликвидус-солидусных превращений, что приводит к появлению инвариантных равновесий и значительно усложняет фазовые взаимоотношения. Рассмотрение (анализ) систем следует вести по парам: В5.5 и В5.8, В5.12 и В5.15, В5.17 и В5.20, так как эти пары отличаются только железистостью–магнезиальностью пироксеновых компонентов и имеют сходную топологию диаграмм.

Системы В5.5 – Аб–Эн–Ди–Кв–H_2O и В5.8 – Аб–Фс–Гед–Кв–H_2O характеризуются тем, что в их двух крайних системах имеются химические

соединения Глф и Тр, Fe-Глф и Fe-Акт соответственно и, кроме того, внутри системы образуется тройное (+H_2O) химическое соединение эденит и Fe-эденит. Причем Тр и Fe-Акт не появляются в ликвидус-солидусной области, в то время как остальные химические соединения могут кристаллизоваться из расплава. Как уже отмечалось, появление той или иной инвариантной точки и смена минеральных (фазовых) ассоциаций зависят от взаимоположения линий разложения химических соединений на P_{H_2O}–T проекции. Для Тр, Fe-Акт, Глф и Fe-Глф линии разложения определены экспериментально (см. рис. 2.5), а для Эд экспериментальные данные отсутствуют. Учитывая определенное его сходство с Пар, предполагается, что и их линии разложения должны располагаться на P_{H_2O}–T проекции вблизи друг от друга. В прил. III, на рис. III.3 и III.4 приведены P_{H_2O}–T проекции и политермические проекции изобарических сечений рассматриваемых систем, которые строились с принятым условием расположения линии разложения Эд и Fe-Эд.

Системы В5.12 – Ан–Эн–Ди–Кв–H_2O и В5.15 – Ан–Фс–Гед–Кв–H_2O имеют много общего с предыдущими системами по топологии диаграмм и соответственно по типу фазовых превращений и образования химических соединений. Различия имеются в расположении на P_{H_2O}–T проекциях всех фазовых равновесий в связи со сменой Аб на Ан. Кроме того, здесь образуются Чер вместо Глф и Рог вместо Эд, положение линий разложения которых также отличается от таковых Глф и Эд. В связи с этим линия разложения Чер пересекает ликвидус системы Ан–Эн–Кв–H_2O в точке с координатами: $P_{H_2O} \approx 10$ кбар, $T \approx 800$ °С (прил. I, рис. I.4), а линия разложения Fe-Чер вообще не пересекает ликвидус соответствующей системы. Судя по кристаллохимической формуле Рог в сравнении с Чер, по всей вероятности, ее линия разложения должна находиться значительно ниже по давлению, так как она содержит в два раза меньше октаэдрического алюминия. В соответствии с принятыми положениями линий разложения амфиболов в прил. III на рис. III.5 и III.6 приведены P_{H_2O}–T проекции и политермические проекции изобарических сечений систем В5.12 и В5.15.

Системы В5.17 – Ор–Эн–Ди–Кв–H_2O и В5.20 – Ор–Фс–Гед–Кв–H_2O по топологии своих диаграмм аналогичны предыдущим системам, особенно В5.5 и В5.8, но фазовые превращения отражают равновесия с Фл и Ант соответственно (прил. III, рис. III.7 и III.8), об устойчивости которых говорилось при анализе системы А.

2.4.4.4. Шестикомпонентные системы

Шестикомпонентные системы уже могут использоваться в качестве упрощенных моделей гранитоидов, недосыщенных алюминием. Из 14 систем только одна система В6.2 изучалась экспериментально с целью установления химических условий существования амфибола при $P_{H_2O} = 5$ кбар [209]. Остальные системы анализировались геометрическим методом с использованием сведений по фазовым превращениям ь крайних пятикомпонентных системах, которые указаны в табл. 2.8. По характеру фазовых превращений и сходству топологии диаграмм системы объединены в 6 групп.

Системы В6.1а, В6.1б, В6.12 и В6.13 характеризуются тем, что в них имеется пара компонентов, образующих твердые растворы I типа, и отсутствуют химические соединения. В прил. III на рис. III.9, III.10 и III. 20 приведены P_{H_2O}–T проекции эвтектических линий двух крайних систем, в которых отсутствуют твердые растворы, и по одной политермической проекции изобарического сечения, поскольку с изменением P_{H_2O} не происходит усложнения фазовых превращений, изменяется только температура равновесий. Внутри системы имеется пятифазовая ($+H_2O$) котектика, которая с изменением P_{H_2O} превращается в поверхность, ограниченную по температуре эвтектическими линиями крайних систем. P_{H_2O}–T проекция и изобарические сечения системы В6.13 аналогичны таковым системы В6.12, поэтому они не приведены в работе.

Система В6.2, как и предыдущие, имеет два компонента, образующих твердые растворы I типа, но, кроме того, в трех крайних системах появляются амфиболы: Глф-Чер (А5.2), Эд (В5.5) и Рог (В5.12), что значительно усложняет фазовые превращения и топологию диаграмм (прил. III, рис. III.11), при построении которых были учтены эксперименты Р. Кауторна [209]. Эта система является упрощенной моделью для плагиоклазовых пород, начиная от кварцевого габбро-норита и кончая плагиогранитами.

Системы В6.4 и В6.7 могут служить упрощенными моделями кристаллизации магнезиальных гранитоидов, недосыщенных алюминием, соответственно альбитовых и анортитовых, что и определяет их различие не только по полевым шпатам, но и по амфиболу: в системе В6.4 он представлен Глф-Эд, а в системе В6.7 – Чер-Рог. Принятое взаимоположение линий разложения в первом случае Фл и Эд, во втором – Фл и Рог приводит к раннему появлению (при увеличении P_{H_2O}) в системах Фл и расширению объема его кристаллизации. В результате в таких магнезиальных составах чаще будут встречаться Пл+Ор+Би ассоциации, чем Пл+Амф+Би (прил. III, рис. III.12 и III.15).

Системы В6.5 и В6.8 являются упрощенными моделями кристаллизации железистых гранитоидов, недосыщенных алюминием. При анализе этих систем возникли трудности из-за отсутствия экспериментальных данных по взаимоположению линий разложения ассоциаций (Ант+Кв)–(Fe-Эд+Кв) и (Ант+Кв)–(Fe-Рог+Кв) (прил. III, рис. III.13 и III.17). В случае раннего появления Fe-Амф с постепенным увеличением давления значительно расширяется его область кристаллизации, особенно в альбитовой системе, что предопределяет большую вероятность образования в железистых составах ассоциации Пл+Ор+Fe-Амф, чем Ор+Fe-Амф+Fe-Би, т. е. чаще здесь будут встречаться ассоциации с обратным сочетанием полевых шпатов и темноцветных минералов по сравнению с магнезиальными.

Системы В6.6, В6.9 и В6.10 отражают фазовые превращения в „пироксеновой трапеции" с добавлением к ней Аб, Ан и Ор. Соответственно в каждой системе образуются химические соединения: Глф–Fe-Глф–Эд–Fe-Эд, Чер–Fe-Чер–Рог–Fe-Рог, Фл–Ант. Первоначально из-за отсутствия достоверных данных по взаимоположению линий разложения амфиболов для систем В6.6 и В6.9 были разработаны по два варианта диаграмм, но после сопоставления с другими системами и природными ассоциациями варианты В6.6а и В6.9а были отвергнуты и оставлены варианты В6.6 и В6.9 (прил. III, рис. III.14 и III.17). Для системы В6.10 взаимоположение линий разложения Фл+Кв и Ант+Кв установлено более или менее достоверно, и поэтому фазовые превращения, отражаемые диаграммами этой системы, наиболее соответствуют природным (прил. III, рис. III.18).

Система В6.11 характеризуется тем, что в ее составе присутствуют четыре компонента, которые попарно образуют твердые растворы I типа: Аб+Ан и Ди+Гед. Она может служить упрощенной моделью образования плагиоклазовых пород начиная от габбро до пироксенового плагиогранита. P_{H_2O}–T проекция и политермическая проекция изобарического сечения этой системы представлены в прил. III на рис. III.19. Внутри диаграммы, отражающей равновесный процесс кристаллизации в данной системе при изобарических условиях, имеется четырехфазовая ($+H_2O$) поверхность кристаллизации Пл+Мпр+Кв ($+H_2O$) ассоциации. При формальном расчете степеней свободы этой ассоциации имеем: $C = 5+2-3 = 4$, две приходится на P_{H_2O} и T, две – на изменение составов Пл и Мпр, что необходимо учитывать при расчете степеней свободы для более сложных систем, в которые будут входить компоненты данной системы.

2.4.4.5. Семикомпонентные системы

Как уже отмечалось, для построения изобарических сечений многокомпонентных систем необходимы сложные геометрические фигуры (многовершинники), но, учитывая, что Мпр, как и Кв, имеет со всеми компонентами систем и их химическими соединениями эвтектические взаимоотношения, то анализ фазовых превращений во всех семикомпонентных системах системы В можно проводить в политермическом объеме тройного проектирования: из вершины H_2O, из вершины Кв и из вершины Во (Ди или Гед). В таком случае политермическая проекция будет представлять собой тетраэдр, в вершинах которого расположатся остальные четыре компонента.

Система В7.1 – Аб–Ан–Ор–Эн–Ди–Кв–H_2O получена из двух крайних систем В6.4 и В6.7, совместно содержащих все компоненты системы В7.1. В результате внутри этой системы появляются моновариантные равновесия, связанные с перемещением инвариантных точек крайних систем добавлением к ним Ан к системе В6.4 или Аб к системе В6.7 (прил. III, рис. III.21).

Тетраэдрические (Аб–Ан–Ор–Эн) политермические проекции изобарических сечений этой системы по своей топологии будут аналогичны таковым системы Б6.1 (прил. II, рис. II.1), только вместо Глф в рассматриваемой системе образуется Эд, а вместо Чер–Рог, Ди при этом выносится за диаграмму совместно с Кв и H_2O.

Система В7.2 – Аб–Ан–Ор–Фс–Гед–Кв–H_2O анализировалась с учетом фазовых превращений в двух крайних системах В6.5 и В6.8 (прил. III, рис. III.22).

Тетраэдрические (Аб–Ан–Ор–Фс) политермические проекции изобарических сечений системы В7.2 будут аналогичны таковым системы Б6.2 (прил. II, рис. II.2), опять вместо Fe-Глф в рассматриваемых вариантах системы В7.2 образуется Fe-Эд, а вместо Fe-Чер – Fe-Рог, а Гед совместно с Кв и H_2O выносится за диаграммы.

Система В7.3 – Аб–Ан–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O является довольно полной моделью образования (кристаллизации) плагиоклазовых пород, начиная от габбро-норитов и кончая плагиогранитами. P_{H_2O}–T проекция системы В7.3 (прил. III, рис. III.23) построена с использованием P_{H_2O}–T проекций крайних систем: В6.6 – Аб–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O (прил. III,

рис. III.14) и В6.9 – Ан–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O (прил. III, рис. III.17). Благодаря одинаковому взаимоположению линий разложения магнезиальных и железистых амфиболов в системах В6.6 и В6.9 в общей системе В7.3 не происходит усложнения фазовых превращений, а появляется только моновариантное семифазовое перитектическое равновесие, отражающее изменение состава плагиоклаза и соответствующее изменение щелочности амфибола (при постоянной железистости) от инвариантной точки в системе В6.6 к инвариантной точке системы В6.9.

Тетраэдрические (Аб–Ан–Эн–Фс) политермические проекции изобарических сечений системы В7.3 будут аналогичны таковым системы Б6.3, только вместо Fe-Глф и Глф, Fe-Чер и Чер здесь образуются Fe-Эд и Эд, Fe-Рог и Рог, а Во, Кв и H_2O выносятся за диаграммы.

Система В7.4(Г7) – Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O является модельной для граничного петрохимического типа гранитов с Al=Na+K. P_{H_2O}–T проекцию системы можно получить совмещением P_{H_2O}–T проекций крайних систем В6.4 и В6.5. Из-за различного взаимоположения линий разложения амфибола и биотита в этих системах внутри системы В7.4 происходят усложнения фазовых превращений с появлением трех инвариантных точек (прил. III, рис. III.24), отражающих восьмифазовые перитектические равновесия.

Тетраэдрические (Аб–Ор–Эн–Фс) политермические проекции изобарических сечений системы В7.4 будут аналогичны таковым системы Б6.4 (прил. II, рис. II.4), но вместо Глф и Fe-Глф в системе В7.4 будут образовываться Эд и Fe-Эд, а Во, Кв и H_2O выносятся за диаграммы.

Система В7.5 – Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O анализировалась с учетом фазовых превращений в крайних системах В6.7 и В6.8 (прил. III, рис. III.25). Диаграмма системы В7.5 по топологии аналогична диаграмме системы В7.4 (прил. III, рис. III.24), только все фазовые равновесия системы В7.5 смещены в область более высоких значений P_{H_2O} и T.

Тетраэдрические (Ан–Ор–Эн–Фс) политермические проекции изобарических сечений системы В7.5 будут аналогичны таковым системы Б6.5 (прил. II, рис. II.5), только вместо Чер и Fe-Чер системы В6.5 в системе В7.5 будут образовываться Рог и Fe-Рог, а Во, Кв и H_2O выносятся за диаграммы.

Система В7.6 – Аб–Ан–Ор–Ди–Гед–Кв–H_2O служит модельной схемой для гранитов с моноклинным пироксеном и фазовые превращения в этой системе можно представить гаплогранитной системой А5.1 – Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O, к которой присоединяется Мпр, и поскольку последний является твердым раствором, то четырехфазовая котектика системы А5.1 превращается в пятифазовую поверхность кристаллизации Пл+Ор+Мпр+Кв (+H_2O) ассоциации. На P_{H_2O}–T проекции эта поверхность ограничивается эвтектическими линиями системы В5.4 и В5.10 (при. III, рис. III.26). Теоретически здесь не должны образовываться химические соединения, поэтому с изменением P_{H_2O} не будет происходить усложнения фазовых превращений.

2.4.4.6. Полная система В и изоплетические сечения

В строении полной системы В принимают участие все вышеописанные частные системы. Крайними системами являются пять семикомпонентных систем В7 и одна Б7. Главную сущность фазовых превращений полной

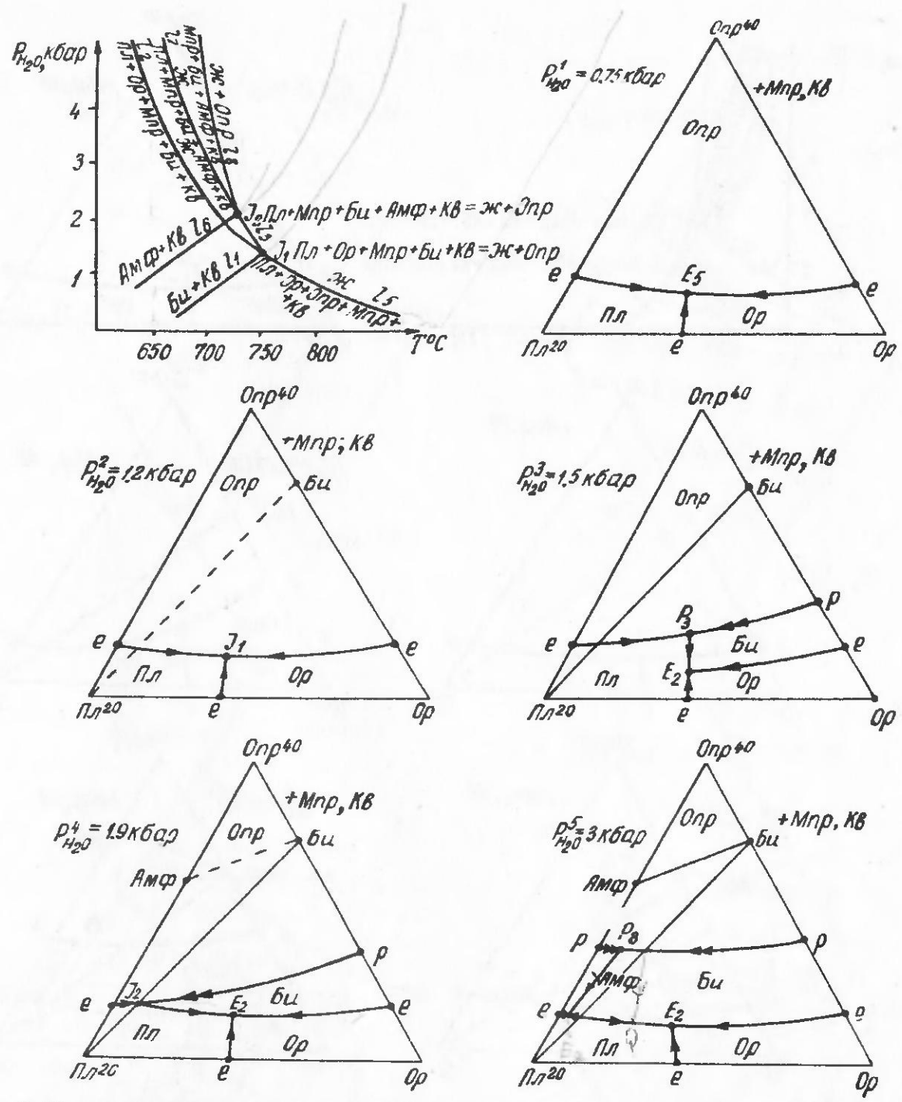


Рис. 2.43. P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических разрезов изоплетических сечений ($Пл^{20}$, $Опр^{40}$) диаграммы состояния системы В – Ан–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед)–Кв–H_2O.

системы можно представить на P_{H_2O}–T проекции, использовав для ее построения P_{H_2O}–T проекции двух крайних систем: В7.4 – Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O и В7.5 – Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O. Построена P_{H_2O}–T проекция для полной системы В8 (прил. III, рис. III.27), которая получается перемещением на P_{H_2O}–T поверхности всех элементов диаграмм В7.4 в область более высоких значений P_{H_2O} и T с добавлением к ним Ан. В результате внутри системы В8 появляется три моновариантных равновесия, в которые превращаются инвариантные равновесия соответствующих систем с добавлением к ним Ан.

Изобарические сечения и даже политермические проекции этих сечений для полной системы не представляется возможным изобразить в трех-

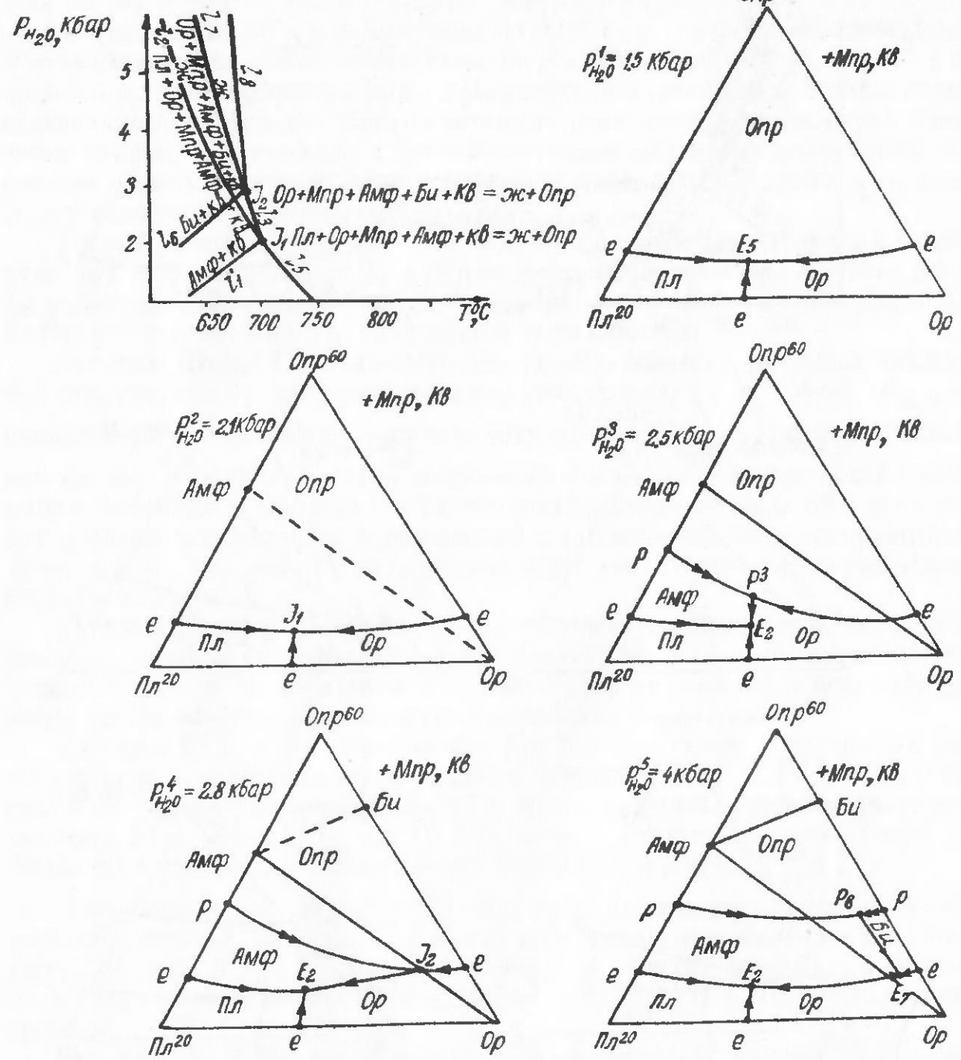


Рис. 2.44. $P_{H_2O}-T$ проекция и политермические проекции изобарических разрезов изоплетических сечений (Пл^{20}, Опр^{60}) диаграммы состояния системы В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Кв–H_2O.

l_3 (Пл) Ор+Мпр+Амф+Кв = Ж+Опр; l_5 (Амф) Пл+Ор+Мпр+Опр+Кв = Ж; l_8 (Ор) Мпр+Амф+Би+Кв = Ж+Опр.

мерном пространстве. Их можно представить из политермических проекций системы В7.4 увеличением мерности на единицу, связанную с добавлением к ним Ан.

Как отмечалось в работе [56], для решения конкретных петрологических задач удобнее применять изоплетические сечения полных диаграмм, отвечающие нормативным составам плагиоклазов и пироксенов изучаемой породы.

На рис. 2.43 и 2.44 приведены два варианта таких сечений, соответствующих Пл^{20}, но различающихся по железистости Опр (и Мпр). Как видно из рис. 2.43 и 2.44, различия этих сечений связаны с обратным взаимоположением линий разложения биотитов и амфиболов в магнезиальных

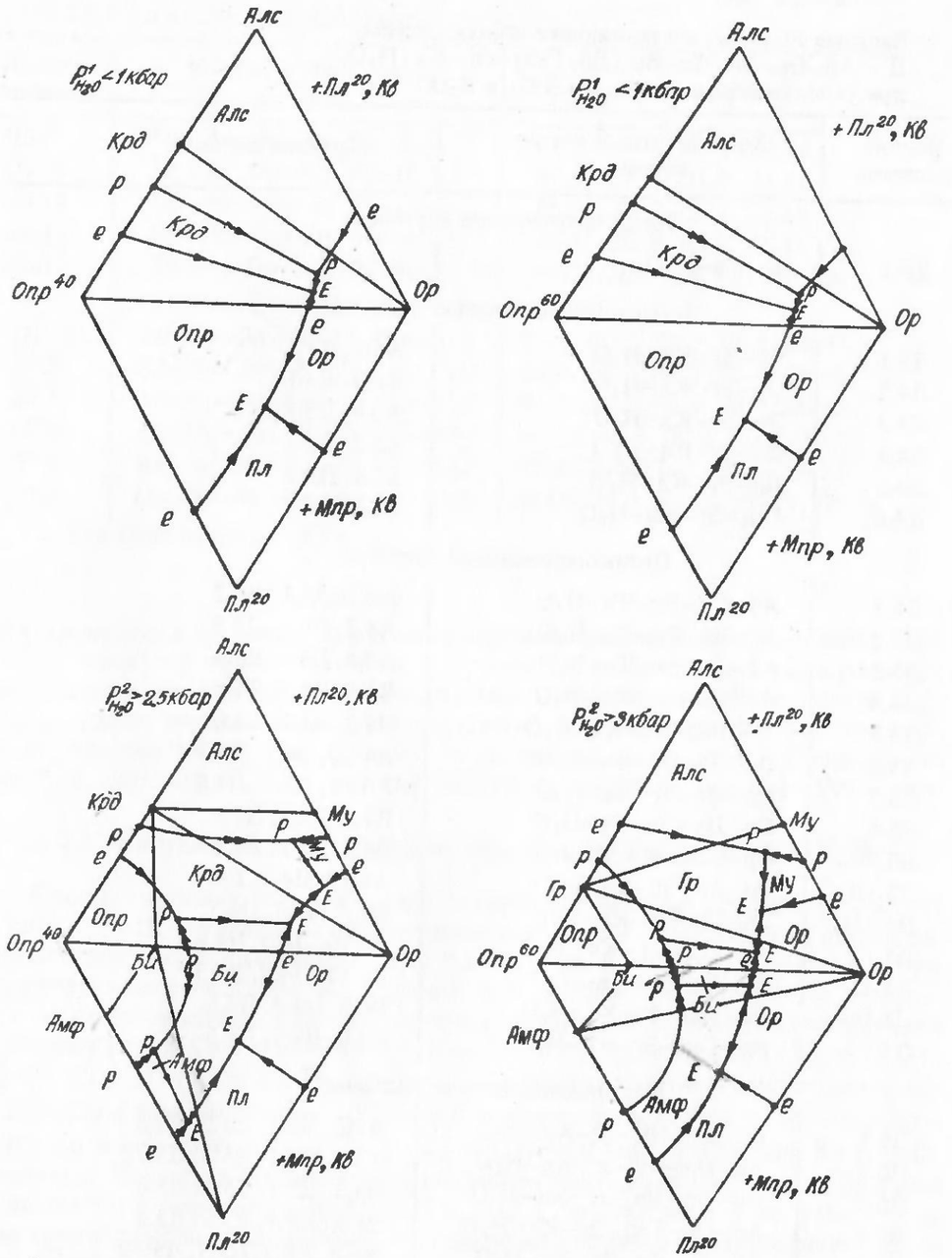


Рис. 2.45. Политермические проекции изобарических разрезов изоплетических сечений совмещенных диаграмм состояния систем А, Б и В.

и железистых составах этой системы. Данной особенностью системы В объясняются разнообразные взаимоотношения Би и Амф, о чем более подробно будет сказано в разделе 4.3.

В заключение описания систем нормальной щелочности можно привести совмещенные политермические проекции изобарических сечений систем А, Б и В при низких и высоких значениях P_{H_2O} для изоплетических сечений Пл^{20}, Опр^{40} и Опр^{60} (рис. 2.45), показывающие их взаимосвязь.

Таблица 2.9

Частные системы, составляющие общую систему Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Эг–Кв–H_2O, при условии пересыщенности SiO_2 и H_2O

Индекс системы	Компонентный состав систем	Крайние системы
	Трехкомпонентные системы[1]	
Д3.1	Эг–Кв–H_2O	
	Четырехкомпонентные системы[2]	
Д4.1	Аб–Эг–Кв–H_2O	А3.1, Д3.1
Д4.2	Ор–Эг–Кв–H_2O	А3.3, Д3.1
Д4.3	Эн–Эг–Кв–H_2O	А3.4, Д3.1
Д4.4	Фс–Эг–Кв–H_2O	А3.5, Д3.1
Д4.5	Ди–Эг–Кв–H_2O	В3.1, Д3.1
Д4.6	Гед–Эг–Кв–H_2O	В3.2, Д3.1
	Пятикомпонентные системы[3]	
Д5.1	Аб–Ор–Эг–Кв–H_2O	А4.2, Д4.1, Д4.2
Д5.2	Аб–Эн–Эг–Кв–H_2O	А4.3, Д4.1, Д4.3
Д5.3	Аб–Фс–Эг–Кв–H_2O	А4.4, Д4.1, Д4.4
Д5.4	Аб–Ди–Эг–Кв–H_2O	В4.1, Д4.1, Д4.5
Д5.5	Аб–Гед–Эг–Кв–H_2O	В4.2, Д4.1, Д4.6
Д5.6	Ор–Эн–Эг–Кв–H_2O	А4.10, Д4.2, Д4.3
Д5.7	Ор–Фс–Эг–Кв–H_2O	А4.11, Д4.2, Д4.4
Д5.8	Ор–Ди–Эг–Кв–H_2O	В4.5, Д4.2, Д4.5
Д5.9	Ор–Гед–Эг–Кв–H_2O	В4.6, Д4.2, Д4.6
Д5.10	Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O	А4.13, Д4.3, Д4.4
Д5.11	Эн–Ди–Эг–Кв–H_2O	В4.7, Д4.3, Д4.5
Д5.12	Эн–Гед–Эг–Кв–H_2O	В4.10, Д4.3, Д4.6
Д5.13	Фс–Ди–Эг–Кв–H_2O	В4.11, Д4.4, Д4.5
Д5.14	Фс–Гед–Эг–Кв–H_2O	В4.8, Д4.4, Д4.6
Д5.15	Ди–Гед–Эг–Кв–H_2O	В4.9, Д4.5, Д4.6
	Шестикомпонентные системы[4]	
Д6.1	Аб–Ор–Эн–Эг–Кв–H_2O	А5.5, Д5.1, Д5.2, Д5.6
Д6.2	Аб–Ор–Фс–Эг–Кв–H_2O	А5.6, Д5.1, Д5.3, Д5.7
Д6.3	Аб–Ор–Ди–Эг–Кв–H_2O	В5.3, Д5.1, Д5.4, Д5.8
Д6.4	Аб–Ор–Гед–Эг–Кв–H_2O	В5.4, Д5.1, Д5.5, Д5.9
Д6.5	Аб–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O	А5.8, Д5.2, Д5.3, Д5.10
Д6.6	Аб–Эн–Ди–Эг–Кв–H_2O	В5.5, Д5.2, Д5.4, Д5.11
Д6.7	Аб–Фс–Гед–Эг–Кв–H_2O	В5.8, Д5.3, Д5.5, Д5.14
Д6.8	Аб–Ди–Гед–Эг–Кв–H_2O	В5.9, Д5.4, Д5.5, Д5.14

[1] Остальные шесть систем: А3.1, А3.3, А3.4, А3.5, В3.1, В3.2.
[2] Остальные пятнадцать систем: А4.2, А4.3, А4.4, А4.10, А4.11, А4.13, В4.1, В4.2, В4.5, В4.6, В4.7, В4.8, В4.9, Б4.10, В4.11.
[3] Остальные двадцать систем: А5.5, А5.6, А5.8, А5.17, В5.3, В5.4, В5.5, В5.6, В5.7, В5.8, В5.9, В5.17, В5.18, В5.19, В5.20, В5.21, В5.22, В5.24.
[4] Остальные пять систем: Б6.4, В6.4, В6.5, В6.6, В6.10.

Таблица 2.9 (продолжение)

Индекс системы	Компонентный состав систем	Крайние системы
Д6.9	Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O	А5.17, Д5.6, Д5.7, Д5.10
Д6.10	Ор–Эн–Ди–Эг–Кв–H_2O	В5.17, Д5.6, Д5.8, Д5.11
Д6.11	Ор–Фс–Гед–Эг–Кв–H_2O	В5.20, Д5.7. Д5.9, Д5.14
Д6.12	Ор–Ди–Гед–Эг–Кв–H_2O	В5.21, Д5.8, Д5.9, Д5.15
Д6.13	Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O	В5.22, Д5.10, Д5.11, Д5.15
	Семикомпонентные системы[5]	
Д7.1 (Е)	Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O	Б6.4, Д6.1, Д6.2, Д6.5, Д6.9
Д7.2	Аб–Ор–Эн–Ди–Эг–Кв–H_2O	В6.4, Д6.1, Д6.3, Д6.6, Д6.10
Д7.3	Аб–Ор–Фс–Гед–Эг–Кв–H_2O	В6.5, Д6.2, Д6.4, Д6.7, Д6.11
Д7.4	Аб–Ор–Ди–Гед–Эг–Кв–H_2O	В6.12, Д6.3, Д6.4, Д6.8, Д6.12
Д7.5	Аб–Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O	В6.6, Д6.5, Д6.6, Д6.7, Д6.13
Д7.6	Ор–Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O	В610, Д6.9, Д6.10, Д6.11, Д6.13

[5] Еще одна система – В7.4.

Для простоты в системах А и Б не приведены фазовые превращения с Глф и Чер, которые практически не встречаются в природных минеральных ассоциациях гранитоидов, пересыщенных глиноземом. Чаще состав расплава, слабо пересыщенного глиноземом, при кристаллизации биотита, более обогащенного глиноземом по сравнению с Ант+Фл, „перескакивает" в систему В, где кристаллизуется амфибол Эд–Пар–Рог ряда.

2.4.5. Система Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Эг–Кв–H_2O

Состав частных от трех- до семикомпонентных систем приведен в табл. 2.9. При расчете их числа учитывались те же особенности образования химических соединений между Во, Эн и Фс, о которых говорилось при характеристике системы В. Поэтому при расчете количества трех-, четырех- и пятикомпонентных систем принимались во внимание сочетания из 7 компонентов (Аб–Ор–Эн–Фс–Ди–Гед–Эг) по 1, 2 и 3 (+Кв и H_2O): $C_7^1 = 7$, $C_7^2 = 21$ и $C_7^3 = 35$. При расчете количества шести- и семикомпонентных систем за исходное число брали 6 компонентов (Аб–Ор–Эн–Фс–Во––Эг) по 4 и 5 сочетаний: $C_6^4 = 15$, $C_6^5 = 6$, к которым добавляли Кв и H_2O, причем к 15 шестикомпонентным системам прибавили системы с Ди и Гед (совместно и порознь): Д6.4, Д6.8 и Д6.12; в сочетании с Эн и Фс, когда они присутствовали по одному, использовали не Во, а соответственно Ди и Гед. К семикомпонентным системам прибавилась одна система Д7.4, содержащая только Ди и Гед, без Эн и Фс. В составе частных систем имеются частные системы из А, Б и В систем (табл. 2.9), поэтому, как и в случае с системой В, элементы их диаграмм обозначаются соответствующими индексами. Необходимо отметить, что система Д имеет очень много сходных черт с системой В, что в общем-то определяется их принадлежностью к общему петрохимическому типу, недосыщенному глиноземом. Отличия этих систем обусловливаются различной степенью недосыщенности глиноземом, граница между которыми проходит по системе В7.4 (или Г), в которой уже нет Ан, но еще не появился Эг. Это различие проявляется в составе полевых шпатов, которые в системе Д представлены только Апш –

натровым (Аб<10), натриево-калиевым и калиевым, и щелочности амфиболов, изменяющейся от 66 до 100%. При проведении анализа системы Д также ощущался недостаток экспериментальных данных по устойчивости щелочных амфиболов, поэтому многие диаграммы следует рассматривать как возможные варианты.

2.4.5.1. Трехкомпонентные системы

Из семи систем только одна система Д3.1 – Эг–Кв–H_2O не встречалась в системах А и В. Согласно экспериментальным данным Д. К. Бейли и Дж. Ф. Шерера [14], эгирин с кварцем находятся в эвтектических соотношениях, если пренебречь некоторыми усложнениями, связанными с инконгруэнтным плавлением эгирина при низких значениях P_{H_2O} и образованием окисных фаз железа.

2.4.5.2. Четырехкомпонентные системы

Шесть систем, которые не встречались в системах А и В, по типу фазовых превращений делятся на три группы (по две системы).

Системы Д4.1 – Аб–Эг–Кв–H_2O и Д4.2 – Ор–Эг–Кв–H_2O характеризуются эвтектическими взаимоотношениями компонентов без образования химических соединений: для системы Д4.1 это доказано экспериментально при 1 ат [14], а для системы Д6.2 – по наблюдениям над природными взаимоотношениями калишпата и эгирина в щелочных гранитах Кольского полуострова [11].

Системы Д4.3 – Эн–Эг–Кв–H_2O и Д4.4 – Фс–Эг–Кв–H_2O экспериментально не изучались, но, судя по продуктам разложения рибекита (см. раздел 2.3.1), последний в данных системах должен быть химическим соединением. В прил. IV, на рис. IV.1 приведены P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических сечений фазовых равновесий в системе Д4.3 с использованием скудных данных по разложению Mg-Риб и наблюдений над природными ассоциациями. Для простоты не учтено присутствие окисных фаз железа. Предполагается, что аналогичные взаимоотношения фаз будут и в системе Д4.4, только здесь вместо Фс будет присутствовать Фа+Кв ассоциация.

Системы Д4.5 – Ди–Эг–Кв–H_2O и Д4.6 – Гед–Эг–Кв–H_2O характеризуются тем, что два их компонента образуют твердые растворы I типа и в них отсутствуют химические соединения. По топологии P_{H_2O}–T проекция и изобарические сечения этих систем будут аналогичны таковым системы Аб–Ан–Кв.

2.4.5.3. Пятикомпонентные системы

Из 35 пятикомпонентных систем только 15 не встречались в системах А и В. По характеру фазовых превращений они объединены в шесть групп. Автору неизвестны экспериментальные работы ни по одной из 15 систем, поэтому все построенные диаграммы в той или иной мере являются гипотетическими, основанными главным образом на геометрическом методе физико-химического анализа.

Система Д5.1 – Аб–Ор–Эг–Кв–H_2O отличается от всех остальных эвтектическими взаимоотношениями компонентов и отсутствием химических соединений.

Системы Д5.2, Д5.3, Д5.6 и Д5.7 характеризуются тем, что их компоненты не образуют твердых растворов и при низких значениях P_{H_2O} имеют эвтектические взаимоотношения, а при больших образуют водосодержащие химические соединения. В системе Д5.2 – Аб–Эн–Эг–Кв–H_2O появляется Крос как промежуточный член изоморфного ряда Mg-Риб–Глф, крайние члены которого образуются в системах Д4.1 и Д4.3. В рузультате получилась оригинальная диаграмма состояния (прил. IV, рис. IV.2). Может быть при ее построении нами допущена какая-то ошибка, но соответственно фазовым превращениям в крайних системах остальные варианты были отвергнуты. Вероятно, равновесие E_2 должно представлять фазовое равновесие, в котором участвует минимальный твердый раствор Mg-Риб–Глф, Аб, Эг и Кв (+H_2O). Предполагается, что аналогичные фазовые превращения происходят и в системе Д5.3 – Аб–Фс–Эг–Кв–H_2O, только вместо Эн здесь присутствует Фа, вместо Mg-Риб – Риб, а вместо Глф – Fe-Глф.

В системах Д5.6 – Ор–Эн–Эг–Кв–H_2O и Д5.7 – Ор–Фс–Эг–Кв–H_2O образуются рибекиты, флогопит и аннит. Различия этих систем связаны с неодинаковым взаимоположением линий разложения амфибола и слюды. В системе Д5.6 Фл появляется при низких значениях P_{H_2O} и с увеличением P_{H_2O} его поле кристаллизации значительно расширяется (прил. IV, рис. IV.3), в результате чего в таких составах Ор не должен встречаться в ассоциации с Риб. В системе же Д5.7, наоборот, раньше появляется рибекит и с увеличением P_{H_2O} расширяется поле его кристаллизации (прил. IV, рис. IV.4), в результате чего в железистых составах Эг не должен встречаться в ассоциации с железистым биотитом.

Системы Д5.4, Д5.5, Д5.8 и Д5.9. Эг с Ди и Гед в этих системах характеризуются образованием твердых растворов I типа и отсутствием химических соединений. Фазовые превращения ограничиваются в них наличием четырехфазовых котектик, из которых соответственно кристаллизуются: Аб+(Ди–Эг)+Кв, Аб+(Гед–Эг)+Кв, Ор+(Ди–Эг)+Кв и Ор+(Гед–Эг)+Кв.

Системы Д5.10, Д5.11 и Д5.14 отличаются тем, что два их компонента образуют твердые растворы I типа (с усложнением в системе Д5.10 – оливин-пироксеновая перитектика) и в двух крайних системах образуются химические соединения – амфиболы, которые в свою очередь являются крайними членами изоморфных рядов. Система Д5.10 – Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O может служить упрощенной моделью образования изоморфного ряда Mg-Риб–Риб (прил. IV, рис. IV.5), система Д5.11 – Эн–Ди–Эг–Кв–H_2O – неполного ряда Тр–Mg-Риб (прил. IV, рис. IV.6), а система Д5.14 – Фс–Гед–Эг–Кв–H_2O – также неполного ряда Fe-Акт–Риб (вероятно, аналогия рис. IV.6).

Системы Д5.12 – Эн–Гед–Эг–Кв–H_2O и Д5.13 – Фс–Ди–Эг–Кв–H_2O из-за невозможности сосуществования Эн с Гед, а Фс с Ди превращаются в систему Д6.13 – Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O.

Система Д5.15 – Ди–Гед–Эг–Кв–H_2O отличается от остальных тем, что три ее компонента образуют твердый раствор I типа, в результате фазовые превращения в этой системе ограничиваются только кристаллизацией двухфазовой ассоциации Мпр+Кв(+H_2O) на трехфазовой котектической поверхности.

2.4.5.4. Шестикомпонентные системы

Шестикомпонентные системы по характеру фазовых превращений делятся на 6 групп.

Системы Д6.3 и Д6.4 имеют пары компонентов, которые образуют твердые растворы I типа и в них отсутствуют химические соединения. В прил. IV на рис. IV.9 приведены P_{H_2O}–T проекции эвтектических линий трех крайних систем, в которых компоненты не образуют твердых растворов, причем одна из них является общей – Д5.1. Политермические проекции изобарического сечения этих систем аналогичны и не изменяются с увеличением P_{H_2O} (прил. IV, рис. IV.9).

Системы Д6.8 и Д6.12 характеризуются наличием трех компонентов, образующих твердые растворы I типа (Ди–Гед–Эг), и отсутствием химических соединений. Их P_{H_2O}–T проекции и политермические проекции изобарического сечения приведены в прил. IV на рис. IV.13 и IV.17.

Системы Д6.1 и Д6.2 представляют упрощенные модели магнезиальных и железистых щелочных гранитов. При низких значениях P_{H_2O} они характеризуются эвтектическими соотношениями компонентов. С увеличением P_{H_2O} в них появляются химические соединения – амфиболы и слюды. Как и в системах Д5.6 и Д5.7, различие систем Д6.1 и Д6.2 связано с неодинаковым взаимоположением линий разложения Крос и Фл, Fe-Крос и Ант (прил. IV, рис. IV.7 и IV.8), в результате в „магнезиальной" системе большую область кристаллизации имеет Фл, а в „железистой" – Крос, Ант появляется только в крайней системе А5.6.

Системы Д6.5 и Д6.9 содержат по два компонента (Эн и Фс), образующих неполный ряд твердых растворов I типа. При низких значениях P_{H_2O} топология диаграмм этих систем одинаковая (прил. IV, рис. IV.10 и IV.14). Усложнения и различия начинаются с появления химических соединений: в системе Д6.5 – Аб–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O – образуется почти полный набор щелочных амфиболов: Mg-Риб–Риб и Fe-Глф––Глф – в крайних системах, а Fe-Крос–Крос – внутри системы Д6.5; в системе Д6.9 – Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O – Mg-Риб–Риб и Фл–Ант ряды.

Системы Д6.6, Д6.7, Д6.10 и Д6.11 в отличие от предыдущих содержат по паре компонентов, образующих твердые растворы Мпр. При низких значениях P_{H_2O} топология диаграмм всех систем одинаковая, отражающая пятифазовое котектическое равновесие. Для систем Д6.6 и Д6.7 предполагается сходство фазовых превращений и для высоких значений P_{H_2O} (прил. IV, рис. IV.11 и IV.12), при которых появляется обширная область кристаллизации амфибола Риб-Эд ряда. В системах Д6.10 и Д6.11 кроме рибекитового амфибола образуются соответственно Фл и Ант. Различия между этими системами опять же связаны с неодинаковым взаимоположением линий разложения амфибола и биотита в магнезиальных и железистых составах (прил. IV, рис. IV.15 и IV.16).

Системы Д6.13 – Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O отражает фазовые превращения „пироксеновой трапеции" при добавлении к ней Эг. С увеличением P_{H_2O} фазовые равновесия усложняются, так как появляется область кристаллизации амфибола Mg-Риб–Риб ряда (прил. IV, рис. IV.18).

2.4.5.5. Семикомпонентные системы

Из семи семикомпонентных систем только одна система В7.4 описана в разделе 2.4.4.5. Анализ оставшихся систем связан с трудностями, о которых уже говорилось выше. Политермические проекции изобарических сечений этих систем можно строить проектированием элементов диаграмм из вершин Кв, H_2O и Эг. Здесь возникают некоторые сложности в связи с тем, что Эг с Ди и Гед, присутствующими во многих системах, образует твердые растворы I типа.

Система Д7.1 (Е) – Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O является моделью образования безкальциевых щелочных гранитов. Ее упрощенную P_{H_2O}–T проекцию можно получить комбинацией P_{H_2O}–T проекций двух крайних систем: Д6.1 и Д6.2 (прил. IV, рис. IV.19).

Тетраэдрические (Аб–Ор–Эн–Фс) политермические проекции изобарических сечений этой системы будут по топологии аналогичны таковым системы Б6.4, только вместо Глф в системе Д7.1 образуется Крос и Fe-Крос как промежуточные амфиболы Mg-Риб–Глф и Риб–Fe-Глф рядов, а Эг совместно с Кв и H_2O выносится за диаграммы.

Система Д7.2 – Аб–Ор–Эн–Ди–Эг–Кв–H_2O анализировалась с использованием P_{H_2O}–T проекций крайних систем Д6.1 и В6.4, в результате внутри системы появляются моновариантные равновесия, в которые превращаются инвариантные равновесия системы Д6.1 при добавлении к ним Ди (прил. IV, рис. IV.20).

Политермические проекции изобарических сечений данной системы можно получить из политермических проекций системы В6.4 (прил. III, рис. III.12) увеличением мерности всех элементов диаграммы на единицу в связи с образованием твердого раствора (Ди–Эг).

Система Д7.3 – Аб–Ор–Фс–Гед–Эг–Кв–H_2O является упрощенной моделью щелочных гранитов. P_{H_2O}–T проекция основных фазовых превращений системы Д7.3 получена из P_{H_2O}–T проекций двух крайних систем Д6.2 и В6.5 (прил. IV, рис. IV.21). Политермические проекции изобарических сечений этой системы можно представить из политермических проекций системы В6.5 увеличением мерности всех элементов диаграммы на единицу, поскольку Эг с Гед образуют твердый раствор I типа.

Система Д7.4 – Аб–Ор–Ди–Гед–Эг–Кв–H_2O характеризуется тем, что три пироксеновых компонента образуют тройной твердый раствор I типа и в ней отсутствуют химические соединения. Благодаря этому фазовые превращения в этой системе ограничиваются кристаллизацией ассоциации Аб+Ор+Ампр+Кв на пятифазовой (+H_2O) котектической поверхности. На P_{H_2O}–T проекции котектическая поверхность находится между эвтектическими линиями частных систем Д5.1 – Аб–Ор–Эг–Кв–H_2O и В 5.3 – Аб–Ор–Ди–Кв–H_2O (прил. IV, рис. IV.22).

Система Д7.5 – Аб–Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O анализировалась с использованием P_{H_2O}–T проекций двух крайних систем Д6.5 и В6.6. В результате внутри системы появляется моновариантное равновесие, в которое превращается инвариантное равновесие системы Д6.5 с добавлением Во (прил. IV, рис. IV.23). Политермические проекции изобарических сечений системы Д7.5 можно представить из политермических проекций системы В6.6 увеличением мерности на единицу, так как Эг с Ди и Гед образует твердые растворы I типа.

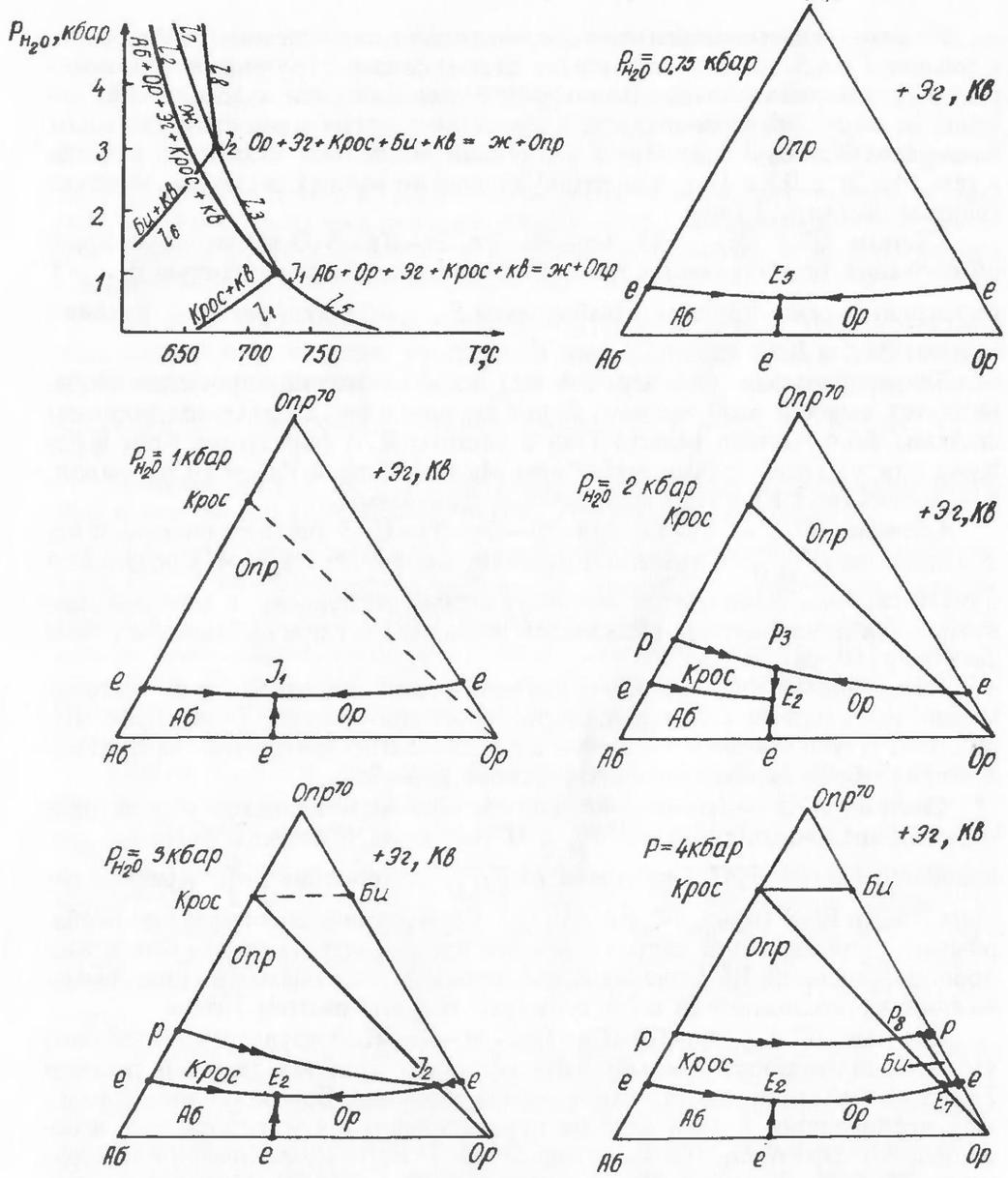
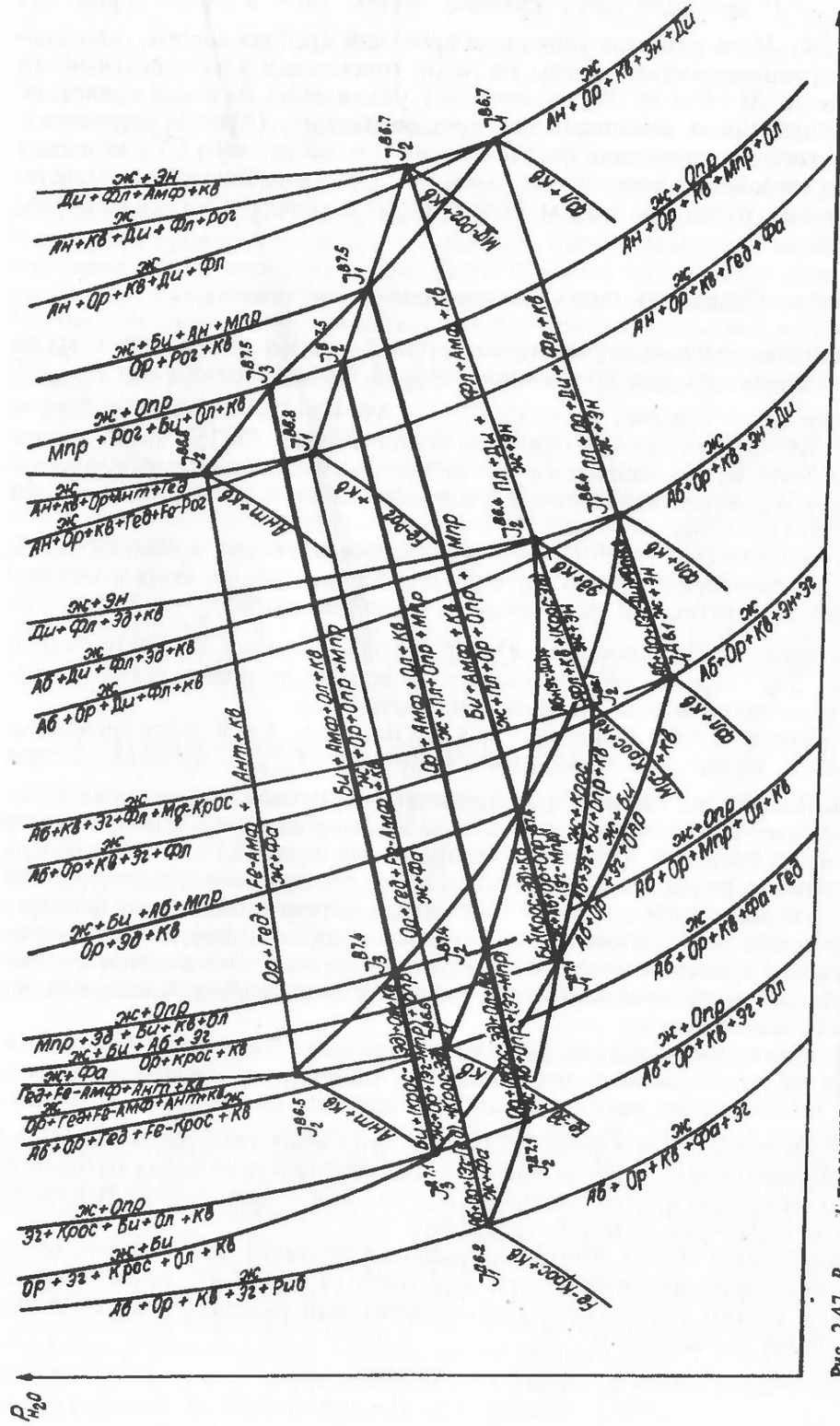


Рис. 2.46. P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических разрезов изоплетического сечения (Опр^{70}) диаграммы состояния системы Д7.1 (Е7) – Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O.

l_3 (Аб) Ор+Эг+Крос+Кв = Ж+Опр; l_5 (Крос) Аб+Ор+Эг+Опр+Кв = Ж; l_7 (Опр) Ор+Эг+Крос+Би+Кв = Ж; l_8 (Ор) Эг+Крос+Би+Кв = Ж+Опр.


P_{H_2O}
T
$J_2^{B6.7}$
$J_1^{B7.5}$
$J_3^{B7.5}$
$J_2^{B6.8}$
$J_2^{B6.5}$
$J_2^{B6.4}$
$J_3^{B7.4}$
$J_2^{B6.6}$
$J_2^{B7.1}$
$J_3^{B6.5}$
$J_2^{B6.2}$
ж + Эн
Ди + Фл + Амф + Кв
ж
Ан + Кв + Ди + Фл + Рог
ж
Ан + Ор + Кв + Ди + Фл
ж + Би + Ан + Мпр
Ор + Рог + Кв
ж + Опр
Мпр + Рог + Би + Ол + Кв
ж
Ан + Кв + Ортнт + Гед
ж
Ан + Ор + Кв + Гед + Fe-Рог
ж + Эн
Ди + Фл + Эд + Кв
ж
Аб + Ди + Фл + Эд + Кв
ж
Аб + Ор + Ди + Фл + Кв
ж
Аб + Кв + Эг + Фл + Мф-Крос
ж
Аб + Ор + Кв + Эг + Фл
ж + Би + Аб + Мпр
Ор + Эд + Кв
ж + Опр
Мпр + Эд + Би + Кв + Эг
ж + Би + Аб + Эг
ж + Фа
Гед + Fe-Амф + Антт + Кв
ж
Ор + Гед + Fe-Амф + Антт + Кв
ж
Аб + Ор + Гед + Fe-Крос + Кв
ж + Опр
Эг + Крос + Би + Ол + Кв
ж + Би
Ор + Эг + Крос + Ол + Кв
ж
Аб + Ор + Кв + Эг + Рио
ж
Ан + Ор + Кв + Эн + Ди
ж + Опр
Ан + Ор + Кв + Мпр + Ол
ж
Ан + Ор + Кв + Гед + Фа
ж + Опр
Аб + Ор + Кв + Эн + Ди
ж
Аб + Ор + Кв + Эн + Эг
ж
Аб + Ор + Кв + Фа + Гед
ж + Опр
Аб + Ор + Кв + Эг + Ол
ж
Аб + Ор + Кв + Фа + Эг
Ан + Кв
Ан + Ор + Кв
Ан + Ор + Кв + Эн
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил + Ру
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил + Ру + Сф
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил + Ру + Сф + Ап
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил + Ру + Сф + Ап + Ц
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил + Ру + Сф + Ап + Ц + Ак
Ан + Ор + Кв + Эн + Эг + Ди + Фл + Амф + Ол + Мпр + Опр + Би + Крос + Эд + Гед + Fe-Амф + Антт + Ортнт + Fe-Рог + Фа + Ол + Ди + Эн + Эг + Ил + Ру + Сф + Ап + Ц + Ак + Ко
ВУ + ГМ
ВУ + ИМ
ВУ + ИФ
ВУ + ЭМ
ВУ + ЭФ
ВУ + ЭФМ
ВУ + ЭФМУ
ВУ + ЭФУ
ВУ + ЭФУ-ВУ
ВУ + ЭФУ-ВУ
ВУ + ЭФУ-В

Система Д7.6 – Ор–Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O анализировалась с учетом P_{H_2O}–T проекций двух крайних систем Д6.9 и В6.10 (прил. IV, рис. IV.24). Из-за различия топологии проекций крайних систем, связанного с неравнозначностью замены Во на Эг (поскольку в действительности заменяются Ди+Гед на Эг), происходят усложнения фазовых превращений с появлением инвариантного восьмифазового (+H_2O) равновесия. Политермические проекции изобарических сечений системы Д7.6 не имеют подобия ни в одной системе. Их можно получить комбинированием политермических проекций систем Д6.9 и В6.10 с увеличением их мерности на единицу.

2.4.5.6. Полная система Д и изоплетические сечения

Основные фазовые превращения полной системы Д представлены на P_{H_2O}–T проекции, для построения которой были использованы P_{H_2O}–T проекции двух крайних систем: Д7.1 – Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O и В7.4 – Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O (прил. IV, рис. IV.25). В результате внутри системы Д появляются три моновариантных равновесия, в которые превращаются инвариантные равновесия системы Д7.1 с добавлением к ним Во (Ди+Гед).

Тетраэдрические (Аб–Ор–Эн–Фс) политермические проекции системы Д по топологии должны быть похожи на таковые системы Б6.4. Для решения конкретных петрологических задач построены P_{H_2O}–T проекция и политермические проекции изобарических разрезов изоплетического сечения Опр[70] (рис. 2.46), поскольку природные щелочные граниты чаще всего представлены железистыми разновидностями.

В разделе 2.4.4.6 была показана связь систем А и В через граничную систему Б. На рис. 2.47 приведены совмещенные P_{H_2O}–T проекции систем Е и Д. Построение такой общей проекции, отражающей важнейшие фазовые превращения в этих системах, оказалось простой задачей, поскольку в строении систем В и Д участвует граничная система Г (В7.4), чем еще раз подтверждается принадлежность всех рассмотренных систем к единой гранитной мегасистеме. Из рис. 2.47 видна четкая взаимосвязь фазовых превращений этих систем: с изменением щелочности происходит изменение состава плагиоклаза и темноцветных минералов. Это хорошо отражено реакциями на моновариантных линиях, соединяющих инвариантные точки соседних систем.

Ограниченность объема работы не позволяет более подробно остановиться на смене фазовых превращений с изменением состава расплава и P_{H_2O}, объясняющих многие закономерности ассоциаций пород, минеральных парагенезисов и взаимоотношений отдельных минералов. Примеры использования построенных моделей для решения некоторых петрологических вопросов будут приведены в главе 4, а котектические теоретические составы – при классификации гранитов.

Поскольку состав исходного расплава является важным фактором, определяющим образование той или иной минеральной ассоциации, то следует кратко рассмотреть условия генерации различных петрохимических типов кислых магм.

3. ГЕНЕРАЦИЯ ГРАНИТНЫХ МАГМ

Существование в природе разнообразных минералого-петрохимических типов гранитов, участвующих в образовании различных формационных типов, приводит к мысли, что должны быть и различные механизмы генерации магм, продуцирующие разнообразные петрохимические типы расплавов. Вряд ли сейчас найдутся сторонники универсальности идеи Боуэна о родоначальной базальтовой магме для всех типов магматических пород, но появились сторонники другой крайней точки зрения об образовании гранитных магм только путем анатексиса пород сиалической части земной коры [140].

Личный опыт изучения гранитных формаций Кольского полуострова, отличающихся большим разнообразием [12], анализ литературных материалов по петрологии гранитоидов и экспериментальных данных по плавлению различных осадочных и метаморфических пород привели к выводу, что в природе реализуется небольшое количество механизмов генерации гранитных магм, а место генерации ограничивается коровым и подкоровым магмообразованием. Причем необходимо четко различать процессы генерации магмы – магмообразование – и процессы ее кристаллизации – породообразование, что в общем делается не во всех петрологических построениях и зачастую приводит к путанице.

3.1. Коровое образование гранитных магм

Под коровым магмообразованием мы понимаем генерацию расплавов, в частности гранитных, в P–T условиях земной коры.

С определенной долей вероятности выделяются следующие механизмы генерации гранитной магмы, которые могут реализоваться в земной коре: 1) дифференциация более основной магмы, в норме которой будет присутствовать кварц; 2) анатексис – расплавление пород, близких по составу к гранитоидам, в условиях, близких к закрытым; 3) анатексис с метасоматической подготовкой пород различного состава.

3.1.1. Образование гранитных магм дифференциацией более основных

Существование в природе непрерывных габбро-гранитных серий, гранофировых габбро и диабазов используется для доказательства образования определенных типов гранитов за счет кристаллизационной дифференциации более основных магм. Примером такой дифференцированной серии на Кольском полуострове является ярваварский комплекс, в составе которого находятся габбро-нориты, норито-диориты, гранодиориты и граниты [12]. В геологической литературе можно найти большое количество примеров подобных серий. Из последних работ, в которых наиболее убедительно доказывается происхождение определенных гранитных комплексов Урала за счет дифференциации базальтовых магм, следует назвать монографию Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [183].

Противником образования габбро-гранитных серий дифференциацией единой магмы является Э. П. Изох [72]. Главным доводом против дифференциации он считает: резкие переходы между различными типами пород, а нередко и интрузивные контакты между ними. Появление гомодромного ряда пород он объясняет перемещением очагов магмообразования из мантии до сиалической части земной коры и последовательной интрузией магм в верхние горизонты земной коры. Несомненно, в построениях Э. П. Изоха имеется определенная логика, но тем не менее остается непонятным причина пространственного совпадения места формирования различных типов пород, т. е. почему магмы различного состава и водонасыщенности, различной температуры и вязкости останавливались на одном уровне для своей кристаллизации?

Экспериментально-теоретическое доказательство возможности дифференцирования базальтовой магмы в процессе кристаллизации до кислых составов известно со времен Боуэна. Последующие эксперименты [36, 37, 187, 188] и теоретические построения на основе более сложных систем не опровергли такой возможности, а, наоборот, дали более убедительные доказательства.

Рассмотрим возможность дифференциации и образования серий пород с использованием диаграмм состояния системы Ан–Фо–Ди–Кв, с помощью которых можно в упрощенном виде моделировать образование пород от оливинитов до плагиоклазовых гранитов. Известны две диаграммы состояния этой системы, которые отражают фазовые превращения при низком (до 4.5 кбар) и высоком (>4.5 кбар) давлении (рис. 3.1 а и 3.1 б).

Исходные составы, попадающие в тетраэдр Фо–Эн–Ди–Ан, при низком давлении и равновесной кристаллизации будут заканчивать свою кристаллизацию в точке p, а составы тетраэдра Ан–Эн–Ди–Кв – в точке E^4, соответствующей по составу модельным анортитовым гранитам. В случае кристаллизации с фракционированием, которая чаще всего происходит в природе, любой состав общей системы может дойти до точки E^4. Количество эвтектического состава зависит от исходного состава расплава и степени фракционирования ранних фаз, особенно форстерита.

Доказательством возможности такой дифференциации служат наблюдения П. Мейера и Х. Сайгардсона [254]: в интерстиции толеитового базальта Исландии ими обнаружено кислое стекло.

При высоких значениях давления (>4.5 кбар) в этой системе появляется так называемый „пироксеновый барьер", и система четко делится на две подсистемы: Ан–Эн–Ди–Фо и Ан–Эн–Ди–Кв с соответствующими эвтектиками. Составы, попадающие в первую подсистему, при любых условиях кристаллизации не дадут расплавов, пересыщенных кремнеземом: конечный продукт кристаллизации будет представлен форстеритовым габбро. Составы второй подсистемы обязательно будут заканчивать кристаллизацию в эвтектике E_2^4 (рис. 3.2). В зависимости от исходного состава этой подсистемы и условий кристаллизации могут образоваться различные ряды горных пород. Так, например, если исходный состав расплава попадает в объем кристаллизации энстатита (рис. 3.2), то при снижении температуры он будет выделяться из расплава. Фракционирование его кристаллов и накопление в определенных частях магматической камеры приведут к образованию ортопироксенитов – продуктов первичной кристаллизации. Состав расплава при этом будет перемещаться к поверхности, разделяющей объемы кристаллизации энстатита и диопсида, и когда он достигнет этой поверхности, совместно с энстатитом начнет кристаллизоваться диопсид. Опять-таки в зависимости от условий накопления про-

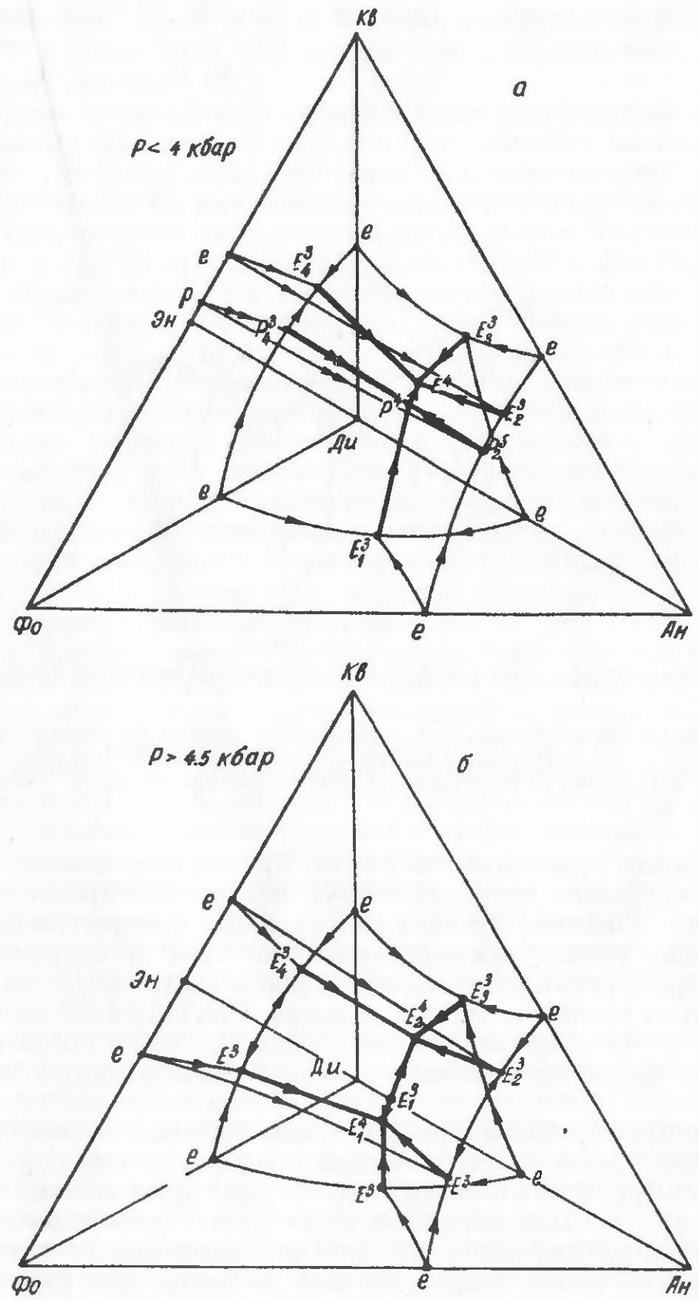


Рис. 3.1. Изобарические разрезы диаграммы состояния системы Ан–Ди–Фо–Кв, построенные автором с учетом данных [167].

дуктов этой (вторичной) кристаллизации граница между отропироксенитами и вебстеритами может быть постепенной и резкой.

Состав расплава при вторичной кристаллизации будет перемещаться к тройной котектике Ан–Эн–Ди, по достижении которой начнет кристаллизоваться соответствующая ассоциация минералов, представляющая габбро-норит – продукт третичной кристаллизации. Когда расплав, перемещаясь по Ан–Эн–Ди котектике, достигнет четверной эвтектики, к этим

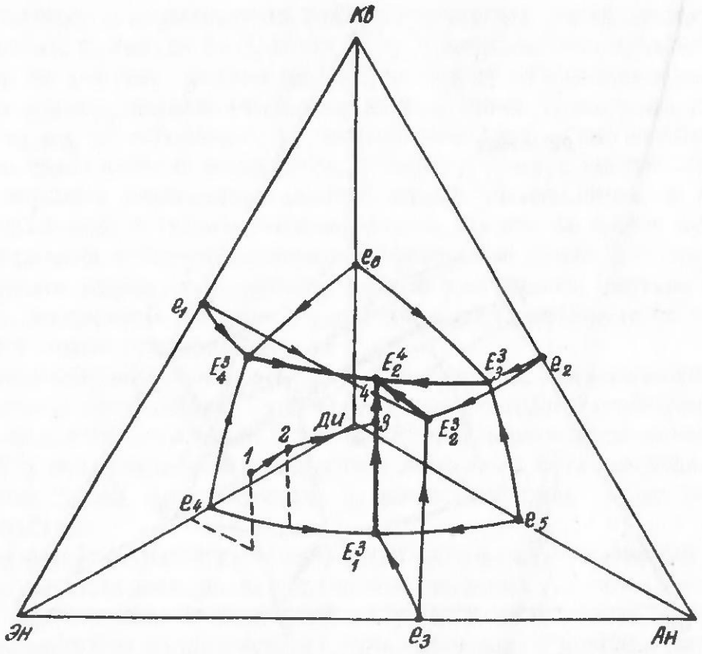


Рис. 3.2. Изобарический разрез (P>4.5 кбар) диаграммы состояния подсистемы Ан–Эн–Ди–Кв.

1 – исходный состав расплава; *1–2* – изменение состава расплава при первичной кристаллизации; *2–3* – изменение состава расплава при вторичной кристаллизации; *3–4* – изменение состава расплава при третичной кристаллизации; *4* – эвтектический состав расплава.

трем минералам присоединится кварц. При кристаллизации четверной эвтектики образуется двупироксеновый анортитовый гранит – продукт четвертичной (конечной) стадии кристаллизации. В результате всех этапов кристаллизации мы получим дискретный ряд пород: ортопироксенит–вебстерит–габбро-норит–гранит, количественные соотношения которых будут зависить от исходного состава расплава. Если исходный состав расплава попадает в объем кристаллизации Ан или Ди, то будут образовываться другие ряды пород, но конечный член этих рядов останется прежним – гранит.

Если не будет условий фракционирования и накопления кристаллов ранних стадий кристаллизации, то образуется однородная порода – либо кварцевое габбро, либо кварцевый диорит. Причем в зависимости от условий могут образоваться различные структурные разновидности последних: гипидиоморфнозернистые или с интерстициальным гранофиром.

В литературе имеются примеры всех рассмотренных вариантов кристаллизации, но особенно детально они изложены в работе Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [183].

Следует обратить внимание на особенность подсистемы Ан–Эн–Ди–Кв (рис. 3.2), объясняющую давно известную эмпирическую закономерность – двумодельное распространение пород в природе с габбровым (диабазовым) и гранитным максимумами: одна ее крайняя система Ан–Эн–Ди является упрощенной „габбро-норитовой"; две – Ан–Эн–Кв и Ан–Ди–Кв – упрощенными „гранитными" и одна система Эн–Ди–Кв – упрощенным кварцевым вебстеритом. Соответственно внутри подсистемы Ан–Эн–Ди–Кв имеются одна „габбро-норитовая" котектика E_1^3–E^4;

две – „гранитных" E_2^3–E^4 и E_3^3–E^4 и одна – „кварцевых вебстеритов", причем все составы этой подсистемы при кристаллизации стремятся к „гранитной" эвтектике E^4.

Природные процессы моделируются более сложными системами, такими, например, как система В7.3 – Аб–Ан–Эн–Фс–Ди–Гед–Кв–H_2O, тем не менее, согласно следствию принципа совместимости, особенности системы Ан–Эн–Ди–Кв как частной системы унаследуются общей системой В7.3. При этом, как указывалось выше, в системе В7.3 не происходит увеличения числа фаз по сравнению с системой Ан–Эн–Ди–Кв, а увеличивается ее вариантность. Так, габбро-норитовая контектика Ан–Ди–Эн превратится в котектический четырехмерный объем кристаллизации твердых растворов Пл(Аб+Ан)+Опр(Эн+Фс)+Мпр(Ди+Гед). Кристаллизация в этом объеме при фракционировании ее продуктов будет происходить с изменением соотношений и состава минералов в сторону увеличения содержания плагиоклаза и его раскисления, количество пироксенов будет уменьшаться, а их железистость увеличиваться. Продукты такой кристаллизации будут представлять непрерывный ряд от габбро-норита до диорита. По достижению котектического трехмерного объема кристаллизации гранитной минеральной ассоциации, в который превратится „гранитная" эвтектика E^4 в системе В7.3, наступит резкий скачок в составе пород – начнут кристаллизоваться граниты.

По мере кристаллизации безводных фаз в магматической камере происходит накопление флюида и увеличение его давления. На это система прореагирует образованием амфибола, который будет кристаллизоваться вместо Опр (см. диаграмму состояния системы В6.2). При большом содержании летучих в исходном расплаве амфибол может появиться на самых ранних этапах кристаллизации – в габбро-норитовой ассоциации, где он будет представлен высококальциевой и высокомагнезиальной роговой обманкой, а затем по мере кристаллизации расплава и изменения его состава будет изменяться и состав амфибола до Эд–Пар–Гас роговой обманки в гранитных ассоциациях. Добавление в систему В7.3 ортоклаза не изменит существенно общей картины, а лишь ее несколько усложнит, так как появятся калиево-полевошпатовая фаза и биотит (см. фазовые равновесия системы В7.3 и В8).

Описанный процесс генерации гранитных магм возможен до давления 10–12 кбар, т. е. в пределах земной коры. При больших значениях давления поле кристаллизации кварца расширяется настолько, что кварцсодержащие котектики по составу отвечают вначале гранодиоритам–дацитам, а затем кварцевым диоритам–андезитам. Существование андезитового минимума при большом давлении доказана экспериментально Т. Х. Грином и А. Э. Рингвудом [37] и В. А. Жариковым и др. [66].

Очевидно, что количество кислой (гранитной) магмы, образованной таким механизмом, и ее обособление с формированием гранитных тел зависит от состава родоначальной магмы. Теоретические расчеты и природные примеры свидетельствуют о том, что при кристаллизации базальтовой магмы остается всего 6–7 об.% кислой магмы. Такое количество расплава довольно сложно обособить в единый объем даже при идеальном фракционировании, и чаще всего кислый расплав остается в интерстициях ранее выделившихся кристаллов с образованием гранитных или гранофировых такситов.

Представляется, что достаточно большое (>25 об.%) количество кислого расплава, способного обособиться и формировать гранитные тела (массивы), может образоваться за счет андезит-базальтовых и андезитовых

магм. При фракционной кристаллизации таких магм будут образовываться соизмеримые количества габбро–габбро-норитов, диоритов и гранитов; переходных пород – кварцевых диоритов и гранодиоритов – в таких сериях, как правило, содержится значительно меньше.

В связи с высказанным предположением об исходном составе родоначальной магмы дифференцированных серий следует привести замечание Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [184] по поводу генетической связи габбро и гранитов: „Таким образом можно заключить, что гранитоиды ассоциированы не с любыми типами габбро, а с разностями, обладающими определенными особенностями химического состава, близкими к базальтам. Более основные по составу габбро не дают заметных количеств гранитоидных дифференциатов, что может служить аргументом в пользу генетической связи габбро и гранитоидов в соответствующих сериях" (с. 48). Как видим, авторы данной цитаты пришли к выводу, что существуют „габбро" и „габбро". Первое габбро образует самостоятельные массивы с незначительным участием других пород (чаще более основных) и является продуктом кристаллизации базальтовой магмы, второе габбро участвует в строении сложных массивов, сложенных серией пород от габбро до гранита. Если габбро этой серии уже имеет базальтовый состав, то даже грубый расчет состава исходной магмы таких серий не даст базальтового состава, а в зависимости от количества более кислых дифференциатов это будет либо андезит-базальтовый, либо андезитовый состав.

Итак, проблема генерации магмы гранитов, являющихся членами габбро-гранитных серий, сводится к проблеме андезитовых магм [29, 66, 156, 157, 216, 255]. В связи с разрешением проблемы исходной магмы для габбро-гранитных серий становится понятным и несоответствие распространенности андезитовых составов в вулканической и плутонической фациях, на которую еще раз обратил внимание А. А. Маракушев [120]: „Плутонические серии складчатых поясов представлены рядом пород: габбро–габбро-диориты–диориты–гранодиориты–граниты. В этом ряду диориты и кварцевые диориты, соответствующие по составу андезитам, пользуются ограниченным развитием, тогда как преобладают граниты" (с. 81). А среди эффузивов преобладают андезиты. Это изменение количественных соотношений вулканических и плутонических пород андезитового состава связывается А. А. Маракушевым с влиянием летучих компонентов (H_2O и др.), „возрастание давления которых смещает температурный минимум плавления в кислую область от андезитов к гранитам" [120 с, 8]. Нам представляется, что это объяснение не совсем точное. В действительности причина заключается в том, что андезитовый состав как котектический при большом давлении (>15 кбар) в термодинамических условиях верхних горизонтов земной коры (где встречаются дифференцированные серии пород) становится сильно недосыщенным SiO_2 относительно равновесий для этих условий гранитной котектики и перенасыщенным такими компонентами, как Эн, Фс, Ди, Гед, Ан. Поэтому при его кристаллизации с фракционированием всегда будут образовываться ряды пород начиная от габбро (габбро-норита, габбро-диорита) и кончая гранитом. При этом, как указывалось выше, переходных пород (кварцевых диоритов и гранодиоритов) в этом ряду будет значительно меньше, чем габбро и гранитов, так как для их кристаллизации нет места на диаграмме состояния (см. описание диаграммы состояния системы Ан–Эн–Ди–Кв).

Намного сложнее решать вопрос об исходной магме тогда, когда по тем или иным причинам произойдет отделение остаточных кислых магм и образование самостоятельных гранитных массивов без видимой связи

с более основными породами. В таких случаях применяются косвенные методы и аналогии (петрохимия, количественный и качественный состав, порядок кристаллизации минералов, изотопные отношения и т. д.), доказывающие сходство или различие с гранитоидами габбро-гранитных серий.

Описанным механизмом чаще всего генерируются кислые магмы, недосыщенные глиноземом.

3.1.2. Анатексис в условиях, близких к закрытым

В современной петрологии наиболее вероятным механизмом генерации кислых магм считается выплавление (анатексис) гранитных составов из различных пород при их метаморфизме на определенных этапах развития подвижных областей (геосинклиналей). Для доказательства его реализации в природе большую теоретическую и экспериментальную работу проделали фон Платен и Г. Винклер [23, 289, 290]. По их экспериментальным данным, плавление различных гнейсов в присутствии избытка воды начинается от 645 °С при $P = 2$ кбар до 690 °С при $P = 10$ кбар, при этом состав расплава соответствует кварц-полевошпатовой котектике для заданного давления. С увеличением температуры на 30° „пелитовые" гнейсы, химический состав которых сходен с глинистыми сланцами, расплавлялись до 75%, т. е. практически выплавлялась вся кварц-полевошпатовая составляющая гнейсов. Остаточные (реститовые) минералы при низком давлении представлены кордиеритом (2000–4000 бар), при среднем (7000 бар) – кордиеритом, альмандином, силлиманитом и кварцем, при высоком (10 000 бар) – альмандином, силлиманитом, кварцем.

Перенесение этих результатов на природные объекты встречается с определенными трудностями и несоответствиями. Так, например, P–T условия метаморфизма большего объема кольской и беломорской серий пород Кольского полуострова были оптимальными для появления в них соответствующего состава гранитных расплавов, а многие породы должны были полностью расплавиться. В действительности же мы наблюдаем не так уж много пород гранитного состава формации анатектит-гранитов подвижных зон, которые кристаллизовались из анатектических расплавов, т. е. устанавливается явное несоответствие количества бывших расплавов (по объемному распространению анатектит-гранитов) по сравнению с ожидаемым, согласно экспериментальным данным. К тому же с переходом в более высокотемпературные фации метаморфизма (в гранулитовую) резко уменьшается количество гранитов, образованных из анатектических расплавов. По всей вероятности, процесс анатексиса лимитировался содержанием воды, количество которой в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма крайне ограниченное. Даже такие породы, как пелиты, проходя стадии метаморфического преобразования, при подходе к эпидот-амфиболитовой фации почти полностью теряют воду. Они могут содержать ее не больше 2–3 об.%: 0.5–1.0 связанной в слюдах (при содержании слюды ≈30%) и 2–2.5 в порах. Для насыщения же гранитных расплавов при давлении амфиболитового метаморфизма (4–10 кбар) необходимо 10–17 вес.% воды. Следовательно, при содержании воды ≈3% в условиях амфиболитовой фации могут расплавиться не больше 1/3 даже „минимальных" составов, при этом происходит полное „высушивание" пород. Далее плавление прекратится, хотя температура может и повышаться, поскольку температура плавления „сухих" пород на 250–300° выше температуры плавления „мокрых" пород. Доказательством того, что в описываемых

условиях вода не поступала извне, служит наличие пород высокой фации метаморфизма без заметных признаков плавления – кислых гранулитов.

Аналогичное мнение относительно закрытости системы при образовании анатектит-гранитов высказывали В. С. Соболев и др. [166]. Все исследователи анатектит-гранитов подчеркивают четкую зависимость их состава от состава „материнских" пород. Разнообразие петрохимических типов пород в разрезах геосинклинальных толщ определяет разнообразие петрохимических типов магм, выплавляемых из этих пород, и минералого-петрохимических гранитоидов, образованных из этих магм [12]. Но наиболее широким развитием среди них пользуются гранитоиды, пересыщенные алюминием, так как они образуются за счет „пелитовых" пород, занимающих довольно большой объем геосинклинальных разрезов и являющихся наиболее благоприятными породами для анатексиса в закрытых условиях.

3.1.3. Анатексис с метасоматической подготовкой

Признавая возможность образования магм путем плавления пород земной коры, геологи расходятся в оценки роли выплавления гранитных магм из пород различного состава и плавления пород по составу, близких к гранитным котектикам. При объяснении генезиса гранитной магмы дифференциальным плавлением смешанных пород континентального основания „не всегда принимается во внимание, что максимальное количество гранита или гранодиорита, которое может образоваться при частичном плавлении, определяются тем компонентом, который присутствует в первичной породе" [80, с. 239]. Рассматривая результаты экспериментальных исследований по плавлению различных пород, Б. К. Кинг [80] отмечает, что „не плавление ведет к образованию пород гранитного состава, плавятся породы, уже достигшие состава гранитов" (стр. 241). И действительно, в условиях закрытости при метаморфизме плавятся не все породы, что, очевидно, связано с их составом и количеством присутствующей в порах воды, в результате чего образуются смешанные породы – мигматиты. Кроме того, в природе существует определенный формационный тип гранитов, который находится в тесной ассоциации с кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Учитывая эту связь, исследователи приходят к выводу, что в подготовке пород гранитного состава большую роль играет щелочной метасоматоз (или процессы гранитизации).

Д. С. Коржинский [88], во всех деталях разработавший этот механизм генерации гранитной магмы, в отличие от принятого понимания „гранитизации" как метасоматического процесса этот термин понимает как магматическое замещение. Он считает, что граниты не могут быть метасоматического генезиса, о чем свидетельствуют следующие их особенности: многоминеральность, более или менее постоянный количественно-минералогический состав, узкая область составов. Последнее может быть объяснено, по мнению Д. С. Коржинского, только эвтектичностью или котектичностью их состава. В то же время он отмечает: „Гранитизация, следовательно, не представляет собой просто расплавление, но сопровождается изменением химического состава, так что боковые породы замещаются магмой, состав которой приближается к эвтектическому" (с. 58). Ю. А. Кузнецов [101] по этому поводу говорит следующее: „процессы щелочного метасоматоза изменяют состав замещаемой породы в сторону приближения его к составу гранитной эвтектики и делают возможным плавление обогащенных щелочами участков при температуре регионального метаморфизма" (с. 348). Та же мысль высказывается и С. П. Кориковским [95].

С другой стороны, широкое развитие в природе продуктов щелочного метасоматоза – кварц-полевошпатовых метасоматитов, порфиробластических гнейсов, гранито-гнейсов, которые по составу часто соответствуют гранитным котектикам, свидетельствует о том, что не всегда процесс расплавления следует за метасоматозом. Это зависит от термодинамических условий процесса.

Кроме того, необходимо уточнить понятие „гранитная эвтектика", применяемое в выше приведенных цитатах. Как было показано при анализе гранитных систем, все они имеют в своем составе компоненты, которые образуют твердые растворы, в результате чего в них происходит котектическая кристаллизация в определенном температурном интервале с изменением состава расплава и соответствующих твердых фаз. В гранитных системах, которые отличаются концентрационными соотношениями натрия, кальция, калия и алюминия, в зависимости от P_{H_2O} установлено наличие нескольких котектик, чем подтверждено заключение (теоретический вывод) Д. С. Коржинского о зависимости „эвтектического" состава гранитов от концентрации щелочных металлов в магме. Поэтому состав магмы при рассматриваемом механизме ее генерации зависит от того, до какой гранитной котектики дойдет процесс метасоматической проработки исходных пород, что в свою очередь определяется многими факторами: составом исходных пород, составом „трансмагматических" растворов, термодинамическими условиями (температура и градиент давления) процесса и степенью метасоматической проработки как исходных пород, так и самой магмы. Реальность такого механизма генерации магмы доказывается геологическими фактами – существованием магматических гранитов в ассоциации с породами в различной степени гранитизированными. Они имеют различный возраст и пользуются широким развитием как на территории Советского Союза, так и за рубежом. На Кольском полуострове такие граниты имеют верхнеархейский возраст и развиты на территории Мурманского блока [12], приурочиваясь ко вторичной активизации стабилизированной подвижной области. В районах распространения таких гранитов четко доказывается региональный привнос калия [12, 114, 115] с образованием различных метасоматитов, начиная от порфиробласт калишпата и кончая кварц-полевошпатовыми метасоматитами, близкими по составу к гранитам.

Проблемой остается место генерации растворов, несущих калий и производящих щелочной метасоматоз. Д. С. Коржинский [92] предполагает, что трансмагматические растворы зарождаются в верхней мантии. Тем не менее остался без ответа вопрос: почему же растворы, первоначально насыщенные в отношении весьма основных пород или растворов, производят при гранитизации дебазификацию осадочных пород? Более полно свойства трансмагматических растворов описаны в работе А. А. Маракушева и Л. П. Перчука [123].

И. М. Волохов [27] высказал идею образования различных магм разрастанием магматической колонны снизу в связи с воздействием интрателлурических сквозьмагматических растворов, которое отождествляется с процессом интрузии. Согласно этой концепции, в природе существуют только „мокрые" магмы, способные активно перемещаться в верхние горизонты. Приводятся факты кристаллизации пород из таких „мокрых" магм, что в общем-то подтверждает наши посылки и построения. Различия заключаются в том, что для перемещенных на значительное расстояние магм с определенным количеством летучих мы допускаем насыщение ими не изначально, а в связи со снижением давления в процессе интрузии

и уменьшением их растворимости в силикатных расплавах. Основанием для такого вывода являются следующие особенности физико-химии существования магм: 1) в природных условиях при генерации магмы трудно ожидать ее перегрева относительно ликвидуса данного состава (за исключением случаев высушивания окружающих пород), поскольку с поступлением тепла будет увеличиваться количество расплава с изменением его состава, т. е. если и будет расти температура, то „скользя" по ликвидусу соответствующего состава; 2) ликвидусы и солидусы насыщенных водой (и другими летучими) расплавов имеют отрицательный наклон на P–T проекции, и поэтому, находясь на ликвидусе, конкретный расплав может переместиться на интервал, соответствующий попаданию его на солидус, причем при прохождении этого интервала он настолько закристаллизуется, что дальнейшее его продвижение в верхние горизонты земной коры станет невозможным.

Имеются и ярые противники существования „трансмагматических" растворов [139, 140, 145]. Так, В. П. Петров [139, 140], ссылаясь на эксперименты Д. Кеннеди, которые показали неограниченную растворимость воды в расплаве кремнезема при $P>9.8$ кбар, считает невозможным существование свободного флюида в местах генерации магм. В связи с этим „представляется возможным квалифицировать критику В. П. Петрова в адрес концепции трансмагматических растворов как несостоятельную, находящуюся в противоречии с используемыми критиком экспериментальными данными. Вода в силикатных расплавах растворяется хотя и в значительных количествах, но, вопреки В. П. Петрову, не беспредельно, а всегда ограниченно, что и находится в достаточно хорошем соответствии с основными положениями критикуемой им концепции" [27, с. 66]. Справедливость возражений В. П. Петрова может относиться только к определенным формационным типам пород, но вообще отрицать возможность генерации магм под воздействием „трансмагматических" растворов это опять-таки бросаться из одной крайности в другую, приписывая универсальность какому-то одному механизму генерации магмы.

3.2. Проблемы мантийного образования кислых магм

При описании гранитных систем обращалось внимание на расширение объема кристаллизации кварца с увеличением как общего давления, так и флюидного. Предельными значениями давления для минимального содержания кварца в гранитных котектиках (≈20%) является 10 кбар, а для водного флюида – 12–13 кбар, что соответствует глубине 30–40 км, т. е. эта особенность гранитных систем отрицает возможность существования гомогенных гранитных расплавов на большей глубине – в мантии. Исходя из существующего мнения о составе мантии, трудно представить генерацию из нее не только гранитной, а даже дацитовой и андезитовой магмы. Так, Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин [102] категорически отрицают мантийное происхождение гранитных магм: „ни для одного гранитоидного плутона нельзя доказать подкоровое или мантийное происхождение образовавшей его магмы" (с. 72). Косвенными доказательствами внутрикорового происхождения гранитов, по их мнению, являются: 1) в гранитах не встречаются ксенолиты глубинных пород; 2) граниты отсутствуют на обширных площадях земной коры с океаническим типом. Тем не менее имеются вполне достоверные факты поступления кислых расплавов из мантии или по крайней мере из базальтовой океанической коры [116] и, кроме того, существуют косвенные критерии мантийного происхождения магм определенных формационных типов гранитов: изотопные отношения и геохимические отношения характерных „мантийных" элементов [16]. Состав таких магм изменяется от риолитов до дацитов. В. И. Герасимовский и др. [32] приводят пример образования кислых лав (с $SiO_2>$ $>73\%$) на о-ве Исландия, расположенном на северном окончании срединного Атлантического хребта. Количество кислых пород в разрезе вулканитов Исландии очень незначительно – первые проценты. Это то количество, которое может образоваться при дифференциации кварц-нормативных базальтовых магм.

Э. И. Пополитов и О. П. Волынец [146] приводят убедительные факты подкорового происхождения кислых магм (дацитовых, андезит-дацитовых, андезитовых) островных дуг.

Примером плутонических пород, магму которых считают мантийного происхождения, являются щелочные граниты Кольского полуострова [11], рапакиви и чарнокиты северо-восточной части Балтийского щита [159].

Предполагаются два механизма генерации подкоровых гранитных магм: 1) кристаллизационная дифференциация мантийных расплавов в условиях мантии; 2) селективное выплавление из пород мантии.

Сторонниками образования подкоровых кислых магм путем кристаллизационной дифференциации мантийных расплавов являются Н. И. Хитаров и др. [188]. Они допускают, что на глубине 70 км процесс дифференциации приводит к образованию остаточных кислых магм в количестве до 10%. Такое предположение противоречит экспериментальным данным (см. выше) и поэтому представляется маловероятным.

Наиболее детально в теоретическом и экспериментальном плане разработан второй механизм генерации подкоровых кислых магм – селективное плавление мантийных пород, точнее кварцевых эклогитов [36, 37]. Но эта модель, вероятно, как и первая, встречается с трудностями из-за предполагаемого ультраосновного состава мантии. В последнее время все чаще появляются высказывания о более кислом составе верхней мантии [108]. Одним из первых, кто начал поднимать этот вопрос, был Г. Д. Афанасьев [8]. Границу Мохо он объяснял не изменением химического состава, а изменением фазового состава базальтов (габбро) или даже более кислых пород. По сейсмическим данным установлено, что первичные очаги зарождения базальтовых магм расположены на глубинах, превышающих мощность коры, т. е. в пределах верхней мантии [28].

В работе В. А. Жарикова и др. [66] предлагается оригинальный механизм генерации в мантии щелочно-известковых магм. Образование мантийных расплавов, содержащих свободный кремнезем, они связывают с метасоматическим преобразованием бескварцевых клинопироксенитов и эклогитов с выносом щелочей флюидами и выделением свободного кремнезема, согласно следующей схеме:

$$2NaAlSi_2O_6+2(Ca,Mg)_{0.5}AlSi_2O_6+(Ca,Mg)SiO_3=2(Ca,Mg)Al_2SiO_6+$$
$$+7SiO_2+Na_2O.$$

Появление свободного кремнезема приводит к существенному понижению температуры плавления такой системы, что и вызывает выплавление известково-щелочных магм при соответствующих температуре и давлении. Предполагаемые магматические очаги, порождающие известково-щелочную серию, располагаются в большом интервале глубин, причем не обнаруживается явной зависимости состава магм от глубинности.

Касаясь влияния воды на равновесие плавление–кристаллизация, В. А. Жариков и др. [66] со ссылкой на свои эксперименты и эксперименты Д. Х. Грина, А. Е. Рингвуда, К. Р. Штерна, Р. Уайли, И. Б. Ламберта и Энглера пришли к выводу, который автором настоящей работы был высказан еще в 1971 г. [49, 50], что увеличение содержания в расплаве воды (при постоянном общем давлении) приводит к перемещению котектического минимума в область кремнекислых составов. Кроме того, они отмечают, что увеличение содержания воды в расплавах вследствие изменения температур плавления, состава расплава и кислотно–основного взаимодействия компонентов приводит к изменению фазовых соотношений, чему посвящено основное содержание данной работы, подтверждающее высказанное заключение. Причем акцент в этом заключении необходимо сделать на то, что изменение фазовых ассоциаций – это реакция системы на увеличение давления воды, поскольку появляется более плотная ассоциация фаз-минералов. Так, например, образование флогопита происходит с уменьшением объема на 24.4%: Ор+3Эн+H_2O=Фл+3Кв, ΔV=59.74 см^3; мусковита на 10.5%: Ор+Алс+H_2O=Му+Кв, ΔV=–19.25 см^3.

А. Н. Виноградовым и М. И. Дубровским [25, 26] предложена модель генерации подкоровых гранитных магм при кристаллизационной дифференциации толеит-базальтовых расплавов в условиях мантии. Основой для разработки модели послужили эксперименты Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда [36, 37], Д. Х. Грина и И. Б. Ламберта [35], Л. Х. Коэна, К. Ито и Дж. Кеннеди [97] и Н. И. Хитарова и др. [187, 188] по плавлению базальтов и кристаллизации основной магмы, а также кристаллизации безводного гранита при высоких значениях давления и температуры. Как правило, при интерпретации этих данных с целью создания модели генерации магмы предполагается, что условия и направленность фракционирования на всех стадиях кристаллизации исходного расплава одинаковы. Это условие действительно соблюдается в интервале от 1 до 9 кбар, когда все ранние твердые фазы оказываются более плотными и менее кремнекислыми, чем остаточный расплав. Фракционирование твердых фаз в таком случае приводит к образованию остаточных расплавов гранитного состава.

С повышением давления при кристаллизации расплавов средней основности происходит принципиальное изменение в соотношении химизма твердых и жидких фаз: начинает выделяться кварц – фаза, более кремнекислотная, чем остаточный расплав, в паре с более плотной и менее кремнекислотной фазой – гранатом. Согласно экспериментам Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда [37] и В. А. Жарикова и др. [66], при давлении >12 кбар (глубже 50 км) кристаллизационно-гравитационная дифференциация толеит-базальтовых магм ведет к появлению андезитового „расплав-минимума". При кристаллизации такого расплава в указанных условиях в области субликвидуса твердые фазы представлены гранатами, пироксенами, шпинелями, кварцем и калинатровым полевым шпатом. Учитывая, что плотность андезитового расплава при большом давлении становится больше плотности кварца и санидина (при 20 кбар она равна 2.7–2.8 г/см^3), можно ожидать эффективного разделения твердых фаз: фемические минералы будут осаждаться на дно магматической камеры, а кварц и санидин (или анортоклаз) всплывать к ее кровле. В результате в апикальной части камеры образуется гетерофазная система – мигма, валовый состав которой при достаточно длительном процессе кристаллизации приближается к гранитам.

В интервале давления 18–25 кбар (глубина 60–80 км) при интенсивном выделении граната, содержащем гроссуляровую молекулу (расплав

обедняется Ан), т. е. до реакции Аб→Жд+Кв, могут образоваться щелочно-гранитные мигмы, а при большем давлении, когда вместо Аб образуется Жд, но до 35 кбар, т. е. до реакции *α*Кв→Коэс – калиево-гранитные мигмы. При подъеме этих мигм в верхние горизонты коры имеется возможность реализации двух вариантов их преобразования: 1) закалка расплава в эффузивной фации с образованием порфировых пород; 2) образование гомогенной кислой магмы за счет вторичного расплавления интрателлурических выделений при медленном подъеме мигмы и соответственном снижении давления. Зона возникновения кислых мигм снизу ограничена P=35 кбар, при котором кварц переходит в коэсит и всплывание высококремниевой фазы прекращается. Сохраняющаяся на этом уровне возможность всплывания санидина может приводить к появлению сиенитовых или монцонито-диоритовых мигм.

3.3. Смешанное образование кислых магм

Под смешанным магмообразованием мы понимаем такой процесс, когда в нем участвует мантийное и коровое вещество. Предполагается, что мантийная магма базальтового или более кислого состава, попадая в земную кору, способна ассимилировать ее породы и изменять свой состав вплоть до кислых расплавов, либо расплавлять их и затем смешиваться с этими расплавами. Простой расчет состава продуктов ассимиляции (или смешения) показывает, что такой механизм генерации гранитных магм (SiO_2>69%) может реализоваться лишь в исключительных условиях, поскольку подкоровая даже андезит-дацитовая магма (наиболее кислая) при максимальной ассимиляции пород, по составу отвечающих лейкократовым гранитам, не будет гранитной магмой. Но, с другой стороны, при кристаллизационной дифференциации таких магм будут формироваться серии диорит-гранитных пород со значительным объемом гранитов, а такой механизм генерации гранитных магм мы уже разбирали выше, не рассматривая проблему происхождения магм более основного состава, чем гранитные.

К смешанному типу магм следует относить и магму, образованную в земной коре в результате „магматического замещения" под воздействием майтийных „трансмагматических" флюидов. Такой механизм генерации магм, как указывалось выше, могут дать гранитные магмы различного состава.

Геологические факты смешения магм различного состава приводятся в работе А. Г. Андерсона [204]. По его мнению, данные о майтийном происхождении магм андезитов и несколько более кислых пород недостоверны. Исходные магмы этих пород, как считает А. Г. Андерсон, образуются при малоглубинном смешивании кислых расплавов существенно корового происхождения с небольшими порциями глубинных базальтов.

Дж. С. Эйчелбергером [216] на примере образцов из Анд, Каскадных гор, Малых Антильских островов показано, что андезиты часто содержат неравномерные по отношению к их общему химизму фазы, тип и состав которых определяют принадлежность этих фаз базальтовым или риолитовым магмам, на основании чего андезиты рассматриваются как продукты кристаллизации магмы, образованной смешением расплавов из верхней мантии и нижних частей континентальной коры.

И. Д. Рябчиков и др. [156, 157] предложили модель, по которой генерация большого количества андезитоподобных расплавов за счет глубинных механизмов происходила только на ранних стадиях истории Земли.

В дальнейшем эти механизмы сменились комплексными процессами, включающими ассимиляцию осадочного высокоглиноземистого материала с последующей дифференциацией гибридных расплавов. Такой механизм образования исходных магм для лицко-арагубского комплекса пород Кольского полуострова предполагали В. Р. Ветрин и А. Н. Виноградов [21].

Таким образом, смешением подкоровых магм с породами или магмами земной коры не могут образоваться гранитные магмы, тем не менее этот процесс ведет к образованию андезитовых, возможно, и более кислых магм, при кристаллизационной дифференциации которых образуются серии пород, где граниты занимают не последнее место.

4. КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КИСЛЫХ МАГМ

В вопросах природы магм-расплавов и их кристаллизации большая заслуга принадлежит Ф. Ю. Левинсону-Лессингу. Вот что он писал в 1916 г. [111]: «В своей книге „Исследования по теоретической петрографии" я вполне определенно проводил взгляд на магму как на раствор, который должен подчиняться правилу фаз и вообще законам кристаллизации растворов» (с. 98). И далее (с. 99): „Но если эвтектика, быть может, и не является единственной возможной схемой кристаллизации магмы, если возможны в отдельных случаях иные схемы, то во всяком случае только с упрочением взгляда на магму как на раствор был поставлен на правильную почву вопрос о последовательности кристаллизации (растворимость) и явилась возможность указать на применимость к магмам некоторых законов о растворах, как это было указано мною, а также путем критического разбора имеющегося аналитического и термического материала и отчасти эксперимента непосредственно доказать влияние этих законов на кристаллизацию магмы, как сделал в целом ряде работ Фогт". Уже в то время им высказывались мысли, которые и сейчас остаются современными (с. 99): „Наши представления о причинах той или иной последовательности выделения минералов из магмы, о ходе процесса дифференциации, о возможности или невозможности образования тех или иных минералов из магмы в значительной степени зависят от нашего взгляда на природу магмы и, в частности, определяются нашими представлениями о диссоциации магмы и допущении существования в ней близко от температуры застывания известной ассоциации оснований и кремнекислоты".

Дальнейшее развитие петрологии изверженных пород несомненно связано с успехами экспериментальной петрографии, а в этой области большая заслуга принадлежит Н. Л. Боуэну и его школе. Схема кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в соответствии с реакционными рядами Боуэна приводится во всех учебниках петрографии. Наиболее обоснованная схема кристаллизации магмы описана в работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [110, с. 130–163], где он отмечает, что схема, основанная на реакционных рядах Боуэна, не может быть универсальной, так как в зависимости от растворимости и изменения относительной растворимости от температуры, давления и примесей последовательность кристаллизации может меняться. Он подчеркивал, что температура и состав эвтектики под давлением смещаются. Тем не менее и в современной геологической литературе можно встретить выражение, что граниты являются эвтектическими (или анхиэвтектическими) породами и поэтому должны иметь определенный состав.

По современным взглядам, гранитные магмы-расплавы представляют собой многокомпонентные сложные растворы с неоднородным строением. В них имеются участки кристаллических структур различных минералов (сиботаксисы), плавающие среди диссоциированных элементов этих решеток: комплексные алюмокремниево-кислородные анионы и катионы Na^+, Ca^{2+}, K^+, Fe^{2+}, Mg^{2+} и др. Очевидно, что образование определенных типов комплексных анионов и соответствующих соединений зависит от количе-

ственного соотношения элементов комплексообразователей (кремния и алюминия) и элементов простых ионов, т. е. образование того или иного минерала зависит главным образом от состава расплава, и эта зависимость подчиняется известному в химии правилу полярности сочетания анионов и катионов. Использование этого правила позволяет определять кислотно-основные свойства одних ионов по известным свойствам других ионов, выстраивая их в ряды. Эти ряды ионов по кислотно-основным свойствам используют для объяснения образования минеральных ассоциаций, обменных реакций, ликвации и т. д. [85, 241].

Поскольку гранитные расплавы имеют общую особенность – пересыщенность одним комплексообразователем, а именно кремнеземом (в пределах 25–40 вес.%), то их различие зависит от соотношения другого комплексообразователя – алюминия с натрием, кальцием и калием, которое определяет петрохимический тип расплава. В петрохимических типах, пересыщенных алюминием, последний ведет себя и как комплексообразователь, и как простой ион, в чем проявляются его амфотерные свойства. Другим важным петрохимическим соотношением является железистость системы, которая, как было показано при анализе систем, сильно влияет на появление той или иной минеральной ассоциации.

Как уже подчеркивалось, процесс кристаллизации магмы начинается тогда, когда она „пересечет" ликвидус данной системы при ее насыщении летучими, т. е. предел внедрения расплава в верхние горизонты земной коры регулируется его температурой, характером и количеством растворенных в нем летучих, особенно воды и углекислоты. Поэтому еще раз отметим, что для нас наиболее важны диаграммы состояния гранитных систем при условии полного насыщения расплава летучими, в простейшем случае водой. Но при использовании диаграмм состояния нужно иметь в виду, что при малых содержаниях воды (низком значении P_{H_2O}) и высокой температуре кристаллические структуры минералов обладают большим изоморфизмом. Так, например, Аб и Ор при небольшом содержании Ан в системе образуют непрерывные твердые растворы, Гип и Сал (саллит) – пижониты и авгиты, Эг, Сал и Гип – эгирин-авгиты и т. д. Изоморфизм слюд и амфиболов не ограничивается миналами, использованными при разработке физико-химических моделей, поскольку биотиты, кроме Фл и Ант, содержат истонит и сидерофиллит, а природные амфиболы состоят минимум из четырех миналов.

Поскольку большинство диаграмм состояния, особенно политермические проекции изобарических сечений, являются качественными, то их нельзя использовать для прослеживания хода кристаллизации конкретного расплава. Тем не менее с помощью этих диаграмм при попадании состава в тот или иной тетраэдр (или треугольник) можно предсказать теоретический минеральный состав и сопоставить его с фактическим, чем определить условия кристаллизации хотя бы относительно узловых инвариантных точек.

Исходя из теории кристаллизации растворов и топологии физико-химических диаграмм, этапы магматической равновесной кристаллизации связаны с первичной кристаллизацией (кристаллизация в области одной фазы), вторичной (кристаллизация на двойной котектике), третичной и так далее до конечной котектики. Прекращение кристаллизации одних минералов и начало других связано со сменой физико-химической обстановки кристаллизации. Особенно важным этапом является разделение гомогенного расплава на две жидкости: алюмосиликатный расплав, насыщенный летучими, и флюид, насыщенный компонентами расплава. Ликва-

Таблица 4.1

Котектические составы гранитных систем в зависимости от железистости системы и давления флюида

Магнезиальные составы (Fe′<50%)	Железистые составы (Fe′>70%)
Система А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O	
Пл+Ор+Крд+Опр+Кв	Пл+Ор+Крд+Ол+Кв
Пл+Ор+Крд+Би+Кв	Пл+Ор+Гр+Крд+Кв
Пл+Крд+Би+Амф+Кв	Пл+Ор+Гр+Алс+Кв
Пл+Ор+Крд+Му+Кв	Пл+Ор+Гр+Амф+Кв
Пл+Ор+Гр+Би+Кв	Ор+Гр+Амф+Би+Кв
Пл+Гр+Би+Амф+Кв	Пл+Ор+Гр+Му+Кв
Система Б – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O	
Пл+Ор+Опр+Кв	Пл+Ор+Ол+Кв
Пл+Ор+Би+Кв	Пл+Ор+Амф+Кв
Пл+Би+Амф+Кв	Ор+Би+Амф+Кв
Система В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O	
Пл+Ор+Мпр+Опр+Кв	Пл+Ор+Мпр+Ол+Кв
Пл+Ор+Мпр+Би+Кв	Пл+Ор+Мпр+Амф+Кв
Пл+Мпр+Би+Амф+Кв	Ор+Мпр+Би+Амф+Кв
Система Г – Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Кв–H_2O	
Аб+Ор+Мпр+Опр+Кв	Аб+Ор+Мпр+Ол+Кв
Аб+Ор+Мпр+Би+Кв	Аб+Ор+Мпр+Амф+Кв
Аб+Мпр+Би+Амф+Кв	Ор+Мпр+Би+Амф+Кв
Система Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во–Эг–Кв–H_2O	
Аб+Ор+(Эг–Мпр)+Опр+Кв	Аб+Ор+(Эг–Мпр)+Ол+Кв
Аб+Ор+(Эг–Мпр)+Би+Кв	Аб+Ор+(Эг–Мпр)+Амф+Кв
Аб+(Эг–Мпр)+Би+Амф+Кв	Ор+(Эг–Мпр)+Би+Амф+Кв
Система Е – Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O	
Аб+Ор+Эг+Опр+Кв	Аб+Ор+Эг+Ол+Кв
Аб+Ор+Эг+Би+Кв	Аб+Ор+Эг+Риб+Кв
Аб+Эг+Би+Риб+Кв	Аб+Ор+Риб+Би+Кв

Примечание. В системе А при средней железистости, кроме того, возможны следующие котектические составы: Пл+Ор+Би+Алс+Кв, Пл+Би+Гр+Алс+Кв, Пл+Ор+Би+Му+Кв; в системе В – Пл+Ор+Би+Амф+Кв; в системе Г – Аб+Ор+Би+Амф+Кв; в системе Д – Аб+Ор+Би+Амф+Кв; в системе Е – Ор+Эг+Риб+Би+Кв.

ция кислого расплава на два маловероятна. Таким образом, в равновесных условиях на температуру и продукты кристаллизации магмы влияют ее исходный состав и давление флюида, что и отражают в упрощенном виде теоретические физико-химические модели. В табл. 4.1, которая составлена по данным таблиц прилож. I–IV, приведены продукты котектической кристаллизации гранитных систем в зависимости от их железистости и давления воды. Как видно из табл. 4.1, набирается больше сорока котектических гранитных составов, представленных главным образом пятиминеральными ассоциациями. Только шесть ассоциаций системы Б состоят из четырех минералов. Такие четырехминеральные природные ассоциации с биотитом будут образовываться из магмы, пересыщенной алюминием, но не настолько, чтобы появился Крд или Гр, а составы, насыщенные алюминием и даже слабо пересыщенные им, при кристаллизации биотита „перескакивают" в систему В (Г) или Д (Е).

В системе Д не учтены ассоциации с энигматитом – $5FeSiO_3 \cdot Na_2SiO_3 \cdot TiO_2$ – особый тип триклинного пироксена (?). Он может появиться один или совместно с эгирином, когда степень окисления железа невысокая и в норме будут Нс и Фс, т. е. не будет хватать трехвалентного железа для образования Эг.

В природных условиях равновесная кристаллизация усложняется и нарушается общим давлением, изменением скорости отвода тепла, фракционированием твердых фаз, накоплением и потерей летучих, окислительно-восстановительными процессами, „трансмагматическими" флюидами. В продуктах кристаллизации при таких условиях совместно с равновесными фазовыми ассоциациями могут присутствовать фазы от неполностью прошедших перитектических реакций с соответствующими структурами, и общее число фаз может доходить до 7, а число ассоциаций с реакционными минералами – до 200 (см. перитектические реакции в шести-, семи- и восьмикомпонентных системах).

Рассмотрим влияние отдельных факторов на кристаллизацию гранитных магм при условии постоянства или отсутствия влияния других.

4.1. Влияние исходного состава магмы на температуру кристаллизации ($T_{кр}$) и способы ее определения (термометрия)

Как известно [64, 89, 93], температура магматических систем является внутренним фактором равновесия, зависящим от следующего набора параметров: P, S, $m_{a...i}$, $\mu_{j...k}$. Теоретические основы зависимости температуры кристаллизации от концентрации раствора (расплава) многокомпонентных систем изложены в работах А. В. Сторонкина [168, 169, 170]. Температуру кристаллизации котектических составов можно рассчитывать, если иметь в распоряжении все термодинамические константы твердых фаз и расплава, изменяющего свой состав при кристаллизации. К сожалению, в настоящее время мы не располагаем такими данными и не можем производить такие расчеты даже при наличии современной вычислительной техники. Поэтому приходиться ограничиваться экспериментальными данными, но и имеющиеся результаты плавления–кристаллизации [296] являются полуколичественными, так как не содержат сведений по соотношению фаз. Количественные данные имеются только для системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O [49, 292, 293, 294]. Из экспериментов Дж. Шейрера и Н. Боуэна [263, 264], М. Б. Энельбаума [202] известно, что добавление к кварц-полевошпатовым котектикам железо-, магний- и алюминийсодержащих компонентов незначительно смещает их как по температуре, так и по концентрации, что соответствует и природным наблюдениям: на 80–90% граниты состоят из Кв+Пл+Кпш. Поэтому для приближенной оценки температуры кристаллизации котектик вполне можно использовать данные по системе Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O, обобщенные в работе автора [49]. Все котектические составы имеют температурный интервал кристаллизации, величина которого находится в пределах 50 °С и зависит от исходного состава котектики, в данном случае от отношения Аб:Ан. С отклонением состава расплава от котектического температурный интервал кристаллизации будет увеличиваться, и чем больше будет это отклонение, тем больше будет и интервал кристаллизации. Минимальная солидусная температура гранитов приблизительно ограничивается солидусной температурой системы Аб–Ор–Кв при полном насыщении водой, значение которой находится в пределах 640–960 °С в зависимости от P_{H_2O}. Лишь некоторые составы имеют солидус ниже этих значений температуры, это так называемые онгониты, породы, сильно обогащенные такими флюсами, как фтор и бор [84]. Верхний температурный предел „сухих" котектических гранитных составов ограничен 1100–1150 °С.

В настоящее время существует несколько способов определения температуры кристаллизации: 1) по распределению компонентов (элементов) между сосуществующими фазами-минералами; 2) по гомогенизации раскристаллизованных включений в минералах; 3) по полуколичественным P_{H_2O}–T–X физико-химическим моделям (диаграммам) с использованием минеральных ассоциаций и химического состава породы. Причем при определении $T_{кр}$ природных гранитов следует всегда помнить о вышеприведенных интервалах кристаллизации синтетических гаплогранитных расплавов, достоверность которых подтверждена многими экспериментами.

4.1.1. Способ определения $T_{кр}$ гранитов по распределению компонентов (элементов) между сосуществующими фазами-минералами

Идея использования распределения компонентов между сосуществующими фазами-минералами для определения $T_{кр}$ возникла тогда, когда стало известно, что природные минералы являются твердыми растворами. Краткая история этого вопроса изложена в работе Л. Л. Перчука [134]. Теоретической основой этого способа служит закон распределения Нерста, который был открыт при изучении растворимости компонента в двух несмешивающихся жидкостях. Применение этого закона к природным твердым растворам требует определенных допущений. Большая работа по теоретическому обоснованию и практической разработке многих минералогических „термометров" проделана Л. Л. Перчуком [134] и С. Саксеной [158]. Более чем десятилетний опыт применения этих „термометров" для различных минеральных ассоциаций показал перспективность этого способа и необходимость дальнейшего его усовершенствования. Как следует из работы Л. Л. Перчука, градуировка всех термометров производилась на основе двуполевошпатового термометра Барта, усовершенствованного И. Д. Рябчиковым [151, 153] и Л. Л. Перчуком [134] по данным ранних экспериментов В. Иямы. С появлением экспериментальных данных Х. Сека [265, 266, 267] Л. Л. Перчук и А. Л. Александров [137] еще раз перестраивали двуполевошпатовый термометр. В 1975 г. Дж. Стормером

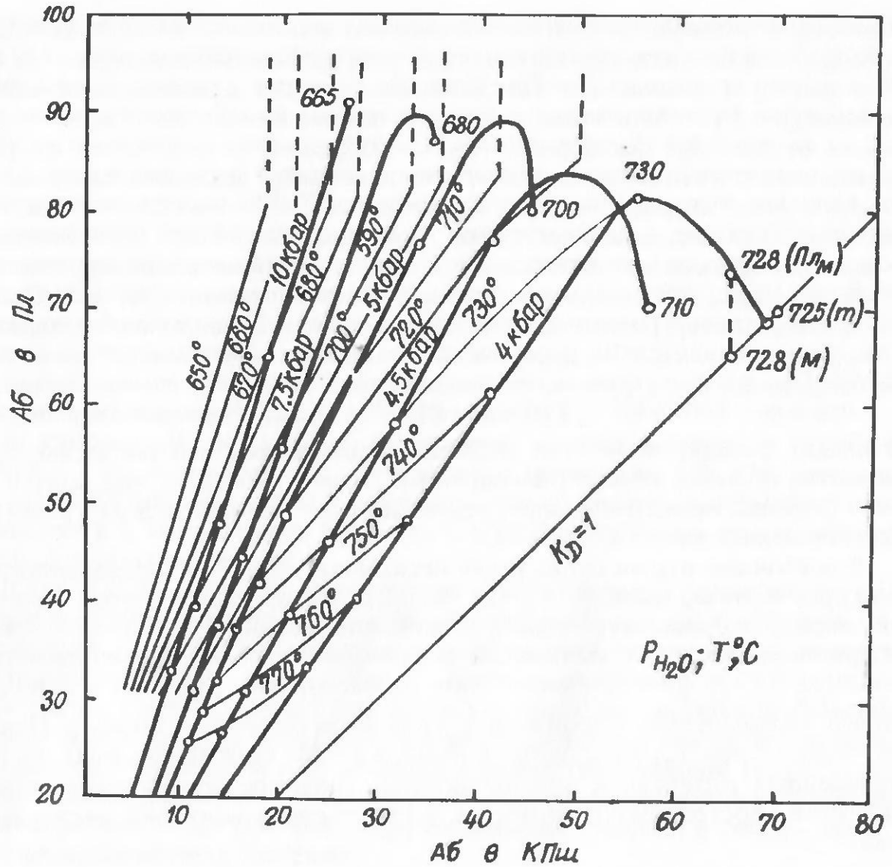


Рис. 4.1. Двуполевошпатовый термобарометр. Изотермы и изобары в координатах $Аб^{Пл}$–$Аб^{КПш}$ в интервале водного давления 4–10 кбар [53].

[277] предложен двуполевошпатовый термометр, аналогичный термометру Л. Л. Перчука и А. Л. Александрова.

Для гранитных пород, которые обладают широким спектром минеральных ассоциаций, можно использовать большинство термометров, разработанных Л. Л. Перчуком, за исключением тех, где применяется нефелин. Учитывая, что полевые шпаты являются преобладающими минералами гранитов, предпочтение необходимо отдать двуполевошпатовому термометру.

Сопоставление фазовых превращений в системе Аб–Ан–Ор на ликвидусе и в субсолидусной области при изменении P_{H_2O} и T привело к мысли о возможности создания двуполевошпатового термометра для магматических пород [53]. Построены две диаграммы, которые можно назвать полевошпатовыми геотермобарометрами (рис. 4.1 и 4.2). Графики рассчитаны для определения солидусной температуры и водного давления сосуществующих полевых шпатов в системе Аб–Ан–Ор, поскольку в природных условиях равновесие полевых шпатов достигается на конечных стадиях кристаллизации расплавов, когда они практически всегда насыщаются водой. Для полевых шпатов из естественных горных пород, содержащих и другие компоненты, правильно определяется только температура, на которую влияет не только водное давление, но и присутствующие компоненты.

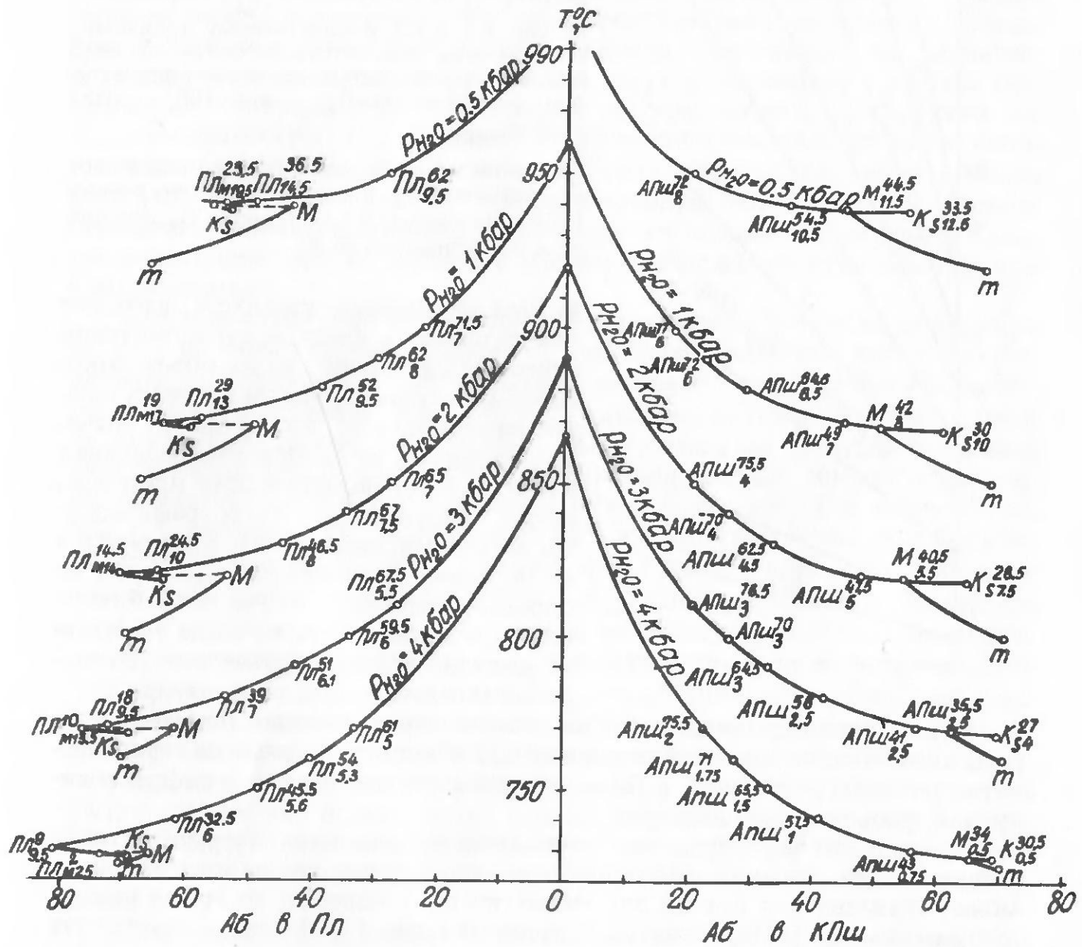


Рис. 4.2. Двуполевошпатовый термобарометр. Изобары в координатах $Аб^{Пл}$–T–$Аб^{КПш}$ в интервале водного давления 0.5–4 кбар [53].

Поэтому получаемое по графику давление является условным водным давлением, которое будет всегда больше истинного P_{H_2O} на величину, пропорциональную содержанию „избыточных" компонентов относительно „чистой" системы Аб–Ан–Ор. Истинное давление воды определяется по номограмме на рис. 4.3, построенной интерполяцией изменения давления воды от „чистой" системы Аб–Ан–Ор до котектических составов системы Аб–Ан–Ор–Кв при постоянной солидусной температуре.

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 обра-

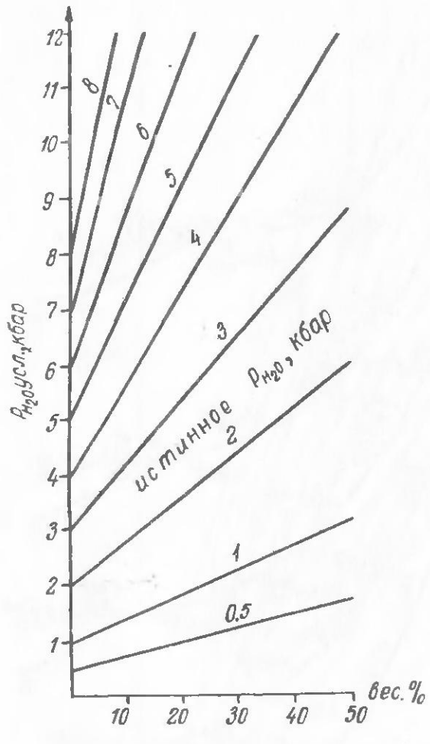


Рис. 4.3. Номограмма для определения истинного P_{H_2O} по условному P_{H_2O}, снимаемому по рис. 4.1 и 4.2, и избыточному количеству компонентов относительно чистой системы Аб–Ан–Ор, рассчитываемому по формуле: 100 – $(Аб+Ан+Ор)_{нор}$, или 100 – $(Пл+КПш)_{вирт}$.

Поправка температуры в случае присутствия во флюиде CO_2 делается с учетом данных [156]: на каждые 0.1 мол. доли CO_2 температура увеличивается на 20°.

зуются альбитовые каемочки, которые могут служить фактом субсолидусной перекристаллизации, но их объем относительно остальной массы полевых шпатов настолько мал, что не может значительно влиять 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.

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.

Следует подчеркнуть, что поскольку предлагаемый термобарометр 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 [137] можно определять температуру любых (в том числе и магматических) равновесных полевошпатовых пар при условии правильного определения давления по другим геобарометрам.

4.1.2. Способ определения $T_{кр}$ по гомогенизации „расплавных" включений в минералах

Об истории этого метода, его обосновании, развитии и применении говорится в обобщающих работах Т. Ю. Базаровой и др. [9], Н. П. Ермакова и Ю. А. Долгова [59]. Для обоснования метода проводились эксперименты по выращиванию кристаллов при известных условиях, а затем (определялась температура гомогенизации включений. И. Т. Бакуменко и др. [10] приводят результаты определения $T_{гом}$ стекловатых включений в диопсиде, выращенном при заданных условиях из известных расплавов. Полученные значения $T_{гом}$ близко совпадают с $T_{кр}$.

Необходимо обратить внимание на то, что включения в экспериментально выращенном диопсиде были стекловатые, а в природных кристаллах они бывают и стекловатые, и раскристаллизованные. Ссылаясь на эту работу [10], Т. Ю. Базарова и др. [9] отмечают: „Термометрические

исследования природных раскристаллизованных включений принципиально ничем не отличаются от исследований стекловатых включений". С этим вряд ли можно согласиться, поскольку стекловатые и раскристаллизованные включения имеют, по нашему мнению, принципиальное различие. Стекловатые включения действительно несут информацию о составе расплава, из которого кристаллизовался минерал-хозяин, и, вероятно, их $T_{гом}$ соответствует $T_{кр}$ расплава. Раскристаллизованные же включения, которые по идее должны быть чаще всего представлены минеральным агрегатом без кристалликов минерала-хозяина, поскольку при раскристаллизации стекла его компоненты будут откладываться на стенке камеры включения, они не отвечают составу расплава, захватываемому при кристаллизации.

Следовательно, при гомогенизации раскристаллизованных включений их $T_{гом}$ не может соответствовать $T_{кр}$ расплава. Вероятно, таковой должна быть $T_{пл}$, поскольку в появившемся расплаве участвуют все компоненты исходного расплава. Когда пленка расплава отделяет минерал-хозяин от включения, то как бы создается самостоятельная система: исходный расплав–избыточные кристаллы без минерала-хозяина. Вполне естественно, чтобы расплавить эти кристаллы нужна более высокая температура, чем $T_{кр}$ расплава. Эта разница значений температуры будет еще больше, когда определяется $T_{пл}$ и $T_{гом}$ ранних фаз. Поэтому для петрологических построений предлагается использовать $T_{пл}$, которую можно принимать за солидус изучаемой системы. Начальную температуру расплава определить сложно и принимать ее равной $T_{гом}$ следует с большими оговорками. Действительно, если сравнить данные $T_{гом}$, полученные по расплавным (раскристаллизованным) включениям для гранитоидов, с результатами экспериментов по непосредственной кристаллизации–плавлению кислых пород, то увидим явное их несовпадение. Чаще $T_{гом}$ завышены, если к тому же учесть, что обычно больше всего данных по включениям из кварца, который в гранитоидах по всем признакам начинает кристаллизоваться последним из всех котектических минералов, в том числе биотитов и амфиболов.

Так, например, в работе Т. Ю. Базаровой и др. [9] приводится $T_{гом}$ включений в кварце из граносиенитов Харитоновского массива (куналейский комплекс), которая равна 950–880 °С. При такой температуре кристаллизуются расплавы с малым содержанием воды при низком $P_{общ}$, когда не могли бы кристаллизоваться ни биотит, ни амфибол, присутствующие в ассоциации с кварцем. В этой же работе со ссылкой на Ф. Г. Рейфа приведена $T_{гом}$ Кв+Му ассоциации, которая равна 830–900 °С, что явно противоречит данным устойчивости Му+Кв даже в случае полного насыщения системы водой, так как максимальная температура устойчивости мусковита в присутствии кварца не превышает 800 °С, по крайней мере до 10 кбар P_{H_2O}. Явно завышена $T_{кр}$ керамических пегматитов, которые, по данным гомогенизации, кристаллизовались из „пегматитовой" магмы, пересыщенной летучими.

Если признать правильными определения $T_{кр}$ гранитоидов по раскристаллизованным включениям, тогда необходимо ставить под сомнением данные экспериментов по разложению–кристаллизации водосодержащих минералов и эксперименты по кристаллизации–плавлению пород.

Вероятно, более надежно $T_{кр}$ определяется по гомогенизации стекловатых включений, которые чаще всего встречаются в кристаллах из вулка-

нитов. В связи с этим следует обратить внимание на $T_{кр}$ кварца вулканитов (дацитов и липарит-дацитов) по данным Т. Ю. Базаровой и др. [9, с. 52]: „Во многих случаях в кварце были получены настолько высокие температуры гомогенизации включений (1200–1300°С и выше), что для его первичной кристаллизации в виде гексакварца, а не гексатридимита или кубокристобалита, необходимо, чтобы общее давление превышало одну или несколько килобар. Такие и даже более низкие температуры свидетельствуют о глубинной кристаллизации вкрапленников гексакварца, так как после излияния расплава на поверхность происходит резкий сброс давления". Эти факты и выводы подтверждают нашу идею об образовании кислых мигм всплыванием кварца и санидина при кристаллизационной дифференциации базальтовых и андезит-базальтовых магм в условиях большого давления (см. раздел 3.2).

В заключение данного раздела уместно привести замечание В. С. Соболева [9, с. 199]: „Весьма важной вехой на этом пути является изучение первичных и вторичных включений расплавов и растворов в минералах магматических пород. Хотя полученные этим путем результаты тоже далеко не всегда еще имеют однозначное толкование и много еще предстоит сделать как в отношении накопления данных, так и в их интерпретации".

4.1.3. Способ оценки $T_{кр}$ по полуколичественным физико-химическим диаграммам с использованием химического состава пород и минеральных ассоциаций

Оценка термодинамических условий кристаллизации гранитов с использованием P_{H_2O}–T–X диаграмм получила широкое распространение с появлением известной работы О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна [286]. С разработкой диаграмм, отражающих фазовые превращения более сложных систем и охватывающих значительные P–T интервалы, оценка термодинамических условий кристаллизации становится более достоверной. Этот способ можно условно подразделить на два варианта. К первому варианту относится такой способ, когда по нормативному составу породы на P–T–X диаграмму наносится фигуративная точка и с диаграммы снимаются термодинамические параметры, причем один из них должен определяться другими методами либо должны учитываться определенные посылки и допущения. В своих работах при определении условий образования гранитов мы допускали, что их кристаллизация происходила при полном насыщении расплава водой [12]. При этом варианте используется диаграмма состояния системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O и не учитывается влияние темноцветных минералов. Наиболее корректное применение этой системы для объяснения образования серий пород батолита Сиерра-Невада нашло в работе [261].

При втором варианте описываемого способа используются свойства отдельных минералов (особенно полевых шпатов и биотитов) либо минеральных ассоциаций. Так, сосуществование Пл и Кпш или присутствие в породе одного Апш служат классификационным признаком гранитов, которые делятся на субсолвусные и гиперсолвусные [286].

А. А. Маракушев и И. А. Тарарин [121] предлагают использовать состав биотита для определения кислотно-щелочных условий минералообразования. В. Р. Ветрин [20] по ассоциациям биотита и амфибола с железотитаноокисными и редкоземельными минералами выделил температурные и геохимические типы гранитоидов. Сопоставляя изученную ассоциацию

минералов с эталонной, можно определить геохимический тип гранитов и их относительную температуру кристаллизации.

Наибольшей достоверности оценка термодинамических условий формирования гранитоидных комплексов достигается при сочетании различных способов, примеры которых приведены в работах [18, 122, 129, 138, 171, 172, 183 и др.]. Выполнение такой задачи облегчится с переводом предлагаемых в настоящей работе физико-химических диаграмм на полуколичественную и количественную основу.

4.2. Влияние $P_{общ}$ и $P_{фл}$ на кристаллизацию гранитных магм

Давление является главным внешним фактором равновесия магматических систем. Его влияние на смену минеральных (фазовых) равновесий огромно и неоднократно подчеркивалось при анализе физико-химических моделей. Давление служит важным критерием деления магматических пород на вулканические и плутонические. Последние, в свою очередь, делятся на субвулканические, гипабиссальные и абиссальные. Довольно часто отождествляются такие понятия, как „давление" и „глубинность", против чего выступают Н. Л. Добрецов и др. [44] и с чем нельзя не согласиться. Характерным примером того, к чему приводит это отождествление, является работа уральских геологов [198]. В работе приводятся противоречивые данные определения глубинности гранитов Урала – формации глубинных („батолитовых") гранитов. По мнению этих авторов, они образовались при P_{H_2O} = 3000–5000 бар, т. е. на глубине не менее 10–15 км. В то же время подсчеты показывают, что над гранитами, прорывающими нижний карбон, во время их формирования находились только отложения среднего и верхнего карбона, суммарная мощность которых вряд ли достигала 10–15 км. На основании этих подсчетов И. Д. Соболев считает, что глубина формирования „батолитовых" гранитов не превышала 2 км. Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер и В. Г. Фоминых предполагают, что первичная мощность осадочных толщ была в несколько раз увеличена интенсивной деформацией и складчатостью, сопряженной и предшествующей внедрению гранитов. Они приводят факты фациального облика (текстура, структура) и минерального состава, свидетельствующие о „глубинном" образовании этой формации гранитов. Другая формация гипабиссальных гранитов четко отличается по фациальному облику от „глубинных" и имеет эффузивные аналоги, к тому же: „Геологические данные – реставрация покрывающих толщ в момент формирования и физико-химические данные о давлении водяного пара в момент кристаллизации говорят о глубине формирования порядка 1–2 км или несколько больше" [198, с. 388], т. е. получается такая же глубина, которую подсчитал И. Д. Соболев для „глубинных" гранитов. Очевидно, что определение глубины формирования пород представляется трудной задачей.

В связи с трудностью определения глубины формирования горных пород следует остановиться на довольно сложном вопросе соотношения $P_{общ}$ (или $P_{л}$ – литостатическое) и $P_{фл}$ и их роли при кристаллизации магмы. В разделе 2.2.2 указывалось, что до полного насыщения расплава летучими он испытывает только давление нагрузки. С появлением флюидной фазы раслав уже будет испытывать ее давление, которое в первый момент равно давлению нагрузки, но с постепенным отделением и накоплением летучих в камере в связи с кристаллизацией расплава давление

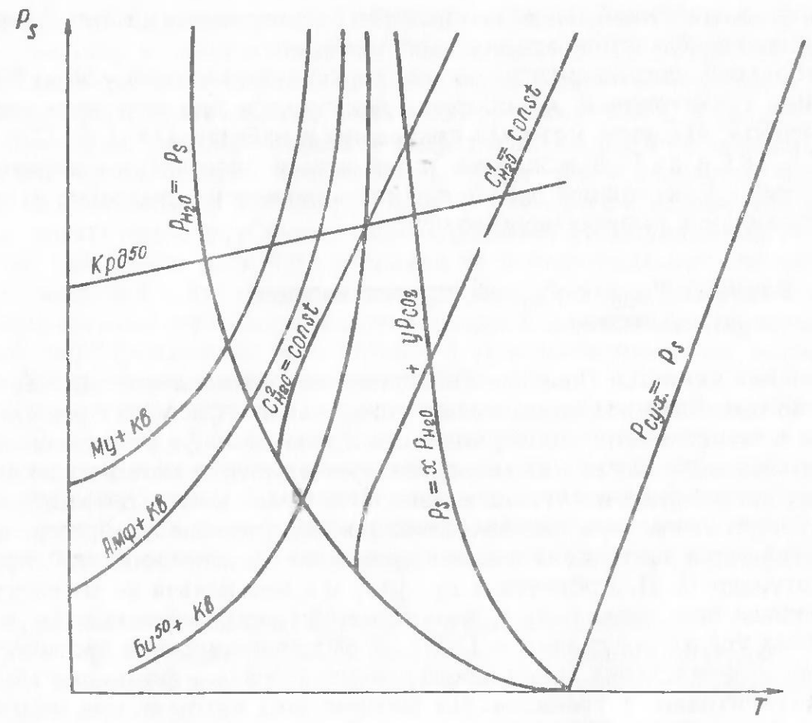


Рис. 4.4. Взаимоположение солидусных линий гранитной системы при различном флюидном режиме и линий разложений в той же системе биотита, амфибола, мусковита и кордиерита при P_{H_2O}. По данным [156] на каждый 0.1 мол. доли CO_2 флюида температура ликвидус-солидусных равновесий увеличивается на 20°.

$C^1_{H_2O}$ и $C^2_{H_2O}$ – концентрации воды в расплаве, причем $C^2_{H_2O} > C^1_{H_2O}$

флюида будет увеличиваться и превышать давление нагрузки. Предел роста флюида определяется исходным количеством летучих в расплаве, температурой и изолированностью камеры или физической прочностью покрышки горных пород. В зависимости от проницаемости окружающих пород давление флюида в процессе кристаллизации может меняться либо оставаться на постоянном уровне, что будет влиять на фазовые превращения системы.

В случае присутствия CO_2 в составе водного флюида, при полном насыщении им расплава, все инвариантные точки и моновариантные линии фазовых равновесий гранитных систем сместятся в область больших значений давления и температуры, согласно экспериментальным данным по плавлению гранитных систем в смеси H_2O–CO_2 [131, 192] и материалам А. В. Томпсона и Дж. Р. Алгора [284, с. 265]. Значительные содержания CO_2 во флюиде и недосыщенность расплавов флюидом могут сместить солидус гранитных систем в область больших значений температуры настолько, что исчезнет возможность пересечения его линиями разложения (при тех же условиях) водосодержащих минералов (рис. 4.4). При таких условиях в ходе магматической кристаллизации будут образовываться ассоциации с пироксенами (или фаялитом), кордиеритами, гранатами и альсилитом (силлиманитом).

В зависимости от содержания во флюиде других летучих (F, Cl, B) может происходить либо компенсирование влияния CO_2 так, что условия

будут соответствовать $P_{фл} = P_{H_2O}$, либо все равновесия сместятся в область низких значений давления и температуры.

Из-за смещения солидус-ликвидусной области при насыщении расплава флюидами разного состава (рис. 4.4) в природе может реализоваться (и, вероятно, реализуется) такой вариант, когда магмы будут кристаллизоваться на одной глубине, т. е. при одинаковом значении $P_л$, но при разной температуре. В таком случае даже при сходном петрохимическом типе расплава мы будем иметь различные продукты кристаллизации – минеральные ассоциации. Так, например, если бы при $P_{фл}$ выше инвариантной точки с биотитом (точка пересечения линии разложения биотита с солидусом при $P_{общ} = P_{H_2O}$) кристаллизовался расплав системы В, то при водном флюиде мы бы получили ассоциацию Пл+Ор+Мпр+Би+Кв, а при $P_{фл} = xP_{H_2O} + yP_{CO_2}$ – Пл+Ор+Мпр+Опр+Кв, причем составы полевых шпатов и моноклинных пироксенов этих ассоциаций также будут отличаться. Не зная исходной посылки, мы, естественно, отнесли бы эти ассоциации к разноглубинным образованиям. Но, оказывается, правильнее в таком случае говорить о разном давлении воды и разной $T_{кр}$: для первой ассоциации оно может быть оценено как среднее или высокое, т. е. это абиссальная низкотемпературная ассоциация, а для второй – малое давление воды и более высокая $T_{кр}$, хотя общее давление (давление нагрузки) и глубина формирования у них были одинаковые. Различие минеральных ассоциаций усилится, если исходные расплавы будут принадлежать разным петрохимическим типам. Поэтому влияние флюидов разного состава на особенности кристаллизации магм необходимо всегда учитывать, когда решается вопрос о „глубинности" гранитных комплексов, развитых в одном районе и разорванных небольшим интервалом времени, в течение которого трудно себе представить значительную эрозию перекрывающих пород.

Этот пример достаточно наглядно подтверждает мысль о том, что более правильно следует говорить о давлении флюида и давлении воды, чем об $P_л$ и „глубине" формирования пород, поскольку критерии „глубинности", определяемые по минеральным ассоциациям, страдают малой надежностью; они лучше различаются по температуре кристаллизации. Сходные мысли высказывались Г. Б. Ферштатером и Н. С. Бородиной [183, с. 171]: „Как будет подробно рассмотрено ниже, большая часть фациальных особенностей гранитоидов зависит главным образом от температуры образования на магматической и постмагматической стадии. В связи с этим правильнее было бы за основу фациальной классификации взять не баро-, а термофации".

Таким образом, с усложнением состава флюида и изменением его давления во время кристаллизации, указанные в табл. 4.1 минеральные ассоциации могут изменяться, а взаимоотношение отдельных минералов усложняться. Скоростью изменения давления флюида объяснено образование структуры гранитов рапакиви [54].

4.3. Роль фракционирования при кристаллизации гранитных магм

При рассмотрении проблемы генерации гранитных магм (гл. 3) была показана роль фракционирования твердых фаз при образовании кислых магм за счет более основных. Считается, что по достижении гранитных составов процесс кристаллизационной дифференциации практически прекра-

щается, поскольку из „гранитной эвтектики" выделяются все минералы гранита. Допускается дифференциация при гравитационной отсадки минералов по их удельному весу, но и этот процесс мало эффективен из-за достаточно большой вязкости гранитных магм. Изучение гранитных пород различных формационных типов Кольского полуострова [12], а также анализ имеющегося материала в литературе свидетельствуют, что только весьма ограниченное число разновидностей гранитов является по своему составу „эвтектическими". Чаще всего такой близкий к „эвтектике" состав имеют неперемещенные анатектические граниты мигматитовых комплексов и намного реже конечные члены гранитоидных рядов сложнопостроенных массивов. Большинство же гранитов имеют состав, в той или иной мере отличный от „гранитной эвтектики", точнее от котектических составов $P_{фл}$–T условий формирования. Следует подчеркнуть, что это не случайное отклонение, а объективная закономерность, связанная с отличием условий генерации и кристаллизации магм. При любом механизме генерации гранитных магм процесс стремится к равновесному соответствию состава гранитного расплава условиям $P_{фл}$–T генерации и составу более основной магмы или субстрата, из которого выплавляется магма. При интрузии это равновесие нарушается в результате изменения давления и степени насыщенности летучими. Как правило, перемещенные магмы недосыщены кварцем относительно новых условий, т. е. они не являются гранитными минимальными расплавами, что предопределяет последовательность кристаллизации минералов, их фракционирование и дифференциацию.

Время и порядок кристаллизации темноцветных минералов зависят от исходного состава расплава. Раннее или совместное с плагиоклазом их выделение характерно для большинства гранитных пород, поскольку гранитные котектики во всех петрохимических типах систем сильно смещены к вершинам Аб и Ор. Позднее выделение темноцветных минералов возможно для лейкократовых анатектических составов.

Порядок же выделения темноцветных минералов в каждой петрохимической системе определяется давлением флюида и соотношением железа и магния, что следует из анализа диаграмм состояния системы, в которых участвуют одновременно Эн и Фс. Становятся понятными многие сложные вопросы о порядке выделения и взаимоотношения таких широко распространенных минералов, как биотиты и амфиболы.

В ряду реакционной серии Боуэна Би следует за Амф, т. е. имеется в виду, что биотит должен образовываться в результате реакции амфибола с расплавом. Действительно, при описании взаимоотношений биотита и амфибола довольно часто указывается, что биотит развивается по амфиболу, но тем не менее также часто отмечается факт равновесного их сосуществования и даже обратные реакционные взаимоотношения – амфибол развивается по биотиту. Г. Б. Ферштатер и др. [182] указывали на изменение порядка кристаллизации биотита и амфибола в гранитоидах в зависимости от железистости породы. При этом в соответствии с железистостью этих минералов появляется экстремум, на который впервые обратил внимание А. А. Маракушев [117]. Следует отметить еще одну особенность в соотношении железистости и взаимоотношений биотита и амфибола. В более магнезиальных системах, когда амфибол замещается биотитом, железистость амфибола меньше железистости биотита, и, наоборот, в железистых системах при замещении биотита амфиболом железистость биотита меньше железистости амфибола. Отсюда можно было бы сделать такой вывод, что железистость меньше у того минерала, который кристаллизовался раньше. Для равновесного сосуществования амфибола и биотита

А. А. Маракушев [117] приводит обратные соотношения их железистости, т. е. в магнезиальных системах более железистый амфибол и наоборот. Удовлетворительного объяснения взаимоотношениям этих минералов в геологической литературе пока нет, по крайней мере оно не известно автору. Так, Г. Б. Ферштатер и др. [182] после анализа своего фактического материала и литературных данных, делают следующий вывод (с. 1073): „при железистости $f<50\%$ реакция $Би^f = Po^f$ при понижении температуры сдвигается вправо, а при $f>50\%$ влево. Следовательно, реакционный ряд Боуэна применительно к роговой обманке и биотиту следует трансформировать. При железистости меньше 50% более высокое положение в этом ряду должна занимать роговая обманка, а при большей железистости – биотит". В работе не дается объяснения, с чем связана эта смена реакционных взаимоотношений рассматриваемой пары и почему соотношение железистости остается таким же и при их равновесных взаимоотношениях.

Анализ изоплетических сечений системы В (рис. 2.43, 2.44) и P_{H_2O}–T проекций систем В7.4 и В7.5 (прил. III, рис. III.24 и III.25) позволяет с той или иной корректностью (достоверностью) объяснить эти особенности данных минералов. Но прежде необходимо напомнить, какие миналы участвуют в образовании биотитов и амфиболов (см. раздел 2.3.1). Биотит – это химическое соединение Опр+Ор+Алс+H_2O, а амфибол – Мпр+Опр+Пл+H_2O, т. е. из пяти миналов (+H_2O) только один Опр является общим, поэтому вероятнее всего они должны образовываться независимо друг от друга без реакционных взаимоотношений, что и наблюдается довольно часто в природных минеральных ассоциациях [12]. Реакционные взаимоотношения могут наблюдаться биотита с Опр, Ор и Алс, а амфибола – с Мпр, Опр и Пл. Как видно из приведенных реакций, железистость биотита определяется железистостью Опр, а амфибола – Опр и Мпр. Поэтому при равновесной кристаллизации различие в железистости миналов Опр и Мпр расплава является главной причной, определяющей соотношение железистости биотитов и амфиболов.

По имеющимся в литературе данным [45], соотношение железистости Мпр и Опр изменяется от общей железистости среды их образования. В области магнезиальных составов распределение Fe^{2+} и Mg по сосуществующим Мпр и Опр приближается к единице, но по мере увеличения железистости системы железистость Опр становится заметно большей. Отсюда, естественно, следует ожидать, что в магнезиальных составах при равновесной кристаллизации железистость биотитов и амфиболов должна быть близкой, а в железистых составах железистость биотита будет выше, чем у амфибола. Поскольку Мпр не бывает более железистым, чем Опр, то при равновесной кристаллизации не должно быть экстремума железистости сосуществующих биотита и амфибола. При разновременной кристаллизации и фракционировании ранее выделившегося минерала это соотношение может измениться.

Как видно из рис. 2.43 и 2.44, при изменении железистости системы изменяются поля кристаллизации амфибола и биотита: при низкой железистости биотит имеет большую область первичной кристаллизации, а при высокой – амфибол. Поэтому, согласно теории вероятности, в первом случае раньше будет выделяться биотит, а фракционирование его кристаллов или неполное прохождение реакции твердых фаз и расплава с образованием зональных кристаллов увеличит железистость расплава. Когда же к биотиту присоединится амфибол, то его равновесная железистость

с внешними зонами биотитовых кристаллов (или отдельно кристаллизующимися на этом этапе) будет выше общей железистости биотитовых кристаллов, отбираемых на анализ. При малых содержаниях в системе нормативного Ор и для магнезиальных составов возможна обратная картина, когда исходный состав вначале попадает в поле кристаллизации амфибола. Его раннее выделение приведет к обогащению магнием по сравнению с более поздним биотитом.

Во втором случае – при высокой железистости системы – соотношения будут обратными, т. е. в расплавах обычного состава первым будет кристаллизоваться амфибол и обогащаться магнием, а в расплавах, сильно обогащенных Ор, первым может начать кристаллизоваться биотит, и соотношение железистости рассматриваемой пары будет такое же, как и в первом случае.

При определенной железистости ($\approx 50\%$) возможна одновременная кристаллизация амфибола и биотита в семифазовом равновесии, но поскольку они являются твердыми растворами и первые их кристаллы должны быть более магнезиальные по сравнению с расплавом, то его состав с началом кристаллизации сместится в железистую область. С этого момента биотит прекратит кристаллизоваться, и мы получим второй случай из рассмотренных выше. В природе возможен вариант, который в гранитных системах должен встречаться чаще, чем в других системах, когда состав расплава при кристаллизации переходит из магнезиальной области, где выделялся биотит, в железистую с расширением поля кристаллизации амфибола. В результате этого перехода биотит в новых условиях состава расплава становится неустойчивым и начинает растворяться. Амфибол в этих условиях кристаллизуется не за счет реакции растворения биотита, а как равновесная конгруэнтная фаза, потому что состав расплава попал в поле его первичной кристаллизации. Но он может использовать растворяющиеся кристаллы биотита в качестве центров кристаллизации и предохранять их от полного растворения, а обычно такие взаимоотношения трактуются как реакционные.

Взаимоотношения, похожие по морфологии на реакционные, будут образовываться и в случае кристаллизации биотита и амфибола на границе полей их устойчивости (рис. 4.5). Эти границы из-за различного взаимоположения линий разложения железистых и магнезиальных разновидностей биотитов и амфиболов пересекаются где-то около 50% железистости системы, что и вызвало появление при этой железистости инвариантной точки на границах полей существования биотита и амфибола (рис. 4.5, $J_1^{B7.4}$). При кристаллизации биотита ниже $J_1^{B7.4}$ по давлению P_{H_2O}, а это возможно в магнезиальных составах, бедных Ор, с понижением температуры (путь А, рис. 4.5) расплав вначале пересечет границу поля устойчивости амфибола, а затем может пересечь и границу поля устойчивости биотита. В случае равновесной кристаллизации амфибол и биотит должны раствориться и вместо них выделятся пироксены, плагиоклазы и калишпат. Фракционирование и „бронирование" амфибола биотитом, а затем биотита ортопироксеном сохраняют неравновесные фазы с образованием морфологических взаимоотношений биотита и амфибола, классифицируемых как реакционные. В железистых составах, богатых Ор, выше $J_1^{B7.4}$ (путь Б, рис. 4.5) расплав вначале пересечет границу поля биотита, а затем – амфибола, поэтому взаимоотношения здесь будут обратные, т. е. амфибол будет обрастать биотит, предохраняя его от растворения.

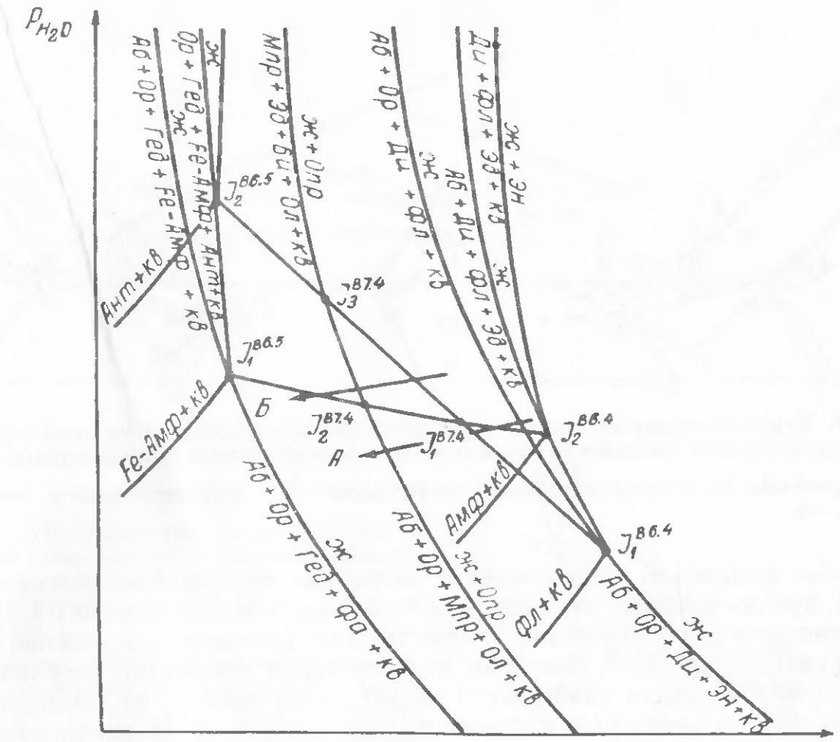


Рис. 4.5. P_{H_2O}–T проекция фазовых равновесий системы В7.4.

А и Б – пути кристаллизации биотита и амфибола.

Таким образом, соотношение железистости биотита и амфибола зависит от последовательности их выделения, а порядок выделения определяется исходным составом расплава не только по отношению Эн : Фс, но и Аб : Ан. Особенности систем разной железистости и возможность расплава пересекать границы полей устойчивости данных минералов в связи с изменением положения этих границ приводят при фракционной кристаллизации к взаимоотношениям биотита и амфибола, морфологически похожим на реакционные. Реакционные взаимоотношения этих минералов допускаются вблизи инвариантной точки совместного их сосуществования с моноклинным пироксеном.

Фракционирование оказывает определенное влияние и на процесс кристаллизации полевых шпатов с образованием зональных кристаллов и структур антирапакиви различных морфологических типов. Особенности кристаллизации полевых шпатов определяются исходным составом расплава по соотношению Аб, Ан и Ор и характерными свойствами системы при различных значениях P_{H_2O}, отраженными на диаграммах состояния системы Аб–Ан–Ор–Кв–H_2O (прил. I, рис. I.10) и системы Аб–Ан–Ор [52]. Процесс дифференциации (хотя бы с частичным фракционированием) может идти в одном случае с увеличением отношения Аб : Ан при ранней кристаллизации плагиоклаза, в другом – с уменьшением отношения Аб : Ан при ранней кристаллизации калинатрового полевого шпата.

Чтобы лучше понять диаграммы в смысле отражения ими фазовых превращений, необходимо проследить пути кристаллизации различных

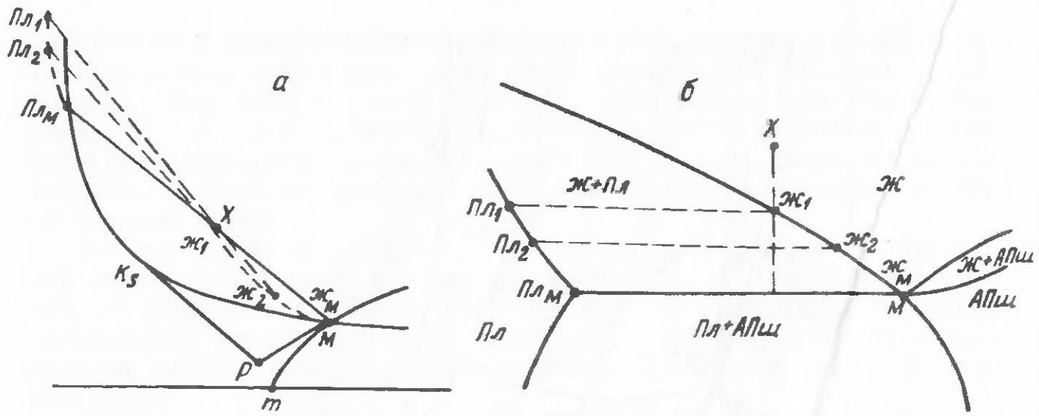


Рис. 4.6. Кристаллизация расплава *X*, фигуративная точка которого на концентрационном треугольнике попадает на границу между разнотиповыми превращениями.

а – проекция на концентрационный треугольник; *б* – политермическое сечение по $Пл_м$–М.

исходных расплавов, попадающих в различные области фазовых превращений, при постоянном давлении воды и приблизительно равном 1000 бар.

Кристаллизация расплавов в области эвтектических превращений рассматривается в учебных пособиях по физической химии, поэтому нет необходимости ее здесь разбирать. Следует лишь указать на особенность кристаллизации расплавов, которые попадут в точку М. Из таких расплавов будет кристаллизоваться твердый раствор кальцийсодержащего щелочного полевого шпата того же состава, в результате чего расплав, который находился в области эвтектических превращений при равновесной кристаллизации, не сможет перейти граничную линию между типами превращений и попасть в область перитектической кристаллизации.

1. Кристаллизация расплавов, фигуративные точки которых на концентрационном треугольнике попадают на линию М–$Пл_м$ (рис. 4.6). При достижении расплавом ликвидусной поверхности в точке $Ж_1$ первым начнет кристаллизоваться плагиоклаз состава $Пл_1$.[1] В процессе кристаллизации состав расплава изменяется по кривой $Ж_1$–$Ж_2$–$Ж_м$ в направлении к точке М, а состав плагиоклаза – по кривой $Пл_1$–$Пл_2$–$Пл_м$ с постепенным увеличением в его составе ортоклазовой молекулы. Когда расплав достигнет точки М, а состав плагиоклаза – $Пл_м$, кристаллизация плагиоклаза прекратится, а начнет кристаллизоваться щелочной полевой шпат состава М.

В случае определенного фракционирования и некоторого изменения условий во время кристаллизации, что характерно для природных процессов, будут образовываться зональные кристаллы плагиоклаза и изменяться состав щелочного полевого шпата в связи с изменением положения точки М. При значительном фракционировании твердых фаз расплав может попасть в область перитектической кристаллизации.

Природный пример этого типа кристаллизации должен быть представлен гипидиоморфной структурой с четко выраженным идиоморфизмом

[1] Необходимо иметь в виду, что не все составы фаз находятся в плоскости вертикального разреза, часть из них спроектированы на нее. Данное замечание относится ко всем последующим вертикальным разрезам.

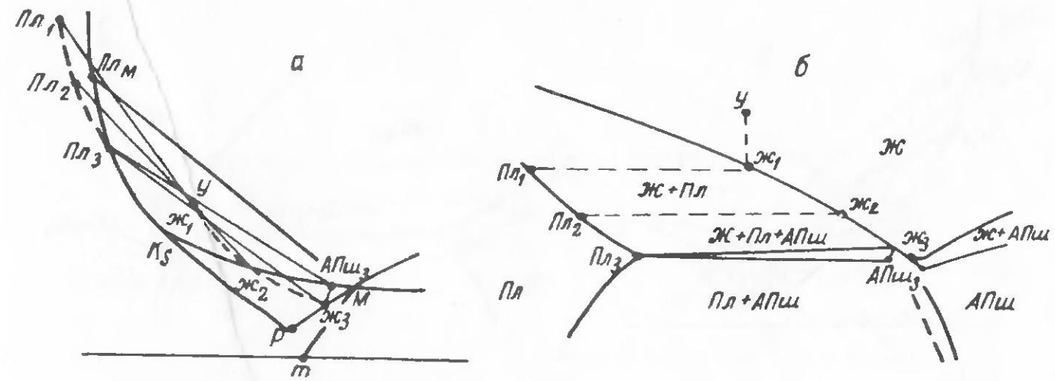


Рис. 4.7. Кристаллизация расплава *У*, фигуративная точка которого попадает в область перитектических превращений, ограниченную на проекции линией $Пл_м$–М и солидусной линией.

а – проекция первичной кристаллизации на концентрационный треугольник; *б* – политермическое сечение по $Пл_3$–l_3; *в* – проекция вторичной кристаллизации на концентрационный треугольник.

плагиоклаза и ксеноморфизмом щелочного полевого шпата без реакционных (резорбционных) взаимоотношений. Такой пример структурных взаимоотношений полевых шпатов описан М. И. Розиновым [150], которые он наблюдал в сиенитах Осиновской интрузии Западного Забайкалья. По данным наблюдений М. И. Розинова, происходит как бы обрастание плагиоклаза щелочным полевым шпатом с использованием его кристаллографической ориентировки, но граница между ними всегда четкая и прямолинейная. Плагиоклаз отличается непрерывной направленной зональностью: в центре он имеет № 40–45, на периферии № 25–28, а содержание ортоклазовой молекулы достигает 12–16%. Состав щелочного полевого шпата, согласно рентгеноструктурным данным, изменяется от $Ор_{50}(Аб+Ан)_{50}$ до $Ор_{35}(Аб+Ан)_{65}$, содержание анортита в нем оценивается в 5%. Описанные взаимоотношения полевых шпатов М. И. Розинов называет структурой „антирапакиви", что не совсем правильно, поскольку и в структуре рапакиви и в структуре „антирапакиви" ядро имеет оплавленно-округлую форму (овоиды), свидетельствующую о реакции ранее выделившихся кристаллов-ядер с расплавом.

В случае присутствия в системе свободной SiO_2 возможно образование ортоклаз-кварцевого гранофира, в котором будут „плавать" кристаллы плагиоклаза. Такие структуры описаны в работе Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [183] и наблюдалась нами в гранодиоритах ярваварского комплекса на Кольском полуострове [12].

2. Кристаллизация расплавов, попадающих в область перитектических превращений, которая на проекции ограничена линией $Пл_м$–М и солидусной линией (рис. 4.7). При достижении расплавом поверхности ликвидус из него начинает кристаллизоваться плагиоклаз состава $Пл_1$.

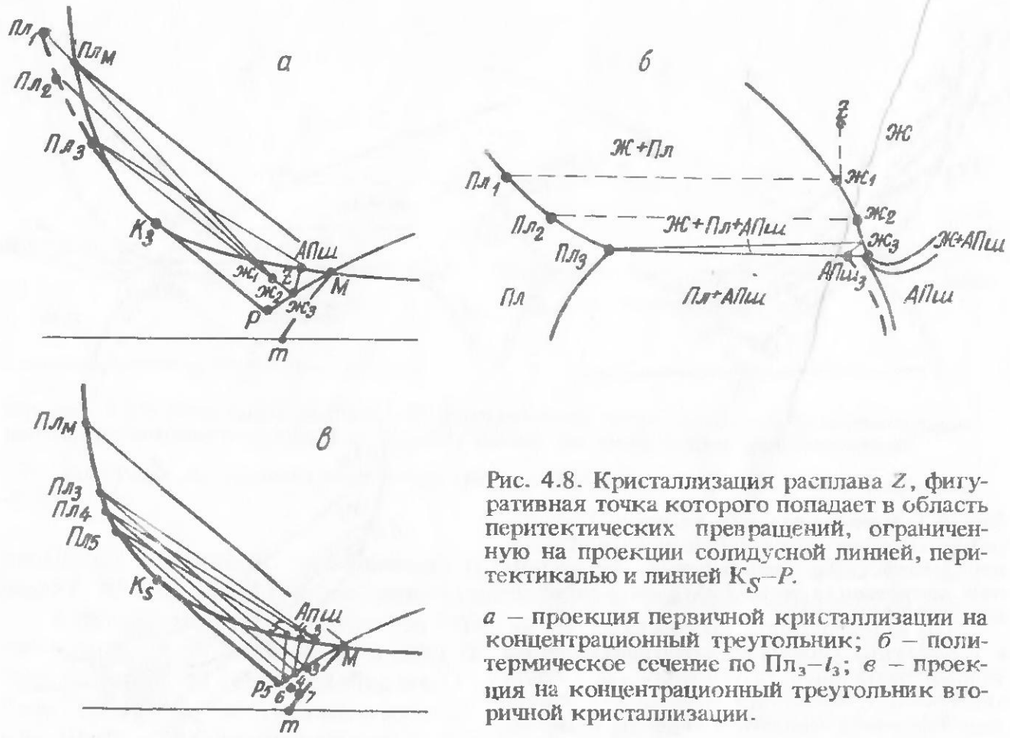


Рис. 4.8. Кристаллизация расплава *Z*, фигуративная точка которого попадает в область перитектических превращений, ограниченную на проекции солидусной линией, перитектикалью и линией $К_S$–*Р*.

а – проекция первичной кристаллизации на концентрационный треугольник; *б* – политермическое сечение по $Пл_3$–l_3; *в* – проекция на концентрационный треугольник вторичной кристаллизации.

С понижением температуры плагиоклаз будет продолжать кристаллизоваться, изменяя состав по кривой $Пл_1$–$Пл_2$–$Пл_3$, состав расплава при этом будет изменяться по кривой $Ж_1$–$Ж_2$–$Ж_3$. Когда плагиоклаз достигнет солвусной поверхности (солидусной линии на плане), а расплав – перитектикали, начнется перитектическое превращение: плагиоклаз будет реагировать с расплавом, давая щелочной полевой шпат. Составы плагиоклаза и щелочного полевого шпата будут изменяться по солидусной линии в направлении точки $К_S$ от $Пл_3$ до $Пл_5$ и от $АПш_3$ до $АПш_5$; состав расплава при этом будет перемещаться по перитектикали от $Ж_3$ до $Ж_5$. Когда конода твердых фаз попадает на точку исходного состава расплава (фазовый треугольник $Ж_5$–$Пл_5$–$АПш_5$), весь расплав израсходуется и останутся твердые фазы – $Пл_5$ и $АПш_5$. В случае фракционирования и неполного расплавления плагиоклаза из-за бронирования его щелочным полевым шпатом могут образоваться взаимоотношения полевых шпатов, которые называются „антирапакиви". Природные примеры такой структуры можно найти в обширной геологической литературе, где описываются гипабиссальные гранитоиды. Ссылки на литературу имеются в работах О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна [286], Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [183].

В природе реализуется и другой механизм образования структуры антирапакиви, который связан с образованием структуры рапакиви [54].

3. Кристаллизация расплавов, попадающих в область перитектических превращений, которая на горизонтальной проекции ограничена солидусной линией, перитектикалью и линией $К_S$–*Р* (рис. 4.8). В этом случае первые два этапа кристаллизации сходны с предыдущим случаем, только второй этап здесь заканчивается исчезновением плагиоклаза (фазовый треугольник $Ж_5$–$Пл_5$–$АПш_5$). На третьем этапе из расплава кристаллизуется щелочной полевой шпат, изменяющий состав по линии

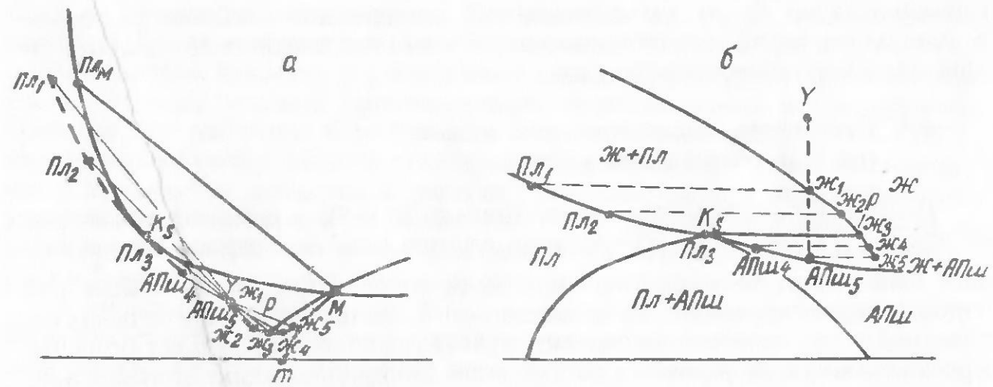


Рис. 4.9. Кристаллизация расплава *У*, фигуративная точка которого на проекции попадает на линию $К_S$–*Р*.

а – проекция на концентрационный треугольник; *б* – политермическое сечение по $К_S$–*Р*.

$АПш_5$–$АПш_7$ до фигуративной точки исходного расплава, расплав при этом сходит с перитектикали и меняет свой состав по линии $Ж_5$–$Ж_7$ до полного исчезновения, но не доходя до „температурного трога".

При равновесной кристаллизации с фракционированием и неполным прохождением реакции твердой фазы с расплавом возможно образование зональных кристаллов и даже структур типа антирапакиви. Природные примеры такого типа кристаллизации должны быть представлены однополевошпатовыми гранитоидами, а в участках неравновесной кристаллизации будут наблюдаться взаимоотношения полевых шпатов, классифицируемые как структура антирапакиви и обязательно с четкими границами между плагиоклазовым ядром и щелочнополевошпатовой каймой.

4. Кристаллизация расплавов, попадающих на горизонтальной проекции на линию $К_S$–*Р* (рис. 4.9). Кристаллизация из таких расплавов начинается плагиоклазом состава $Пл_1$. При снижении температуры плагиоклаз будет продолжать кристаллизоваться, постепенно меняя состав вплоть до щелочного полевого шпата состава исходного расплава (кривая $Пл_1$–$АПш_5$). Состав расплава при кристаллизации изменяется по кривой $Ж_1$–$Ж_5$, но не доходит до линии М–*m*. Твердая фаза и расплав проходят (как бы проскальзывают) соответственно точку $К_S$ и точку *Р* без изменения типа превращения.

При равновесной кристаллизации будут образовываться зональные кристаллы с различным типом переходов между зонами в зависимости от условий кристаллизации. Природные примеры результатов такого типа кристаллизации описаны в работе Г. Б. Ферштатера [181] как первый морфологический тип зональности с нерезкой границей между плагиоклазовым ядром и каймой калий-натрового полевого шпата, а также в работе Е. П. Гурова и Е. П. Гуровой [38].

Аналогичный ход кристаллизации будут иметь расплавы, попадающие в область твердых растворов полевых шпатов между линией $К_S$–*Р* и Аб–Ор стороной концентрационного треугольника системы Аб–Ан–Ор.

Кристаллизация расплавов из области твердых растворов, обогащенных калиевым полевым шпатом, будет представлять зеркальное изображение последнего случая, т. е. первым начнет выделяться калиевый полевой шпат, бедный альбитовым компонентом, который по мере

кристаллизации будет им обогащаться до исходного состава расплава. В результате такой кристаллизации должны образовываться однополевошпатовые породы калиевого ряда.

4.4. Окисление–восстановление железа при кристаллизации магмы

Поскольку соотношение нормативных Эн и Фс в расплаве при постоянном P_{H_2O} определяет образование той или иной ассоциации темноцветных минералов, то окисление–восстановление железа, изменяющее это отношение, также влияет на появление соответствующих минеральных ассоциаций и совместно с явлениями фракционирования изменяет порядок кристаллизации минералов и направление дифференциации. Большое внимание этому вопросу уделено в работах Г. Б. Ферштатера и др. [183, 185], в которых предлагается выделять даже феррофации гранитоидов. В этих работах подчеркивается различие в степени окисления железа и соответственно в содержании магнетита абиссальных и гипабиссальных гранитоидных комплексов Урала: в абиссальных гранитах степень окисления невысокая и содержание магнетита небольшое, а в гипабиссальных – степень окисления высокая и содержание магнетита также высокое.

На Кольском полуострове высокой степенью окисления железа и высоким содержанием магнетита отличаются породы формаций гранодиорит–гранитов и щелочных гранитов и сиенитов [15]. Среди последних выделяются даже магнетитовые разновидности, которые не содержат других темноцветных минералов, хотя они и не относятся к гипабиссальным образованиям. Эта особенность гипабиссальных и щелочных гранитов давно известный эмпирический факт, но пока не получивший научно обоснованного объяснения. Так, Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородина [183] пишут, что: „Одной из причин повышенного содержания магнетита в гранитоидах малых и умеренных глубин может быть увеличение парциального давления кислорода" (с. 191–192). Но они не объясняют, за счет каких процессов происходит увеличение парциального давления кислорода.

Д. С. Коржинский [94], разбирая вопрос зависимости степени окисления железа в магме от щелочности, вывел следующее уравнение:

$$\partial \ln [C^S_{Fe_2O_3}/(C^S_{FeO})^2]/\partial \ln [O^{2-}] = 2\beta_{FeO} - 3\beta_{Fe_2O_3},$$

где $C^S_{Fe_2O_3}$, C^S_{FeO} – валовая концентрация; $[O^{2-}]$ – показатель основности расплава; β – степень ионизации окисла. Но и это уравнение не объясняет, за счет какого процесса и вещества получается то или иное соотношение концентраций окислов железа.

Ниже предлагается одно из возможных объяснений высокой степени окисления железа гипабиссальных (или высокотемпературных) и щелочных гранитоидов.

Действительно, поскольку в гипабиссальных гранитах выше степень окисления и больше магнетита, то напрашивается единственно правильный вывод, к которому пришли Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородина, что в системе, формировавшей гипабиссальные граниты, должно было быть выше парциальное давление кислорода по сравнению с абиссальными гранитами, но они не объяснили причины этого повышения и не указали вещество поставщика кислорода. По нашему мнению, из всех компонентов расплава таким веществом может быть только вода, так как остальные компоненты, главным образом кремний и алюминий, имеют намного сильнее связь с кислородом, чем водород. Как известно из химии, степень диссоциации воды на водород и кислород зависит от температуры и давления: с уменьшением давления и увеличением температуры степень диссоциации растет. Разница условий кристаллизации гипабиссальных и абиссальных гранитов (по давлению порядка 3–4 кбар и по температуре 150–170°) определяет различие степени диссоциации воды на несколько порядков, что и приводит к различию в степени окисления железа этих гранитных комплексов. Количество же воды и в тех и других расплавах (2–4 и 8–10 вес.%) вполне достаточно для окисления хотя бы части от имеющегося в гранитном расплаве железа от окисной до закисной формы.

В щелочных гранитах, которые по условиям формирования могут быть как гипабиссальные, так и абиссальные, довольно часто устанавливается высокая степень окисления железа [11], поэтому выше описанное объяснение увеличения парциального давления кислорода к ним не всегда применимо. В этом случае, как указывал Д. С. Коржинский [94], огромную роль играет щелочность расплава–раствора, так как из-за недосыщенности расплава алюминием возможен непрерывный переход от расплава к раствору. В таких системах образуются силикаты щелочей, которые являются сильными электролитами, обладающими высокой степенью диссоциации в растворах.

При взаимодействии в растворе–расплаве воды и силикатов щелочей, как солей сильных оснований и слабой кислоты, происходит гидролиз по аниону: $Na_2SiO_3 + 2HOH = H_2SiO_3 + 2Na^+ + 2(OH)^-$ с образованием слабодиссоциирующей метакремниевой кислоты и практически полностью диссоциированной щелочи. В результате раствор–расплав будет иметь высокую щелочность, при которой легче происходят окислительно-восстановительные реакции: „Если в результате реакции возрастает число атомов О, связанных с атомом восстановителем (анион бескислородной кислоты превращается в анион кислородной кислоты, анион с меньшим числом атомов О превращается в анион с большим числом атомов О, катион с небольшим зарядом превращается в анион и т. д.), то среда влияет на восстановительные свойства. В подобных случаях процесс облегчается в щелочной среде, так как поставщиком О являются ионы OH^-" [78, с. 99]. Итак, окисление железа при кристаллизации гранитоидов (или в магме до ее кристаллизации) происходит за счет присутствующей в системе воды. В нейтральных средах окисление осуществляется за счет термической диссоциации воды, поэтому степень окисления зависит от температуры: чем более высокотемпературные были условия кристаллизации гранитов, тем выше в них степень окисления, в щелочных средах – за счет анионов $(OH)^-$. При достаточно высоком содержании в системе F, Cl, J и Br возможно окисление железа за счет высвобождения кислорода по реакции $2H_2O + 2F_2 \leftrightarrows O_2 + 4H^+ + 4F^-$, в результате которой усиливается кислотность среды, но тем не менее происходит интенсивное окисление железа. Примером пород, пересыщенных алюминием и с высокоокисленным железом, являются разновидности гранитов юоввоайвского комплекса, обогащенные фтором [47].

Как видно из приведенных вариантов прохождения окислительно-восстановительных реакций, непосредственное участие в них принимает вода. Причем, в зависимости от петрохимического типа расплава и степени его насыщенности летучими на различных этапах кристаллизации реализуются определенные реакции высвобождения кислорода. В расплавах известково-щелочного типа чаще всего этот процесс усиливается к средним этапам

кристаллизации, когда накапливается достаточное количество воды и еще высокая температура. И в щелочных расплавах процесс окисления железа начинается тогда, когда накапливается вода, что подтверждается слабой окисленностью железа темноцветных минералов ранних стадий кристаллизации. По данным И. Д. Батиевой [11], граниты с энигматитом образуются на ранних этапах кристаллизации магмы и имеют более низкую степень окисления по сравнению с эгирин-арфведсонитовыми гранитами без энигматита. Энигматит, согласно его кристаллохимической формуле — $Na_4Fe_{10}Ti_2[O_4(Si_2O_6)]$, ближе всего стоит к пироксенам и его можно рассматривать как химическое соединение трех миналов: $2Na_2SiO_3+$ $+10FeSiO_3+2TiO_2$, т. е. он образуется в условиях слабой окисленности железа. Образование такого минерала из щелочногранитной магмы опровергает мнение, что окисление железа происходит за счет кислорода расплава.

Таким образом, окисление железа при кристаллизации расплавов оказывает большое влияние на появление той или иной минеральной ассоциации и порядок кристаллизации темноцветных минералов, а также акцессорных: ильменита, магнетита, гематита и др. Окисление происходит в одних случаях атомарным кислородом, полученным термической диссоциацией и восстановлением воды галогенами, в других — ионом $(OH)^-$, образованным в процессе гидролиза силикатов щелочей по аниону.

4.5. Влияние вполне подвижных компонентов на процесс кристаллизации магм

В разделе 2.3.3 указывалось, что моделирование расплавных систем с вполне подвижным поведением компонентов проще осуществлять, когда их интенсивным внешним параметром равновесия является не химический потенциал, а концентрация в расплаве, что не противоречит определению вполне подвижного компонента, по Д. С. Коржинскому [93]. В этом случае задача сводится к выяснению влияния на фазовые равновесия концентрации в расплаве какого-то компонента при постоянстве масс или зависимости концентраций других компонентов от концентрации вполне подвижного. Поскольку полные диаграммы состояния гранитных систем отражают зависимость фазовых равновесий от P–T–X параметров, точнее зависимость температуры кристаллизации от $P_{фл}$ и концентрации всех компонентов, то частные сечения этих диаграмм, отражающие температурную зависимость изменения фазовых превращений от концентрации какого-то одного компонента при постоянстве $P_{фл}$ и масс остальных компонентов, и будут представлять модели систем с вполне подвижным поведением компонентов.

При разработке моделей с вполне подвижным поведением компонентов не имеет значения в каком виде следует представлять компоненты: элементном, окисном или минальном. Важно учитывать их физико-химические свойства, в частности способность образовывать между собой непрерывные твердые растворы, поскольку эта особенность сильно влияет на количество и состав фаз равновесий, что было доказано Д. С. Коржинским [93]. Большинство миналов, которые использовались при разработке P–T–X моделей, образуют непрерывные твердые растворы: Аб с Ан, Эн с Фс, Ди с Гед, Ди и Гед с Эг, Фо с Фа, и поэтому переход какого-либо из них во вполне подвижное состояние не должен оказывать влияния на число фаз конечных продуктов кристаллизации. Это было показано на примере изоплетических сечений по постоянному составу нормативных

плагиоплаза и ортопироксена (см. рис. 2.41, 2.42, 2.43, 2.44, 2.45, 2.46), которые можно рассматривать как модели с вполне подвижным поведением компонентов, где режим вполне подвижного поведения задавался постоянством концентрации в одной из фаз. Число фаз конечной кристаллизации в таких сечениях совпадает с числом фаз конечных котектик полных диаграмм состояния, но фазовые ассоциации и состав отдельных фаз будут изменяться в соответствии с положением изоплетического сечения на полной диаграмме. Такая особенность компонентов затрудняет решение обратной задачи: определение режима поведения компонентов по числу фаз.

Принципиально отличается роль Ор (калия) в фазовых равновесиях при переходе его во вполне подвижное состояние. Кристаллизация магматической системы с вполне подвижным поведением Ор (калия) (при $P_{фл}=const$) должна происходить из расплава, имеющего постоянную концентрацию Ор (калия). В зависимости от величины этой концентрации кристаллизация возможна в области устойчивости одно-, двух-, трех-, четырех- и пятиминеральной ассоциации выше описанных семи компонентных ($+H_2O$) гранитных систем. При постоянном давлении составы расплавов, из которых кристаллизуются пятиминеральные ассоциации, на диаграмме состояния представлены поверхностью, четырехминеральные ассоциации — трехмерным объемом, трехминеральные — четырехмерным объемом и т. д., поэтому вероятность попадания состава расплава в тот или иной объем при произвольных значениях концентрации Ор зависит от размера объема и особенностей системы. Можно предположить, что наибольшую вероятность имеют случаи попадания состава в трехмерный объем кристаллизации четырехминеральной ассоциации и меньшую — варианты попадания расплава в многомерные объемы и на поверхность. Поэтому, если массив сложен гранитами, представленными четырехминеральной ассоциацией (кроме ассоциации Пл+Ор+Кв+Би) с постоянным составом минералов во всем объеме массива, то, вероятно, он образовался при вполне подвижном поведении Ор (калия). С другой стороны, если в процессе кристаллизации будет изменяться концентрация Ор (калия) и соответственно образовываться серии пород, сложенных различным числом минералов (например, от 3 до 5), то вопрос о термодинамическом поведении компонентов решается неоднозначно.

Таким образом, вопрос влияния вполне подвижных компонентов на фазовые равновесия расплавных систем довольно сложный и требует специального рассмотрения с построением диаграмм-моделей.

5. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

В Геологическом словаре [30] дано следующее определение минеральным фациям: „Фации минеральные метаморфических и магматических пород – совокупность метаморфических и магматических пород, образовавшихся при одинаковых конкретных физико-химических условиях (температура, давление и концентрации подвижных компонентов)". По нашему мнению, к магматическим фациям это определение не подходит, так как для них внешними параметрами состояния являются P и $\mu_{\text{в.л.к.}}$ [89].

Строго говоря, к одной и той же минеральной фации могут быть отнесены магматические породы, состоящие из одних и тех же минералов, которые к тому же имеют сходный состав и соотношения (содержания). Только тогда можно считать, что рассматриваемые породы образовались из расплавов близкого состава при одинаковом давлении флюида. Поскольку любая минеральная ассоциация может существовать в определенном P–T интервале, то твердофазными реакциями в этом P–T поле можно получить минеральную ассоциацию, сходную с магматической. Поэтому возникают трудности в выработке самого определения минеральных фаций магматических пород, так и в практической их диагностике и выделении.

Минеральные фации магматических пород в отличие от метаморфических (и метасоматических) определяются химическим составом расплава, включая и все летучие. Минеральные ассоциации магматических пород, образованные из разных расплавов при одинаковой температуре и литостатическом давлении, не могут быть отнесены к одной и той же минеральной фации. Например, кварцевый амфиболовый диорит (Амф+Пл+Кв) может образоваться при тех же P и T, что и пироксеновый гранит (Опр+ +Пл+Кпш+Кв), но они не могут принадлежать к одной минеральной фации.

Естественно, как для магматических, так и для метаморфических процессов предполагается, что после образования той или иной минеральной ассоциации летучие либо покидают систему, либо не находятся в контакте с образованными минералами, иначе с понижением температуры начнутся регрессивные реакции.

По мнению Д. С. Коржинского, различие минеральных фаций магматических горных пород обусловлено различием концентрацией (химических потенциалов) калия и натрия в магме и в сквозьмагматических растворах. Тем не менее даже Д. С. Коржинский не все природные системы относит к системам с вполне подвижным поведением компонентов. Вот, что он пишет, касаясь проблемы графического изображения многокомпонентных систем: „Задача эта отличается прежде всего тем, что образование многих (но не всех же – М. И. Д.) горных пород происходит в условиях вполне подвижного поведения ряда компонентов" [89, с. 84].

Таким образом, учитывая все вышесказанное, можно уточнить понятие минеральной фации магматических пород следующим образом: магматическая минеральная фация – это $P_{\text{фл}}$-условия кристаллизации расплава-

магмы определенного химического состава, включая и все летучие. В отличие от метаморфических пород магматические породы, образованные из магмы разного состава, не могли кристаллизоваться при одной и той же температуре и одном и том же давлении флюида. Очевидно, что к одной магматической минеральной фации следует относить породы, имеющие сходство по количественному и качественному минеральному составу, а также по структурно-текстурным особенностям, т. е. породы, характеризующиеся одинаковым парагенезисом минералов. В работе В. А. Жарикова [64] даны наиболее полные определения понятий „парагенезис минералов" и „минеральная фация": „Парагенезис минералов – это совокупность совместно существующих минералов, находящихся в равновесии при определенных физико-химических условиях, т. е. при определенных соотношениях масс инертных компонентов и определенных значениях температуры, давления и химических потенциалов или активностей вполне подвижных компонентов" (с. 97). Далее В. А. Жариков поясняет, что парагенезис минералов представляет однозначную генетическую характеристику горной породы (или руды) данного состава и что различные по химическому составу породы и руды при одинаковых внешних условиях характеризуются различными парагенезисами. По В. А. Жарикову, „Минеральная фация представляет совокупность минеральных парагенезисов, образованных при различных соотношениях масс инертных компонентов, но в определенных одинаковых условиях температуры, давления и химических потенциалов (активностей) вполне подвижных компонентов [64, с. 97–98]. Для магматических пород минеральная фация представляет не совокупность парагенезисов, а только один минеральный парагенезис, т. е. вышеприведенное определение В. А. Жарикова парагенезиса минералов относится и к магматической минеральной фации.

P_{H_2O}–T проекции нон- и моноварианных равновесий гранитных систем, представленных в прил. I на рис. I.43, прил. II на рис. II.6,в прил. III на рис. III.24, III.27 и в прил. IV на рис. IV.19 и IV.25 являются качественными схемами минеральных фаций гранитоидов, из которых следует, что минеральные фации гранитоидов определяются исходным составом расплава (или петрохимическим типом) и давлением флюида.

Схемы минеральных фаций систем А и Б по своей топологии отличаются как между собой, так и от систем В, Г, Д и Е, которые в свою очередь имеют полное сходство, что и позволило объединить их на одном рис. 2.47.

По давлению флюида фации всех петрохимических типов гранитоидов делятся на фации малых давлений – пироксеновые и оливиновые, фации средних давлений – переходные от пироксеновых к биотитовым и амфиболовым, фации высоких давлений – биотитовые, амфиболовые и мусковитовые. Причем, как видно из рисунков, в железистых и магнезиальных составах границы этих фаций неодинаковые: в магнезиальных расплавах биотиты и амфиболы появляются при давлении флюида порядка 0.5–1.0 кбар, а в железистых – 2–3 кбар. В схеме минеральных фаций системы А наблюдаются усложнения в связи с появлением кроме названных фаций кордиеритовых и гранатовых фаций. Последние две фации как бы накладываются на все остальные. Смена кордиеритовых фаций гранатовыми растянута на большой интервал по давлению, охватывающему 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, среднетем-

пературные 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.

Для разработки полуколичественных и количественных схем минеральных фаций гранитоидов необходимо иметь данные по устойчивости хотя бы крайних изоморфных членов биотитов, амфиболов, кордиеритов и гранатов в присутствии кварца.

Физико-химические модели, разработанные на основе природных систем, помогают разобраться не только в сущности процессов гранитообразования, но и в вопросах классификации гранитных пород или гранитоидов. Под термином „гранитоиды" мы вслед за Ф. Ю. Левинсон-Лессингом понимаем совокупность магматических пород от кварцевых диоритов и монцонитов до лейкогранитов. Родство этих пород доказывается и анализом физико-химических систем. Применение указанных терминов для сходных пород метаморфического и метасоматического генезиса нецелесообразно, так как вносит только путаницу. В настоящее время можно с полным основанием отвергать их конвергентность, поскольку по многим признакам они довольно четко различаются между собой (геологическое положение, структурно-текстурные особенности, свойства минералов).

На протяжении всего периода изучения магматических пород предлагались различные варианты классификаций, учитывающие те или иные классификационные признаки. История этого вопроса с разбором достоинств и недостатков некоторых классификаций изложена в работе А. Н. Заварицкого [68].

В 1975 и 1981 гг. вышли работы по классификации и номенклатуре магматических пород [82, 83], где говорится о сложностях и трудностях, с которыми сталкивались при выработке единой схемы классификации магматических пород. Общие положения подхода к систематике магматических пород, учет комплекса критериев (геологических, химических, минералогических, структурно-текстурных) не вызывают возражений и с ними вполне можно согласиться, но конкретное воплощение этого подхода, выбор химических критериев как основы не только генерализованной систематики, но и схем классификации отдельных групп пород вызывают замечания, тем более, что на их недостатки указывают сами авторы [82, 83]. Так, в работе [83] сказано: „Для графического изображения генеральной систематики магматических горных пород принята диаграмма SiO_2–(Na_2O+K_2O), учитывая, что SiO_2, Na_2O и K_2O являются главными количественными параметрами, определяющими группы (SiO_2) и ряды (Na_2O+K_2O) магматических пород". И далее (с. 15): „Выбор этих координат удобен, поскольку химический и минеральный состав горных пород в наибольшей степени отражаются в соотношении содержания SiO_2 и суммы щелочных окислов (Na_2O+K_2O)". Несколько раньше в этой же работе отмечалось (с. 14): „При разделении горных пород по содержанию кремнезема в одну группу попадают породы, различные по набору минералов (как с кварцем, так и с оливином или фельдшпатоидами) и по их количественным соотношениям". Аналогичные замечания относительно суммы (Na_2O+K_2O) были высказаны в разных местах работы [83].

Опыт петрохимических исследований свидетельствует, что петрохимические классификации, основанные на весовых процентах окислов, страдают нечеткостью, поскольку содержание какого-то окисла, выбранного в качестве классификационного критерия, не может дать однозначного

ответа на поставленный классификационный вопрос из-за перекрытия граничных значений. Это отмечается в работе [83, с. 118]: «Таким образом, граничная линия для разделения щелочных и субщелочных рядов по сумме содержания Na_2O+K_2O, статистически обоснованная для вулканических пород, „расплывается" в область петрохимической неопределенности для плутонических пород, особенно в интервале содержания $SiO_2 \geqslant 73\%$. Поэтому главным критерием для выделения ряда щелочных гранитоидов в этом поле является наличие щелочных темноцветных минералов, а не высокое содержание Na_2O+K_2O». Даже статистически обоснованная граница не может использоваться в классификации потому, что она всегда имеет зону перекрытия, не говоря уже о „расплывшейся" границе. Более надежными критериями для разделения кислых магматических пород на семейства является $Кв_{нор}$, а на ряды по щелочности – либо коэффициент агпаитности, либо насыщенность алюминия кальцием, натрием и калием до „полевошпатовой стехиометрии", которая определяется неравенствами: $Al>2Ca+Na+K$, $K+Na<Al<2Ca+Na+K$ и $K+Na>Al$. Эти неравенства (и граничные равенства) являются важными петрохимическими характеристиками, которые используются практически во всех петрохимических пересчетах. Результаты последних дают значительно больше информации для классификации магматических пород по сравнению с данными химического анализа в окисной форме. Наиболее важны те системы пересчетов, которые учитывают закономерности сочетания ионов в расплавах. По нашему мнению, таковыми являются системы пересчетов CJPW, А. Н. Заварицкого, П. Ниггли [190] и А. Ритмана [149]. Выбор системы пересчетов определяется целями и задачами исследований. Автор настоящей работы отдает предпочтение системе пересчетов CJPW, в результате которых получаем нормативный состав пород, используемый и в петрохимической классификации, и при парагенетическом физико-химическом анализе. По содержанию нормативного кварца ($Кв_{нор}$), которое можно принимать за виртуальное, что проверено нами на большом количестве проб, изучаемая порода относится к соответствующему семейству горных пород, а по присутствию или отсутствию „индекс-минерала" легко определяется принадлежность данной породы к петрохимическому типу по щелочности (или насыщенности алюминием). Фактически выделяются два петрохимических типа гранитоидов: пересыщенный алюминием и недосыщенный им, но в зависимости от степени пересыщенности и недосыщенности эти два типа можно подразделить на подтипы. Для пересыщенных алюминием пород это делается по соотношению Алс и Опр (в мол. кол.), а для недосыщенных – по „индексу-миналу": 1) недосыщенный известково-щелочной подтип – в норме присутствует Во (или Мпр); 2) недосыщенный субщелочной подтип – в норме присутствует Во (или Мпр), но нет Ан; 3) недосыщенный щелочной подтип – в норме появляется Эг (или Нс); 4) сильно недосыщенный бескальциевый подтип – из нормы исчезает Во (или Мпр).

Для определения вида породы важное значение имеют состав плагиоклаза и соотношение плагиоклаза и калишпата, которые в нормативных миналах выражаются следующим образом: $№ Пл = \frac{Ан\,100}{Аб+Ан}$; (Аб+Ан) 100/(Аб+Ан+Ор). И, наконец, сумма миналов Опр+Мпр+Эг+Нс или Опр+Алс в той или иной мере отражает содержание темноцветных минералов: Би+Амф+Мпр+Опр, Би+Крд+Гр, Му+Крд+Гр, Му+Гр+Алс, Му+Би. Все эти петрохимические характеристики легко изображаются

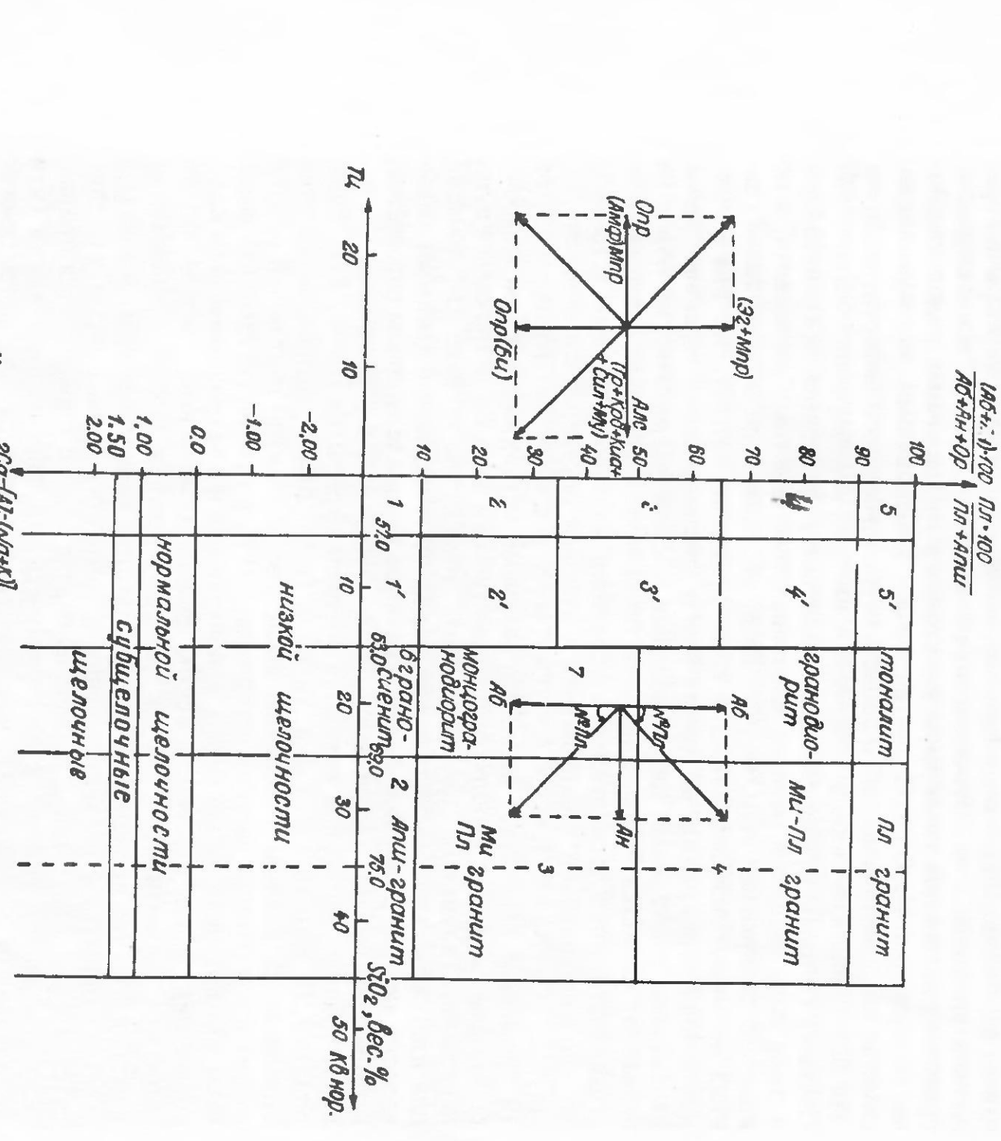

(Ab+An)·100 / Ab+An+Or
Пл·100 / Пл+Кпш
5
5'
тоналит
Пл
гранит
4'
гранодио-рит
Мц-Пл
гранит
Ab
Ms
Bt
An
Or
Hbl
3'
7
Ab
Ms
Bt
An
Hbl
Or
Мц Пл гранит
4
3
2'
жонкодза-ковдорит
2
Ам-гранит
Ам Пл гранит
Ol
1
1'
габбро-диорит
габбро-сиенит
Ol
Hbl
Bt
Ol
Hbl
Bt
Ol
Hbl
Bt

Таблица 5.2

Классификация гранитоидов, недосыщенных алюминием, с учетом данных [82, 83, 144]

Классификационные признаки	Петрохимический тип	$K+Na \leqslant Al \leqslant 2Ca+Na+K$,				
	Типоморфный минерал	Моноклинный пироксен, обыкновенная				
	Содержание кварца	5–15				
Семейства		Кварцевых монцонитов–диоритов				
$\frac{Пл \cdot 100}{Пл+Кпш}$		>90	65–90	35–65	10–35	<10
Виды		Диорит	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый монцонит	Кварцевый сиенит	Кварцевый АПш сиенит
Субвулканическая фация, $P_{фл}$=0.5–1 кбар	Характерные минералы при Fe′<70	Ортопироксен+				
	Характерные минералы при Fe′>70	Гортонолит–фаялит+				
Гипабиссальная, абиссальная фации, $P_{фл}$>1 кбар	Характерные минералы при Fe′<50	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+моноклинный пироксен			
	Характерные минералы при Fe′>50	Биотит+амфибол, амфибол+моноклинный пироксен				Биотит+амфибол+моноклинный пироксен

	15–25				>25				
	Тоналит–граносиенитов				Гранитов				
	>90	90–50	50–10	<10	>90	90–50	50–10	<10	
	Тоналит	Гранодиорит	Монцогранодиорит	Граносиенит	Пл гранит	Ми–Пл гранит	Пл–Ми гранит	АПш гранит	
	моноклинный пироксен								
	моноклинный пироксен								
	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+моноклинный пироксен			Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+моноклинный пироксен			
	Биотит+амфибол, амфибол+моноклинный пироксен		Биотит+амфибол+моноклинный пироксен		Биотит+амфибол, амфибол+моноклинный пироксен		Биотит+амфибол+моноклинный пироксен		

На диаграмме рис. 5.1 возможно совмещение и количественно-минеральных данных при классификации пород по минеральному составу, для чего на рисунке показаны соответствующие минералогические параметры. Границы между семействами пород и до некоторой степени между видами, а также названия пород заимствованы из работы [73].

При комплексной классификации гранитоидов, учитывающей вещественный состав (химический и минеральный), структуру и геологические условия нахождения, для установления семейства из нормативного состава следует использовать количество $Кв_{нор}$, для определения ряда по щелочности – степень насыщенности алюминием, а для установления вида и разновидности – количественный минеральный состав, характерный минерал и др. При классификации необходимо учитывать характерную особенность гранитоидов, которая заключается в том, что в них независимо от принадлежности к семейству суммарное содержание полевых шпатов остается приблизительно на одном уровне – 60–70%, изменяется только их соотношение, что и определяет вид породы в семействе. Содержание же темноцветных минералов и кварца имеют обратную (близкую к линейной) корреляцию и поэтому достаточно использовать одно из них. В предлагаемой классификации для выделения семейств используется содержание кварца.

Как было установлено при анализе физико-химических систем, на появление того или иного темноцветного минерала влияют общий состав расплава и $P_{фл}$, поэтому представляется целесообразным выделение фаций по давлению флюида: а) низкого давления (субвулканическая), б) среднего давления (гипабиссальная) и в) высокого давления (абиссальная). В табл. 5.1–5.4 приведена комплексная классификация гранитоидов с использованием выше охарактеризованных классификационных параметров и характеристик.

Таблица 5.3

Классификация субщелочных гранитоидов с учетом данных [82, 83, 144]

Классификационные признаки							
Петрохимический тип	$K+Na \approx Al$						
Типоморфный минерал	Аб<10, субщелочной амфибол (щел.=50–66.6), моноклинный пироксен (щел.<50)						
Содержание кварца	5–15		15–25		25		
Семейства	Субщелочных сиенитов		Субщелочных граносиенитов		Субщелочных гранитов		
$\frac{Аб \cdot 100}{Аб+Кпш}$	>50	<50	>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, $P_{фл}$=0.5–1 кбар: Характерные минералы при $Fe' < 70$	Ортопироксен+моноклинный пироксен						
Субвулканическая фация, $P_{фл}$=0.5–1 кбар: Характерные минералы при $Fe' > 70$	Гортонолит–фаялит+моноклинный пироксен						
Гипабиссальная и абиссальная фации, $P_{фл}$>1 кбар: Характерные минералы при $Fe' < 50$	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+моноклинный пироксен	
Гипабиссальная и абиссальная фации, $P_{фл}$>1 кбар: Характерные минералы при $Fe' > 50$	Биотит+амфибол, амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	Биотит+амфибол+моноклинный пироксен	

Таблица 5.4

Классификация щелочных гранитоидов с учетом данных [82, 83, 144]

Классификационные признаки							
Петрохимический тип	$K+Na > Al$, в норме Эг или НС						
Типоморфный минерал	Аб<10, щелочной амфибол (щел.>66.6), эгирин-авгит, эгирин						
Содержание кварца	5–15		15–25		>25		
Семейства	Щелочных сиенитов		Щелочных граносиенитов		Щелочных гранитов		
$\frac{Аб \cdot 100}{Аб+Кпш}$	>50	<50	>50	<50	>50	<50	
Виды	Нордмаркит	Щелочной Кв сиенит	Щелочной Ми-Аб граносиенит	Щелочной Аб-Ми граносиенит	Щелочной Ми-Аб гранит	Щелочной Аб-Ми гранит	
Субвулканическая фация, $P_{фл}$=0.5–1 кбар: Характерные минералы при $Fe' < 70$	Ортопироксен (гиперстен)+эгирин-авгит–эгирин						
Субвулканическая фация, $P_{фл}$=0.5–1 кбар: Характерные минералы при $Fe' > 70$	Гортонолит–фаялит+эгирин-авгит–эгирин						
Гипабиссальная и абиссальная фации, $P_{фл}$>1 кбар: Характерные минералы при $Fe' < 50$	Биотит+(Крос-Арф)+(Эг–Мпр)	Биотит+эгирин-эвгит–эгирин	Биотит+(Крос–Арф)+(Эг–Мпр)	Биотит+эгирин-эвгит–эгирин	Биотит+(Крос–Арф)+(Эг–Мпр)	Биотит+эгирин-эвгит–эгирин	
Гипабиссальная и абиссальная фации, $P_{фл}$>1 кбар: Характерные минералы при $Fe' > 50$	Биотит+рибекит–арфедсонит, рибекит–арфедсонит+эгирин-авгит–эгирин	(Арф–Риб)+Ант+(Эг–Мпр)	Биотит+рибекит–арфедсонит, рибекит–арфедсонит+эгирин-авгит–эгирин	(Арф–Риб)+Ант+(Эг–Мпр)	Биотит+рибекит–арфедсонит, рибекит–арфедсонит+эгирин-авгит–эгирин	(Арф–Риб)+Ант+(Эг–Мпр)	

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований могут быть сведены к следующим выводам.

1. На основании анализа данных по природным гранитам [12, 119, 122, 144, 172, 183 и др.], учета свойств силикатных расплавов, экспериментальных исследований гаплогранитных систем и существующих физико-химических моделей гранитообразования установлено, что практически все существующие петрохимические типы гранитоидов описываются (моделируются) шестью системами:

системой А: Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O – гранитоиды, пересыщенные алюминием, с соотношением Al>2Ca+Na+K;

системой Б: Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O – гранитоиды, насыщенные алюминием, с соотношением Al = 2Ca+Na+K;

системой В: Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед)–Кв–H_2O – гранитоиды известково-щелочного ряда, недосыщенные алюминием, с соотношением K+Na<Al<2Ca+Na+K;

системой Г: Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед)–Кв–H_2O – субщелочные гранитоиды с соотношением K+Na = Al;

системой Д: Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед)–Эг–Кв–H_2O – щелочные граниты с соотношением K+Na>Al;

системой Е: Аб–Ор–Эн–Фс–Эг–Кв–H_2O – бескальциевые щелочные граниты с соотношением K+Na>Al и в норме нет Во (Ди, Гед).

2. Доказано удобство минального выражения компонентов систем. Охарактеризованы фазы-минералы, образующиеся в рассмотренных системах с изменением условий кристаллизации. Большинство из них являются либо твердыми растворами, либо химическими соединениями нормативных миналов-компонентов систем.

3. Анализ семикомпонентных (+H_2O) систем показал, что продукты конечной кристаллизации расплавов таких систем представлены пятиминеральными ассоциациями, что соответствует правилу фаз Гиббса с учетом образования четырьмя компонентами твердых растворов I типа: Аб (Na_2O) с Ан (CaO) и Эн (MgO) с Фс (FeO), т. е. две степени свободы приходятся на изменения состава Пл и одного темноцветного минерала.

Подавляющее большинство гранитоидов (85–90%) также сложены пятью главными породообразующими минералами, что подтверждает соответствие теоретических моделей природным объектам. Кроме полевых шпатов и кварца в гранитоидах присутствуют следующие наиболее часто встречающиеся ассоциации: Би+Крд, Би+Гр, Би+Сил, Би+Му, Крд+Му, Гр+Му, Крд+Гр, Би+Мпр, Би+Амф, Амф+Мпр, Би+Эг, Би+(Амф–Риб), (Амф–Риб)+Эг. В модельных системах установлено 45 котектических составов, которые включают указанные минеральные ассоциации и охватывают все многообразие природных минеральных ассоциаций.

4. Доказательством вполне подвижного поведения щелочей при кристаллизации расплавов является выдержанность гранитов по соотношению и составу минералов, отвечающих объемам трех- или четырехфазовой промежуточной кристаллизации (но не конечной пятиминеральной). При наличии рядов пород, сложенных минеральными ассоциациями от начальной до конечной стадии кристаллизации, решение вопроса о поведении компонентов неоднозначно. Образование таких серий пород можно объяснять и как продукт кристаллизации при вполне подвижном поведении щелочей с постепенным изменением их химических потенциалов, и как результат равновесной кристаллизации с фракционированием в закрытой системе. Причем и в том и в другом случае количественный и качественный состав минералов будет изменяться.

5. Появление того или иного типа магмы-расплава определяется местом и механизмом его генерации. В условиях земной коры различными механизмами генерируются следующие петрохимические типы гранитных магм:

а) при дифференциации расплавов более основного состава могут образовываться кислые магмы того же петрохимического типа, что и исходные; таким механизмом, как правило, могут генерироваться магмы, в различной степени недосыщенные алюминием, поскольку в ассоциации с высокоглиноземистыми гранитами неизвестны породы основнее гранодиоритов;

б) анатексисом в условиях закрытости системы генерируются расплавы, соответствующие составу „материнских" пород: из глиноземистых пород выплавляются магмы, пересыщенные алюминием, а из пород нормального известково-щелочного ряда – магмы, недосыщенные алюминием;

в) анатексисом с метасоматической подготовкой (магматическое замещение, по Д. С. Коржинскому) могут генерироваться магмы, в различной степени недосыщенные алюминием в зависимости от степени метасоматической подготовки: от нормальных известково-щелочных до щелочных.

В условиях мантии, согласно экспериментальным данным, доказывающим расширение области кристаллизации кварца с увеличением давления, не могут генерироваться гомогенные гранитные расплавы, но могут образовываться гетерогенные кислые мигмы: андезитовые или андезит-дацитовые магмы с кристаллами калишпата и кварца – продукт кристаллизационной дифференциации толеит-базальтовых и андезит-базальтовых расплавов. При перемещении таких мигм в верхние горизонты земной коры с уменьшением давления происходит равновесное расплавление твердых фаз и образование гомогенных кислых магм, петрохимический тип которых определяется составом жидкой фазы, составом калишпата и их количественным соотношением и, вероятно, может изменяться от нормального щелочно-известкового до щелочного.

6. Предел внедрения любой магмы в верхние горизонты земной коры ограничивается содержанием в ней летучих: внедрение происходит до такого уровня по давлению, когда расплав насыщается имеющимися в его составе летучими и попадает в область кристаллизации.

7. Показано, что образование конкретных минеральных ассоциаций – горных пород, их структурно-текстурные особенности зависят от петрохимического типа магмы-расплава, характера и содержания летучих, а также от геолого-тектонических условий формирования.

8. Разработкой физико-химических моделей на основе многокомпонентных гранитных систем в полуколичественном виде разрешена проблема минеральных фаций гранитоидов. Показано, что минеральные фации определяются петрохимическими типами магм, характером и содержанием в них летучих.

9. Предлагаемая классификация гранитоидов принимает во внимание как эмпирический состав пород, так и теоретическое объяснение возник-

Таблица 6.1

Ассоциации нормативных миналов в зависимости от степени насыщенности расплавов (или пород) глиноземом и кремнеземом [67]

Насыщенность SiO_2	Насыщенность Al_2O_3									
	А Al>K+Na+ +2Ca		Б Al=K+Na+ +2Ca		В K+Na+2Ca> >Al>K+Na		Г Al=K+Na		Д K+Na>Al	
I Избыток 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 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	Эг Эн Фс Во Фо Фа
III SiO_2 не хватает для образования альбита	Ор Аб Нф Ан Кор	Фо Фа	Ор Аб Нф Ан	Фо Фа	Ор Эн Аб Фс Нф Во Ан Фо Фа	Мпр	Ор Эн Аб Фс Нф Во Фо Фа	Мпр	Ор Эг Аб Эн Нф Фс Во Фо Фа	Мпр
IV SiO_2 не хватает для образования ортоклаза	Ор Лц Нф Ан Кор	Фо Фа	Ор Лц Нф Ан	Фо Фа	Ор Эн Лц Фс Нф Во Ан Фо Фа	Мпр	Ор Эн Лц Фс Нф Во Фо Фа	Мпр	Ор Эг Лц Эн Нф Фс Во Фо Фа	Мпр

Примечание. Между I и II, II и III, III и IV и после IV можно выделить группы, когда SiO_2 точно не хватает для образования того или иного минерала: I–II – не образуется ни Кв, ни Фо и Фа; II–III – не образуется Нф; III–IV – не образуется ни Аб, ни Лц; после IV – не образуется Ор.

новения (появления) конкретной минеральной ассоциации гранитоидов (или минеральной фации) и учитывает следующие признаки-критерии: а) степень насыщения алюминием щелочей и кальция до полевошпатовых миналов, которая однозначно определяет петрохимический тип породы или ее положение в ряду пород по щелочности; минеральным критерием щелочности являются типоморфные цветные минералы – кордиериты, гранаты, силлиманит (кианит), моноклинные пироксены и амфиболы; б) количество кварца (нормативного или виртуального) устанавливает семейство породы; в) соотношение полевых шпатов определяет вид поро-

ды; г) характерные темноцветные минералы позволяют установить разновидность, а совместно со структурно-текстурными особенностями – и фациальность по давлению флюида.

10. Используя подход к выбору компонентов и систем для гранитоидов, а также опыт геометрического физико-химического анализа многокомпонентных систем, можно разработать физико-химические модели для всех минералого-петрохимических типов магматических пород. В табл. 6.1 приведены ассоциации нормативных миналов в зависимости от степени насыщенности расплавов (или пород) глиноземом и кремнеземом, представляющие физико-химические системы, с помощью которых можно смоделировать образование (кристаллизацию) практически всех магматических пород. Для сопоставления в таблице помещены и гранитоидные ассоциации, рассмотренные в данной работе.

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. Анфилогов В. Н. Равновесная поликонденсация и строение силикатных расплавов. – Геохимия, 1973, № 12, с. 1793–1800.

4. Анфилогов В. Н. Природа и петрофизические критерии ликвации магматических расплавов. – Геохимия, 1975, № 7, с. 1035–1042.

5. Анфилогов В. Н. Структурная эволюция расплавов и генетические ряды магматических пород. – ДАН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 915–918.

6. Анфилогов В. Н., Кадик А. А. О механизме растворения воды в силикатном расплаве с позиций равновесной поликонденсации. – Геохимия, 1973, № 9, с. 1396–1400.

7. Анфилогов В. Н., Бобылев И. Б., Брагина Г. И. Вопросы физической химии силикатных расплавов. – В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977, с. 262–269.

8. Афанасьев Г. Д. О строении и составе верхней оболочки Земли. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4, с. 3–22.

9. Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П., Панина Л. И., Соболев В. С., Чепуров А. И. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, 1975. 232 с.

10. Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. – ДАН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1127–1130.

11. Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1976. 224 с.

12. 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.

13. 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.

14. Бейли Д. К., Шерер Дж. Ф. Система Na_2O–Al_2O_3–Fe_2O_3–SiO_2 при давлении 1 ат и петрогенезис щелочных пород. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 284–335.

15. Бельков И. В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1979. 185 с.

16. Бородин Л. С. Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формации щелочных пород. – В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969, с. 420–423.

17. Бородин Л. С., Мухитдинов Г. Н., Осокин Е. Д., Похвиснева Е. А. Структурно-тектонические особенности размещения недосыщенных и пересыщенных кремнеземом щелочных пород и их сравнительная геохимическая характеристика. – В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М., с. 46–58.

18. Валуй Г. А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М., 1979. 146 с.

19. Вартанова Н. С. Пироксены из мезозойских щелочных гранитов Забайкалья. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1976, т. 9, с. 72–78. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 263).

20. Ветрин В. Р. Парагенезисы титаносодержащих и акцессорных редкоземельных минералов в гранитоидах восточной части Балтийского щита. – В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л., 1979, с. 18–35.

21. Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса. – В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 149–316.

22. Виар Ж. Диффузия и обмен химических элементов в полевых шпатах: X чтения им. В. И. Вернадского. М., 1971. 20 с.

23. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1979. 328 с.

24. Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, 1968. 156 с.

25. Виноградов А. Н., Дубровский М. И. Уровни глубинности и механизм генерации гранитных магм вулканического типа. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала : Тез. докл. Третьего уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1974, т. 2, с. 67–69.

26. Виноградов А. Н., Дубровский М. И. Условия и механизм генерации гранитных магм в земной коре и верхней мантии. – В кн.: Петрология литосферы и рудоносность : Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещ. Л., 1981, с. 109–110.

27. Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск, 1979. 166 с.

28. Геншафт Ю. С. Экспериментальное моделирование минерального состава низов коры и верхней мантии. – В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., 1974, с. 32–45.

29. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., 1977. 208 с.

30. Геологический словарь. М. 1973, т. 2, 456 с.

31. Герасимов Я. И., Древинг В. П., Еремин Е. Н., Киселев А. В., Лебедев В. П., Панченков Г. М., Шлыгин А. И. Курс физической химии. М. 1969, т. 1. 592 с.

32. Герасимовский В. И., Поляков А. И., Кригман Л. В., Несмеянова Л. И. О соотношении щелочей и кремнезема в пробах Исландии. – Геохимия, 1976, № 7, с. 978–986.

33. Глюк Д. С., Анфилогов В. Н. Экспериментальные исследования взаимодействия гранита с фторидами в присутствии воды. – В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., 1975, с. 55–58.

34. Горощенко Я. Г. Физико-химический анализ гомогенных и гетерогенных систем. Киев, 1978. 490 с.

35. Грин Д. Х., Ламберт И. Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 92–105.

36. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118–131.

37. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Поля устойчивости глиноземисто-пироксеновых и гранатовых перидотитов и их значение в строении верхней мантии. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 9–20.

38. Гуров Е. П., Гурова Е. П. О зональности калиевых полевых шпатов в мезозойских малых интрузиях западной части Станового хребта. – Геол. и геофиз., 1966, № 5, с. 143–145.

39. Гусынин В. Ф., Иванов И. П. Устойчивость парагонита при $P_{H_2O} = P_{тв} = 1000$ кГ/см². – ДАН СССР, 1971, т. 197, № 5, с. 1169–1170.

40. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М., 1965, т. 1. 372 с.

41. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Цепочечные силикаты. М., 1965, т. 2. 406 с.

42. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Листовые силикаты. М., 1966, т. 3. 318 с.

43. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Каркасные силикаты. – М., 1966, т. 4. 482 с.

44. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., 1970. 432 с.

45. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., 1971. 454 с.

46. 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.

47. Дубровский М. И. Петрографические и минералого-геохимические особенности юоввоайвского гранитоидного комплекса. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., 1969, вып. 7, с. 26–81.

48. Дубровский М. И. Гранитоидные формации северо-западного Беломорья. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1, с. 139–142.

49. Дубровский М. И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 54–68.

50. Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы $NaAlSi_3O_8$–$CaAl_2Si_2O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O и ее петрологическое значение. – ДАН СССР, 1972, т. 203, № 2, с. 446–449.

51. Дубровский М. И. О возможности перехода эвтектического равновесия в перитектическое в трехкомпонентных системах с твердыми растворами. – ДАН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1316–1318.

52. Дубровский М. И. Система альбит–анортит–ортоклаз. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 20–32.

53. Дубровский М. И. Двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород. – ДАН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1175–1178.

54. Дубровский М. И. Проблемы структуры рапакиви. – ДАН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 667–671.

55. Дубровский М. И. Физико-химические модели минеральных фаций гранитоидов на P_{H_2O}–T–X основе. – В кн.: Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии : Тез. и реф. докл. I Всесоюзн. совещания. Иркутск, 1980, с. 101–102.

56. Дубровский М. И. Физико-химическая (P_{H_2O}–T–X) модель минеральных ассоциаций высокоглиноземистых гранитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 5–19.

57. Дубровский М. И. Формация мигматит-гранитов и интрузивно-анатектических гранитов подвижных зон. – В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования : Тез. докл. Новосибирск, 1981, с. 51–52.

58. Дубровский М. И. Методические рекомендации „Рациональная классификация амфиболов и метод расчета их кристаллохимических формул на минальные". Апатиты, 1981. 64 с.

59. Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия (методы исследований и перспективы использования включений минералообразующих сред). М., 1979. 272 с.

60. Ермолов П. В., Изох Э. П., Пономарева А. П., Тян В. И. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, 1977. 245 с.

61. Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Свердловск; Москва, 1954, ч. 2. 607 с.

62. Жариков В. А. Вопросы общей теории диаграмм состояния мультисистем. – В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 56–77.

63. Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. – В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1969, т. 1, с. 62–79.

64. Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М., 1976. 420 с.

65. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. М., 1972. 160 с.

66. Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 8–18.

67. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л., 1950. 400 с.

68. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. 1956. 480 с.

69. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., 1961. 384 с.

70. Злобин Б. И. Парагенезисы темноцветных минералов щелочных пород в связи с новым выражением коэффициента агпаитности. – Геохимия, 1959, № 5, с. 410–422.

71. Иванов И. П., Гусынин В. Ф. T–P равновесия в системе SiO_2–$NaAlSi_3O_8$–Al_2O_3–H_2O. – В кн.: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. Очерки физико-химической петрологии. М., 1972, вып. 3, с. 11–15.

72. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., 1967. 382 с.

73. Изох Э. П., Налетов Б. Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. – ЗВМО, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 205–218.

74. Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Д. Р. Тройные полевые шпаты. – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 330–342.

75. Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М., 1973. 62 с.

76. Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах. В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975, с. 5–32.

77. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., 1971. 267 с.

78. Карапетьянц М. Х. Введение в теорию химических процессов. М., 1975. 320 с.

79. Керрик Д. М., Гент Е. Д. P–T–X_{CO_2} равновесные отношения в системе CaO–Al_2O_3–SiO_2–CO_2–H_2O. – В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, с. 32–52.

80. Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис. – В кн.: Природа метаморфизма. М. 1967, с. 227–242.

81. Киреев В. А. Курс физической химии. М., 1975. 776 с.

82. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) пород. М., 1975. 24 с.

83. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., 1981. 160 с.

84. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов. М., 1976. 127 с.

85. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Полярность минеральных равновесий. – ЗВМО, 1980, 109, № 5, с. 505–516.

86. Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1, с. 35–60.

87. Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. – В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М., 1946, с. 242–261.

88. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–69.

89. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957. 184 с.

90. Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. – ДАН СССР, 1959, т. 128, № 2, с. 383–386.

91. Коржинский Д. С. Термодинамические потенциалы открытых систем, кислотность и восстановительный потенциал которых определяется внешними условиями. – ДАН СССР, 1963, 152, № 2, с. 430–433.

92. Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. – В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 163–169.

93. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973. 288 с.

94. Коржинский Д. С. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности. – ДАН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 948–950.

95. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., 1967. 298 с.

96. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 264 с.

97. Коэн Л. Х., Ито К., Кеннеди Д. К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 53–91.

98. Кравцова Е. И. Система Ab–Or–Qu(H_2O) при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 5–16.

99. Кравцова Е. И. Система Ab–An–Or(H_2O) и Ab–An–Or–Qu(H_2O) при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 5–24.

100. Краева А. Г. О комбинаторной геометрии многокомпонентных систем. – Геология и геофизика, 1970, № 7, с. 121–123.

101. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 388 с.

102. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма (труды совещания). М., 1969, с. 65–76.

103. 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 и кварц+ортоклаз+биотит. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1978, вып. 8, с. 62–75.

104. Куколев Г. В. Химия кремния и физическая химия силикатов. М., 1966. 462 с.

105. Курепин В. А. К методике термодинамического анализа минеральных равновесий с изучением фаз переменного состава. – Геохимия, 1976, № 2, с. 289–298.

106. Курепин В. А. Термодинамика водосодержащего кордиерита и минеральных равновесий с его участием. – Геохимия, 1979, № 1, с. 49–60.

107. Курнаков Н. С. Введение в физико-химический анализ. М.; Л., 1940. 562 с.

108. Кутолин В. А. Проблема петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск; 1972. 206 с.

109. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. М., 1979. 200 с.

110. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Л.; М; Новосибирск, 1933. 460 с.

111. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды: Успехи петрографии в России. М.; Л., 1950, т. 2. 322 с.

112. Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск, 1978. 152 с.

113. Литвин А. Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев, 1977. 236 с.

114. Литвиновский Б. А. Роль мантийного вещества в формировании фанерозойских гранитоидных массивов Бурятского Забайкалья. – Геол. и геофиз., 1978, № 2, с. 17–31.

115. Литвиновский Б. А., Занвилович А. Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, 1976. 142 с.

116. Лучицкий И. В. О кислых магматических породах океанов. – Геотектоника, 1973, № 5, с. 22–34.

117. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 328 с.

118. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидротации минералов. М., 1968. 200 с.

119. Маракушев А. А. Минеральные фации гранитоидов. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 44–53.

120. Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 65–83.

121. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965. № 3, с. 20–27.

122. 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.

123. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. – В кн.: Международный геохимический конгресс: Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, т. 3, кн. 1, с. 3–14.

124. Марфунин А. С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. – Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минерал. и геохимии, 1962, вып. 78. 275 с.

125. Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М. 154 с.

126. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 328 с.

127. Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. М., 1974, вып. 1. 514 с.

128. Налетов Б. Ф. Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. Новосибирск, 1981. 232 с.

129. Негрей Е. В., Яшухин О. И. Особенности петрологии верхнепалеозойского гранитоидного магматизма Токрауской впадины (Центральный Казахстан). – В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., 1974, с. 32–72.

130. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., 1961. 338 с.

131. Новгородов П. Г., Шкодзинский В. С. Эксперименты по плавлению гранита в смеси H_2O–CO_2 и некоторые вопросы гранитообразования. – Геохимия, 1974, № 5, с. 741–750.

132. Новиков И. И. Два типа фазовых диаграмм с конгрузитно плавящимися химическими соединениями. – ДАН СССР, 1955, № 6, с. 1119–1121.

133. Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано–Алая. М., 1964. 243 с.

134. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 392 с.

135. Перчук Л. Л. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1970, т. 2, с. 188–213.

136. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., 1973. 318 с.

137. Перчук Л. Л., Александров А. Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия. – В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., 1976, с. 5–10.

138. Перчук Л. Л., Федькин В. В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов. – В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 97–105.

139. Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 3–21.

140. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., 1972. 136 с.

141. Петров Д. А. Тройные системы. М., 1953. 314 с.

142. Петрография. М., 1976, ч. 1. 384 с.

143. Петрография. М., 1981, ч. 2. 328 с.

144. Пономарева А. П., Налетов Б. Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. – Тр. Инт-та геол. и геофиз. АН СССР, 1979. 180 с.

145. Попов В. С. Растворение воды в магме и выделение ее из расплава. – Тр. Ин-та геол. и геохим. Уральск. науч. центра АН СССР, 1975, вып. 120, с. 56–64.

146. Пополитов Э. И., Волынец О. К. Геохимические аспекты происхождения кислых пород островных дуг. – В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 21–24.

147. Пугин В. А., Солдатов И. А. Плавление и кристаллизация альбита под давлением до 10 тыс. атм. – Геохимия, 1973, № 9, с. 1294–1299.

148. Пугин В. А., Солдатов И. А. Инконгруэнтное плавление кислых плагиоклазов в условиях повышенных давлений. – Геохимия, 1976, № 12, с. 1796–1802.

149. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., 1975. 288 с.

150. Розинов М. И. „Высокотемпературные" оторочки щелочного полевого шпата вокруг плагиоклаза в сиенитах Осиновской интрузии (Западное Забайкалье). – Геол. и геофиз., 1966, № 10, с. 48–59.

151. Рябчиков И. Д. Новая диаграмма для двуполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных. – ДАН СССР, 1965, т. 165, № 3, с. 672–675.

152. Рябчиков И. Д. Новый прием построения P–T–диаграмм вблизи инвариантных точек гранитных систем. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10, с. 136–140.

153. Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового термометра Барта. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 49–60.

154. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., 1975. 232 с.

155. Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава. – Геохимия, 1963, № 3, с. 305–311.

156. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 5–18.

157. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Проблемы происхождения щелочноземельных магм. – Вулканол. и сейсмол., 1979, № 1, с. 28–39.

158. Саксена С. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М., 1975. 205 с.

159. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.

160. Скрейнемакерс Ф. А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М., 1948. 215 с.

161. Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., 1968. 476 с.

162. Соболев В. С. Энергия кристаллической решетки и закономерности распределения ионов в минералах. – Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1948, № 2, с. 25–42.

163. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949. 332 с.

164. Соболев В. С. Дополнения к диаграммам плавкости систем нефелин–калиофилит–кремнезем и ортоклаз–альбит–анортит. – Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10, с. 68–76.

165. Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления. – ДАН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 341–345.

166. Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. – В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967, с. 170–182.

167. Справочник физических констант горных пород. М., 1969. 544 с,

168. Сторонкин А. В. Об условиях термодинамического равновесия многокомпонентных систем. Л., 1948. 122 с.

169. Сторонкин А. В. Термодинамика гетерогенных систем. Л., 1967, ч. 1, 2. 448 с.

170. Сторонкин А. В. Термодинамика гетерогенных систем. Л., 1969, ч. 3. 189 с.

171. Стрижкова А. А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М., 1980. 124 с.

172. Таларин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., 1971. 144 с.

173. Татл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. – В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, т. 1, с. 647–653.

174. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977. 280 с.

175. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961. 592 с.

176. Трунин А. С. О методологии экспериментального исследования многокомпонентных солевых систем. – В кн.: Многофазные физико-химические системы. Новосибирск, 1980, с. 35–73.

177. Трунин А. С., Космынин А. С. Проекционно-термографический метод определения характеристик нонвариантных точек в пятерных конденсированных системах. – В кн.: Многокомпонентные системы. Физико-химический анализ, геометрия. Новосибирск, 1977, с. 128–137.

178. Уонс Д. Р. Феррианнит. – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 515–516.

179. Уонс Д. Р., Югстер Х. П. Биотиты в разрезе флогопит ($KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$)–аннит ($KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$). – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 507–514.

180. Ушакова Е. Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск, 1980. 328 с.

181. Ферштатер Г. Б. Полевые шпаты гипабиссальных гранитоидов восточного крыла Магнитогорского синклинория (Южный Урал). – Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1970, вып. 85, с. 203–213.

182. Ферштатер Г. Б., Бушляков И. Н., Бородина Н. С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала. – Геохимия, 1970, № 9, с. 1066–1076.

183. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов. М., 1975. 238 с.

184. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 44–55.

185. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Чащухина В. А. Феррофации гранитоидов. – Геохимия, 1978, № 2, с. 147–160.

186. 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.

187. Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). – Геохимия, 1969, № 3, с. 273–287.

188. Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. – Геохимия, 1972, № 4, с. 428–436.

189. Чернышов Н. М., Дмитриенко Г. Г. Породообразующие минералы никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива. – Воронеж, 1979. 246 с.

190. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., 1956. 246 с.

191. Чиннер Г. А. Парагенезис гранат-кордиерит. – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 484–488.

192. Шведенков Г. Ю., Шведенкова С. В., Калинин Д. В. Влияние воды и двуокиси углерода на температуру плавления в системе альбит–калишпат–кварц. – ДАН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1187–1190.

193. Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 178 с.

194. Шерер Ж. Ф., Боуэн Н. Л. Система анортит–лейцит–кремнезем. – В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., 1950, с. 49–76.

195. Шинкарев Н. Ф. Некоторые черты петрогенезиса пород, содержащих железистый оливин. – В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.; Л., 1964, с. 359–364.

196. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., 1970. 247 с.

197. Шрейрер В., Шерер Ж. Ф. Кордиериты. – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 457–472.

198. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. – ЗВМО, 1968, 97, № 4, с. 385–393.

199. Щербина В. В. Основы геохимии. М., 1972. 296 с.

200. Щербина В. В. Новые данные по физико-химии силикатных расплавов. – В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., 1972, с. 30–35.

201. Элерс Э. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М., 1975. 300 с.

202. Эпельбаум М. Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М., 1980. 255 с.

203. Югстер Х. П. Стабильность аннита. – В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 379–383.

204. Anderson A. T. Magma mixid: petrological process and volcanological tool. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1976, vol. N 1, p. 3–33.

205. Bell P. M., Roseboom E. H. jr. Melting relationships of jadeite and albite to 45 kilobars with comments on melting diagrams of binary systems a t high pressures. – Min. Soc. Amer., Spec. Papers, N 2, 1969, p. 151–161.

206. Boyd F. R. Amphiboles. – Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1954, vol. 53, p. 109.

207. Cann J. R. Upward movement of granitic magma. – Geol. Mag., 1970, vol. 107, N 4, p. 335–340.

208. Carmichael I. S. E., Mackenzie W. S. Feldspar-liquid equilibria in pantellerites: an experimental study. – Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, p. 382–396.

209. Cawthorn R. G. Melting relations in past of the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–Na_2O–H_2O$ undes 5 kb pressure. – J. Petrol., 1975, vol. 17, p. 44:72.

210. Charles R. W. Phase equlibria of the richterite end members $Na_2CaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ and $Na_2CaFe_5Si_8O_{22}(OH)_2^-$. – Carnegie Inst. Washington., Year book, vol. 71, 1971–1972, p. 506–510.

211. Chatterjee N. D. Synthesis and upper thermal stability limit of 2M- margarite, $CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$. – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1974, vol. 54, p. 753–757.

212. Currie K. L. The reaction 3cordierite = 2garnet + 4sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario. – Contr. Miner. and Petrol., 1971, vol. 33, N 3, p. 215–227.

213. Currie K. L. A note on the colibration of the garnetcordierite geothermometer and geobarometer. – Contr. Mentr. and Petrol., 1974, vol. 44, N 1, p. 35–44.

214. Day Howard W. The high temperature stability of muscovite plus quartz. – Amer. Miner., 1973, vol. 58, N 3–4, p. 255–262.

215. Dubrovskiy M. I. The albite–anortite–orthoclase system. – Int. Geol. Rev., 1979, v. 21, N 12, p. 1416–1426.

216. Eichelberger J. C. Andesitic volcanism and crustal evolution. – Nature, 1978, vol. 275, N 5675, p. 21–27.

217. Ernst W. G. Stability relations of glaucoptane. – Amer. J. Sci., 1961, vol. 259, N 10, p. 735–765.

218. Ernst W. G. Syntesis, stability relations and ocourrence of riebekite and riebekite–arfvedsomite solid solutions. – J. Geol., 1962, vol. 70, N 6, p. 689–736.

219. Ernst W. G. Syntesis stability relations of ferrotremolite. – Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, N 1, p. 37–65.

220. Ernst W. G. Minerals, rocks and inorganic materials. Amphiboles. N.-Y., 1968, vol. 1, 125 p.

221. Evans B. W. Applications of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. – Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, p. 647–667.

222. Fischer R. A. Твердые растворы железомагнезиальных оливинов. – В кн.: Экспериментальная минералогия и петрология. М., 1971, с. 101–108. (Тр. Геофиз. лаб. ин-та Карнеги в Вашингтоне; Вып. 63–65. 1963–1965 гг.)

223. Ghose N. C. Experimental study on the melting relationships betweem neosome and paleosome of amigmatite from Dypvag S. Norvay at 4 kbar pressure and its bearing on the genesis of granitic magma. – Rev. Phys. Chem. Jap. Spes. issue, 1975, p. 488–494.

224. Gilbert M. C. Synthesis and stability relations of the horblende ferropargasite. – Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, N 9, p. 698–742.

225. Green T. H. Experimental generation of cordierite or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. – Geology, 1976, vol. 4, N 2, p. 85–88.

226. Hawtborne F. C. The crystal chemistry of the amphiboles: V. The structure and chemistry of arfvedsonite. – Can. Miner., 1976, vol. 74, p. 346–356.

227. Hawthorne F. C. The crystal chemistry of the amphiboles: VII. The crystal structure and chemistry of potassian ferri-taramite. – Can. Miner., 1978, vol. 16, p. 53–62.

228. Hawthorne F. C. The crystal chemistry of the amphibols: VIII. The crystal structure and site chemistry of fluor-riebeckite. – Can. Miner., 1978, vol. 16, p. 187–194.

229. Hawthorne F. C. The crystal chemistry of the amphiboles: X Refinement of the crystal structure of ferroglaucophane and an ideal polyhedral model for clinoamphiboles. – Can. Miner., 1979, vol. 17, p. 1–10.

230. Hensen B. J., Green D. H. Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high prade metamorphic condition. – Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, vol. 3, p. 431–440.

231. Hensen B. J., Green D. N. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic composition at high pressure and temperature. – Contr. Miner. and Petrol., 1973, vol. 38, N 2, p. 151–168.

232. Hoffer E. The reaction sillimanite+biotite+quartz-cordierite+K-feldspar+ $+H_2O$ and partial melting in the system $K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$. – Contr. Miner. and Petrol., 1976, vol. 55, N 1, p. 127–130.

233. Hoffer E. Melting reactions in aluminous metapelites: Stability limits of biotite+sillimanite+quartz in the presence of albite. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1978, vol. 9, p. 396–404.

234. Hoffer E., Grant A. Experimental investigation of the formation of cordierite-orthopyroxene parageneses in pelitic rocks. – Contr. Miner. and Petrol., 1980, vol. 73, N 1, p. 15–22.

235. Hoffmann C. Natural granitic rocks and the granite system $Qz–Or–Ab–An(H_2O)$ and $Qz–Ab–An–(H_2O)$. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1976, vol. 7, p. 289–306.

236. Hoschek G. Melting relations of biotite+plagioclase+quartz. – Neues. Jahrb. Miner. Monatsh., 1976, vol. 2, p. 79–83.

237. Hsu L. C. Selected phase relationships in the system Al–Mn–Fe–Si–O–H: a model for garnett equilibria. – J. Petr., 1968, vol. 9, N 1, p. 40–83.

238. Hsu L. C., Burnham C. W. Phase relationships in the system $Fe_3Al_2Si_3O_{12}–Mg_3Al_2Si_3O_{12}–H_2O$ af 2 kilobars. – Bul. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 80, N 12, p. 2393–2407.

239. Huarg W. L., Robertson J. K., Wyllie P. J. Melting relations of muscovite to 30 kilobars in the system $KAlSi_3O_8$–Al_2O_3–H_2O. – Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 5, p. 415–427.

240. Huang W. L., Wyllie P. J. Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O system to 30 kilobars and an outline of paragonite melting relations. – Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, p. 378–395.

241. Huang W. L., Wyllie P. J. Melting reactions in the system $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2 to 35 kilobars, dry and with excess water. – Geology, 1975, vol. 83, p. 737–748.

242. Iiyma Y. T. Contribution à l'etude des équilibres subsolidus du systéme ternaire orthoclase–albite–anortite a l'aide des reactions d'echauge d'ions Na–K au contact d'une solution hudrothermale. – Bul. Soc. Franç. Miner. Crustallogr., 1966, vol. 89, N 4, p. 442–454.

243. Kerrick D. M. Experimental determination of muscovite+quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. – Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 10, p. 946–958.

244. 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.

245. Kushiro I. Система Di–Fo–En.– В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., 1971, с. 200–208.

246. Lambert J. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. Melting reactions in the system $KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O to 18.5 kilobars. – Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 5, p. 609–626.

247. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles. – Can. Miner., 1978, vol. 16, N 4, p. 501–520.

248. Lipin B. R. The system Mg_2SiO_4–Fe_2SiO_4–$CaAlSi_2O_8$–SiO_2 and the Origin of Fra Mauro basalts. – Amer. Miner., 1978, vol. 63, N 3–4, p. 350–364.

249. Luth W. C. Studies in the system $KAlSiO_4$–Mg_2SiO_4–SiO_2–H_2O (Inferred phase relations and petrologic applications). – J. Petrol., 1967, vol. 8, N 3, p. 372–416.

250. Luth W. C. The system $NaAlSi_3O_8$–SiO_2 and $KAlSi_3O_8$–SiO_2 to 20 kb and the relationship berween H_2O content, P_{H_2O} and P_{total} in grenitic magmas. – Amer. J. Sci., 1969, vol. 267-A, p. 325–341.

251. Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system of pressures of 4 to 10 kilobars. – J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 4, p. 759–773.

252. Luth W. C., Tuttle O. F. The alkali feldspar solvus in the system Na_2O–K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. – Amer. Miner. 1966, vol. 51, N 9–10, p. 1359–1379.

253. Marcopoulos T. Bestimmung von Kotektischen Schmelzzusammensetzungen im System Quartz–Albit–Anorthit–Wasser (Qz–Ab–An–H_2O) bei 5 kb H_2O–Druck. – Chem. Erde, 1979, vol. 38, N 2, S. 115–120.

254. Meyer P. S., Sigurdsson H. Interstitial asid glass and chloro phaeite in Iceland basalts. – Lithos, 1978, vol. 11, N 3, p. 231–241.

255. McBirney Alexander R. Some geologic constraints on models for magma generation in orogenic environments. – Can. Miner., 1976, vol. 14, N 3, p. 245–254.

256. Modreski B. J., Boettcher A. L. The stability of phlogopite+enstatite at high pressures: a model for micas in the interior of the earth. – Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 9, p. 852–869.

257. Modreski P. J., Boettcher A. L. Phase relationship of phlogopite in the system K_2O–MgO–CaO–Al_2O_3–H_2O to 35 kilobars: A better model for micas in the interior of the earth. – Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 5, p. 385–414.

258. Morse S. A. Alkali feldspars with at 5 kbar pressure. – J. Petrol., 1970, vol. 11, N 2, p. 221–251.

259. Nakamura I., Kushiro I. Composition of the gas phase in Mg_2SiO_4–SiO_2–H_2O at 15 kbar. – Carn. Inst. Ann. Rept. Dir., 1973–1974, p. 255–258.

260. Piwinskii A. J. Experimental studies of granitoids from Central and Southern Coast Ranges, California. – Tscherm. miner. und petrogr. Mitt., 1973, vol. 20, N 2, p. 107–130.

261. Presnall D. C., Bateman P. C. Fusion relations in the system $NaAlSi_3O_8$–$CaAl_2Si_2O_8$–$KAlSi_2O_8$–SiO_2–H_2O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith. – Geol. Soc. Amer. Bul., 1973, vol. 84, p. 3181–3202.

262. Ruddock D. I., Hamilton D. L. The system $KAlSi_2O_8$–$CaMgSi_2O_6$–SiO_2–H_2O at 4 kilobars. – Natur. Environ. Res. Couc. Publs Ser., 1978, N 1, p. 25–27.

263. Schairer J. F., Bowen N. L. Melting relations in the systems Na_2O–Al_2O_3–SiO_2 and K_2O–$Al_2O_3SiO_2$. – Amer. J. Sci., 1974, vol. 245, p. 193–204.

264. Schairer J. F., Bowen N. L. The system K_2O–Al_2O_3–SiO_2. – Amer. J. Sci., 1955, vol. 253, p. 681–746.

265. Seck H. A. Alcali feldspar–liquid–vapor–relationships at pressures of 5 and 10 kbar. – Neues Jahrb. Miner. Abhandl., 1971, Bd 115, Hf. 2, p. 140–164.

266. Seck H. A. Der Einfluβ des Drucks auf die Zusammensetzund Koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im system $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–$CaAl_2Si_2O_8$–H_2O. – Contr. Miner. and Petrol., 1971, vol. 31, N 1, p. 67–86.

267. Seck H. A. Koexistierende Alkalifeldspare und Plagioclase im system $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–$CaAl_2Si_2O_8$–H_2O bei Temperaturen von 650 °C. bis 900 °C. – Neues Jahrb. Miner. Abhandel., 1971, Bd 115, Hf 3, S. 315–345.

268. Segnit R. E., Kennedy G. C. Reactions and melting relations in the system muscovite–quartz at high pressures. – Amer. J. Sci., 1961, vol. 259, N 4, p. 280–287.

269. Seifert F. Stability of the assemblage cordierite+K–feldspar+quartz. – Contr. Miner. and Petrol., 1976, vol, 57, N 2, p. 179–185.

270. Shaw H. R. The four-phase curve sanidine–quartz–liquid–gas between 500 and 4000 bars. – Amer. Miner., 1963, vol. 48, p. 888–896.

271. Smith Douglas. Stability of the assemblage ironrich orthopyroxene–olivine–quartz. – Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, N 4, p. 370–382.

272. Steiner J. C., Jahns R. H. and Luth W. C. Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O at 4 kb. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86, N 1, p. 83–98.

273. Stern C. R., Wyllie P. J. Water- saturated and undersaturated melting relations of a granite to 35 kilobars. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, N 1, p. 163–167.

274. Stewart D. B. System $CaAl_2Si_2O_8$–SiO_2–H_2O. – Bul. Geol. Sci. Amer. 1958, vol. 69, N 12, p. 1648.

275. Stewart D. B. Four-phase curve in the system $CaAl_2Si_2O_8$–SiO_2–H_2O between 1 and 10 kilobars. – Schweiz. Miner and Petrogr. Mitt., 1967, vol. 47, N 1, p. 35–59.

276. Stewart D. B., Roseboom E. H. Lower temperature terminations of the three phase region plagioclase-alkali feldspar-liquid. – J. Petrol., 1962, vol. 3, N 2, p. 280–315.

277. Stormer J. C. Jr. A practical two-feldspar geothermometer. – Amer. Miner., 1975, vol. 60, N 7–8, p. 667–674.

278. Storre B. Dry melting of muscovite+quartz in the range $P_S = 7$ kb to $P_S = 20$ kb. – Contr. Miner. and Petrol., 1972, vol. 37, p. 87–89.

279. Storre B. Experimentalle Untersuchungen zur Stabilität von Glimmorh, insbesondere von Margarit und von Muskovit. – Unpubl. Habilitationsschrift, Univ. Gottingen, 1973, S. 94.

280. Storre B., Karotke E. Experimental data on melting reactions of muscovite+quartz in the system K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O to 20 kb water pressure. – Contr. Miner. and Petrol., 1972, vol. 36, N 4, p. 343–345.

281. Swanson S. E. The effect of CO_2 on phase equilibria and crystal growthin the system $KAlSi_3O_8$–$NaAlSi_3O_8$–$CaAl_2Si_2O_8$–SiO_2–H_2O–CO_2 to 8000 bars. – Amer. J. Sci., 1979, vol. 279, N 6, p. 703–720.

282. Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P–T–X(Fe–Mg) phase relations. – Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, N 4, p. 401–424.

283. Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations. – Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, N 4, p. 425–454.

284. Thompson A. B., Algor J. R. Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2$–$NaAlO_2$–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. – Contr. Miner. and Petrol., 1977, vol. 63, N 3, p. 247–269.

285. Thompson A. B., Tracy R. J. Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system CaO–$KAlO_2$–$NaAlO_2$–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. – Contr. Miner. and Petrol., 1979, vol. 70, N 4, p. 429–438.

286. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74. 153 p.

287. Tuttl O. F., Wyllie P. J. Hydrothermal studies in the system $NaAlSi_3O_8$(albite)–H_2O–HF and granite–H_2O–HF. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 68, pt 2, p. 1807.

288. Weeks W. F. Heats of formation of metamorfic monerals in the system CaO–MgO–SiO_2–H_2O and their petrological significance. – J. Geol., 1956, vol. 64, N 5, p. 456–472.

289. Winkler H. G. F., von Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose. II. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, vol. 15, p. 91–112.

290. Winkler H. G. F., von Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose. IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Gtauwacken. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, vol. 24, p. 48–69.

291. Winkler H. G. F., Lindemann W. The system Qz–Or–An–H_2O within the granitic system Qz–Or–Ab–An–H_2O application to granitic magma formation. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1972, vol. 2, p. 49–61.

292. Winkler H. G. F., Ghose N. G. Further data on the eutectics in system Qz–Or–An–H_2O. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1973, vol. 11, p. 481–484.

293. Winkler H. G. F., Boese M., Marcopoulos T. Low temperature granitic melts. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1975, vol. 6, p. 245–268.

294. Winkler H. G. F., Das B. K., Breitbart R. Further data of low temperature melts existing on the quartz+plagioclase+liquid+vapour isobarie cotectic surfase within the system Qz–Ab–Or–An–H_2O. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1977, vol. 6, p. 241–247.

295. Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation on silicate systems containingtwo volatile components. Part II. The effect of NH_3 and HF, in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. – Amer. J. Sci., 1961, vol. 259, N 2, p. 128–143.

296. Wyllie P. J., Huang W. L., Stern C. R., Maaloe S. Cranitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. – Can. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 8, p. 1007–1019.

297. Yoder H. S. Diopside–anorthite–water at five and ten kilobars and ist bearing on explosive volcanism. – Catnegie Inst. Washington, Year. Book., 1964–1965, vol. 64, p. 82–89.

298. Yoder H. S., Eugster H. P. Phlogopite synthesis and stability range. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1954, vol. 6, p. 157–185.

299. Yoder H. S., Kushiro I. Melting of a hydrous phase: phlogopite. – Amer. J. Sci., Schairer vol., 1969, 267–A, p. 558–582.

300. Yoder H. S., Tiley C. E., Schairer J. F. Изотермические сечения пироксенового четырехугольника. – В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., 1971, с. 81–87. (Тр. Геофиз. лаб. Ин-та Карнеги в Вашингтоне; Вып. 63–65, 1963–1966 гг.).

301. Yoder H. S., Upton B. G. J. Diopside–sanidine–H_2O at 5 and 10 kb. – Carnegie Inst., Washington, Year. Book, 1970–1971, vol. 70, p. 108–112.

302. Zen E-an. Construction of pressure-temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers a geometric approach. – U. S. Geol. Surv. bull., 1966, N 1225. 56 p.

303. Zen E-an. Some topological relationships in multisystems of n+3 phases–I. General theory; unary and binary systems. – Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, p. 401–427.

304. Zen E-an. Some topological relationships in multisystems of n+3 phases; II. Unary and binary metastable sequences. – Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, p. 871–897.

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Диаграммы состояния частных и полной систем А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O (рис. I.1–I.43) и фазовые реакции к рис. I.10–I.43. (табл. I.1)

Диаграммы состояния систем А4–А8[1]

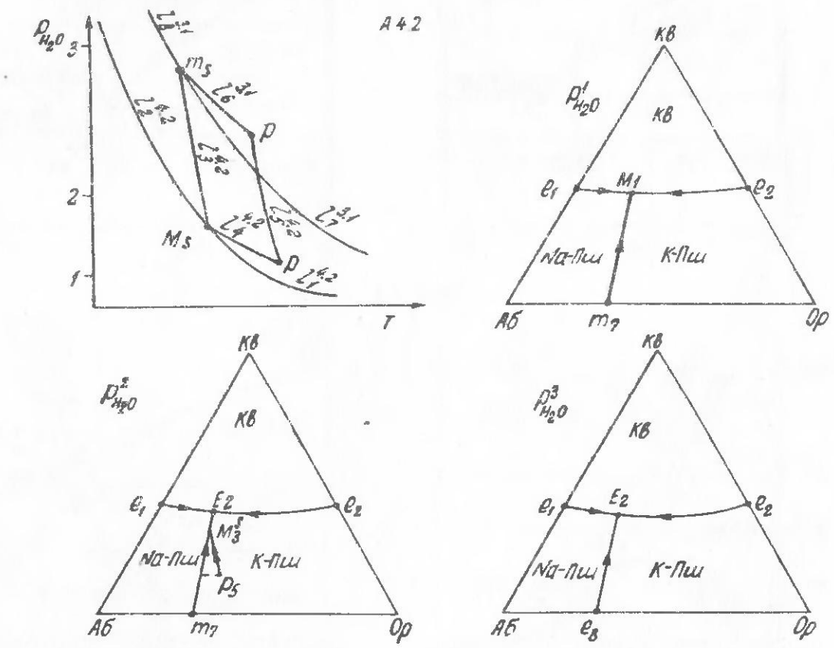


Рис. I.1.

[1] M_1 – условно двойная эвтектика; M_3^S – точка пересечения температурного „трога" с солвусной поверхностью; $l_1^{4\cdot2}$ – АПш+Кв=Ж; $l_2^{4\cdot2}$ – Na-Пш+K-Пш+Кв=Ж; $l_3^{4\cdot2}$ – АПш=Ж (сингулярная); $l_4^{4\cdot2}$ – Na-Пш+Кв=Ж+K-Пш; $l_5^{4\cdot2}$ – Na-Пш=Ж+K-Пш; $l_6^{3\cdot1}$ – Na-Пш=Ж+K-Пш; $l_7^{3\cdot1}$ – АПш=Ж (сингулярная); $l_8^{3\cdot1}$ – Na-Пш+K-Пш=Ж.

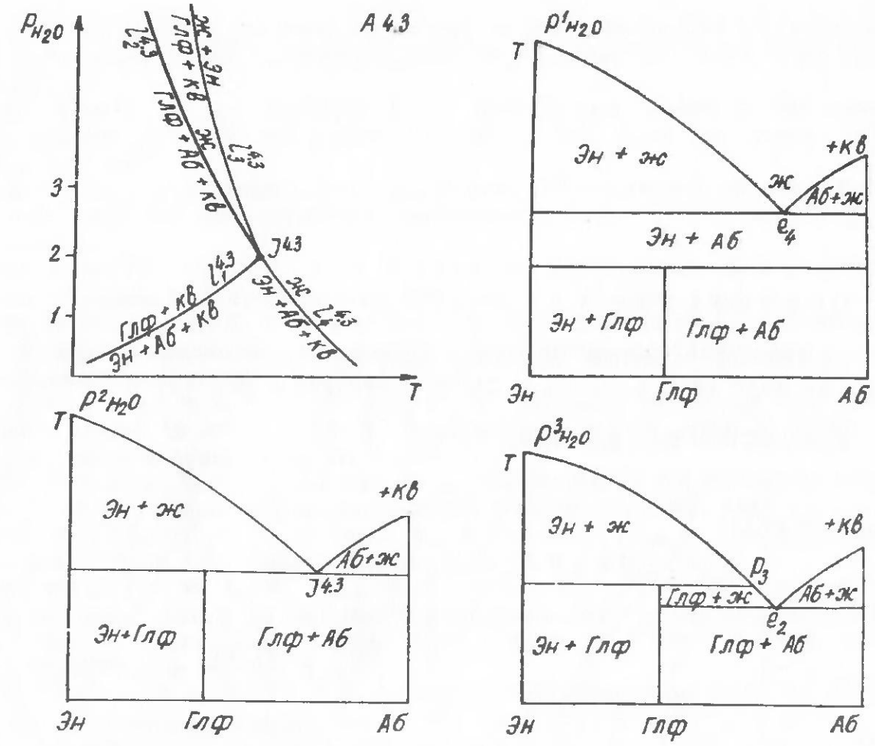


Рис. I.2.

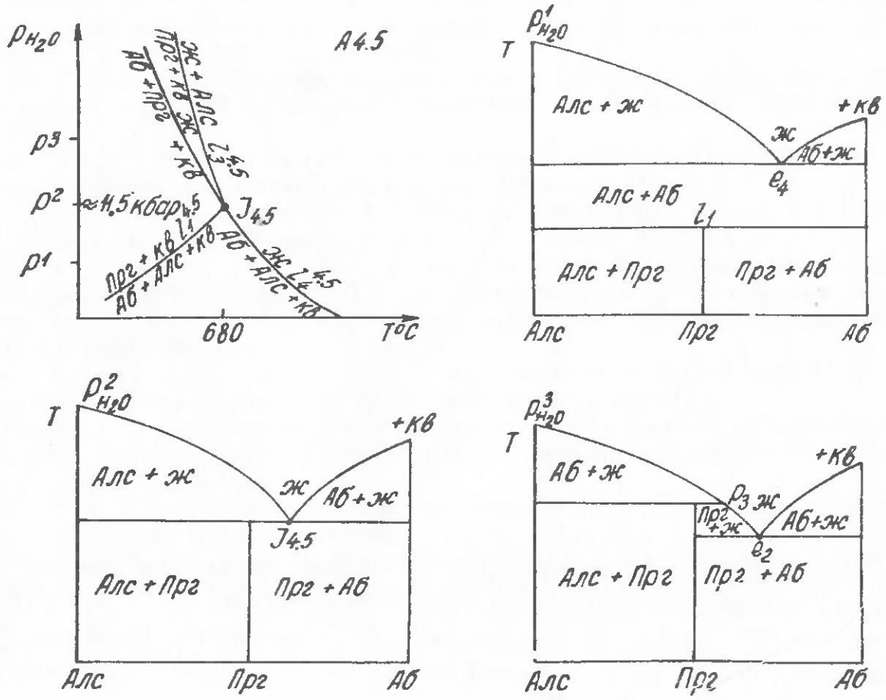


Рис. I.3.

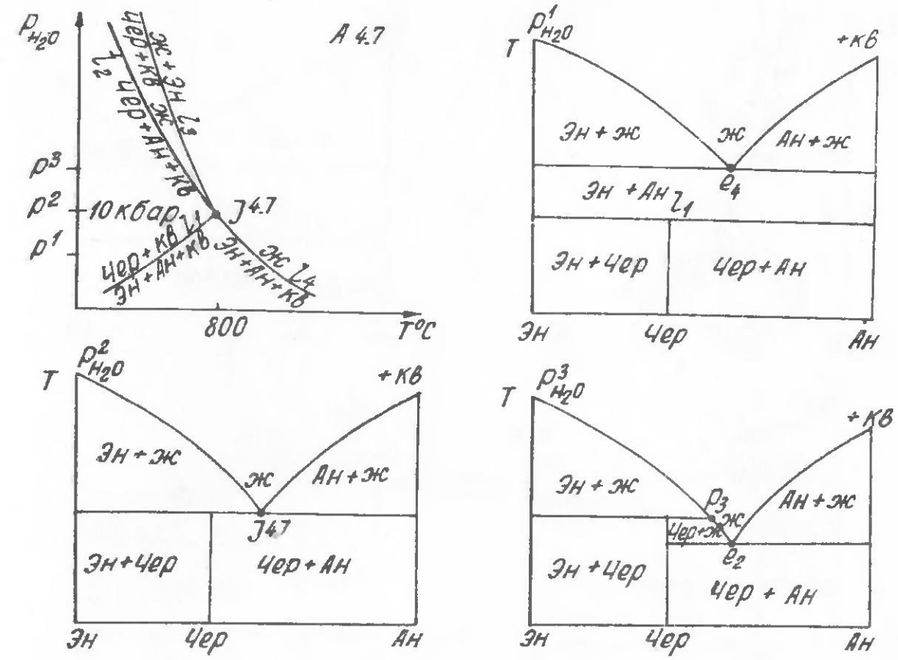


Рис. I.4.

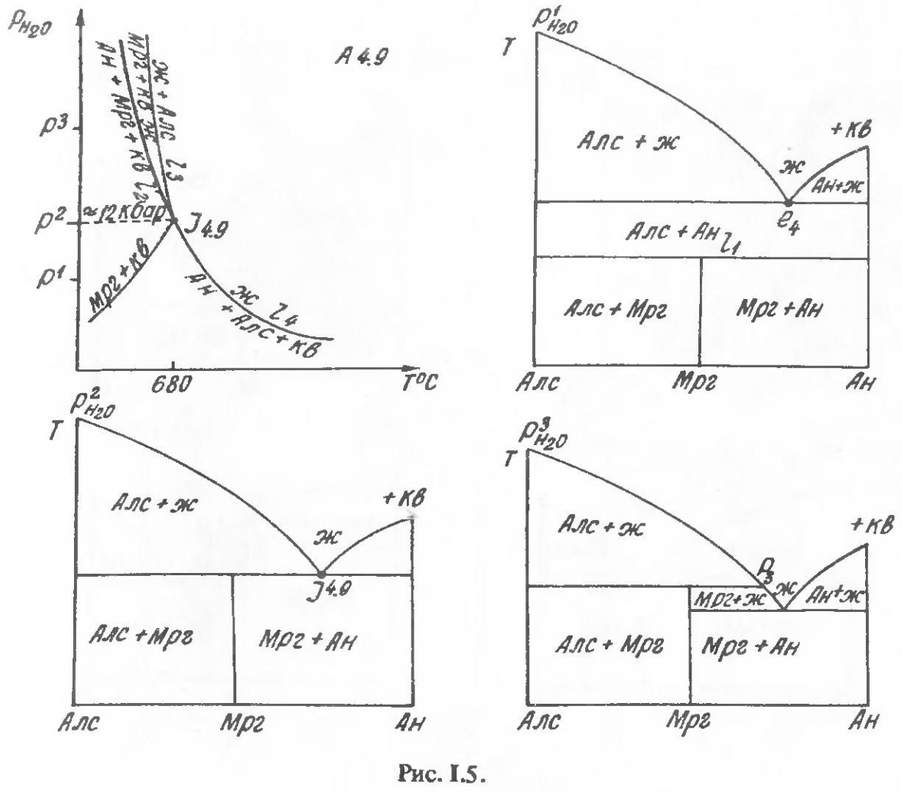


Рис. I.5.

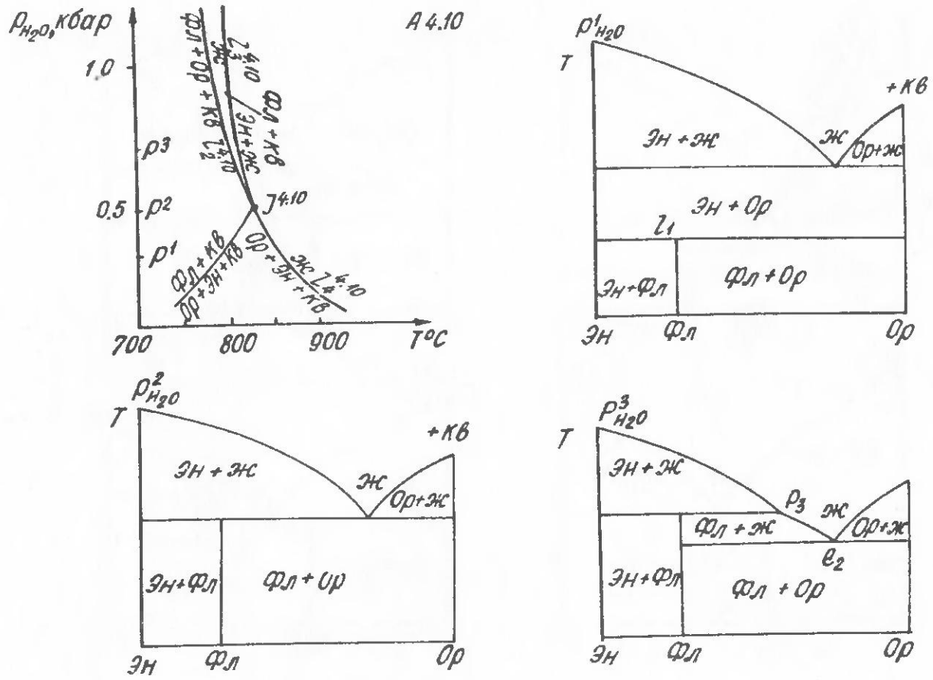


Рис. I.6.

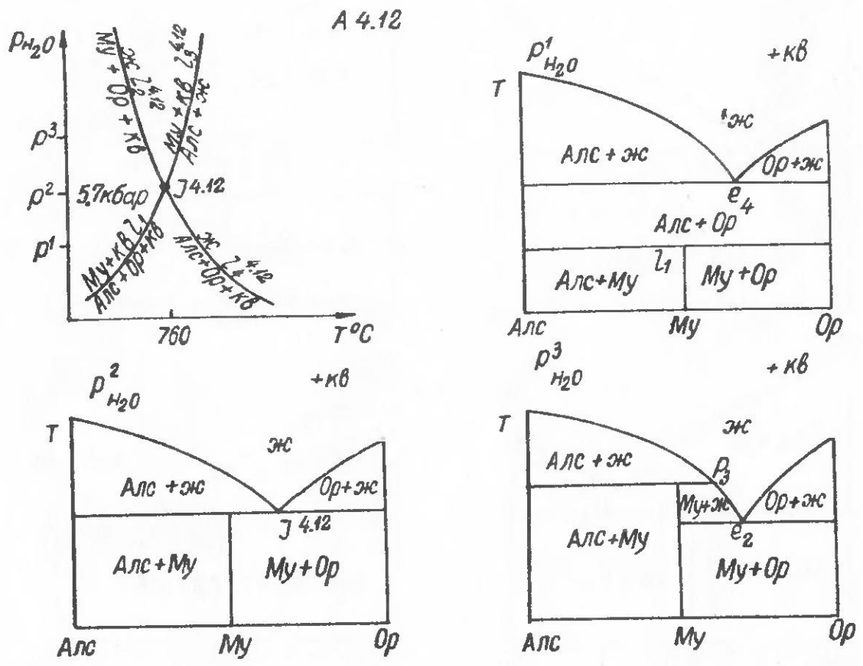


Рис. I.7.

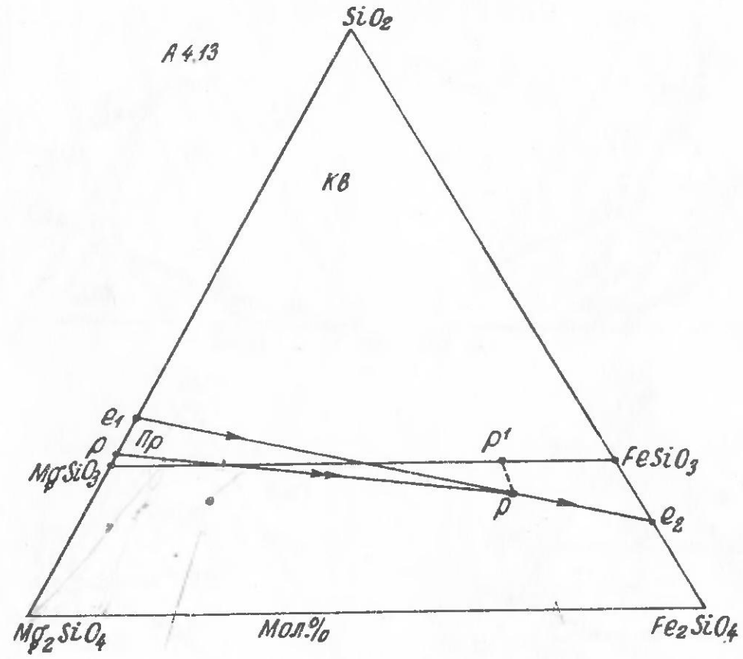


Рис. I.8.

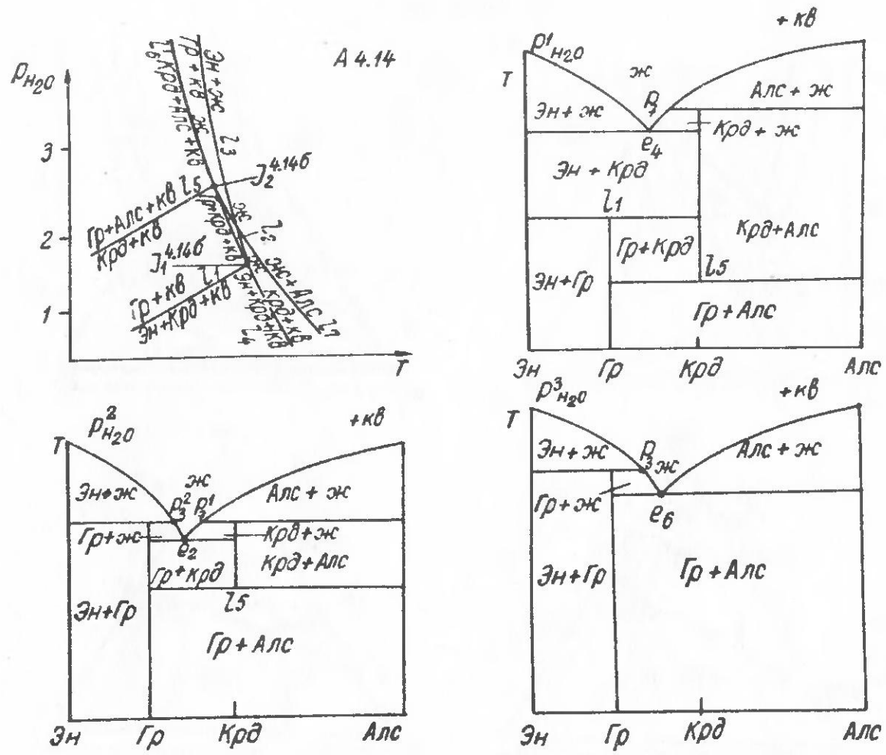


Рис. I.9.

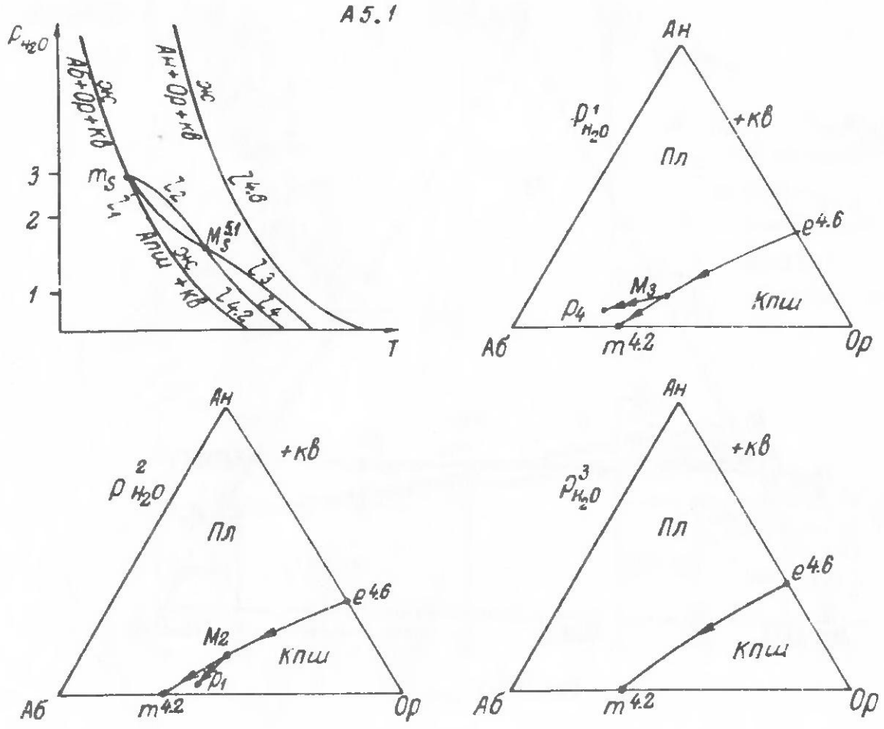


Рис. I.10.

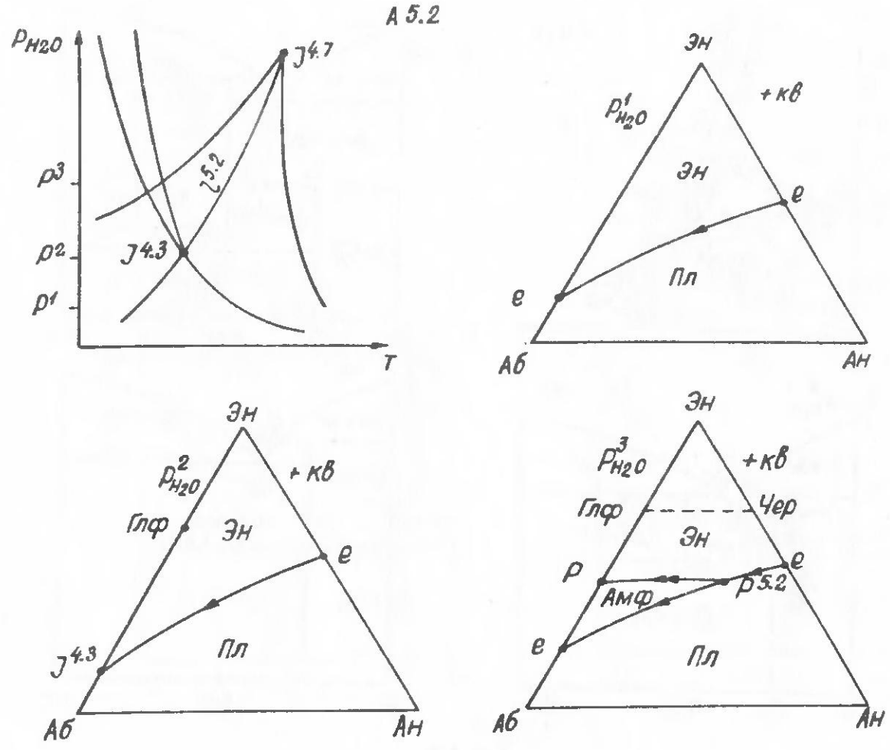


Рис. I.11.

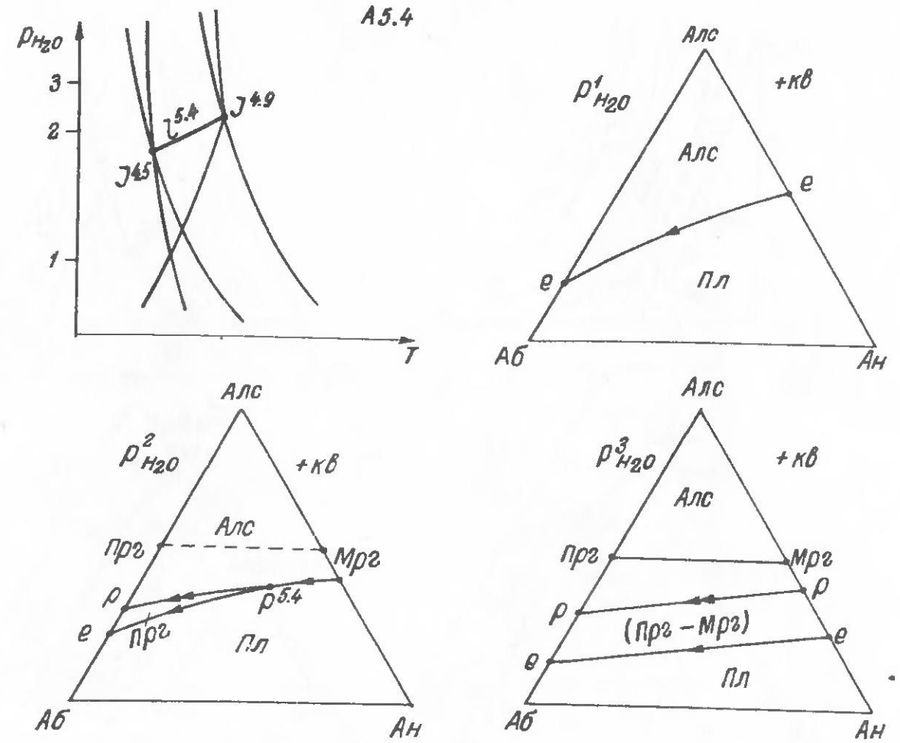


Рис. I.12.

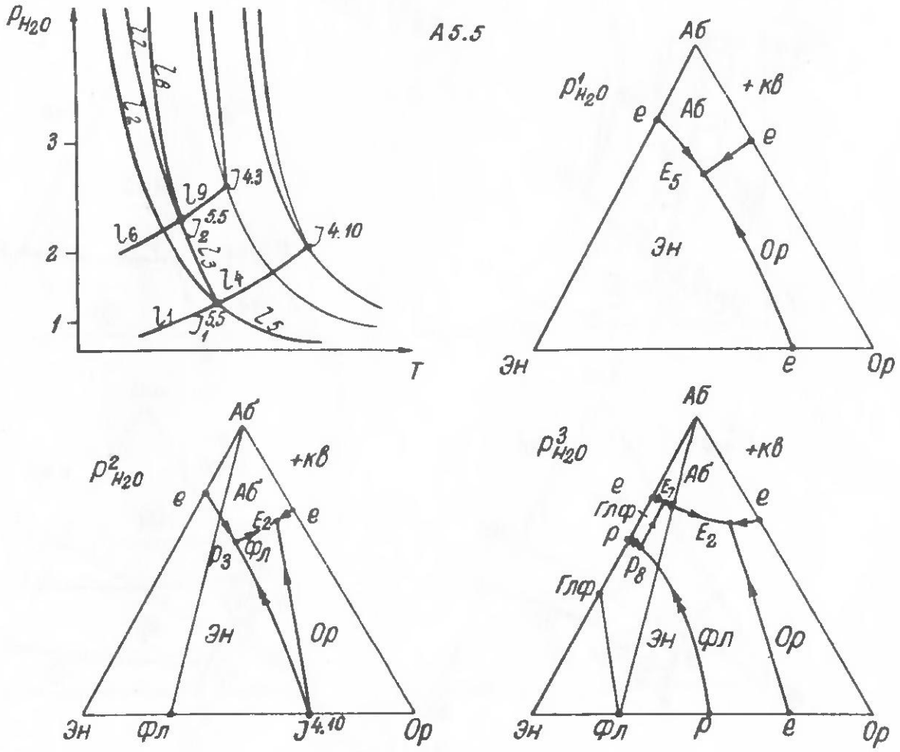


Рис. I.13.

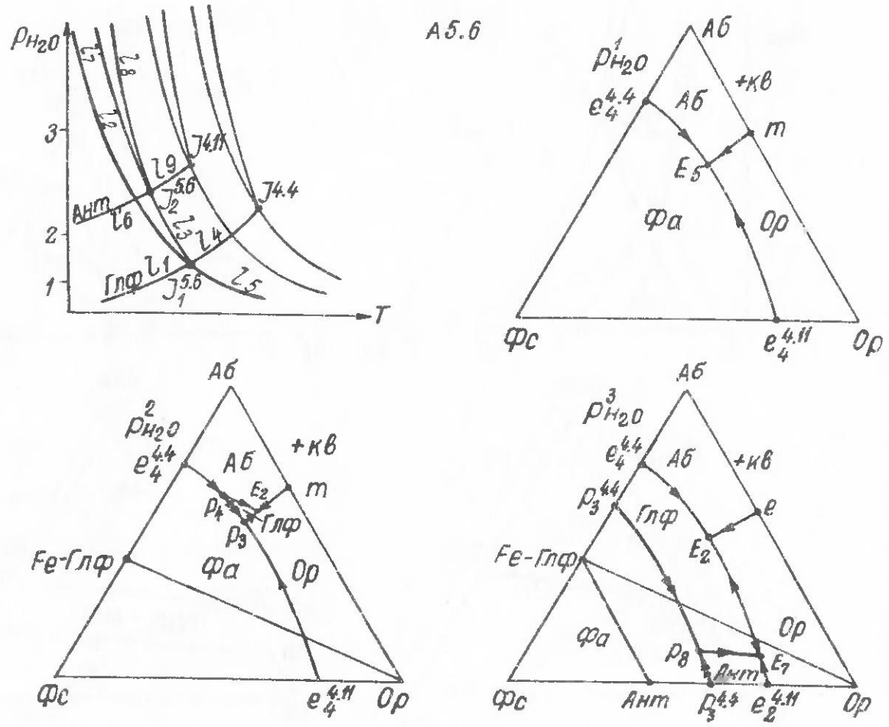


Рис. I.14.

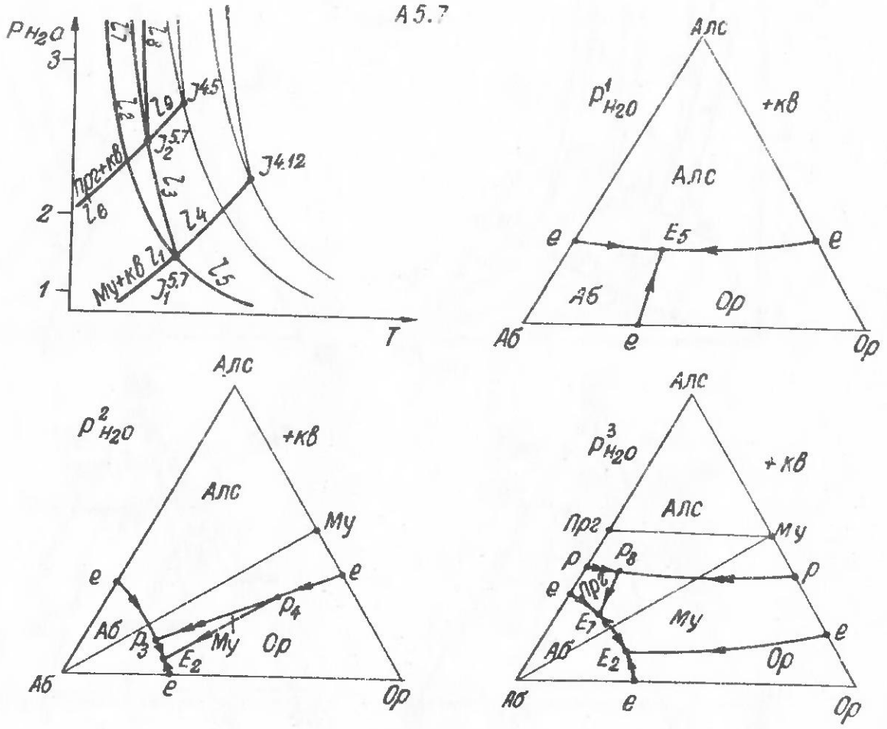


Рис. I.15.

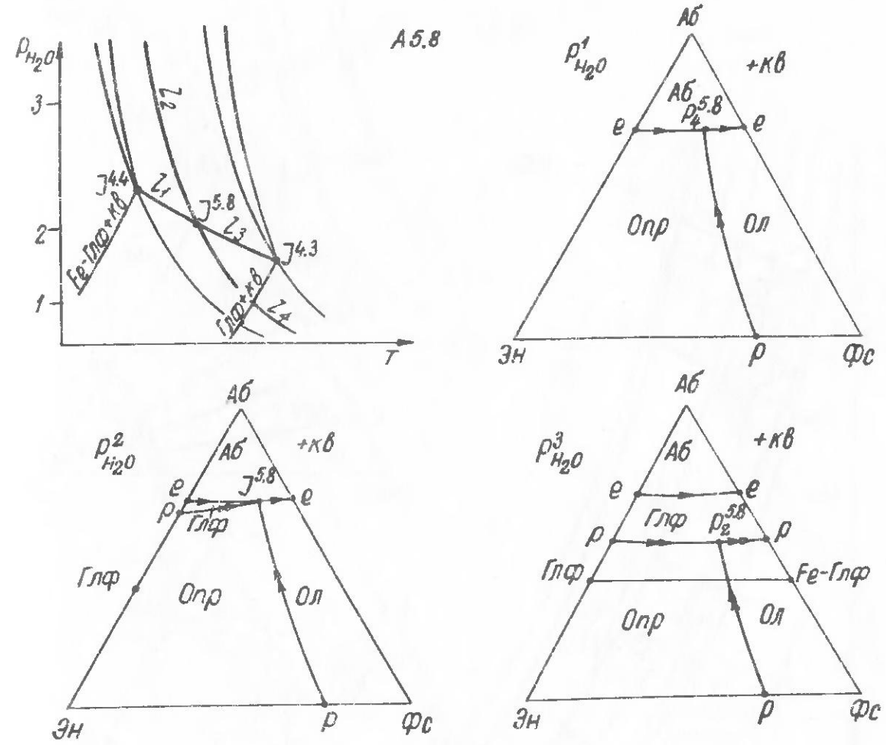


Рис. I.16.

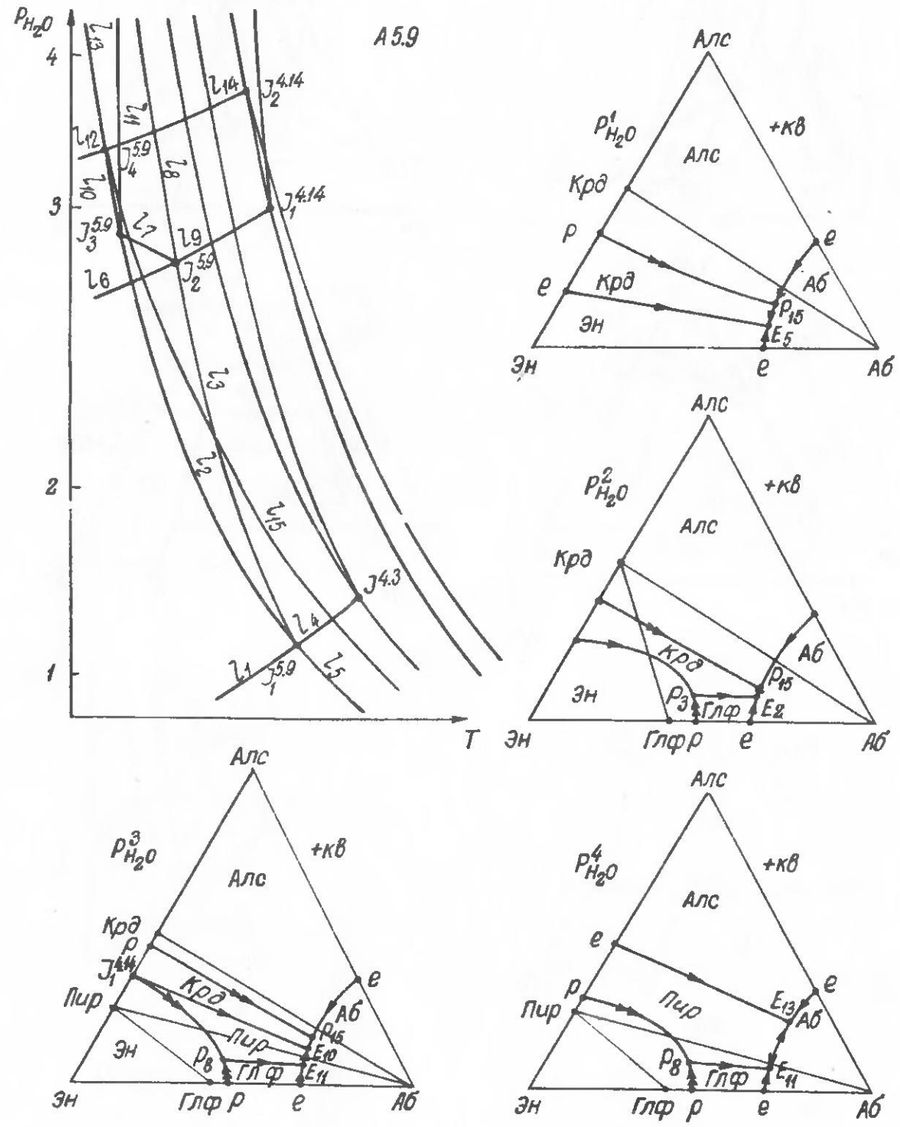


Рис. I.17.

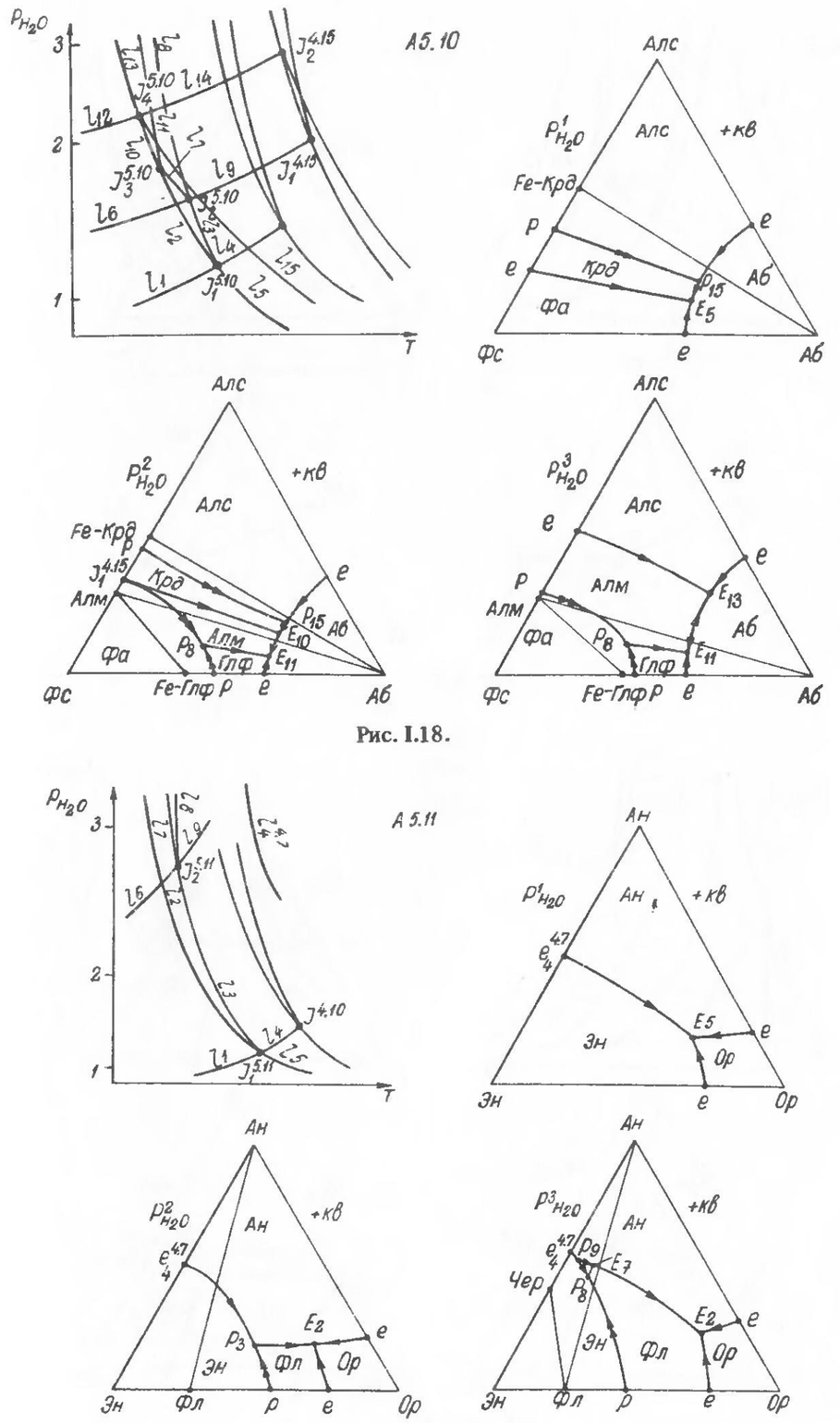


Рис. I.18.

Рис. I.19.

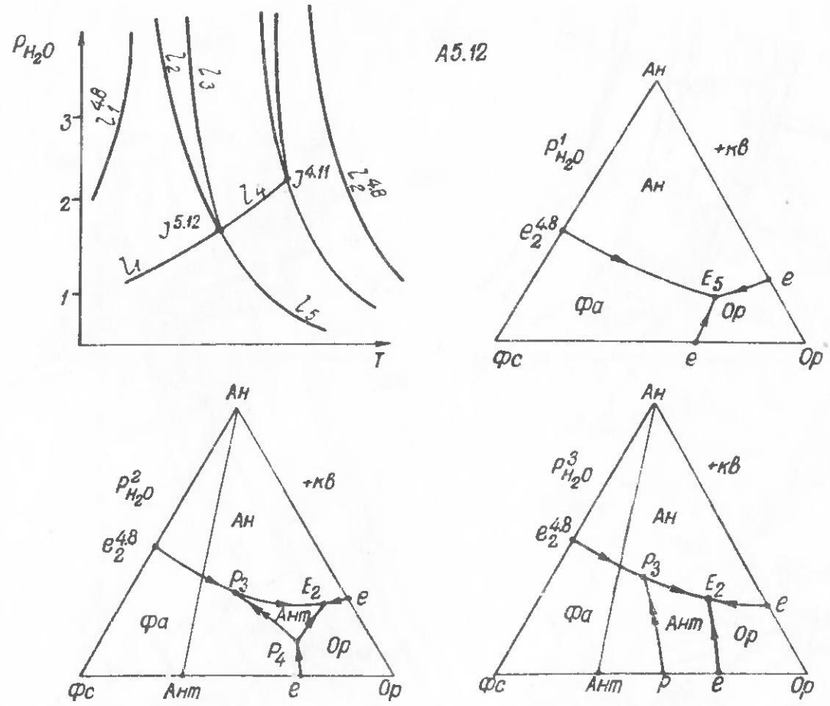


Рис. I.20.

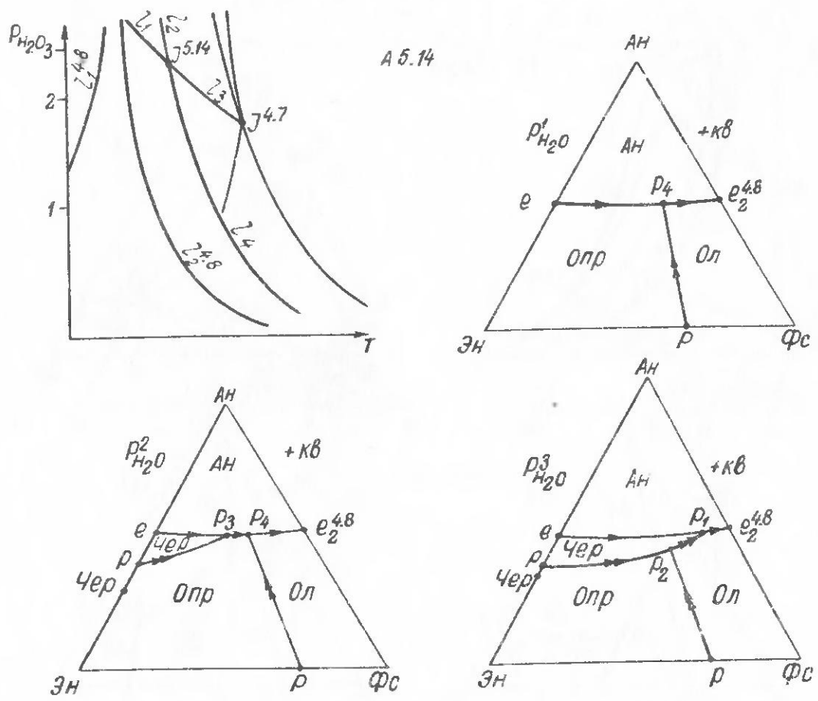


Рис. I.21.

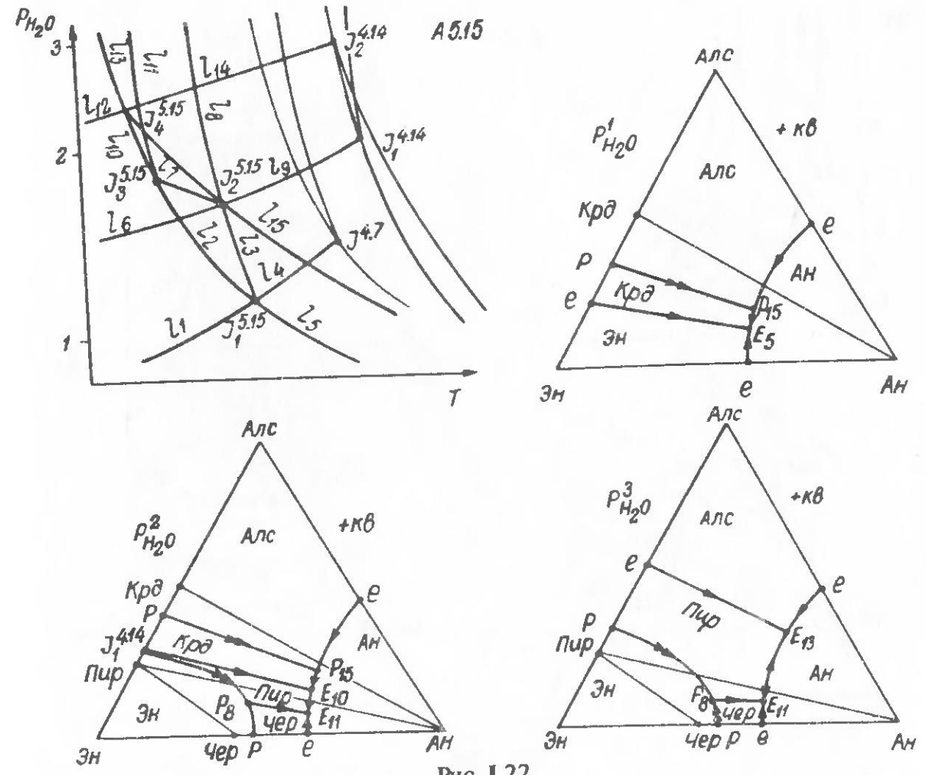


Рис. I.22.

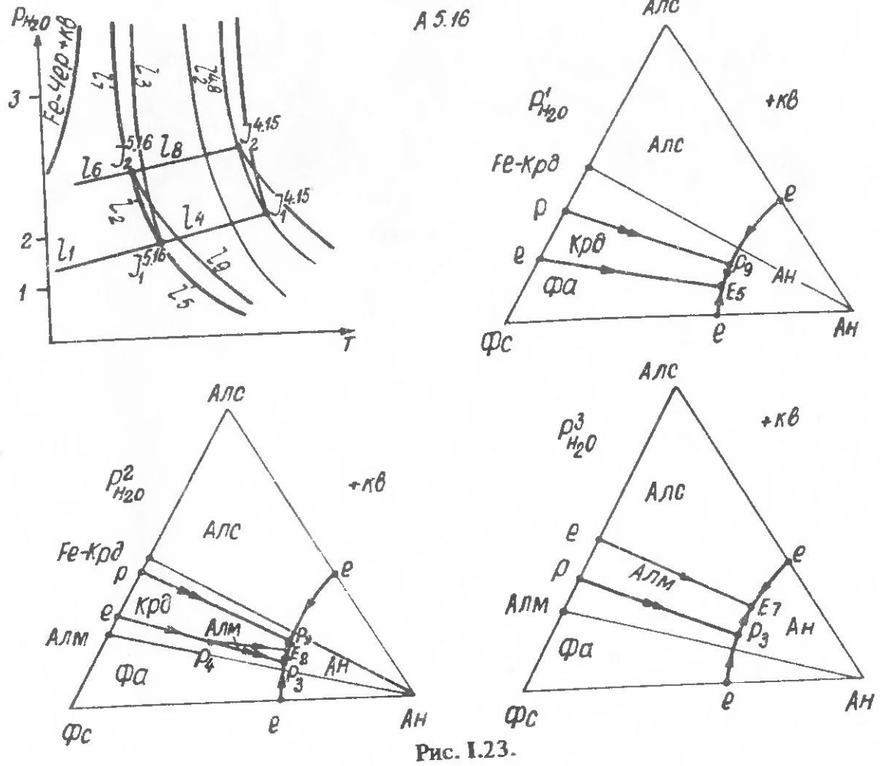


Рис. I.23.

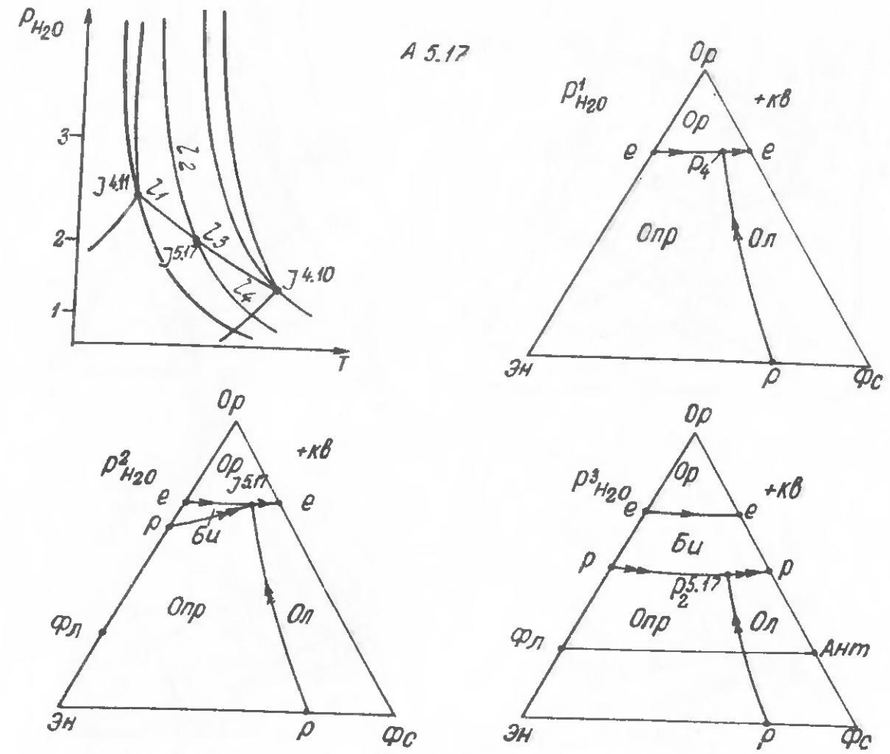


Рис. I.24.

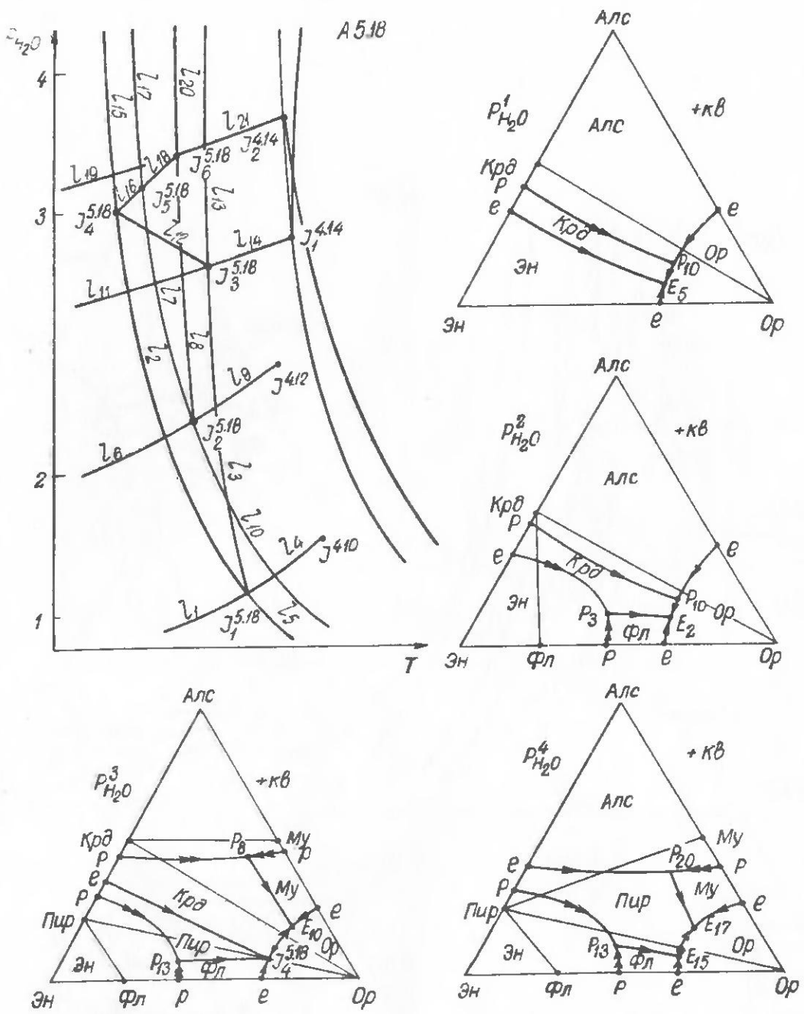


Рис. I.25.

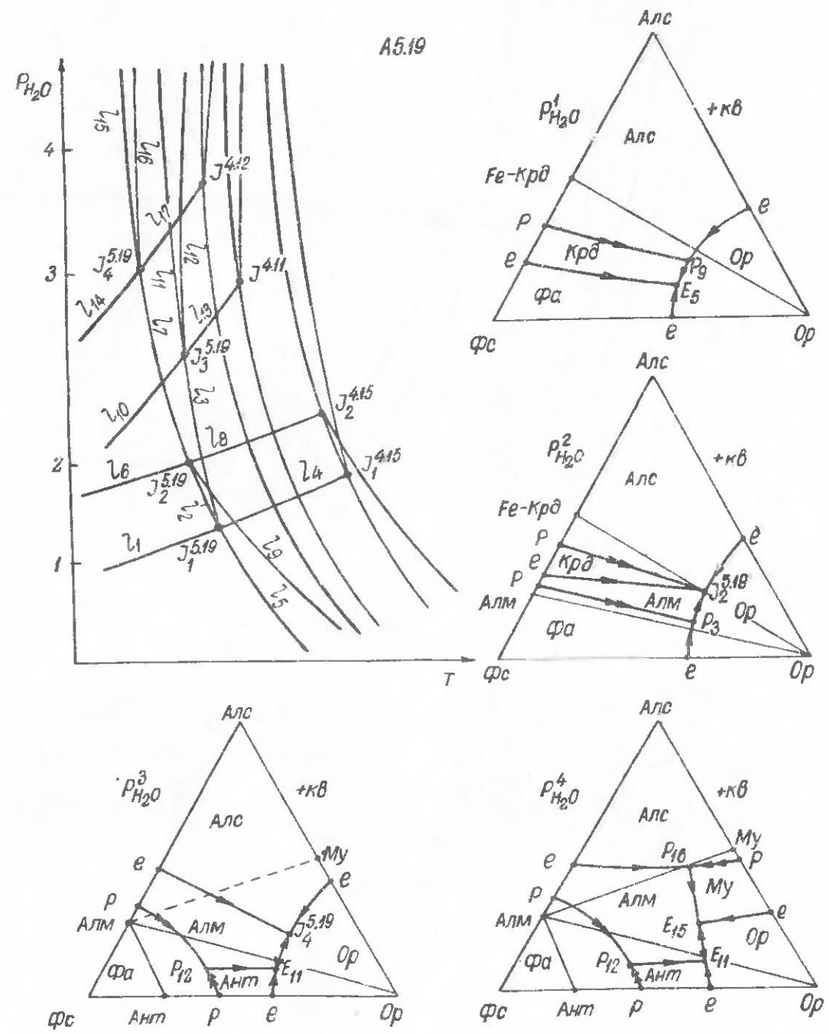


Рис. I.26.

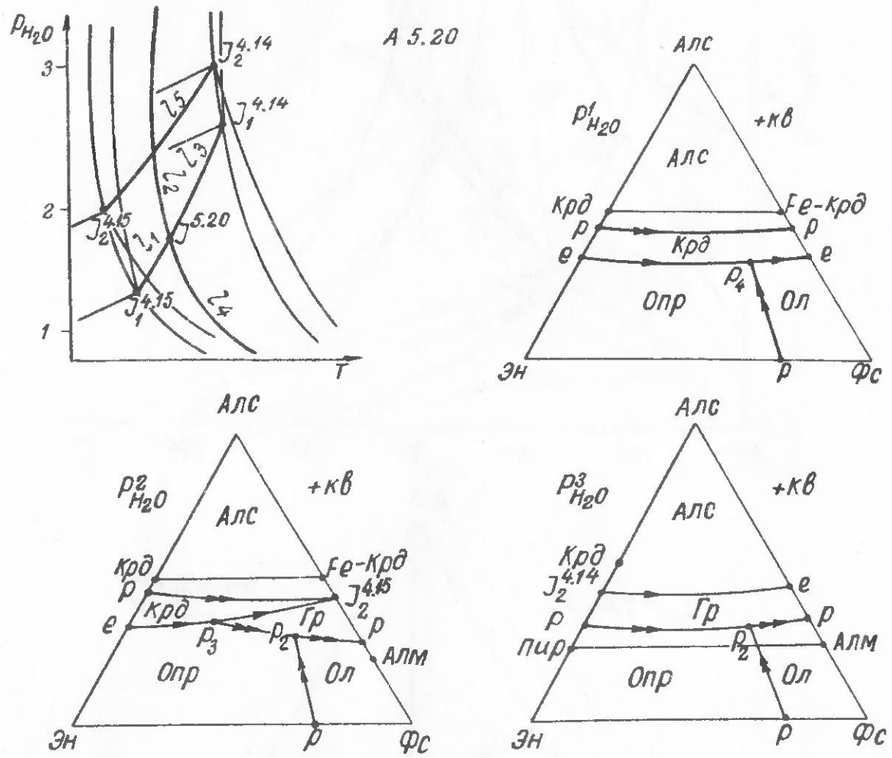


Рис. I.27.

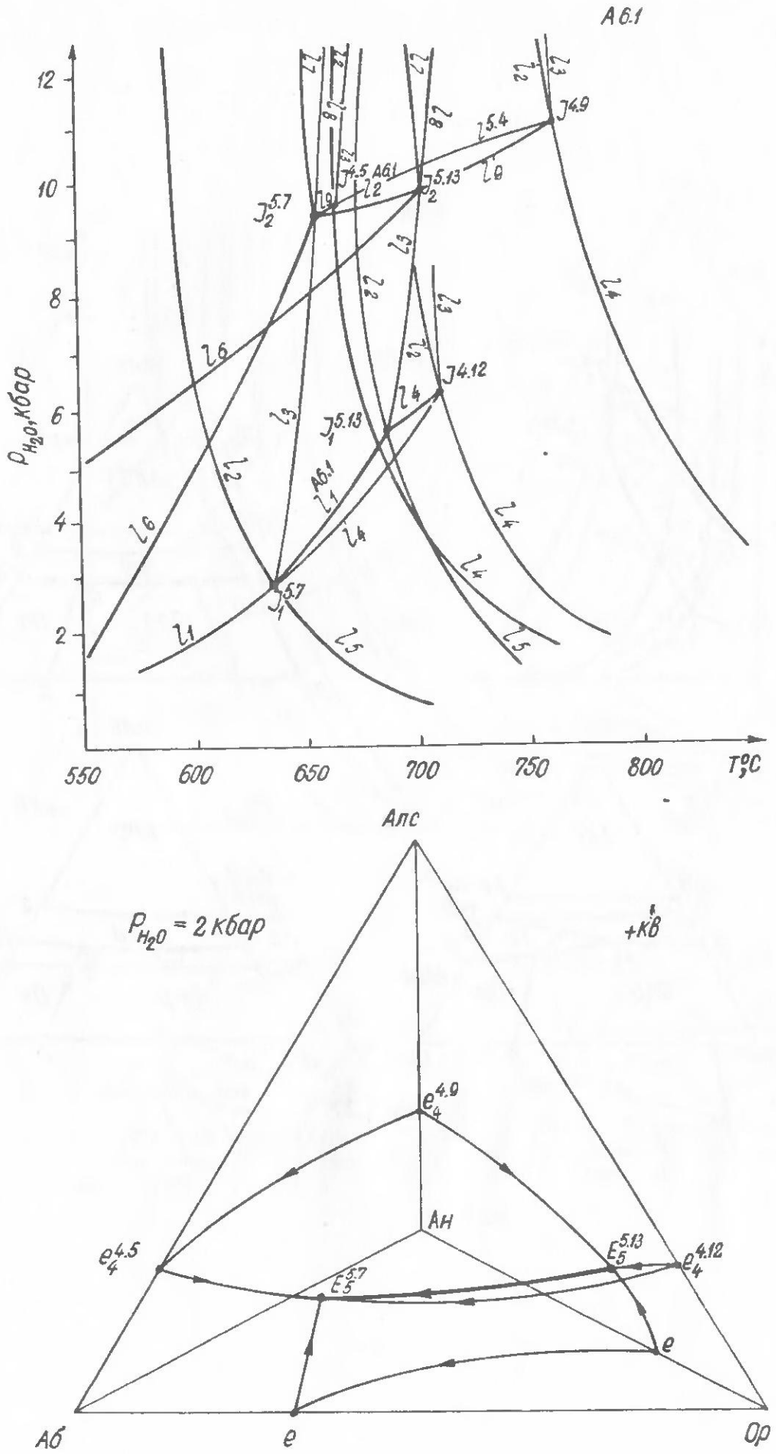


Рис. I.28.

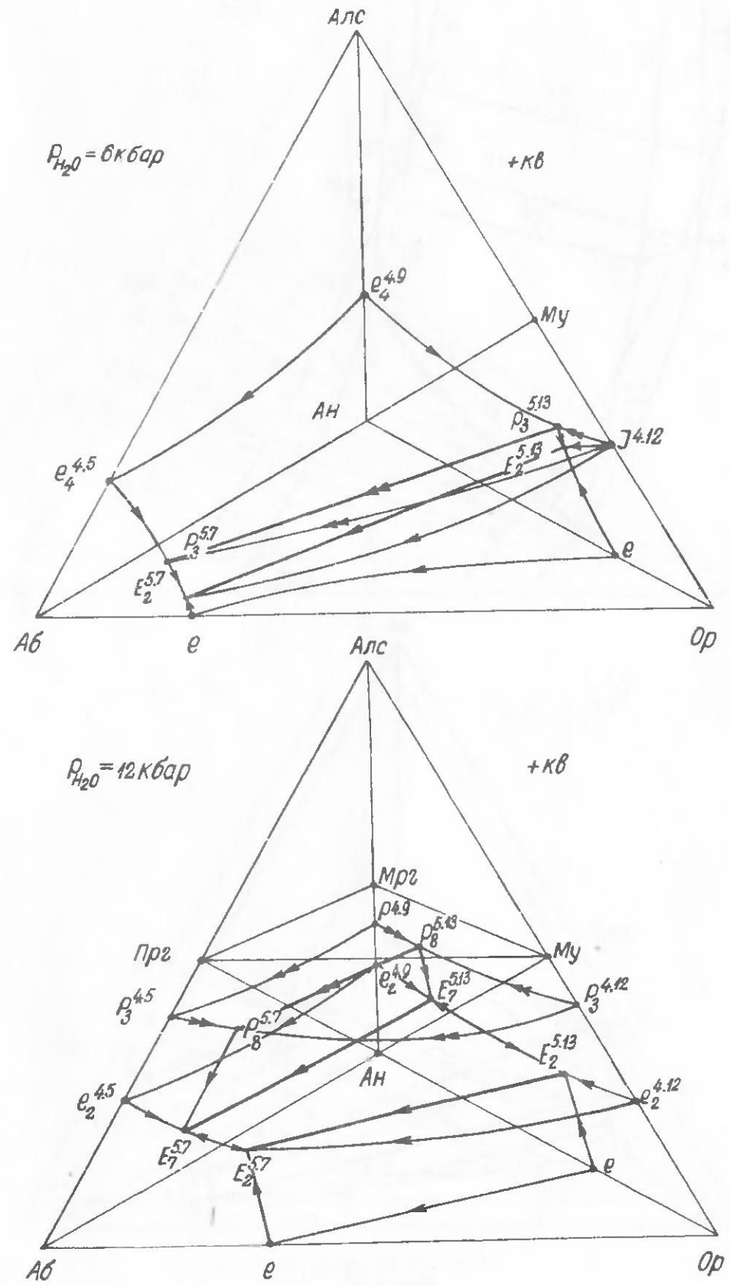


Рис. I.28. (Продолжение).

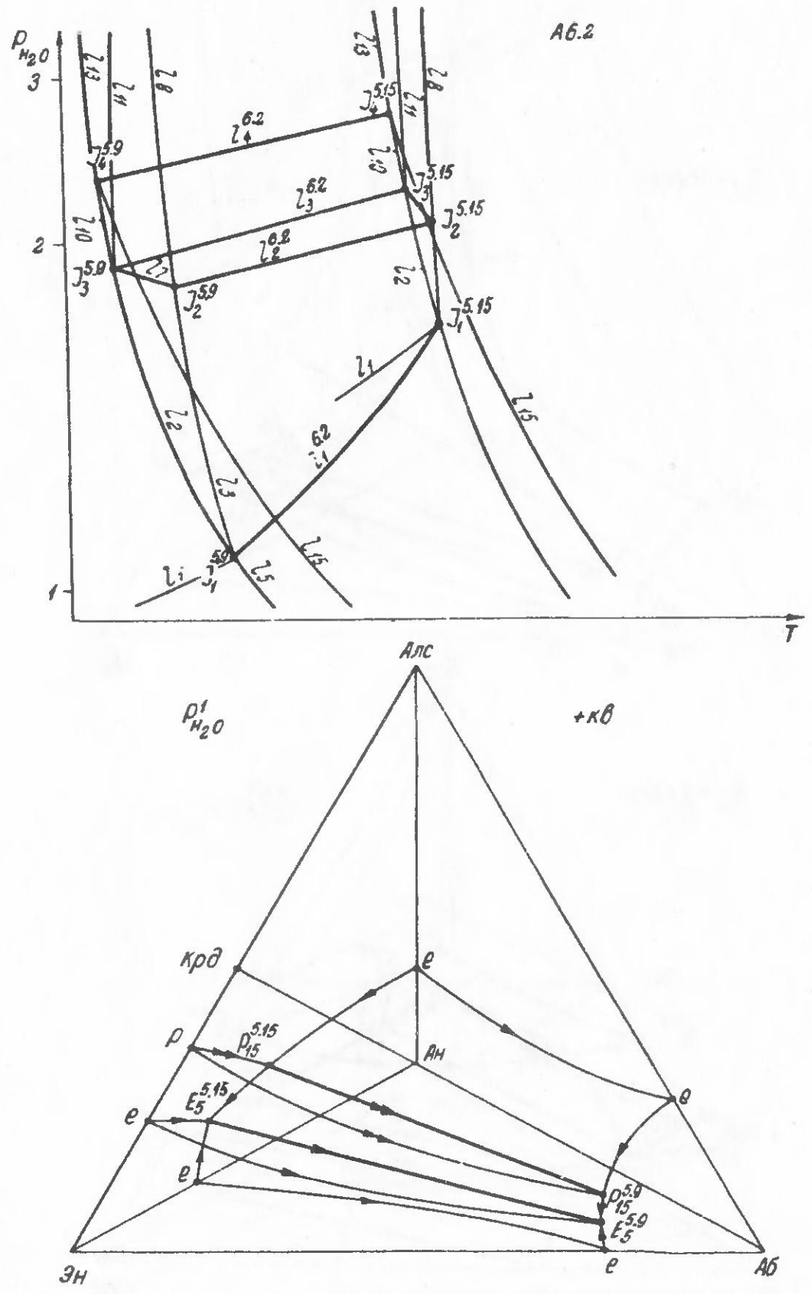
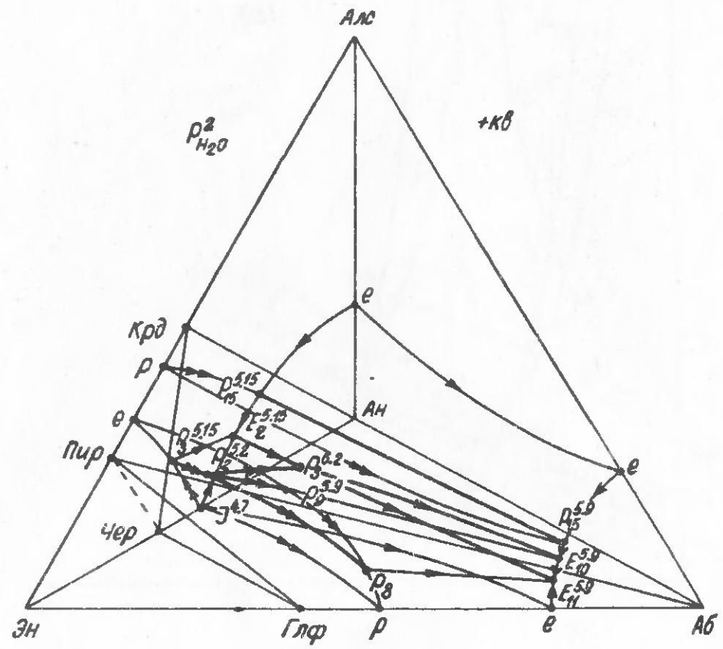


Рис. I.29.



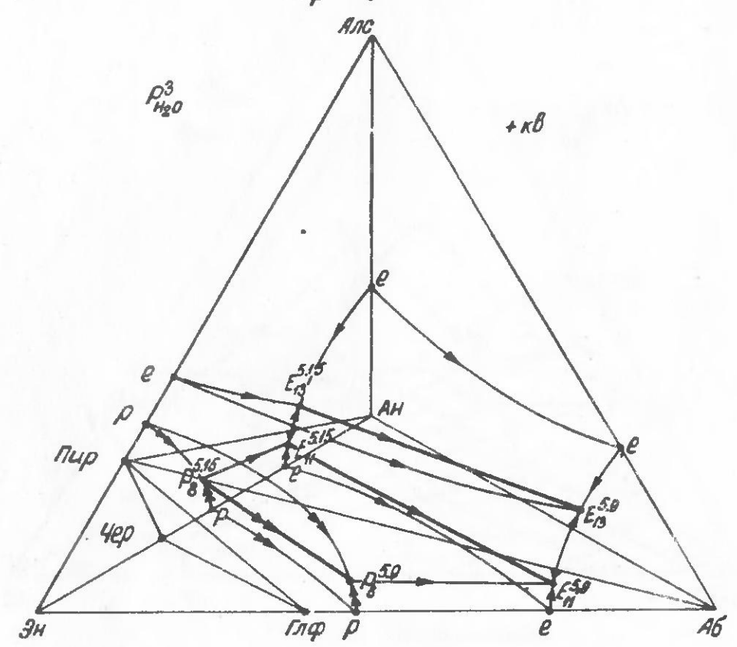


Рис. I.29. (Продолжение).

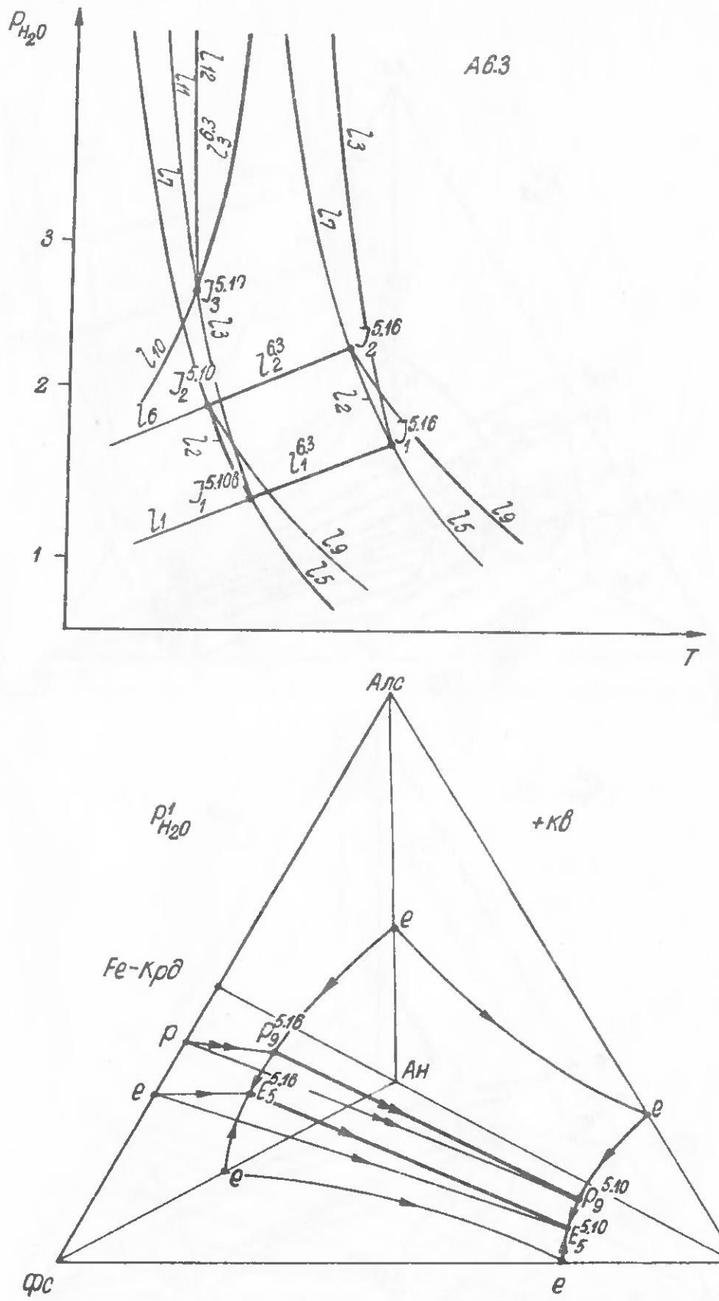


Рис. I.30.

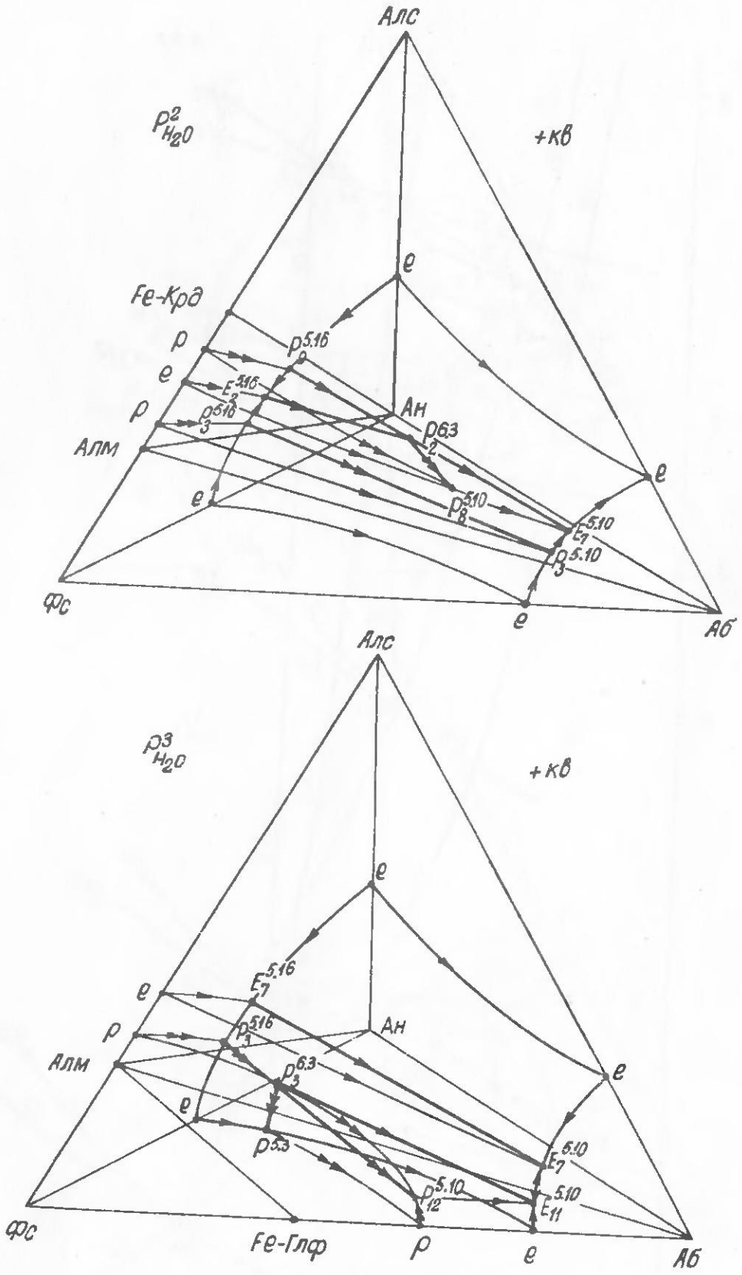


Рис. I.30. (Продолжение).

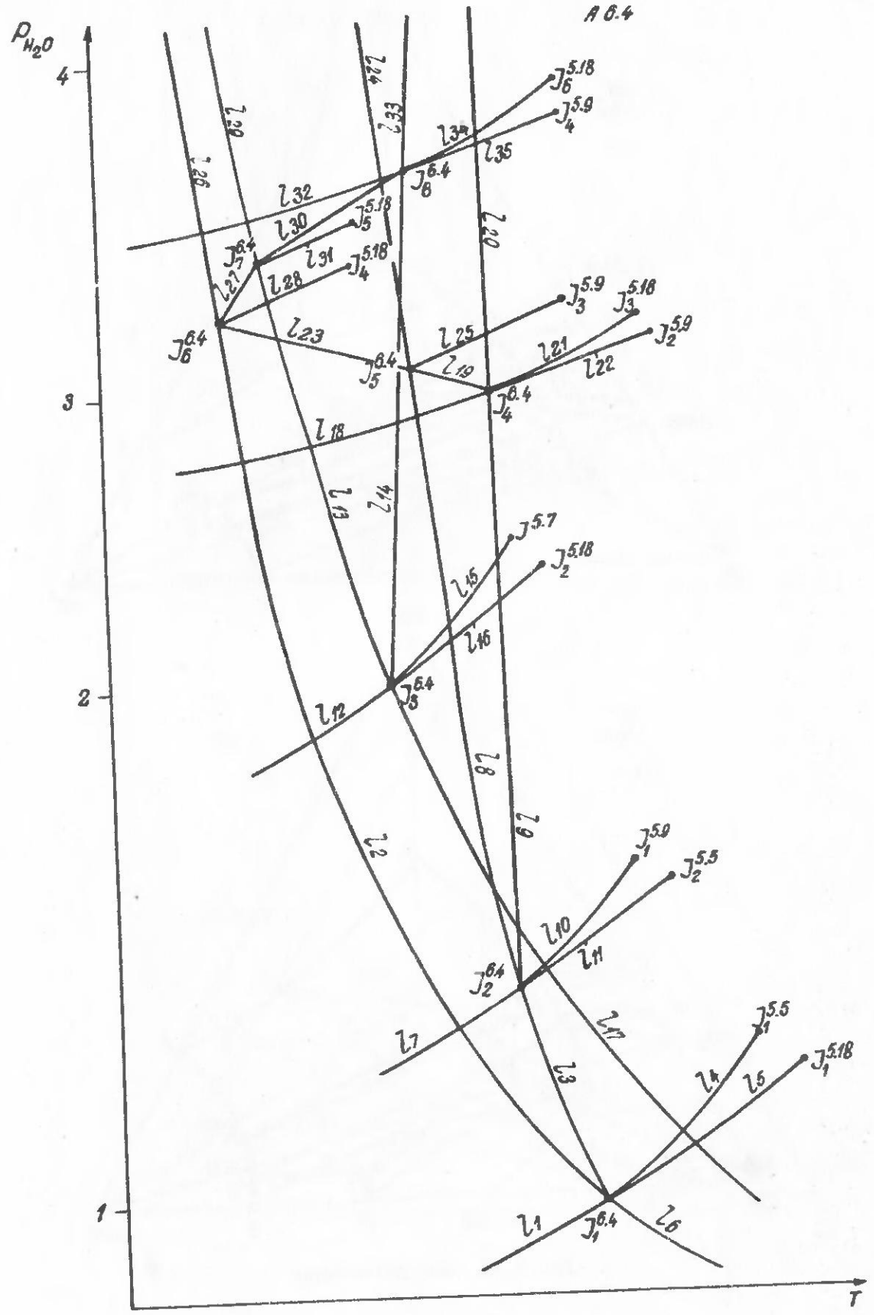


Рис. I.31.

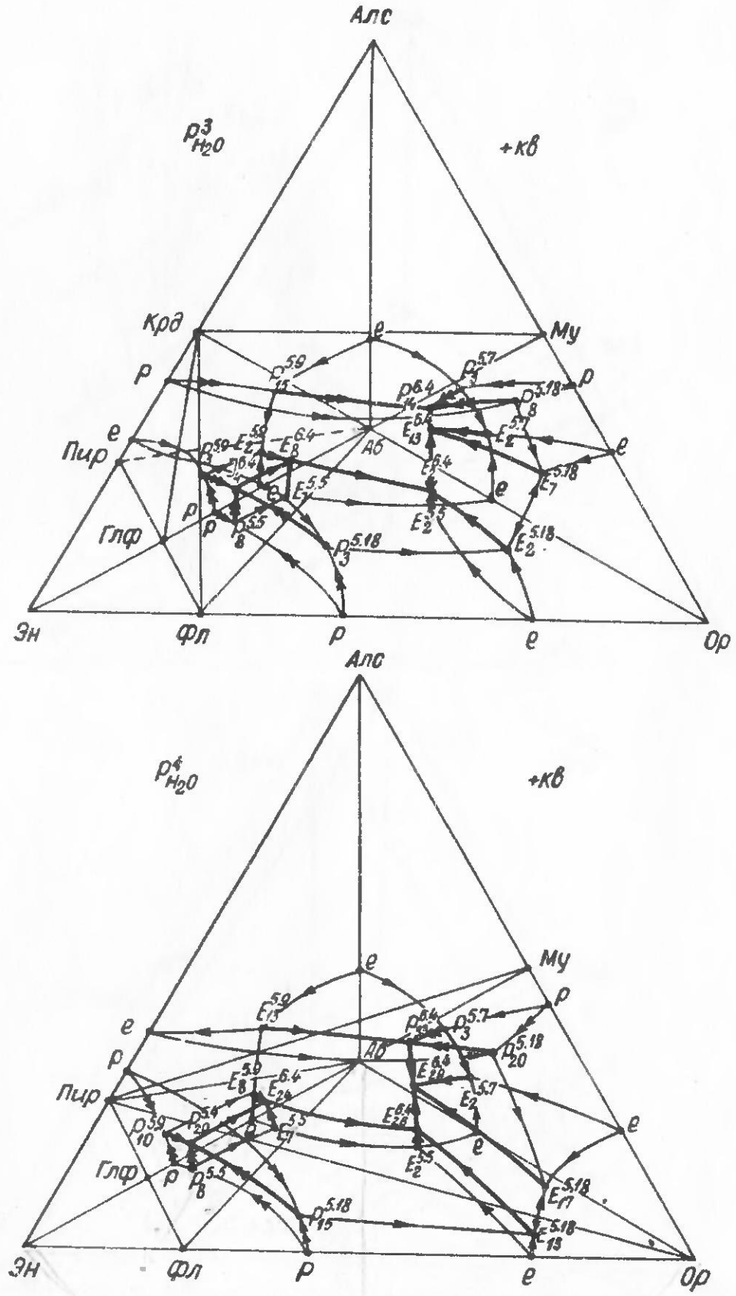
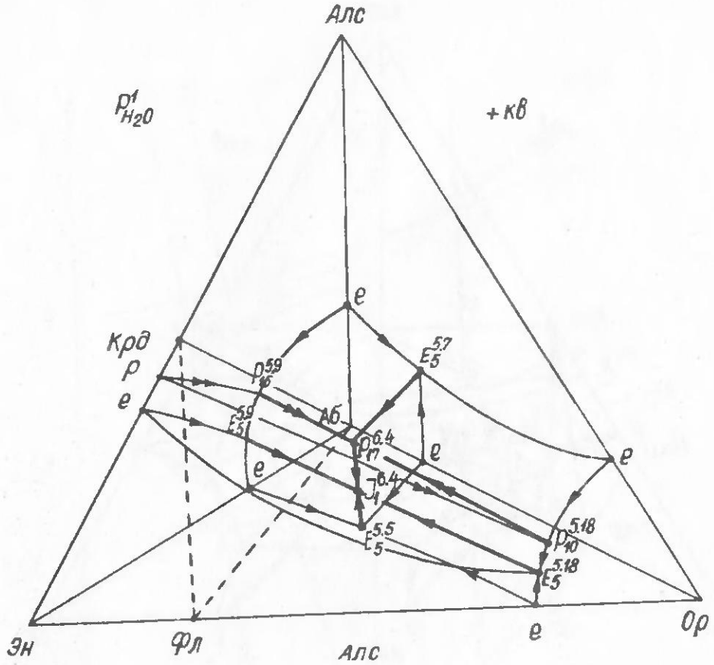


Рис. I.31. (Продолжение).



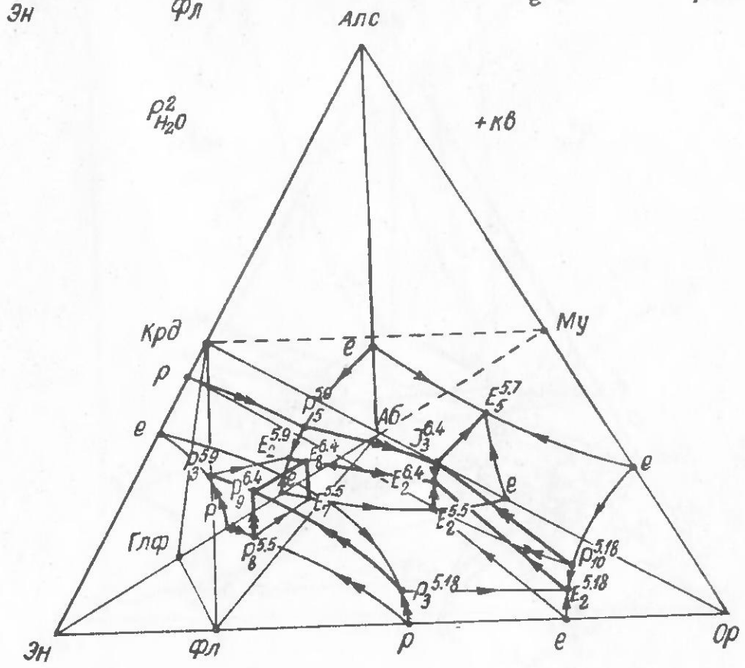
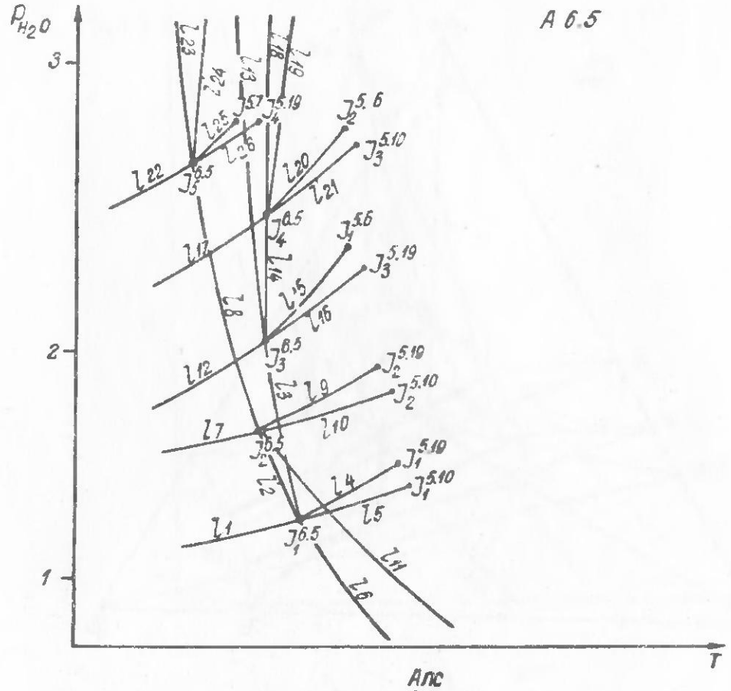


Рис. I.31. (Продолжение).



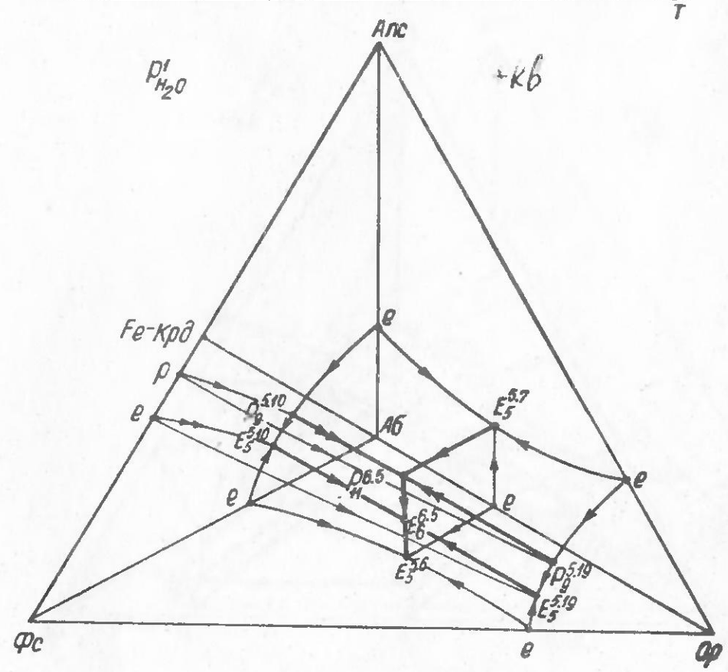
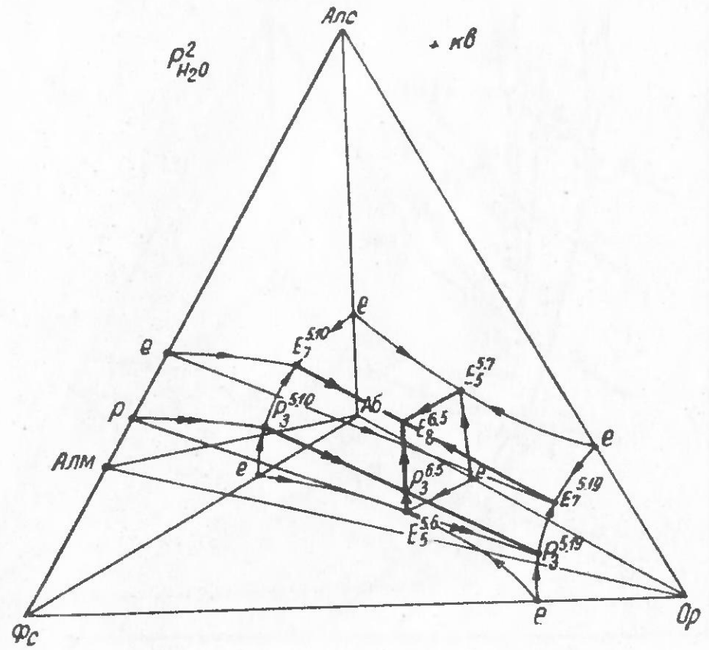


Рис. I.32.



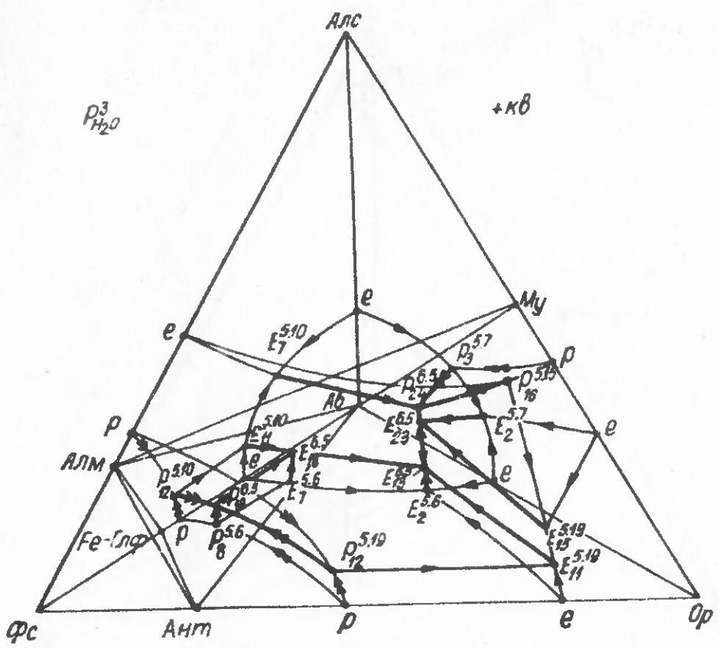
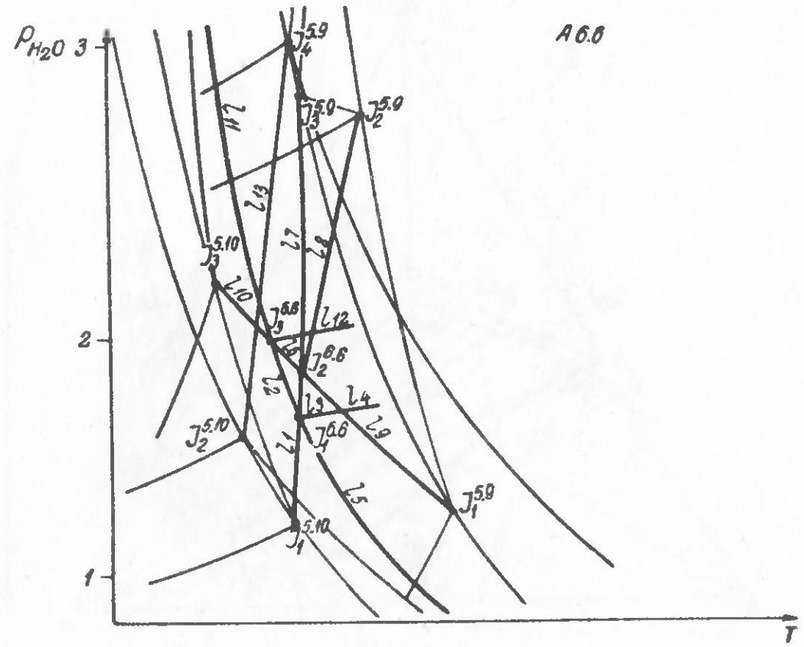


Рис. I.32. (Продолжение).



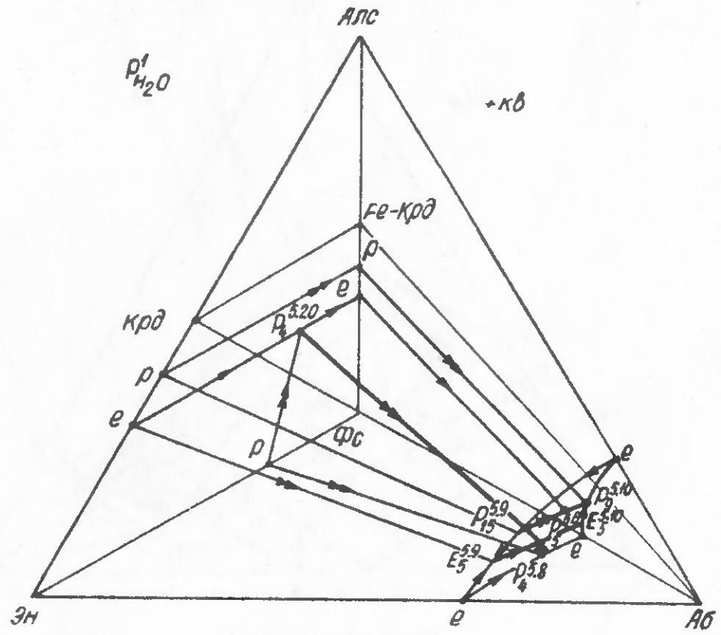


Рис. I.33.

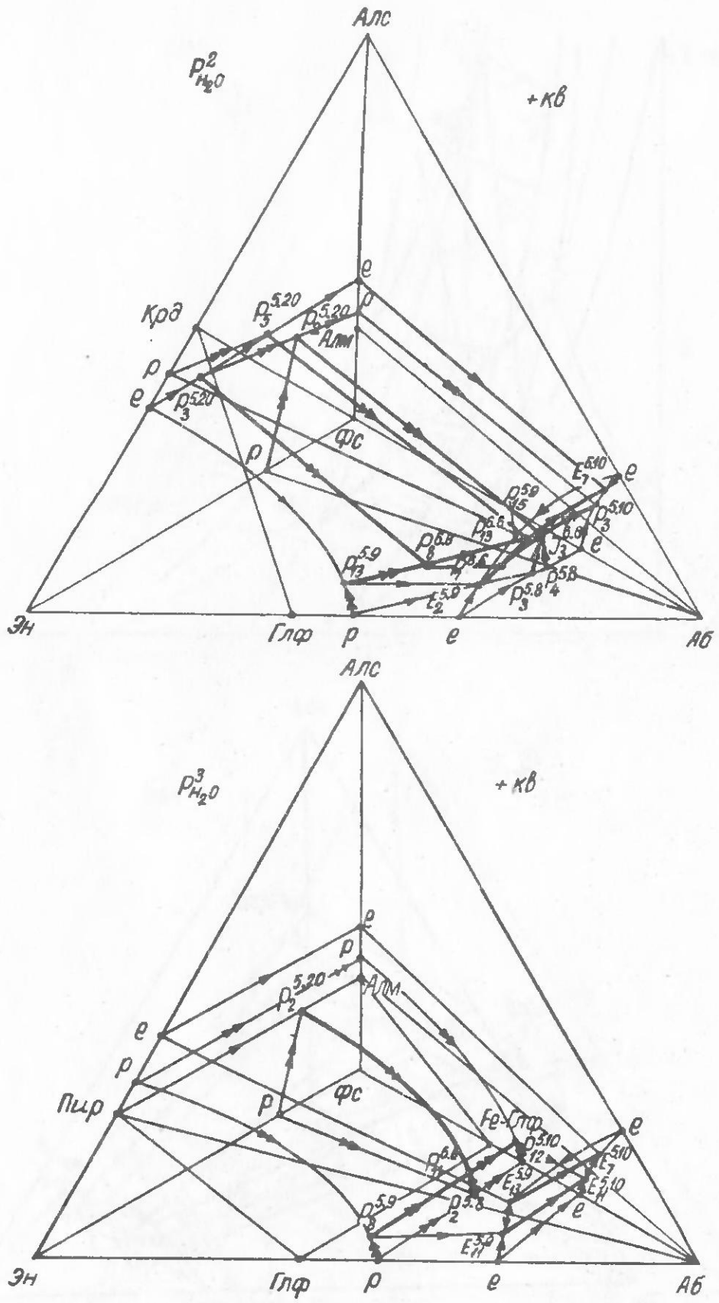


Рис. I.33. (Продолжение).

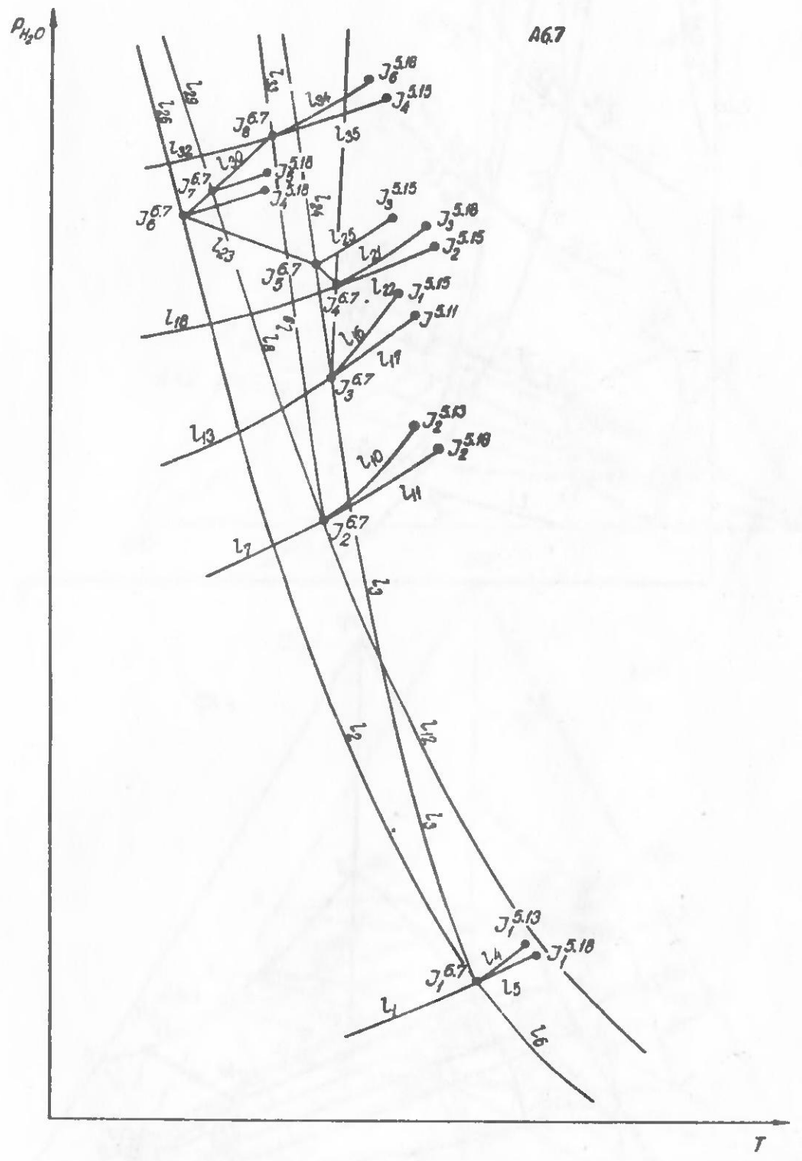
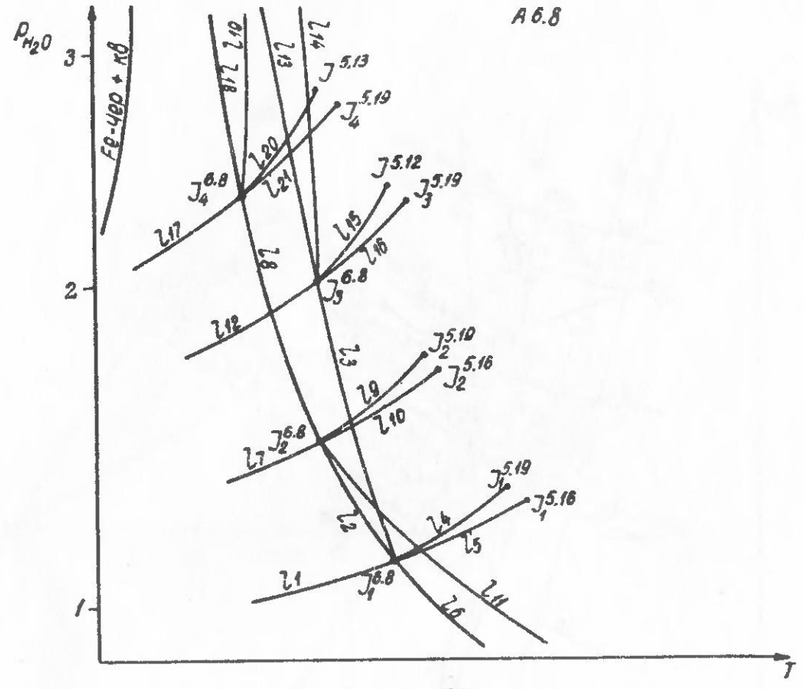


Рис. I.34.



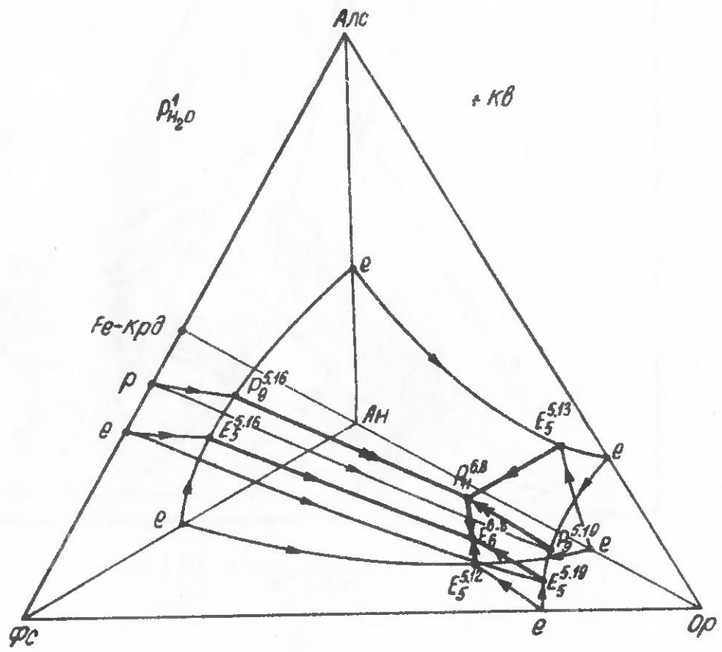
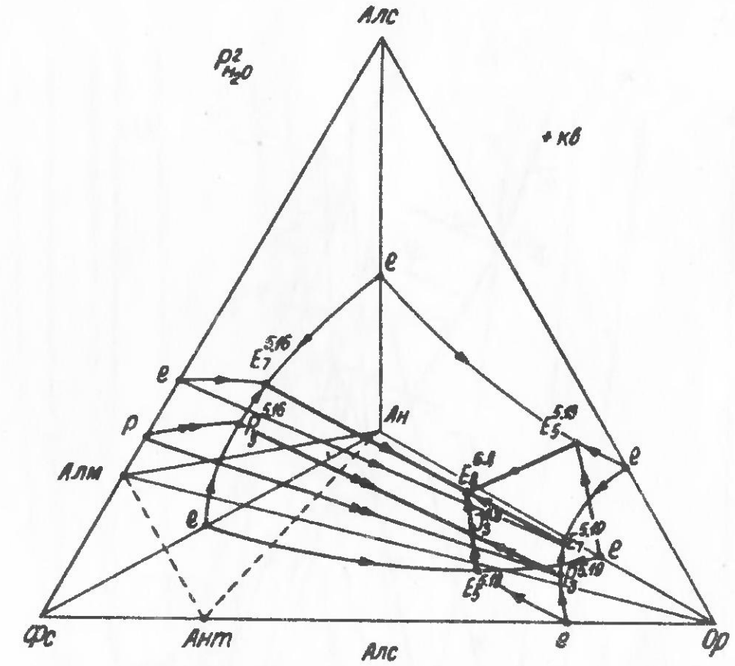


Рис. I.35.



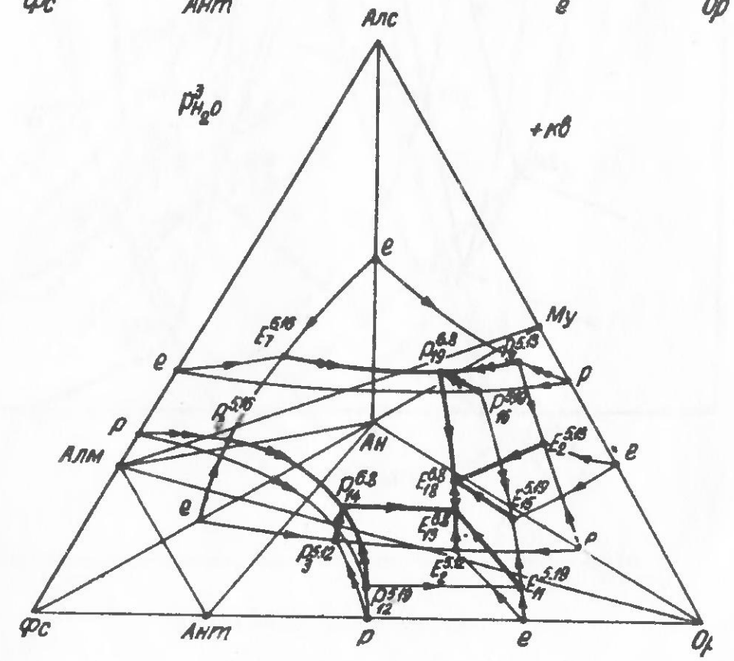


Рис. I.35. (Продолжение).

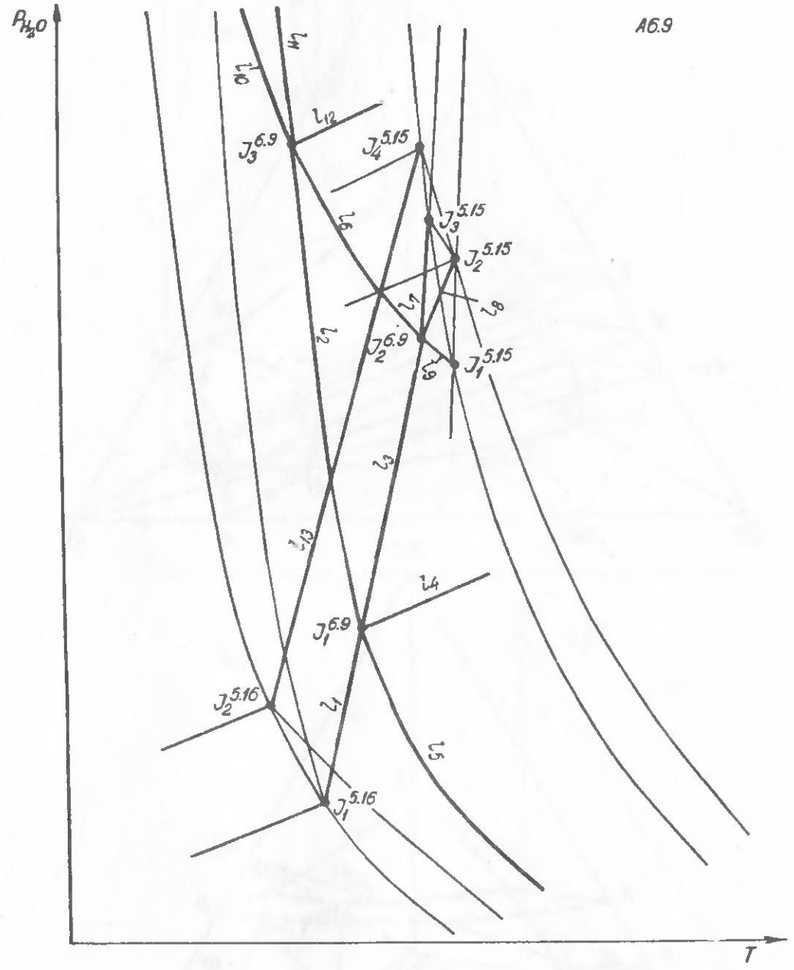


Рис. I.36.

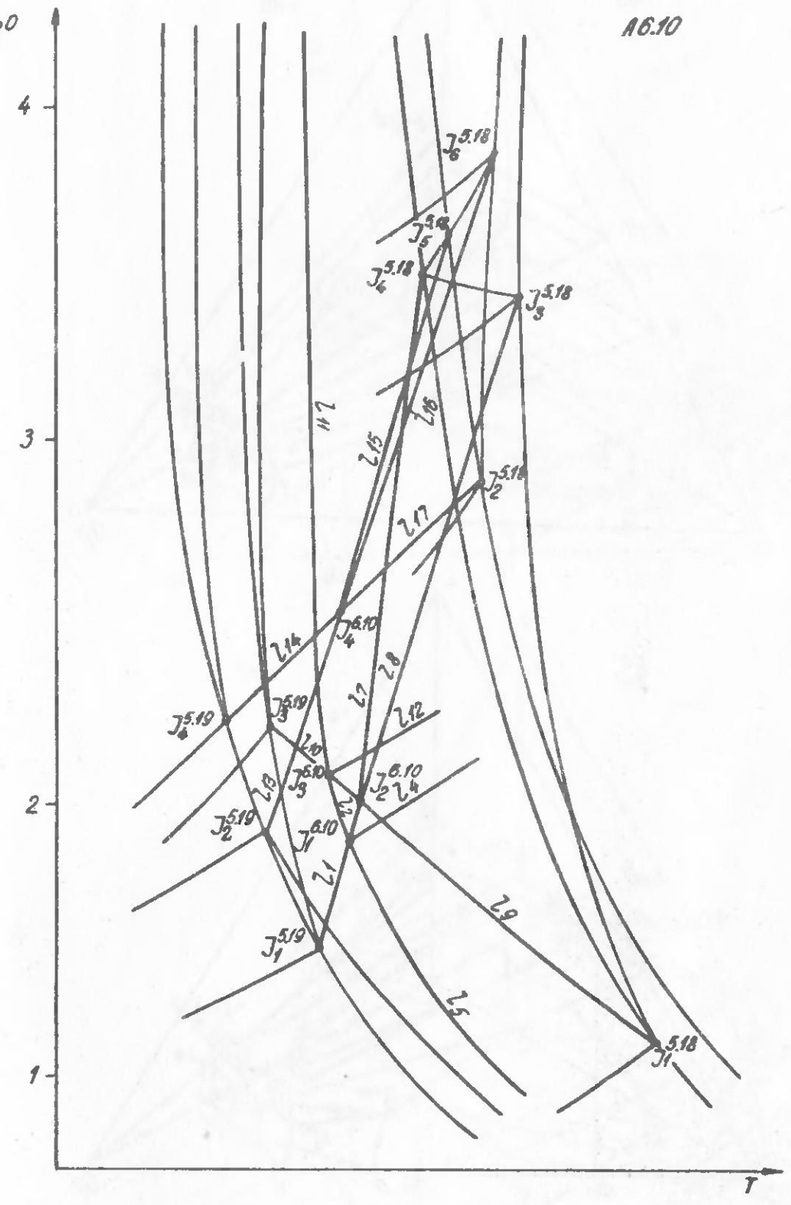
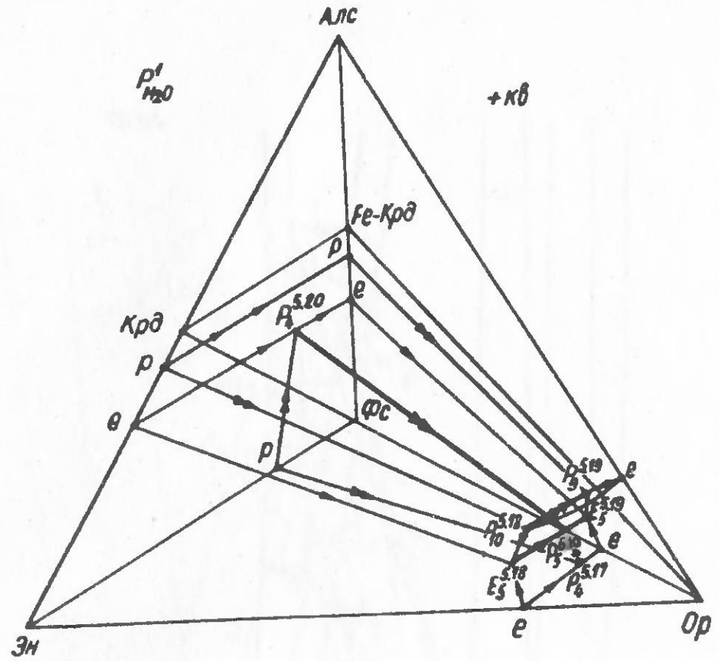


Рис. I.37.



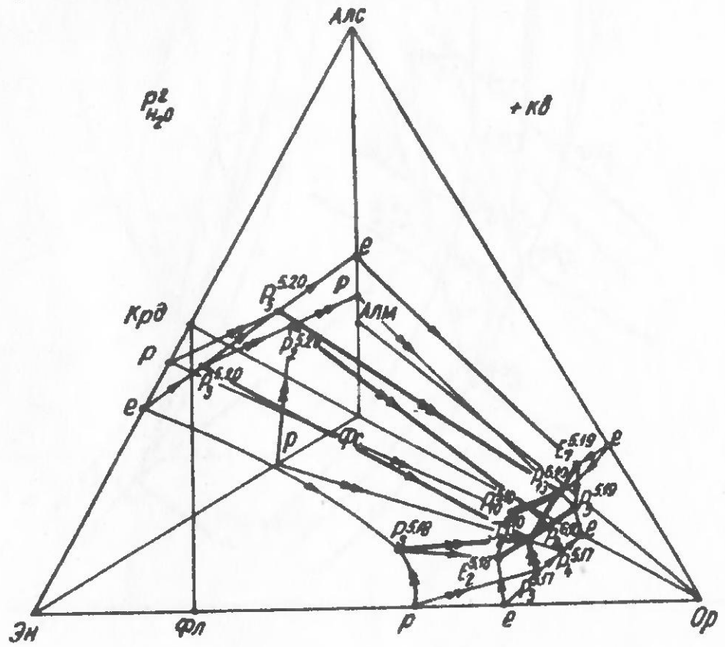
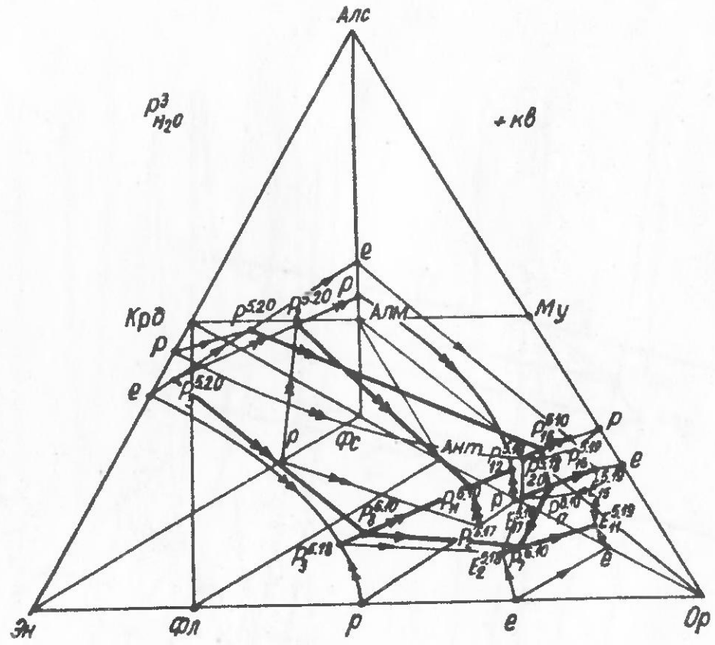


Рис. I.37. (Продолжение).



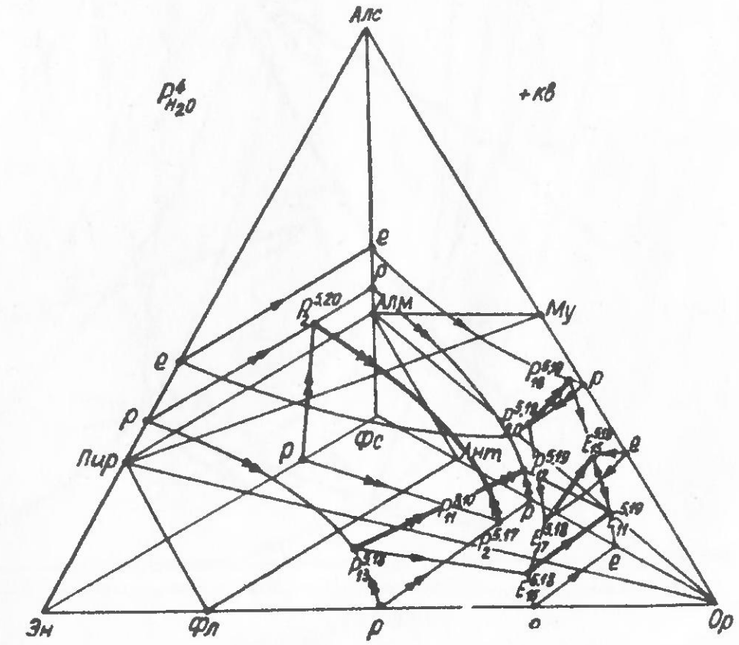


Рис. I.37. (Продолжение).

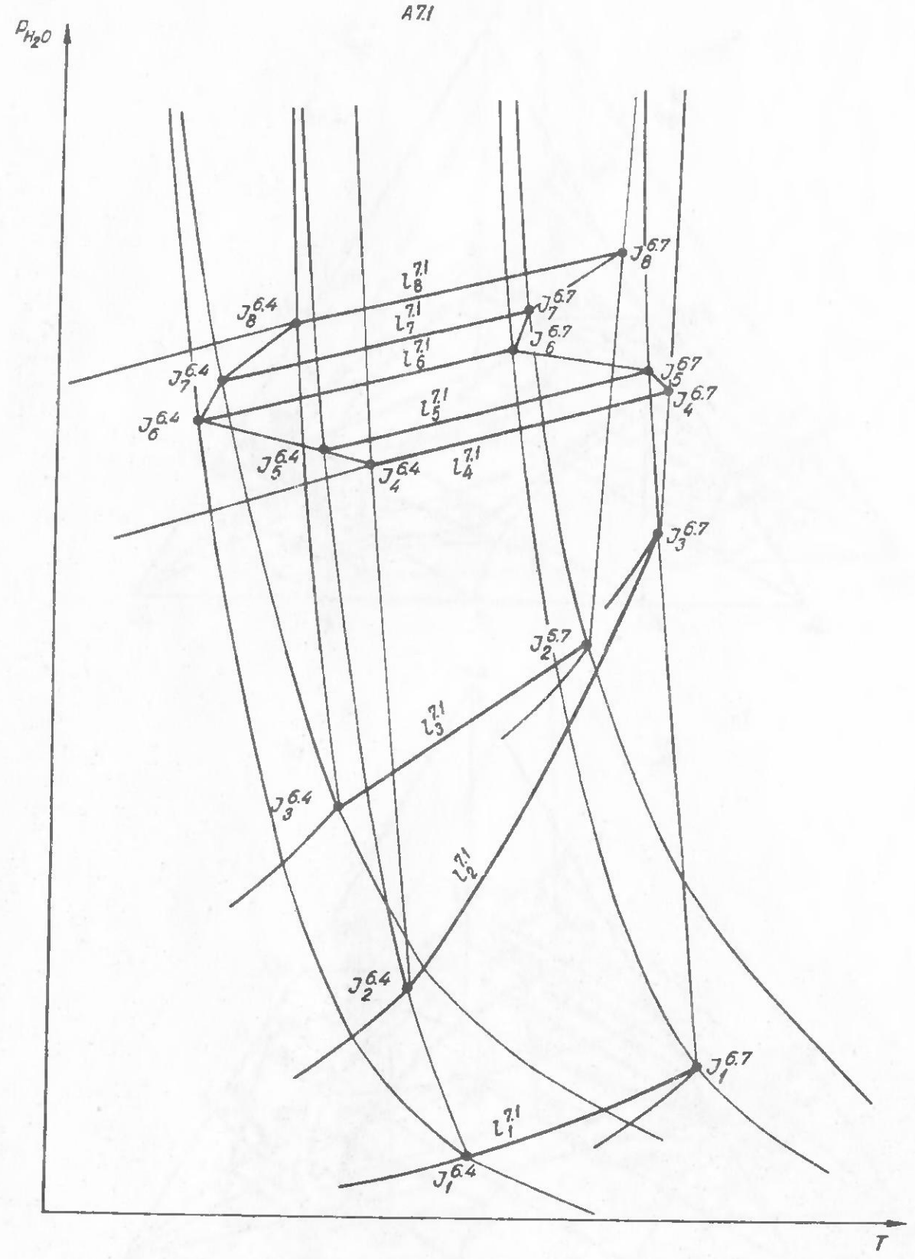


Рис. I.38.

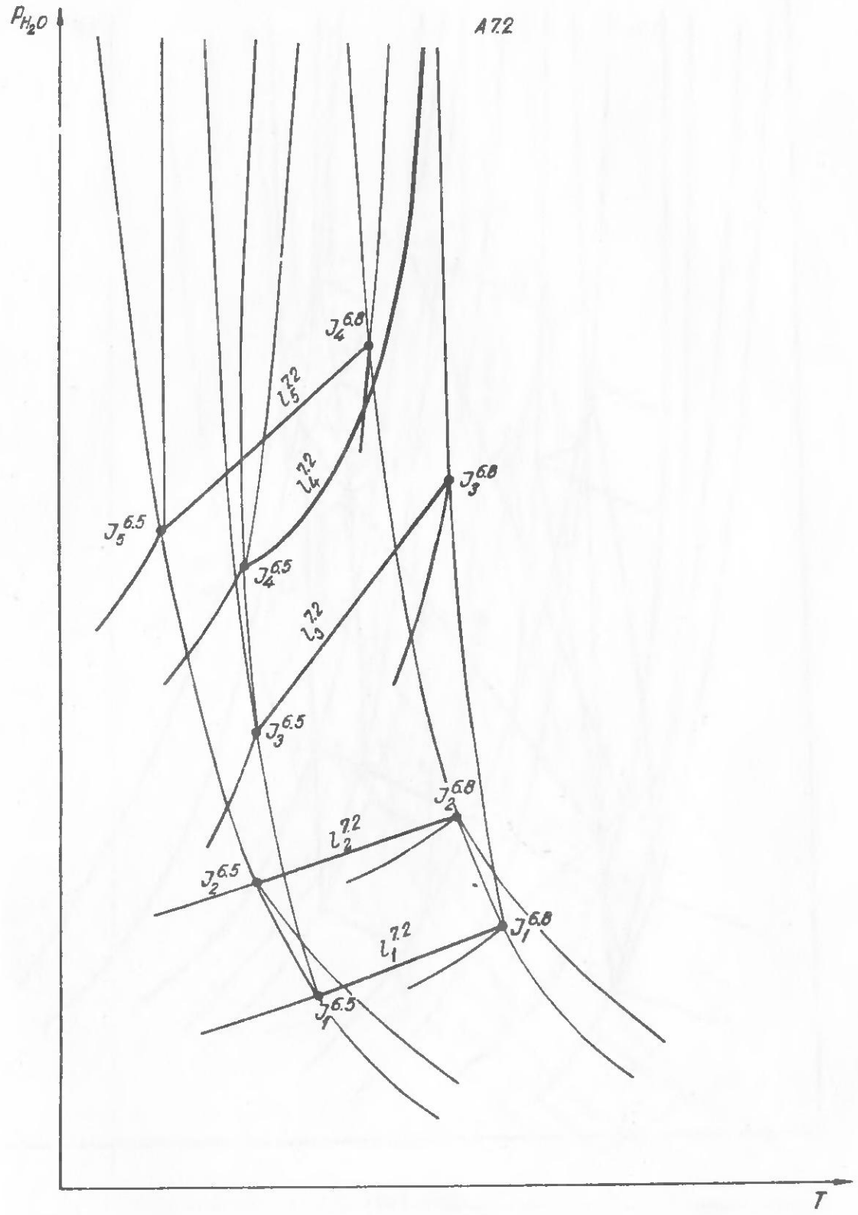


Рис. I.39.

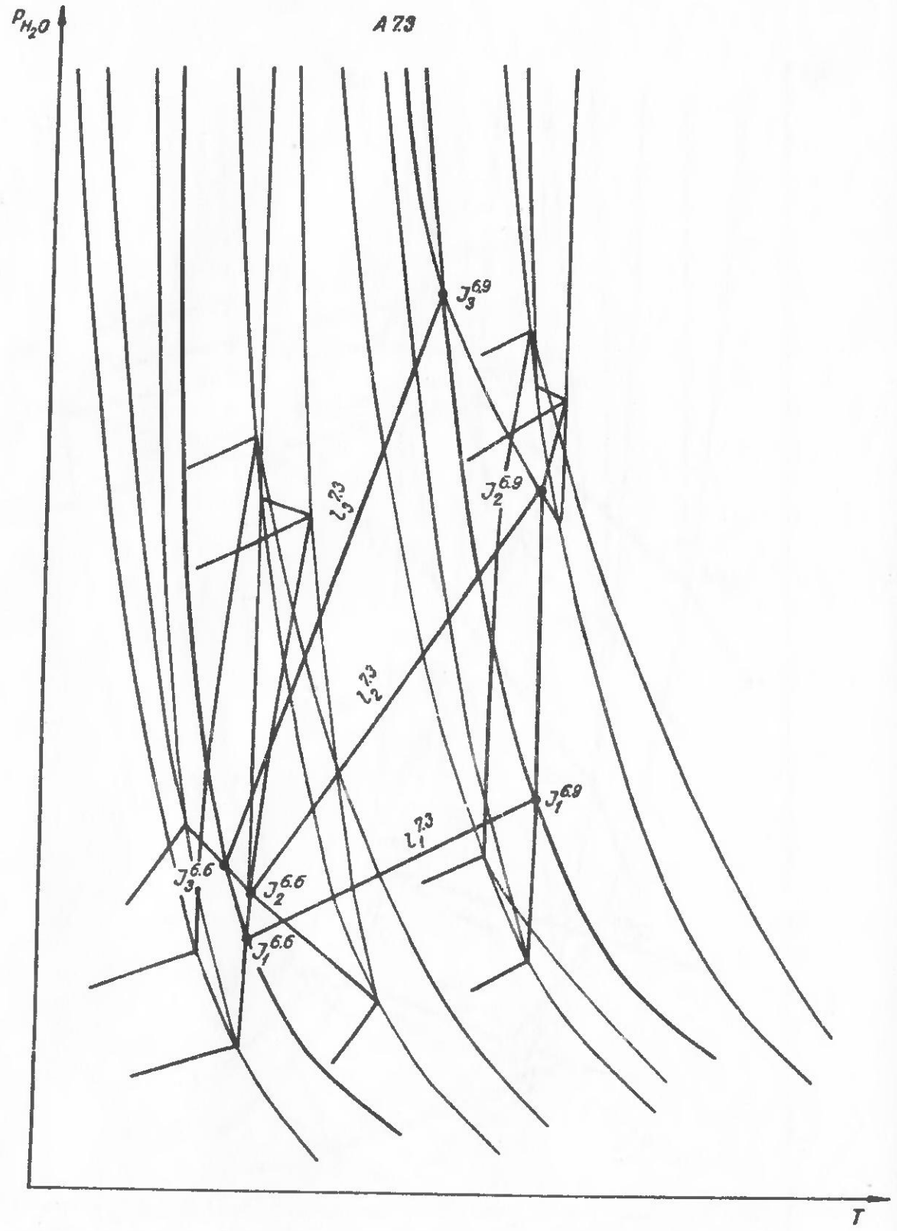


Рис. I.40.

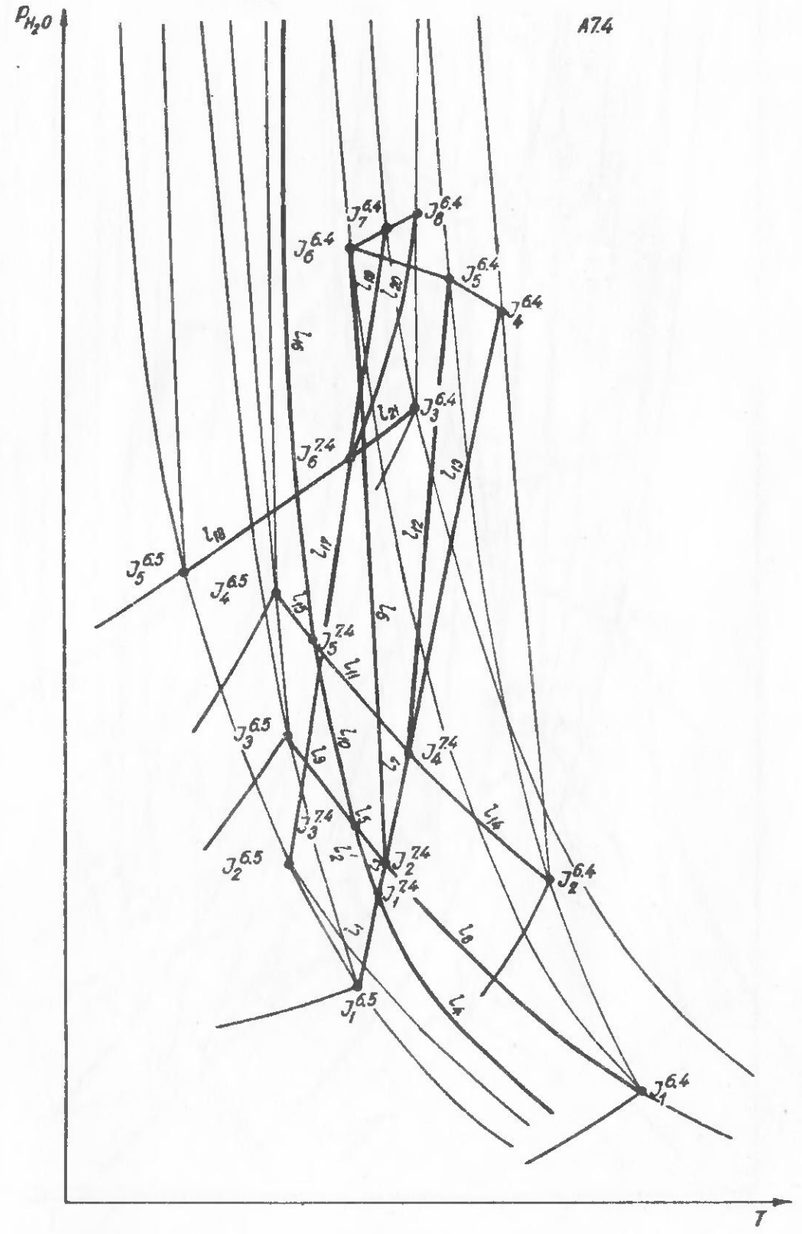


Рис. I.41.

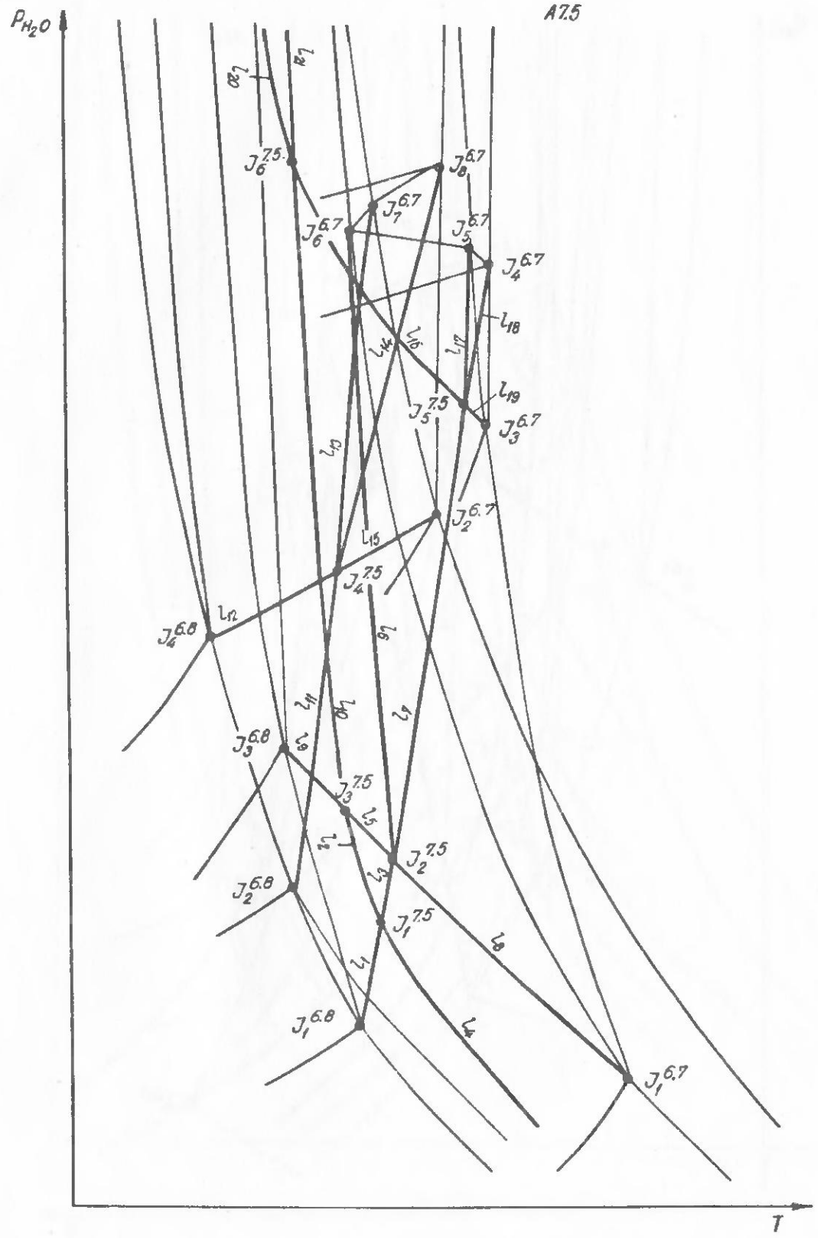


Рис. I.42.

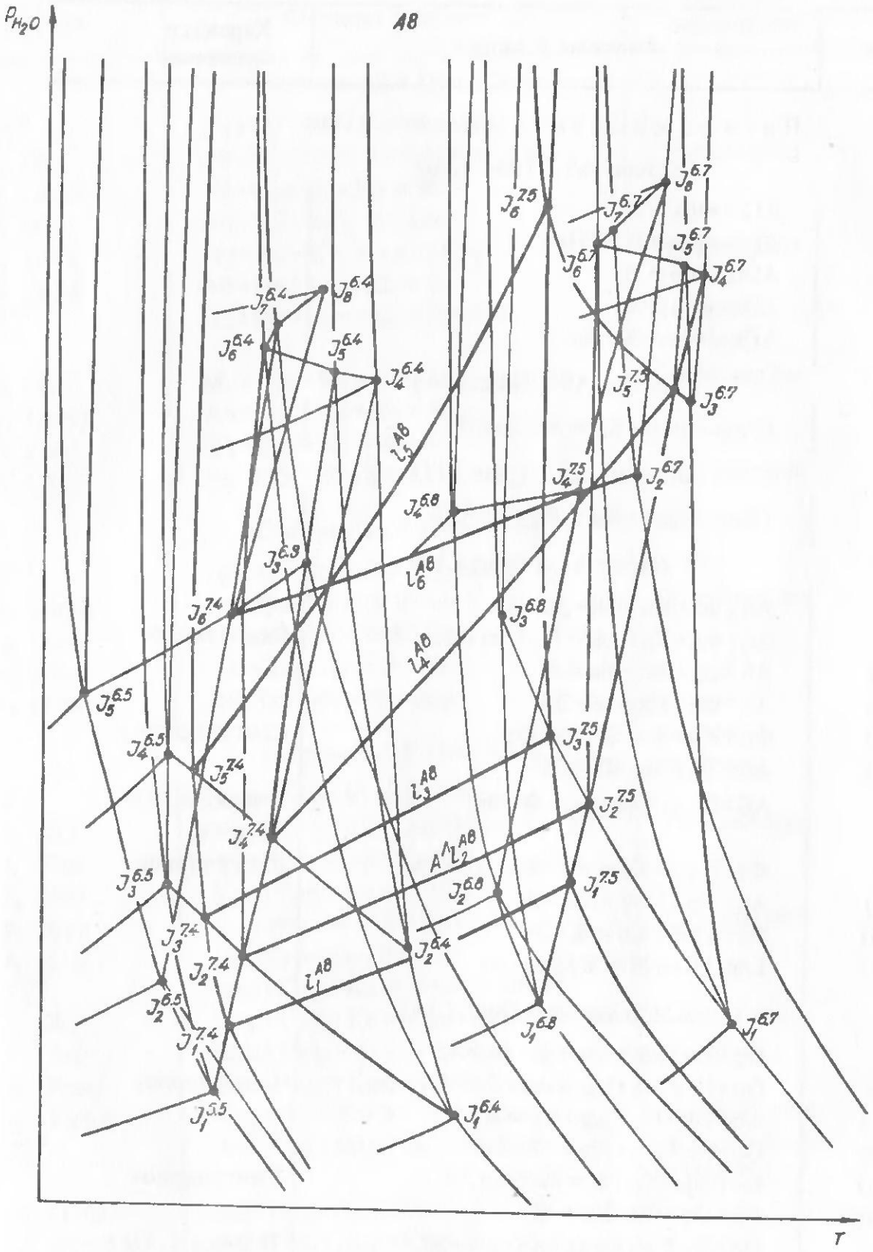


Рис. I.43.

Таблица I.1

Фазовые реакции к рис. I.10–I.45

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
Пятикомпонентные системы		
Система А5.1 (рис. I.10)		
M_S	АПш+Кв=Ж	
l_1	АПш+Кв=Ж+КПш	
l_2	АПш+Кв=Ж	
l_3	АПш+Кв=Ж	
l_4	АПш+Кв=Ж+Пл	
Система А5.2 (рис. I.11)		
$l^{5.2}$	(Глф–Чер)+Кв=Ж+Эн+Пл	
Система А5.4 (рис. I.12)		
$l^{5.4}_{5.4}$	(Прг–Мрг)+Кв=Ж+Алс+Пл	
Система А5.5 (рис. I.13)		
$J^{5.5}_1$	Аб+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Аб+Фл+Кв=Аб+Ор+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Аб+Ор+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Аб+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Аб)	Фл+Кв+Ж=Ж+Эн+Ор	Сингулярное
l_5 (Фл)	Аб+Ор+Эн+Кв=Ж	
$J^{5.5}_2$	Аб+Фл+Глф+Кв=Ж+Эн	В точке S: Аб+ +Фл=Ж
l_6 (Ж)	Фл+Глф+Кв=Аб+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_7 (Эн)	Аб+Фл+Глф+Кв=Ж	
l_8 (Аб)	Фл+Глф+Кв=Ж+Эн	
l_9 (Фл)	Глф+Кв+Ж=Ж+Эн+Аб	
Система А5.6 (рис. I.14)		
$J^{5.6}_1$	Ор+Fe-Глф+Кв=Ж+Фа+Аб	
l_1 (Ж)	Ор+Fe-Глф+Кв=Аб+Ор+Кв+Фа	Сингулярное
l_2 (Фа)	Аб+Ор+Fe-Глф+Кв=Ж	
l_3 (Аб)	Ор+Fe-Глф+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Ор)	Fe-Глф+Кв+Ж=Ж+Фа+Аб	Сингулярное
l_5 (Fe-Глф)	Аб+Ор+Фа+Кв=Ж	
$J^{5.6}_2$	Ор+Fe-Глф+Ант+Кв+Фа+Ж	В точке S: Ор+ +Fe-Глф=Ж
l_6 (Ж)	Fe-Глф+Ант+Кв=Ор+Fe-Глф+Фа+Кв	Сингулярное
l_7 (Фа)	Ор+Fe-Глф+Ант+Кв=Ж	
l_8 (Ор)	Fe–Глф+Ант+Кв=Ж+Фа	
l_9 (Fe-Глф)	Ант+Кв+Ж=Ж+Фа+Ор+Кв	Сингулярное

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
Система А5.7 (рис. I.15)		
$J^{5.7}_1$	Аб+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	
l_1 (Ж)	Аб+Му+Кв=Аб+Ор+Алс+Кв	Сингулярное
l_2 (Алс)	Аб+Ор+Му+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Аб+Му+Кв=Ж+Алс	
l_4 (Аб)	Му+Кв+Ж=Ж+Алс+Ор	Сингулярное
l_5 (Му)	Аб+Ор+Алс+Кв=Ж	
$J^{5.7}_2$	Аб+Му+Прг+Кв=Ж+Алс	В точке S: Аб+ +Му=Ж
l_6 (Ж)	Му+Прг+Кв=Аб+Му+Алс+Кв	Сингулярное
l_7 (Алс)	Аб+Му+Прг+Кв=Ж	
l_8 (Аб)	Му+Прг+Кв=Ж+Алс	
l_9 (Му)	Прг+Кв+Ж=Ж+Алс+Аб	Сингулярное
Система А5.8 (Рис. I.16)		
$J^{5.8}$	Аб+Ол+Кв=Ж+Опр+Глф	
l_1 (Опр)	Аб+Ол+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_2 (Аб)	Глф+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Аб+Опр+Кв=Ж+Глф	”
l_4 (Глф)	Аб+Ол+Кв=Ж+Опр	”
Система А5.9 (рис. I.17)		
$J^{5.9}_1$	Крд+Глф+Кв=Ж+Эн+Аб	
l_1 (Ж)	Крд+Глф+Кв=Аб+Крд+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Аб+Крд+Глф+Кв=Ж	
l_3 (Аб)	Крд+Глф+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Крд)	Глф+Кв+Ж=Ж+Эн+Аб	Сингулярное
l_5 (Глф)	Аб+Крд+Эн+Кв=Ж	
$J^{5.9}_2$	Пир+Глф+Кв=Ж+Крд+Эн	
l_6 (Ж)	Пир+Глф+Кв=Крд+Эн+Глф+Кв	Сингулярное
l_7 (Эн)	Крд+Глф+Кв=Ж+Пир	
l_8 (Крд)	Глф+Пир+Кв=Ж+Эн	
l_9 (Глф)	Пир+Кв+Ж=Ж+Эн+Крд	Сингулярное
$J^{5.9}_3$	Аб+Глф+Пир+Кв=Ж+Крд	В точке S: Аб+ +Пир=Ж
l_{10} (Глф)	Аб+Пир+Крд+Кв=Ж	
l_{11} (Крд)	Аб+Глф+Пир+Кв=Ж	
$J^{5.9}_4$	Аб+Пир+Алс+Кв=Ж+Крд	
l_{12} (Ж)	Аб+Пир+Алс+Кв=Аб+Крд+Кв	Сингулярное
l_{13} (Крд)	Аб+Пир+Алс+Кв=Ж	
l_{14} (Аб)	Пир+Алс+Кв+Ж=Ж+Крд	Сингулярное
l_{15} (Пир)	Аб+Крд+Кв=Ж+Алс	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
	Система А5.10 (рис. I.18)	
$J_1^{5.10}$	Fe-Крд+Fe-Глф+Кв = Ж+Фа+Аб	
l_1 (Ж)	Fe-Крд+Fe-Глф+Кв = Аб+Fe-Крд+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Аб+Fe-Крд+Fe-Глф+Кв = Ж	
l_3 (Аб)	Fe-Крд+Fe-Глф+Кв = Ж+Фа	
l_4 (Fe-Крд)	Fe-Глф+Кв+Ж = Ж+Фа+Аб	Сингулярное
l_5 (Fe-Глф)	Аб+Fe-Крд+Фа+Кв = Ж	
$J_2^{5.10}$	Алм+Fe-Глф+Кв = Ж+Fe-Крд+Фа	
l_6 (Ж)	Алм+Fe-Глф+Кв = Fe-Крд+Фа+ +Fe-Глф+Кв	Сингулярное
l_7 (Фа)	Fe-Крд+Fe-Глф+Кв = Ж+Алм	
l_8 (Fe-Крд)	Fe-Глф+Алм+Кв = Ж+Фа	
l_9 (Fe-Глф)	Алм+Кв+Ж = Ж+Fe-Крд+Фа+Кв	Сингулярное
$J_3^{5.10}$	Аб+Алм+Fe-Глф+Кв = Ж+Fe-Крд	В точке S: Аб+ +Алм = Ж
l_{10} (Fe-Глф)	Аб+Алм+Fe-Глф+Кв = Ж	
l_{11} (Fe-Крд)	Аб+Fe-Глф+Алм+Кв = Ж	
$J_4^{5.10}$	Аб+Алм+Алс+Кв = Ж+Fe-Крд	
l_{12} (Ж)	Аб+Алм+Алс+Кв = Аб+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_{13} (Fe-Крд)	Аб+Алм+Алс+Кв = Ж	
l_{14} (Аб)	Алм+Алс+Кв+Ж = Ж+Fe-Крд	Сингулярное
l_{15} (Алм)	Аб+Fe-Крд+Кв = Ж+Алс	
	Система А5.11 (Рис. I.19)	
$J_1^{5.11}$	Ан+Ор+Фл+Кв = Ж+Эн	
l_1 (Ж)	Ан+Фл+Кв = Ан+Ор+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ан+Ор+Фл+Кв = Ж	
l_3 (Ор)	Ан+Фл+Кв = Ж+Эн	
l_4 (Ан)	Фл+Кв+Ж = Ж+Ор+Эн	Сингулярное
l_5 (Фл)	Ан+Ор+Эн+Кв = Ж	
$J_2^{5.11}$	Ан+Фл+Чер+Кв = Ж+Эн	В точке S: Ан+ +Фл = Ж
l_6 (Ж)	Фл+Чер+Кв = Ан+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_7 (Эн)	Ан+Фл+Чер+Кв = Ж	
l_8 (Ан)	Фл+Чер+Кв = Ж+Эн	
l_9 (Фл)	Чер+Кв+Ж = Ж+Ан+Эн	Сингулярное
	Система А5.12 (рис. I.20)	
$J^{5.12}$	Ан+Ант+Кв = Ж+Фа+Ор	
l_1 (Ж)	Ан+Ант+Кв = Ан+Ор+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ан+Ор+Ант+Кв = Ж	
l_3 (Ор)	Ан+Ант+Кв = Ж+Фа	
l_4 (Ан)	Ант+Кв+Ж = Ж+Фа+Ор	Сингулярное
l_5 (Ант)	Ан+Ор+Фа+Кв = Ж	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
	Система А5.14 (рис. I.21)	
$J^{5.14}$	Ан+Ол+Кв = Ж+Опр+Чер	
l_1 (Опр)	Ан+Ол+Кв = Ж+Чер	Сингулярное
l_2 (Ан)	Ол+Чер+Кв = Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Ан+Опр+Кв = Ж+Чер	”
l_4 (Чер)	Ан+Ол+Кв = Ж+Опр	”
	Система А5.15 (рис. I.22)	
$J^{5.15}$	Крд+Чер+Кв = Ж+Эн+Ан	
l_1 (Ж)	Крд+Чер+Кв = Ан+Крд+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ан+Крд+Чер+Кв = Ж	
l_3 (Ан)	Крд+Чер+Кв = Ж+Эн	
l_4 (Крд)	Чер+Кв+Ж = Ж+Эн+Ан	Сингулярное
l_5 (Чер)	Ан+Крд+Эн+Кв = Ж	
$J_2^{5.15}$	Чер+Пир+Кв = Ж+Крд+Эн	
l_6 (Ж)	Чер+Пир+Кв = Чер+Крд+Эн+Кв	Сингулярное
l_7 (Эн)	Чер+Крд+Кв = Ж+Пир	
l_8 (Крд)	Чер+Пир+Кв = Ж+Эн	
l_9 (Чер)	Пир+Кв+Ж = Ж+Эн+Крд	Сингулярное
$J_3^{5.15}$	Ан+Пир+Чер+Кв = Ж+Крд	В точке S: Ан+ +Пир = Ж
l_{10} (Чер)	Ан+Пир+Крд+Кв = Ж	
l_{11} (Крд)	Ан+Пир+Чер+Кв = Ж	
$J_4^{5.15}$	Ан+Пир+Алс+Кв = Ж+Крд	
l_{12} (Ж)	Ан+Пир+Алс+Кв = Ан+Крд+Кв	Сингулярное
l_{13} (Крд)	Ан+Пир+Алс+Кв = Ж	
l_{14} (Ан)	Пир+Алс+Кв+Ж = Ж+Крд	Сингулярное
l_{15} (Пир)	Ан+Крд+Кв = Ж+Алс	
	Система А5.16 (рис. I.23)	
$J_1^{5.16}$	Ан+Алм+Кв = Ж+Fe-Крд+Фа	
l_1 (Ж)	Ан+Алм+Кв = Ан+Фа+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ан+Алм+Fe-Крд+Кв = Ж	
l_3 (Fe-Крд)	Ан+Алм+Кв = Ж+Фа	
l_4 (Ан)	Алм+Кв+Ж = Ж+Фа+Fe-Крд	Сингулярное
l_5 (Алм)	Ан+Fe-Крд+Фа+Кв = Ж	
$J_2^{5.16}$	Ан+Алм+Алс+Кв = Ж+Fe-Крд	
l_6 (Ж)	Ан+Алм+Алс+Кв = Ан+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_7 (Fe-Крд)	Ан+Алм+Алс+Кв = Ж	
l_8 (Ан)	Алм+Алс+Кв+Ж = Ж+Fe-Крд	Сингулярное
l_9 (Алм)	Ан+Fe-Крд+Кв = Ж+Алс	
	Система А5.17 (рис. I.24)	
$J^{5.17}$	Ор+Ол+Кв = Ж+Би+Опр	
l_1 (Опр)	Ор+Ол+Кв = Ж+Би	Сингулярное

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_2 (Ор)	Би+Ол+Кв = Ж+Опр	
l_3 (Ол)	Ор+Опр+Кв = Ж+Би	
l_4 (Би)	Ор+Ол+Кв = Ж+Опр	
	Система А5.18 (рис. I.25)	
$J_1^{5.18}$	Крд+Фл+Кв = Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Крд+Фл+Кв = Ор+Крд+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ор+Крд+Фл+Кв = Ж	
l_3 (Ор)	Крд+Фл+Кв = Ж+Эн	
l_4 (Крд)	Фл+Кв+Ж = Ж+Ор+Эн	Сингулярное
l_5 (Фл)	Ор+Крд+Эн+Кв = Ж	
$J_2^{5.18}$	Ор+Крд+Му+Кв = Ж+Алс	В точке S: Ор+ +Крд = Ж
l_6 (Ж)	Крд+Му+Кв = Ор+Крд+Алс+Кв	Сингулярное
l_7 (Алс)	Ор+Крд+Му+Кв = Ж	
l_8 (Ор)	Крд+Му+Кв = Ж+Алс	
l_9 (Крд)	Му+Кв+Ж = Ж+Ор+Алс	Сингулярное
l_{10} (Му)	Ор+Крд+Кв = Ж+Алс	
$J_3^{5.18}$	Пир+Фл+Кв = Ж+Крд+Эн	
l_{11} (Ж)	Пир+Фл+Кв = Эн+Крд+Фл+Кв	Сингулярное
l_{12} (Эн)	Фл+Крд+Кв = Ж+Пир	
l_{13} (Крд)	Пир+Фл+Кв = Ж+Эн	
l_{14} (Фл)	Пир+Кв+Ж = Ж+Эн+Крд	Сингулярное
$J_4^{5.18}$	Пир+Фл+Ор+Кв = Ж+Крд	В точке S: Ор+ +Пир = Ж
l_{15} (Крд)	Ор+Пир+Фл+Кв = Ж	
l_{16} (Фл)	Ор+Пир+Крд+Кв = Ж	
$J_5^{5.18}$	Пир+Му+Кв = Ж+Крд+Ор	В точке S: Ор+ +Крд = Ж
l_{17} (Крд)	Ор+Пир+Му+Кв = Ж	
l_{18} (Ор)	Пир+Му+Кв = Ж+Крд	
$J_6^{5.18}$	Му+Пир+Алс+Кв = Ж+Крд	
l_{19} (Ж)	Му+Пир+Алс+Кв = Му+Крд+Кв	Сингулярное
l_{20} (Крд)	Му+Пир+Кв = Ж+Алс	
l_{21} (Му)	Пир+Алс+Кв+Ж = Ж+Крд	Сингулярное
	Система А5.19 (рис. I.26)	
$J_1^{5.19}$	Ор+Алм+Кв = Ж+Фа+Fe-Крд	
l_1 (Ж)	Ор+Алм+Кв = Ор+Фа+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ор+Алм+Fe-Крд+Кв = Ж	
l_3 (Fe-Крд)	Ор+Алм+Кв = Ж+Фа	
l_4 (Ор)	Алм+Кв+Ж = Ж+Фа+Fe-Крд	Сингулярное
l_5 (Алм)	Ор+Fe-Крд+Фа+Кв = Ж	
$J_2^{5.19}$	Ор+Алм+Алс+Кв = Ж+Fe-Крд	
l_6 (Ж)	Ор+Алм+Алс+Кв = Ор+Fe-Крд+Кв	Сингулярное

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_7 (Fe-Крд)	Ор+Алм+Алс+Кв = Ж	
l_8 (Ор)	Алм+Алс+Кв+Ж = Ж+Fe-Крд	Сингулярное
l_9 (Алм)	Ор+Fe-Крд+Кв = Ж+Алс	
$J_3^{5.19}$	Ор+Алм+Ант+Кв = Ж+Фа	В точке S: Ор+ +Алм = Ж
l_{10} (Ж)	Алм+Ант+Кв = Ор+Алм+Фа+Кв	Сингулярное
l_{11} (Фа)	Ор+Алм+Ант+Кв = Ж	
l_{12} (Ор)	Алм+Ант+Кв = Ж+Фа	
l_{13} (Алм)	Ант+Кв+Ж = Ж+Ор+Фа	Сингулярное
$J_4^{5.19}$	Алм+Му+Кв = Ж+Алс+Ор	
l_{14} (Ж)	Алм+Му+Кв = Ор+Алм+Алс+Кв	Сингулярное
l_{15} (Алс)	Ор+Алм+Му+Кв = Ж	
l_{16} (Ор)	Алм+Му+Кв = Ж+Алс	
l_{17} (Алм)	Му+Кв+Ж = Ж+Ор+Алс	Сингулярное
	Система А5.20 (рис. I.27)	
$J^{5.20}$	Гр+Ол+Кв = Ж+Опр+Крд	
l_1 (Опр)	Гр+Кв = Ж+Ол+Крд	Сингулярное
l_2 (Крд)	Гр+Ол+Кв = Ж+Опр	
l_3 (Ол)	Гр+Кв = Ж+Опр+Крд	
l_4 (Гр)	Крд+Ол+Кв = Ж+Опр	
l_5	Гр+Алс+Кв = Ж+Крд	
	Шестикомпонентные системы	
	Система А6.1 (рис. I.28)	
$l_1^{6.1}$	Пл+Му+Кв = Ж+Ор+Алс	Сингулярное
$l_2^{6.1}$	Му+(Мгр–Прг)+Кв = Ж+Алс+Пл	”
	Система А6.2 (рис. I.29)	
$l_1^{6.2}$	Крд+(Глф–Чер)+Кв = Ж+Эн+Пл	Сингулярное
$l_2^{6.2}$	Пир+(Глф–Чер)+Кв = Ж+Крд+Эн	”
$l_3^{6.2}$	Пл+Пир+(Глф–Чер)+Кв = Ж+Крд	”
$l_4^{6.2}$	Пл+Пир+Алс+Кв = Ж+Крд	”
	Система А6.3 (рис. I.30)	
$l_1^{6.3}$	Пл+Алм+Кв = Ж+Фа+Fe-Крд	Сингулярное
$l_2^{6.3}$	Пл+Алм+Алс+Кв = Ж+Fe-Крд	”
$l_3^{6.3}$	Алм+(Глф–Чер)+Кв = Ж+Фа+Пл	”
	Система А6.4 (рис. I.31)	
$J_1^{6.4}$	Аб+Крд+Фл+Кв = Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Аб+Крд+Фл+Кв = Аб+Ор+Крд+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Аб+Ор+Крд+Фл+Кв = Ж	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_3 (Ор)	Аб+Крд+Фл+Кв = Ж+Эн	
l_4 (Крд)	Аб+Фл+Кв+Ж = Ж+Ор+Эн+Аб	Сингулярное
l_5 (Аб)	Крд+Фл+Кв+Ж = Ж+Ор+Крд+Эн	”
l_6 (Фл)	Аб+Ор+Крд+Эн+Кв = Ж	
$J_2^{6.4}$	Аб+Крд+Фл+Глф+Кв = Ж+Эн	В точке S: Аб+ +Крд+Фл = Ж
l_7 (Ж)	Крд+Фл+Глф+Кв = Аб+Крд+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_8 (Эн)	Аб+Крд+Фл+Глф+Кв = Ж	
l_9 (Аб)	Крд+Фл+Глф+Кв = Ж+Эн	
l_{10} (Фл)	Крд+Глф+Кв+Ж = Ж+Эн+Аб+ Крд	Сингулярное
l_{11} (Крд)	Фл+Глф+Кв+Ж = Ж+Аб+Эн+Фл	”
$J_3^{6.4}$	Аб+Ор+Крд+Му+Кв = Ж+Алс	В точке S: Аб+ +Ор+Крд = Ж
l_{12} (Ж)	Аб+Крд+Му+Кв = Аб+Ор+Крд+Алс+Кв	Сингулярное
l_{13} (Алс)	Аб+Ор+Крд+Му+Кв = Ж	
l_{14} (Ор)	Аб+Крд+Му+Кв = Ж+Алс	
l_{15} (Крд)	Аб+Му+Кв+Ж = Ж+Алс+Ор+Аб	Сингулярное
l_{16} (Аб)	Крд+Му+Кв+Ж = Ж+Крд+Ор+Алс	”
l_{17} (Му)	Аб+Ор+Крд+Кв = Ж+Алс	
$J_4^{6.4}$	Пир+Фл+Глф+Кв = Ж+Крд+Эн	
l_{18} (Ж)	Пир+Фл+Глф+Кв = Эн+Крд+Фл+Глф	Сингулярное
l_{19} (Эн)	Фл+Глф+Крд+Кв = Ж+Пир	
l_{20} (Крд)	Пир+Фл+Глф+Кв = Ж+Эн	
l_{21} (Фл)	Пир+Глф+Кв+Ж = Ж+Крд+Эн+Глф	Сингулярное
l_{22} (Глф)	Фл+Пир+Кв+Ж = Ж+Крд+Эн+Фл	
$J_5^{6.4}$	Аб+Пир+Фл+Глф+Кв = Ж+Крд	
l_{23}^1 (Глф)	Аб+Пир+Фл+Кв = Ж+Крд	С сингулярной
l_{23} (Глф)	Аб+Пир+Фл+Крд+Кв = Ж	точкой
l_{24} (Крд)	Аб+Пир+Фл+Глф+Кв = Ж	
l_{25} (Фл)	Аб+Пир+Глф+Кв = Ж+Крд	
$J_6^{6.4}$	Аб+Ор+Пир+Фл+Кв = Ж+Крд	
l_{26} (Крд)	Аб+Ор+Пир+Фл+Кв = Ж	
l_{27}^1 (Фл)	Аб+Ор+Пир+Кв = Ж+Крд	С сингулярной
l_{27} (Фл)	Аб+Ор+Пир+Крд+Кв = Ж	точкой
l_{28} (Аб)	Ор+Пир+Фл+Кв = Ж+Крд	
$J_7^{6.4}$	Аб+Ор+Пир+Му+Кв = Ж+Крд	В точке S: Аб+ +Ор+Крд = Ж
l_{29} (Крд)	Аб+Ор+Пир+Му+Кв = Ж	
l_{30} (Ор)	Аб+Пир+Му+Кв = Ж+Крд	
l_{31} (Аб)	Ор+Пир+Му+Кв = Ж+Крд	
$J_8^{6.4}$	Аб+Пир+Му+Кв = Ж+Крд+Алс	
l_{32} (Ж)	Аб+Пир+Алс+Му+Кв = Аб+Му+Крд+Кв	Сингулярное
l_{33} (Крд)	Аб+Пир+Му+Кв = Ж+Алс	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_{34} (Аб)	Пир+Му+Алс+Кв+Ж = Ж+Крд	Сингулярное
l_{35} (Му)	Пир+Алс+Кв+Ж = Ж+Крд+Аб	”
	Система А6.5 (рис. I.32)	
$J_1^{6.5}$	Аб+Ор+Алм+Кв = Ж+Фа+Fe-Крд	
l_1 (Ж)	Аб+Ор+Алм+Кв = Аб+Ор+Fe-Крд+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Аб+Ор+Алм+Fe-Крд+Кв = Ж	
l_3 (Fe-Крд)	Аб+Ор+Алм+Кв = Ж+Фа	
l_4 (Аб)	Ор+Алм+Кв+Ж = Ж+Фа+Fe-Крд	Сингулярное
l_5 (Ор)	Аб+Алм+Кв+Ж = Ж+Фа+Fe-Крд+Аб+Ор	
l_6 (Алм)	Аб+Ор+Fe-Крд+Фа+Кв = Ж	
$J_2^{6.5}$	Аб+Ор+Алм+Алс+Кв = Ж+Fe-Крд	
l_7 (Ж)	Аб+Ор+Алм+Алс+Кв = Аб+Ор+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_8 (Fe-Крд)	Аб+Ор+Алм+Алс+Кв = Ж	
l_9 (Аб)	Ор+Алм+Алс+Кв+Ж = Ж+Fe-Крд	Сингулярное
l_{10} (Ор)	Аб+Алм+Алс+Кв+Ж = Ж+Fe-Крд+Аб	”
l_{11} (Алм)	Аб+Ор+Fe-Крд+Кв = Ж+Алс	
$J_3^{6.5}$	Аб+Ор+Алм+Ант+Кв = Ж+Фа	В точке S: Аб+ +Ор+Алм = Ж
l_{12} (Ж)	Аб+Алм+Ант+Кв = Аб+Ор+Алм+Фа+Кв	Сингулярное
l_{13} (Фа)	Аб+Ор+Алм+Ант+Кв = Ж	
l_{14} (Ор)	Аб+Алм+Ант+Кв = Ж+Фа	
l_{15} (Алм)	Аб+Ант+Кв+Ж = Ж+Фа+Ор+Аб	Сингулярное
l_{16} (Аб)	Алм+Ант+Кв+Ж = Ж+Фа+Алм+Ор	”
$J_4^{6.5}$	Аб+Алм+Ант+Глф+Кв = Ж+Фа	В точке S: Аб+ +Алм+Ант = Ж
l_{17} (Ж)	Алм+Глф+Ант+Кв = Аб+Алм+Ант+Фа+Кв	Сингулярное
l_{18} (Фа)	Аб+Алм+Глф+Ант+Кв = Ж	
l_{19} (Аб)	Алм+Глф+Ант+Кв = Ж+Фа	
l_{20} (Алм)	Ант+Глф+Кв+Ж = Ж+Фа+Аб+Ант	Сингулярное
l_{21} (Ант)	Алм+Глф+Кв+Ж = Ж+Фа+Алм+Аб	”
$J_5^{6.5}$	Аб+Алм+Му+Кв = Ж+Алс+Ор	
l_{22} (Ж)	Аб+Алм+Му+Кв = Аб+Ор+Алм+Алс+Кв	Сингулярное
l_{23} (Алс)	Аб+Ор+Алм+Му+Кв = Ж	
l_{24} (Ор)	Аб+Алм+Му+Кв = Ж+Алс	
l_{25} (Аб)	Алм+Му+Кв+Ж = Ж+Ор+Алс+Алм	Сингулярное
l_{26} (Алм)	Аб+Му+Кв+Ж = Ж+Ор+Алс+Аб	”
	Система А6.6 (рис. I.33)	
$J_1^{6.6}$	Аб+Гр+Ол+Кв = Ж+Опр+Крд	
l_1 (Опр)	Аб+Гр+Кв = Ж+Ол+Крд	Сингулярное
l_2 (Крд)	Аб+Гр+Ол+Кв = Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Аб+Гр+Кв = Ж+Опр+Крд	”
l_4 (Аб)	Гр+Опр+Кв = Ж+Ол+Крд	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_5 (Гр)	Аб+Крд+Ол+Кв=Ж+Опр	Сингулярное
$J_2^{6.6}$	Аб+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд+Глф	
l_6 (Крд)	Аб+Гр+Опр+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_7 (Опр)	Аб+Глф+Гр+Кв=Ж+Крд	”
l_8 (Аб)	Гр+Глф+Кв=Ж+Крд+Опр	”
l_9 (Гр)	Аб+Крд+Опр+Кв=Ж+Глф	”
$J_3^{6.6}$	Аб+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Глф	
l_{10} (Опр)	Аб+Гр+Ол+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_{11} (Аб)	Гр+Глф+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{12} (Гр)	Глф+Ол+Кв=Ж+Опр+Аб	
l_{13}	Аб+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	

Система А6.7 (рис. I.34)

$J_1^{6.7}$	Ан+Крд+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Ан+Крд+Фл+Кв=Ан+Ор+Крд+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ан+Ор+Крд+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Ан+Крд+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Крд)	Ан+Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн+Ан	Сингулярное
l_5 (Ан)	Крд+Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Крд+Эн	”
l_6 (Фл)	Ан+Ор+Крд+Эн+Кв=Ж	
$J_2^{6.7}$	Ан+Ор+Крд+Му+Кв=Ж+Алс	В точке S: Ан+ +Ор+Крд=Ж
l_7 (Ж)	Ан+Крд+Му+Кв=Ан+Ор+Крд+Алс+Кв	Сингулярное
l_8 (Алс)	Ан+Ор+Крд+Му+Кв=Ж	
l_9 (Ор)	Ан+Крд+Му+Кв=Ж+Алс	
l_{10} (Крд)	Ан+Му+Кв+Ж=Ж+Алс+Ор+Ан	Сингулярное
l_{11} (Ан)	Крд+Му+Кв+Ж=Ж+Крд+Ор+Алс	”
l_{17} (Му)	Ан+Ор+Крд+Кв=Ж+Алс	
$J_3^{6.7}$	Ан+Крд+Фл+Чер+Кв=Ж+Эн	В точке S: Ан+ +Крд+Фл=Ж
l_{13} (Ж)	Крд+Фл+Чер+Кв=Ан+Крд+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_{14} (Эн)	Ан+Крд+Фл+Чер+Кв=Ж	
l_{15} (Ан)	Крд+Фл+Чер+Кв=Ж+Эн	
l_{16} (Фл)	Крд+Чер+Кв+Ж=Ж+Эн+Ан+Крд	Сингулярное
l_{17} (Крд)	Фл+Чер+Кв+Ж=Ж+Эн+Ан+Фл	”
$J_4^{6.7}$	Пир+Фл+Чер+Кв=Ж+Крд+Эн	
l_{18} (Ж)	Пир+Фл+Чер+Кв=Эн+Крд+Фл+Чер	Сингулярное
l_{19} (Эн)	Фл+Чер+Крд+Кв=Ж+Пир	
l_{20} (Крд)	Пир+Фл+Чер+Кв=Ж+Эн	
l_{21} (Фл)	Пир+Чер+Кв+Ж=Ж+Крд+Эн+Чер	Сингулярное
l_{22} (Чер)	Фл+Пир+Кв+Ж=Ж+Крд+Эн+Фл	”
$J_5^{6.1}$	Ан+Пир+Фл+Чер+Кв=Ж+Крд	
l_{23}^1 (Чер)	Ан+Пир+Фл+Кв=Ж+Крд	С сингулярной точкой
l_{23} (Чер)	Ан+Пир+Фл+Крд+Кв=Ж	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_{24} (Крд)	Ан+Пир+Фл+Чер+Кв=Ж	
l_{25} (Фл)	Ан+Пир+Чер+Кв=Ж+Крд	
$J_6^{6.7}$	Ан+Ор+Пир+Фл+Кв=Ж+Крд	
l_{26} (Крд)	Ан+Ор+Пир+Фл+Кв=Ж	
l_{27}^1 (Фл)	Ан+Ор+Пир+Кв=Ж+Крд	С сингулярной точкой
l_{27} (Фл)	Ан+Ор+Пир+Крд+Кв=Ж	
l_{28} (Ан)	Ор+Пир+Фл+Кв=Ж+Крд	
$J_7^{6.7}$	Ан+Ор+Пир+Му+Кв=Ж+Крд	В точке S: Ан+ +Ор+Крд=Ж
l_{29} (Крд)	Ан+Ор+Пир+Му+Кв=Ж	
l_{30} (Ор)	Ан+Пир+Му+Кв=Ж+Крд	
l_{31} (Ан)	Ор+Пир+Му+Кв=Ж+Крд	
$J_8^{6.7}$	Ан+Пир+Му+Кв=Ж+Крд+Алс	
l_{32} (Ж)	Ан+Пир+Алс+Му+Кв=Ан+Му+Крд+Кв	Сингулярное
l_{33} (Крд)	Ан+Пир+Му+Кв=Ж+Алс	
l_{34} (Ан)	Пир+Му+Алс+Кв+Ж=Ж+Крд+Му	Сингулярное
l_{35} (Му)	Ан+Пир+Алс+Кв+Ж=Ж+Крд+Ан	

Система А6.8 (рис. I.35)

$J_1^{6.8}$	Ан+Ор+Алм+Кв=Ж+Фа+Fe-Крд	
l_1 (Ж)	Ан+Ор+Алм+Кв=Ан+Ор+Фа+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ан+Ор+Алм+Fe-Крд+Кв=Ж	
l_3 (Fe-Крд)	Ан+Ор+Алм+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Ан)	Ор+Алм+Кв+Ж=Ж+Фа+Fe-Крд+Ор	Сингулярное
l_5 (Ор)	Ан+Алм+Кв+Ж=Ж+Фа+Fe-Крд+Ан	”
l_6 (Алм)	Ан+Ор+Fe-Крд+Фа+Кв=Ж	
$J_2^{6.8}$	Ан+Ор+Алм+Алс+Кв=Ж+Fe-Крд	
l_7 (Ж)	Ан+Ор+Алм+Алс+Кв=Ан+Ор+Fe-Крд+Кв	Сингулярное
l_8 (Fe-Крд)	Ан+Ор+Алм+Алс+Кв=Ж	
l_9 (Ан)	Ор+Алм+Алс+Кв+Ж=Ж+Fe-Крд+Ор	Сингулярное
l_{10} (Ор)	Ан+Алм+Алс+Кв+Ж=Ж+Fe-Крд+Ан	”
l_{11} (Алм)	Ан+Ор+Fe-Крд+Кв=Ж+Алс	
$J_3^{6.8}$	Ан+Ор+Алм+Ант+Кв=Ж+Фа	В точке S: Ор+ +Ан+Алм=Ж
l_{12} (Ж)	Ан+Алм+Ант+Кв=Ан+Ор+Алм+Фа+Кв	Сингулярное
l_{13} (Фа)	Ан+Ор+Алм+Ант+Кв=Ж	
l_{14} (Ор)	Ан+Алм+Ант+Кв=Ж+Фа	
l_{15} (Алм)	Ан+Ант+Кв+Ж=Ж+Фа+Ор+Ан	Сингулярное
l_{16} (Ан)	Ант+Алм+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа+Алм	”
$J_4^{6.8}$	Ан+Алм+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	
l_{17} (Ж)	Ан+Алм+Му+Кв=Ан+Ор+Алм+Алс+Кв	Сингулярное
l_{18} (Алс)	Ан+Ор+Алм+Му+Кв=Ж	

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_{19} (Ор)	Ан+Алм+Му+Кв=Ж+Алс	
l_{20} (Ан)	Алм+Му+Кв+Ж=Ж+Ор+Алс+Алм	Сингулярное
l_{21} (Алм)	Ан+Му+Кв+Ж=Ж+Ор+Алс+Ан	”
	Система А6.9 (рис. I.36)	
$J_1^{6.9}$	Ан+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Крд	
l_1 (Опр)	Ан+Гр+Кв=Ж+Ол+Крд	Сингулярное
l_2 (Крд)	Ан+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Ан+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_4 (Ан)	Гр+Опр+Кв=Ж+Ол+Крд	
l_5 (Гр)	Ан+Крд+Ол+Кв=Ж+Опр	Сингулярное
$J_2^{6.9}$	Ан+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд+Чер	
l_6 (Крд)	Ан+Гр+Опр+Кв=Ж+Чер	Сингулярное
l_7 (Опр)	Ан+Чер+Гр+Кв=Ж+Крд	”
l_8 (Ан)	Гр+Чер+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_9 (Гр)	Ан+Крд+Опр+Кв=Ж+Чер	”
$J_3^{6.9}$	Ан+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Чер	
l_{10} (Опр)	Ан+Гр+Ол+Кв=Ж+Чер	Сингулярное
l_{11} (Ан)	Гр+Чер+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{12} (Гр)	Чер+Ол+Кв=Ж+Опр+Ан	
l_{13}	Ан+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
	Система А6.10 (рис. I.37)	
$J_1^{6.10}$	Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Крд	
l_1 (Опр)	Ор+Гр+Кв=Ж+Ол+Крд	Сингулярное
l_2 (Крд)	Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Ор+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_4 (Ор)	Гр+Опр+Кв=Ж+Ол+Крд	
l_5 (Гр)	Ор+Крд+Ол+Кв=Ж+Опр	Сингулярное
$J_2^{6.10}$	Ор+Гр+Опр+Кв=Ж+Би+Крд	
l_6 (Крд)	Ор+Гр+Опр+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_7 (Опр)	Ор+Гр+Би+Кв=Ж+Крд	”
l_8 (Ор)	Гр+Би+Кв=Ж+Крд+Опр	”
l_9 (Гр)	Ор+Крд+Опр+Кв=Ж+Би	
$J_3^{6.10}$	Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Би	
l_{10} (Опр)	Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{11} (Ор)	Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{12} (Гр)	Би+Ол+Кв=Ж+Опр+Ор	
$J_4^{6.10}$	Гр+Му+Кв=Ж+Алс+Крд+Ор	
l_{13} (Му)	Ор+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{14} (Крд)	Гр+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
l_{15} (Алс)	Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Крд	”

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_{16} (Ор)	Гр+Алс+Му+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{17} (Гр)	Крд+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
	Семикомпонентные системы	
	Система А7.1 (рис. I.38)	
$l_1^{7.1}$	Пл+Крд+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	Сингулярное
$l_2^{7.1}$	Крд+Фл+(Глф–Чер)+Кв=Ж+Эн+Пл	”
$l_3^{7.1}$	Пл+Крд+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	Сингулярное
$l_4^{7.1}$	Пир+(Глф–Чер)+Фл+Кв=Ж+Крд+Эн	”
$l_5^{7.1}$	Пл+Пир+Фл+(Глф–Чер)+Кв=Ж+Крд	”
$l_6^{7.1}$	Пл+Ор+Пир+Фл+Кв=Ж+Крд	
$l_7^{7.1}$	Пл+Ор+Пир+Му+Кв=Ж+Крд	
$l_8^{7.1}$	Пл+Пир+Му+Кв=Ж+Крд+Алс	Сингулярное
	Система А7.2 (рис. I.39)	
$l_1^{7.2}$	Пл+Ор+Алм+Кв=Ж+Фа+Fe-Крд	Сингулярное
$l_2^{7.2}$	Пл+Ор+Алм+Алс+Кв=Ж+Fe-Крд	”
$l_3^{7.2}$	Пл+Алм+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор	”
$l_4^{7.2}$	Плм+Ант+(Глф–Чер)+Кв=Ж+Фа+Пл	”
$l_5^{7.2}$	Пл+Алм+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
	Система А7.3 (рис. I.40)	
$l_1^{7.3}$	Пл+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Крд	Сингулярное
$l_2^{7.3}$	Гр+(Глф–Чер)+Кв=Ж+Опр+Крд+Пл	Сингулярное
$l_3^{7.3}$	Гр+(Глф–Чер)+Ол+Кв=Ж+Опр+Пл	”
	Система А7.4 (рис. I.41)	
$J_1^{7.4}$	Аб+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Крд	
l_1 (Опр)	Аб+Ор+Гр+Кв=Ж+Крд+Ол	Сингулярное
l_2 (Крд)	Аб+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Аб+Ор+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_4 (Гр)	Аб+Ор+Крд+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_2^{7.4}$	Аб+Ор+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд+Би	
l_5 (Крд)	Аб+Ор+Опр+Гр+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_6 (Опр)	Аб+Ор+Гр+Би+Кв=Ж+Крд	
l_7 (Ор)	Аб+Гр+Би+Кв=Ж+Крд+Опр	Сингулярное
l_8 (Гр)	Аб+Ор+Крд+Опр+Кв=Ж+Би	”
$J_3^{7.4}$	Аб+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Би	
l_9 (Опр)	Аб+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{10} (Ор)	Аб+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”

Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
$J_4^{7.4}$	Аб+Гр+Би+Кв=Ж+Опр+Крд+Глф	
l_{11} (Крд)	Аб+Опр+Гр+Би+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_{12} (Опр)	Аб+Гр+Би+Глф+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{13} (Аб)	Гр+Би+Глф+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_{14} (Гр)	Аб+Опр+Крд+Би+Кв=Ж+Глф	
$J_5^{7.4}$	Аб+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр+Глф	
l_{15} (Опр)	Аб+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_{16} (Аб)	Гр+Би+Глф+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_6^{7.4}$	Аб+Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Крд+Алс	
l_{17} (Му)	Аб+Ор+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{18} (Крд)	Аб+Гр+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
l_{19} (Алс)	Аб+Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Крд	
l_{20} (Ор)	Аб+Алс+Гр+Му+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{21} (Гр)	Аб+Крд+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
	Система А7.5 (рис. I.42)	
$J_1^{7.5}$	Ан+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Крд	
l_1 (Опр)	Ан+Ор+Гр+Кв=Ж+Ол+Крд	Сингулярное
l_2 (Крд)	Ан+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Ол)	Ан+Ор+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_4 (Гр)	Ан+Ор+Крд+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_2^{7.5}$	Ан+Ор+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд+Би	
l_5 (Крд)	Ан+Ор+Опр+Гр+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_6 (Опр)	Ан+Ор+Гр+Би+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_7 (Ор)	Ан+Гр+Би+Кв=Ж+Опр+Крд	”
l_8 (Гр)	Ан+Ор+Крд+Опр+Кв=Ж+Би	
$J_3^{7.5}$	Ан+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Би	
l_9 (Опр)	Ан+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{10} (Ор)	Ан+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_4^{7.5}$	Ан+Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Крд+Алс	
l_{11} (Му)	Ан+Ор+Гр+Алс+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{12} (Крд)	Ан+Гр+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
l_{13} (Алс)	Ан+Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Крд	
l_{14} (Ор)	Ан+Алс+Гр+Му+Кв=Ж+Крд	Сингулярное
l_{15} (Гр)	Ан+Крд+Му+Кв=Ж+Алс+Ор	”
$J_5^{7.5}$	Ан+Гр+Би+Кв=Ж+Опр+Крд+Чер	
l_{16} (Крд)	Ан+Опр+Гр+Би+Кв=Ж+Чер	Сингулярное
l_{17} (Опр)	Ан+Гр+Би+Чер+Кв=Ж+Крд	
l_{18} (Ан)	Гр+Би+Чер+Кв=Ж+Опр+Крд	Сингулярное
l_{19} (Гр)	Ан+Опр+Крд+Би+Кв=Ж+Чер	”
$J_6^{7.6}$	Ан+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр+Чер	

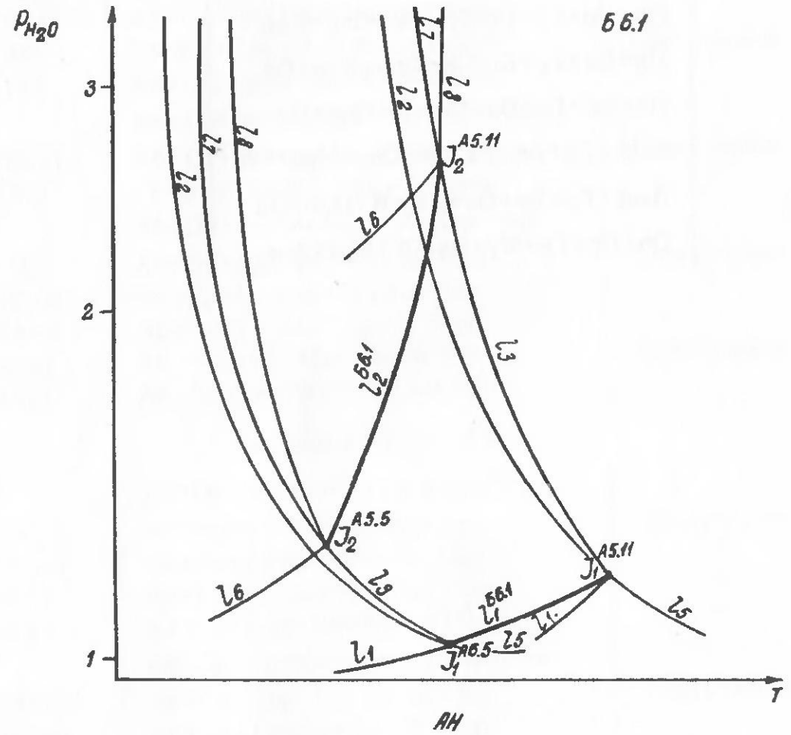
Таблица I.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_{20} (Опр)	Ан+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Чер	Сингулярное
l_{21} (Ан)	Гр+Би+Чер+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Система А8 (рис. I.43)	
l_1^{A8}	Пл+Ор+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Крд	
l_2^{A8}	Пл+Би+Гр+Кв=Ж+Опр+Крд+Ор	
l_3^{A8}	Пл+Би+Гр+Ол+Кв=Ж+Опр+Ор	
l_4^{A8}	Амф+Гр+Би+Кв=Ж+Опр+Крд+Пл	
l_5^{A8}	Амф+Гр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр+Пл	
l_6^{A8}	Пл+Ор+Гр+Му+Кв=Ж+Крд+Алс	

ПРИЛОЖЕНИЕ II

Диаграммы состояния частных и полной систем Б – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O (рис. II.1–II.6) и фазовые реакции к рис. II.1–II.6 (табл. II.1).

Диаграммы состояния систем Б6–Б7



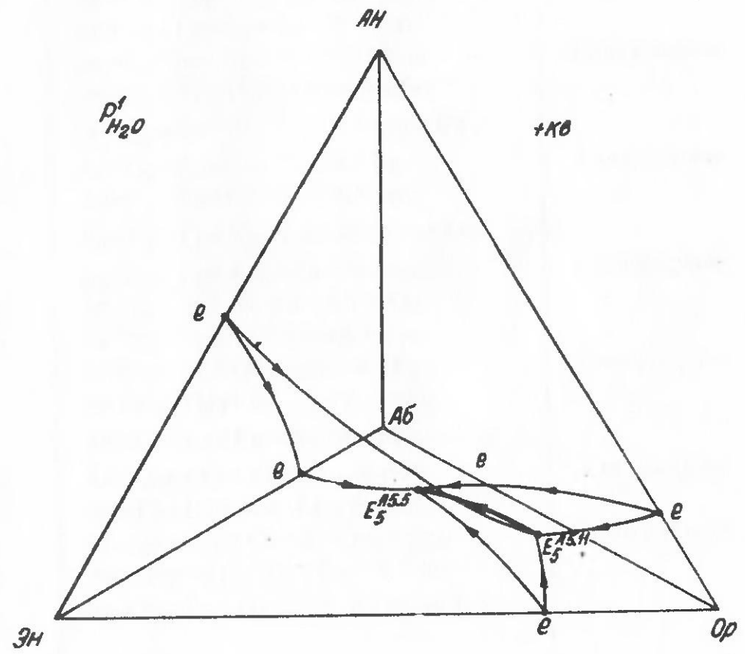
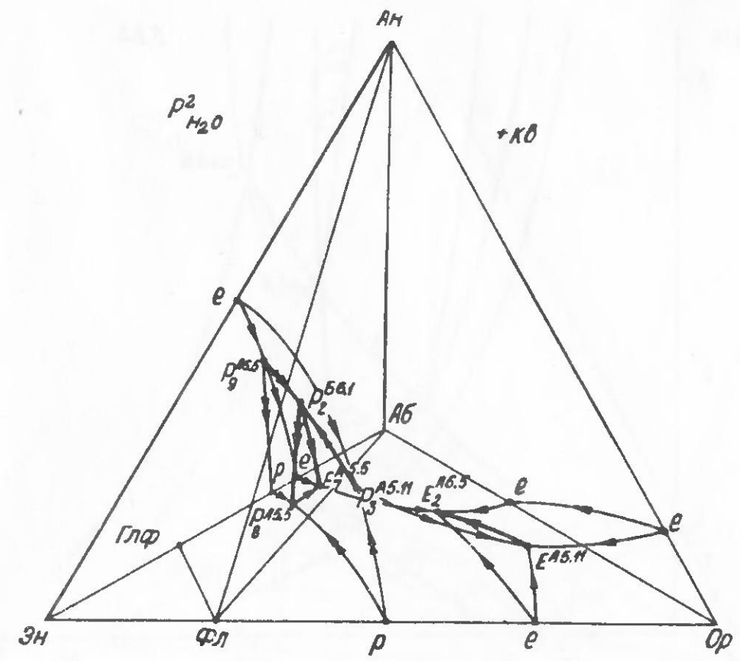


Рис. II.1.



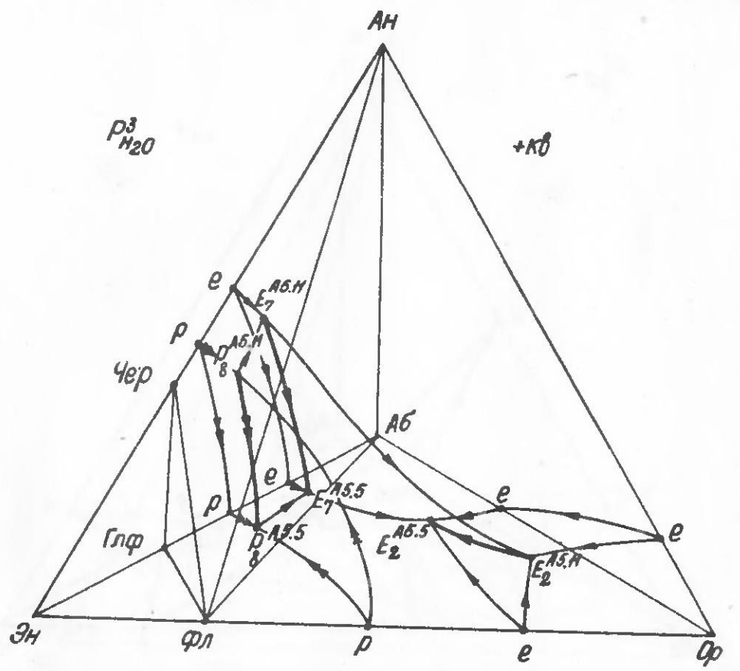
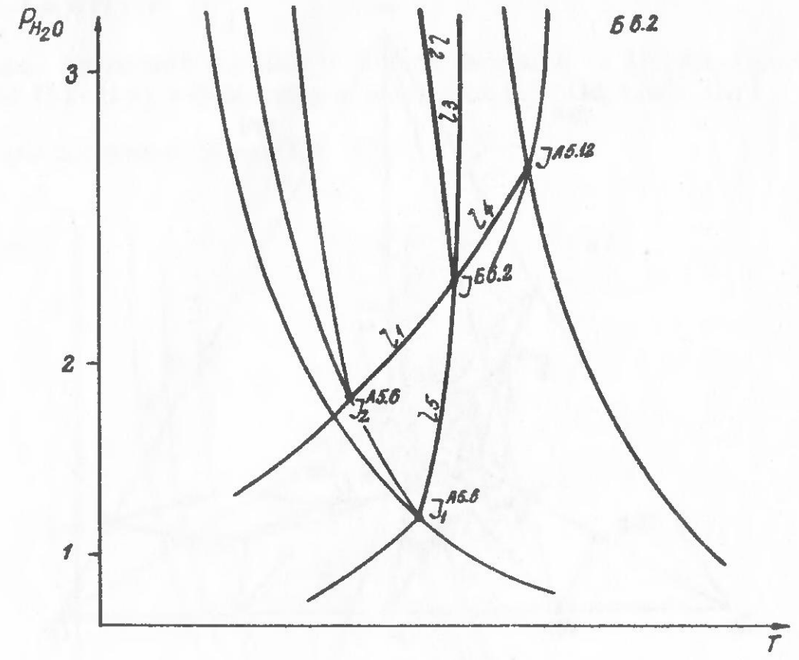


Рис. II.1. (Продолжение).



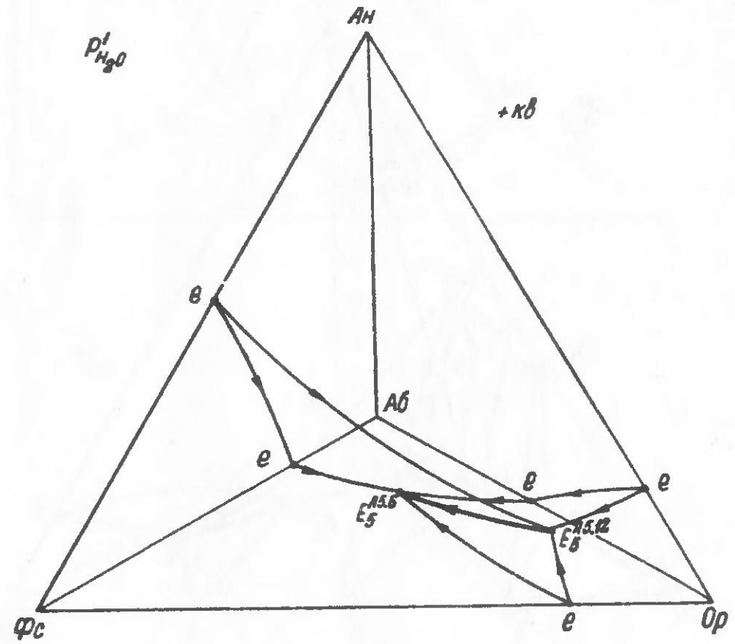
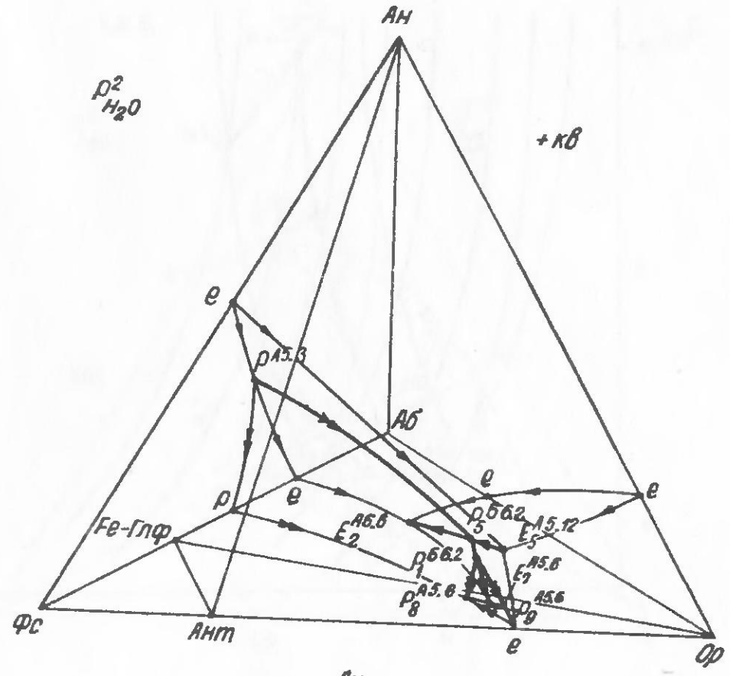


Рис. II.2.



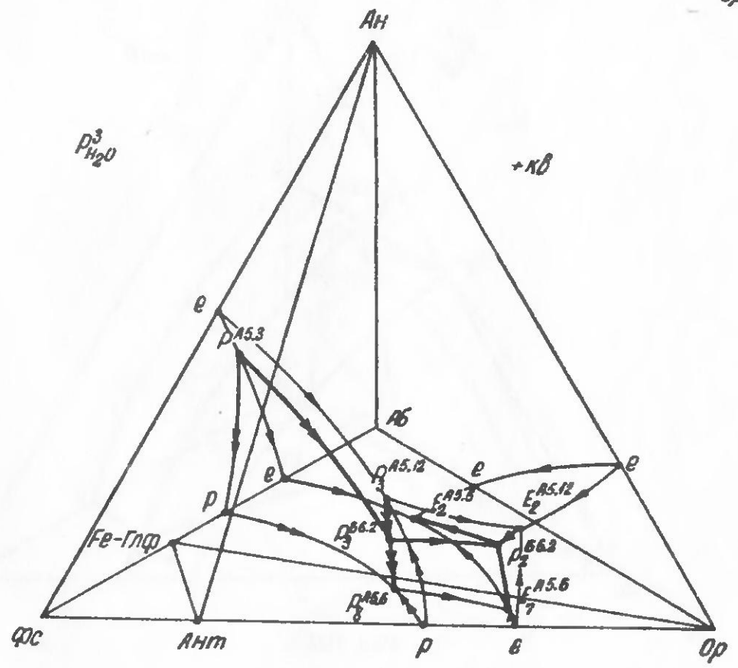
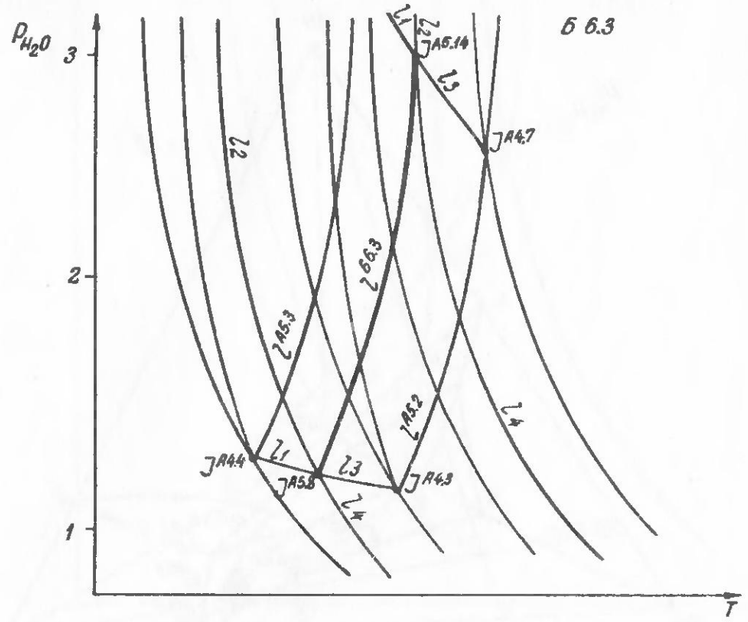


Рис. II.2. (Продолжение).



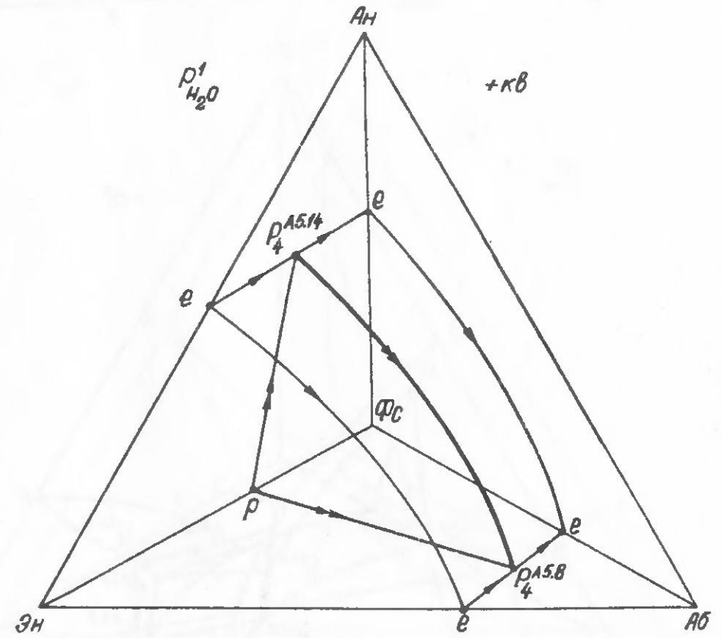
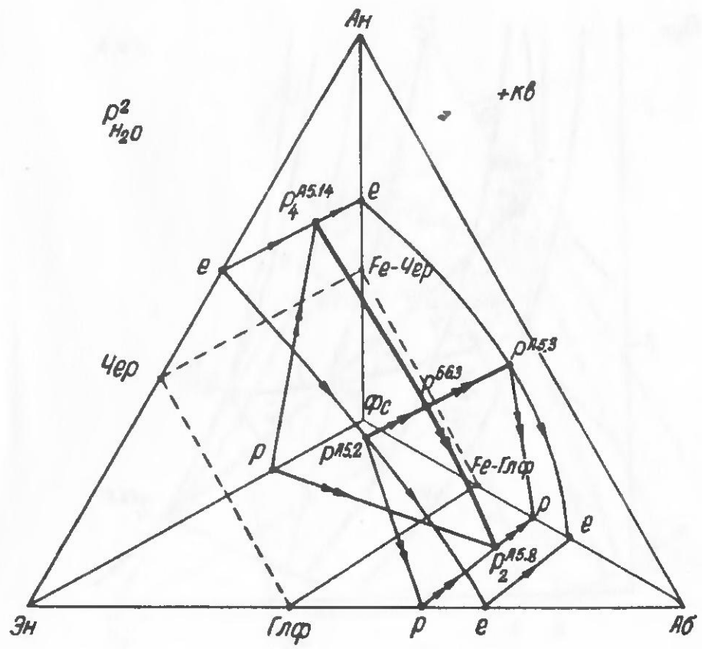


Рис. II.3.



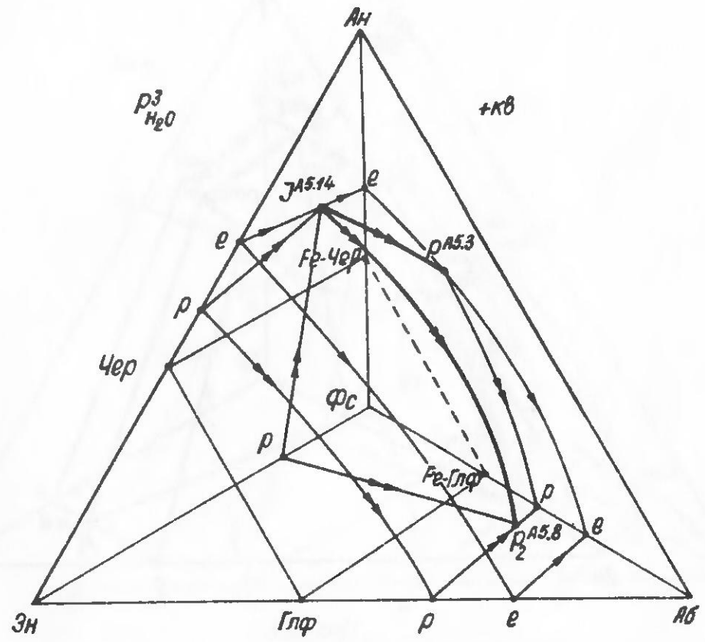
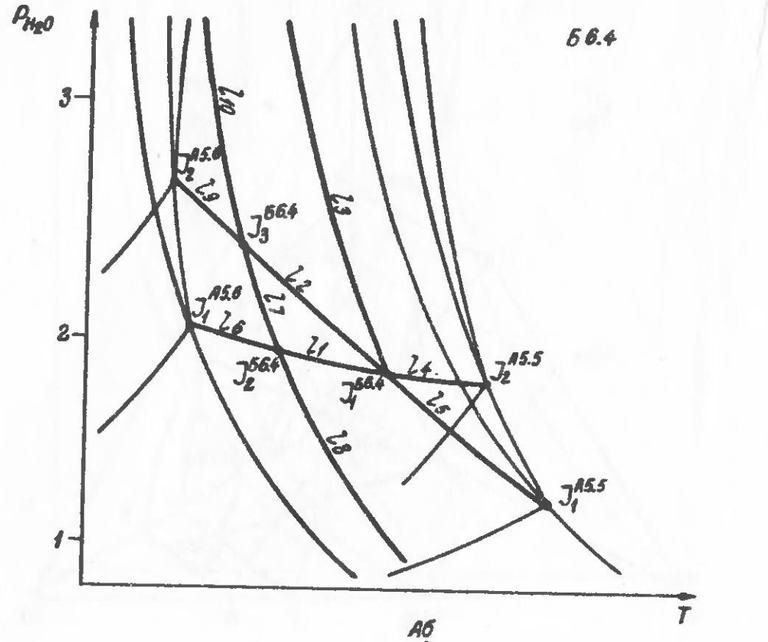


Рис. II.3. (Продолжение).



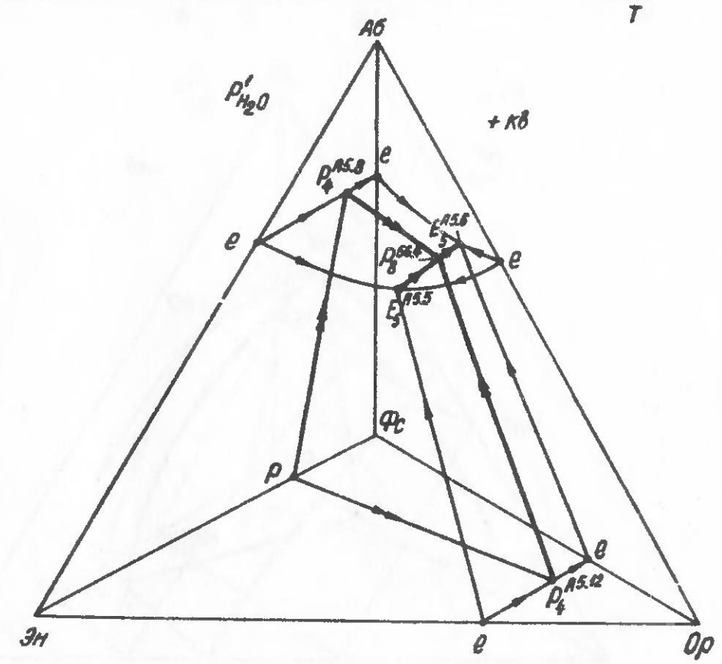
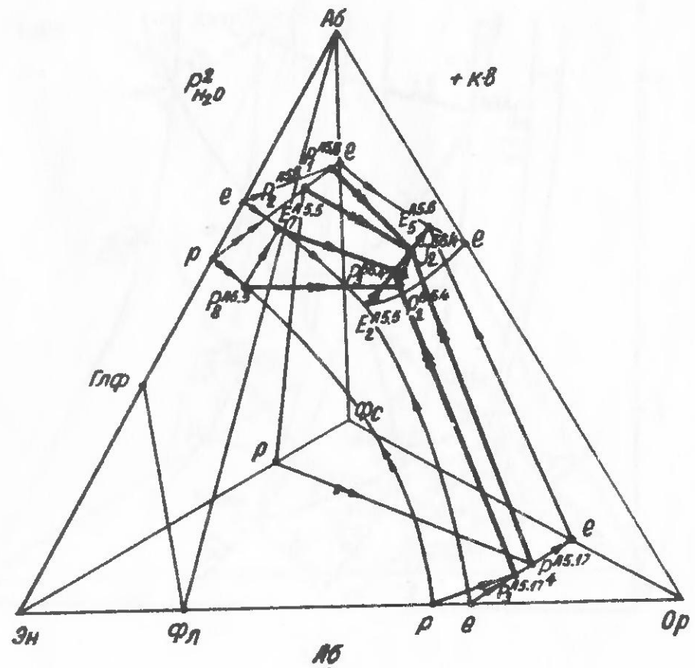


Рис. II.4.



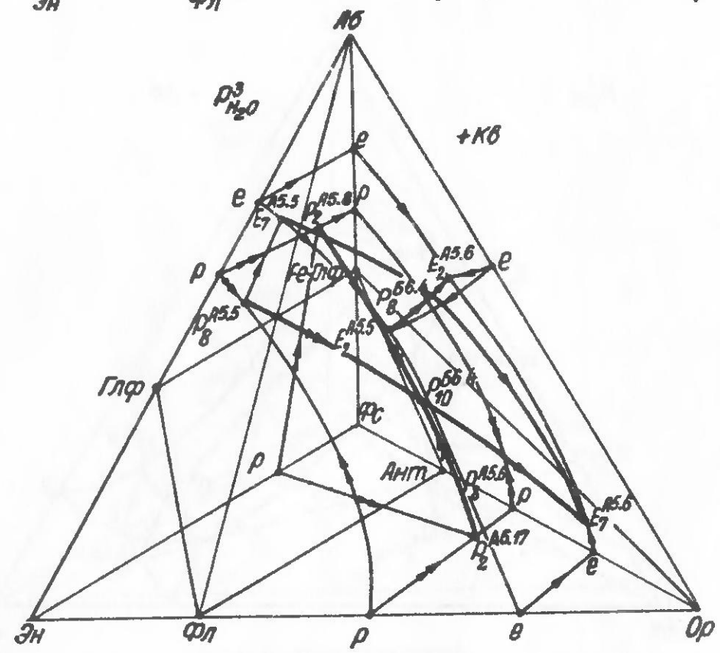


Рис. II.4. (Продолжение).

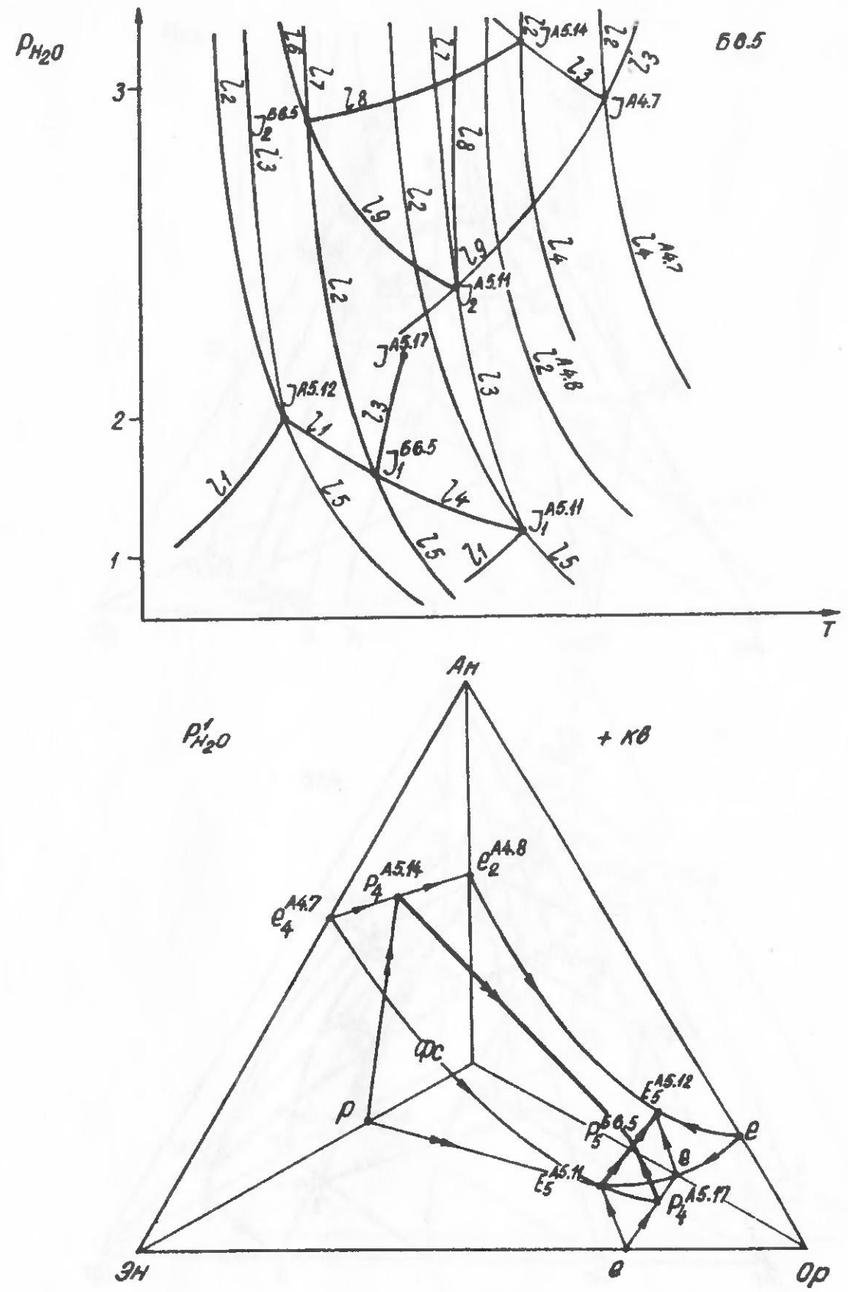
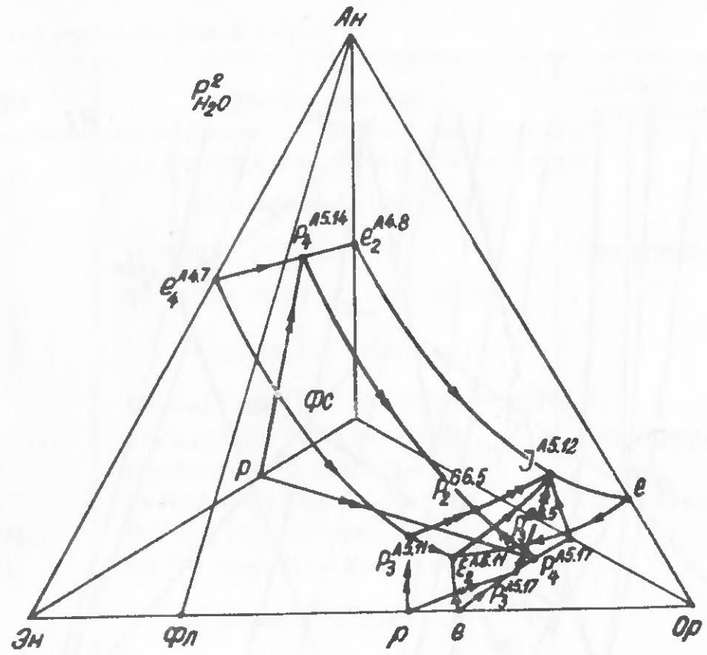


Рис. II.5.



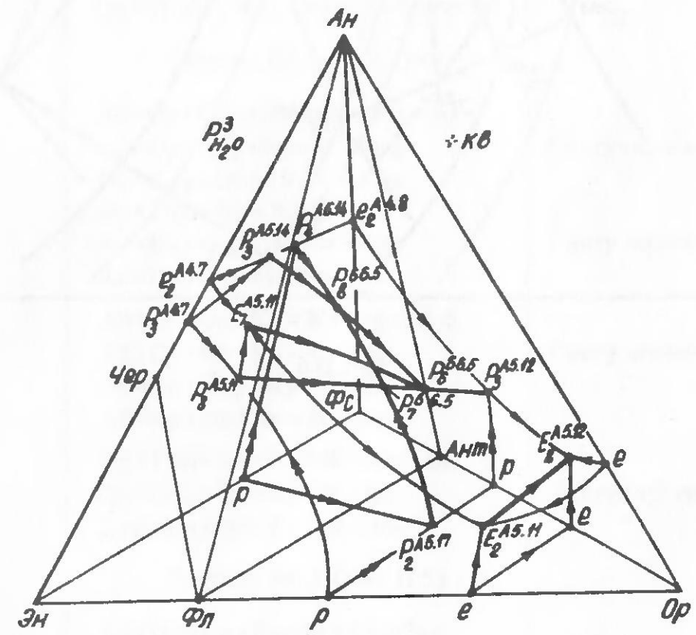


Рис. II.5. (Продолжение).

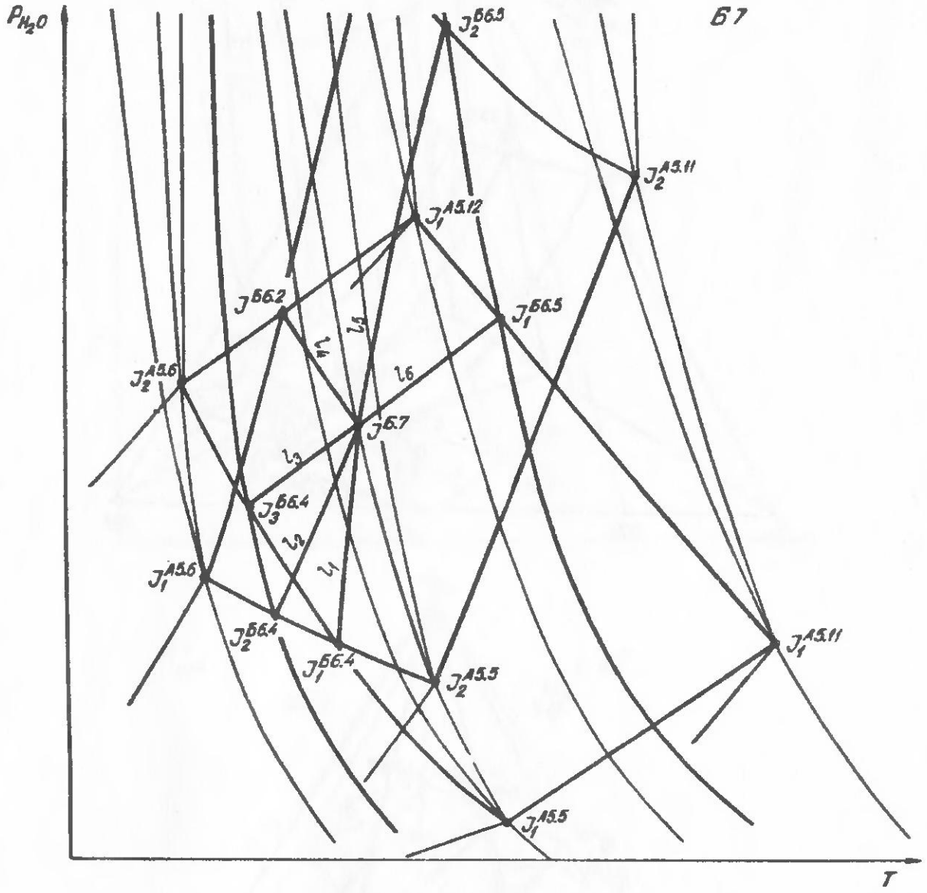


Рис. II.6.

Таблица II.1

Фазовые реакции к рис. II.1–II.6

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
Шестикомпонентные системы		
Система Б6.1 (рис. II.1)		
$l_1^{Б6.1}$	Пл+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	Сингулярное
$l_2^{Б6.1}$	Фл+(Глф–Чер)+Кв=Ж+Эн+Пл	”
Система Б6.2 (рис. II.2)		
$J^{Б6.2}$	Fe-Амф+Ант+Кв=Ж+Пл+Фа+Ор	
l_1 (Пл)	Fe-Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ор+Fe-Амф+Кв=Ж+Пл+Ант	
l_3 (Ор)	Fe-Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+Пл	Сингулярное
l_4 (Fe-Амф)	Пл+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор	”
l_5 (Ант)	Ор+Fe-Амф+Кв=Ж+Пл+Фа	”
Система Б6.3 (рис. II.3)		
$l^{Б6.3}$	Ол+(Глф–Чер)+Кв=Ж+Опр+Пл	
Система Б6.4 (рис. II.4)		
$J_1^{Б6.4}$	Аб+Ор+Опр+Кв=Ж+Глф+Би	
l_1 (Би)	Аб+Ор+Опр+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_2 (Аб)	Ор+Глф+Опр+Кв=Ж+Би	”
l_3 (Опр)	Ор+Глф+Кв=Ж+Би+Аб	
l_4 (Ор)	Аб+Би+Опр+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_5 (Глф)	Аб+Ор+Опр+Кв=Ж+Би	”
$J_2^{Б6.4}$	Аб+Ор+Ол+Кв=Ж+Опр+Глф	
l_6 (Опр)	Аб+Ор+Ол+Кв=Ж+Глф	Сингулярное
l_7 (Аб)	Ор+Ол+Глф+Кв=Ж+Опр	”
l_8 (Глф)	Аб+Ор+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_3^{Б6.4}$	Ор+Глф+Ол+Кв=Ж+Опр+Би	
l_9 (Опр)	Ор+Глф+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{10} (Ор)	Глф+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
Система Б6.5 (рис. II.5)		
$J_1^{Б6.5}$	Ан+Ор+Ол+Кв=Ж+Би+Опр	
l_1 (Опр)	Ан+Ор+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_2 (Ор)	Ан+Ол+Би+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Ан)	Би+Ол+Кв=Ж+Ор+Опр	
l_4 (Ол)	Ан+Ор+Опр+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_5 (Би)	Ан+Ор+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_2^{Б6.5}$	Ан+Би+Ол+Кв=Ж+Чер+Опр	

Таблица II.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_6 (Опр)	Ан+Би+Ол+Кв=Ж+Чер	Сингулярное
l_7 (Ан)	Би+Чер+Ол+Кв=Ж+Опр	"
l_8 (Би)	Чер+Ол+Кв=Ж+Опр+Ан	
l_9 (Ол)	Ан+Би+Кв=Ж+Чер+Опр	Сингулярное
	Система Б7 (рис. II.6)	
$J_1^{Б7}$	Би+Амф+Ол+Кв=Ж+Опр+Ор+Пл	
l_1 (Ол)	Би+Ор+Амф+Кв=Ж+Опр+Пл	Сингулярное
l_2 (Би)	Амф+Ор+Ол+Кв=Ж+Опр+Пл	"
l_3 (Пл)	Би+Амф+Ол+Кв=Ж+Опр+Ор	"
l_4 (Опр)	Ор+Амф+Кв=Ж+Пл+Фа+Би	
l_5 (Ор)	Амф+Би+Ол+Кв=Ж+Опр+Пл	Сингулярное
l_6 (Амф)	Пл+Би+Ол+Кв=Ж+Опр+Ор	"

ПРИЛОЖЕНИЕ III

Диаграммы состояния частных и полной систем В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во(Ди, Гед)–Кв–H_2O (рис. III.1–III.27) и фазовые реакции к рис. III 3–III.27 (табл. III.1).

Диаграммы состояния системы В4–В8

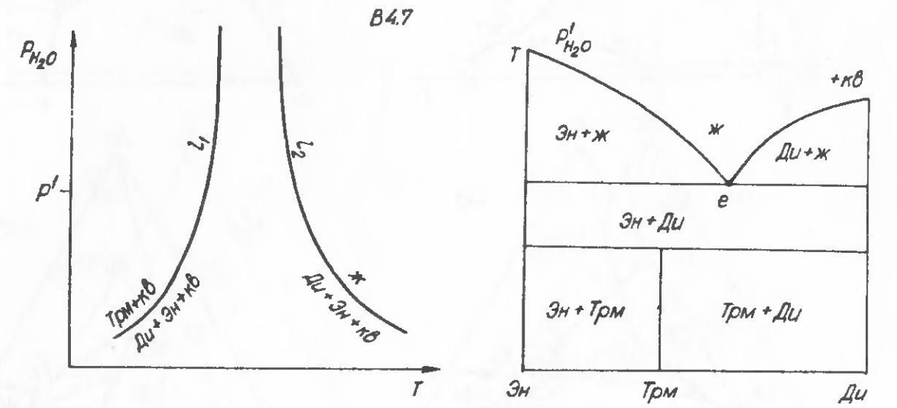


Рис. III.1.

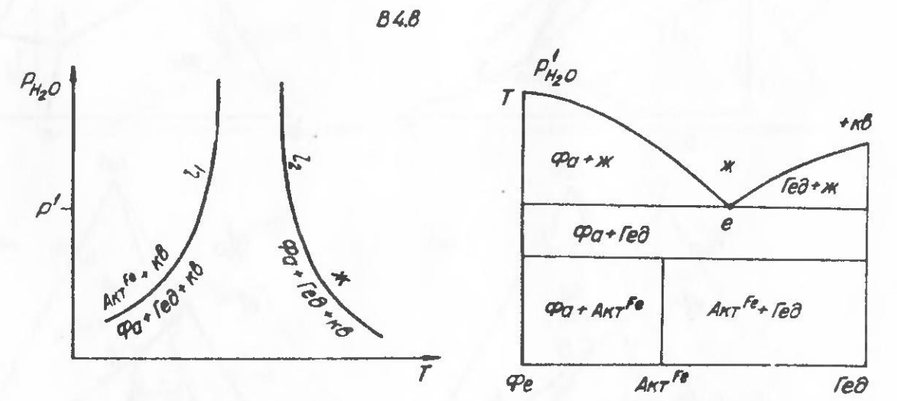


Рис. III.2.

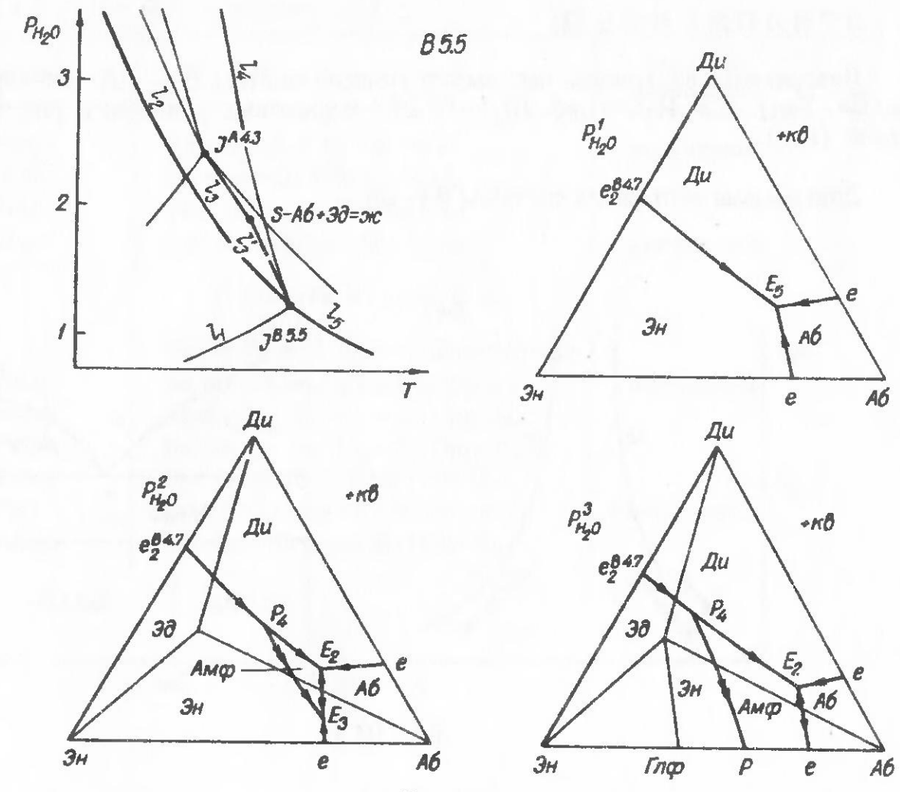


Рис. III.3.

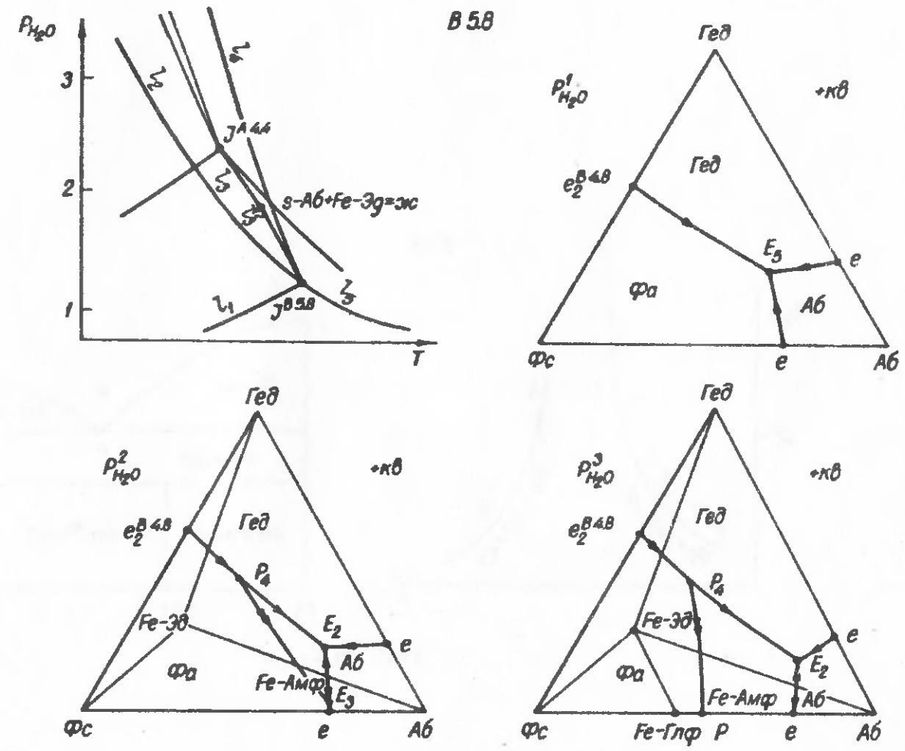


Рис. III.4.

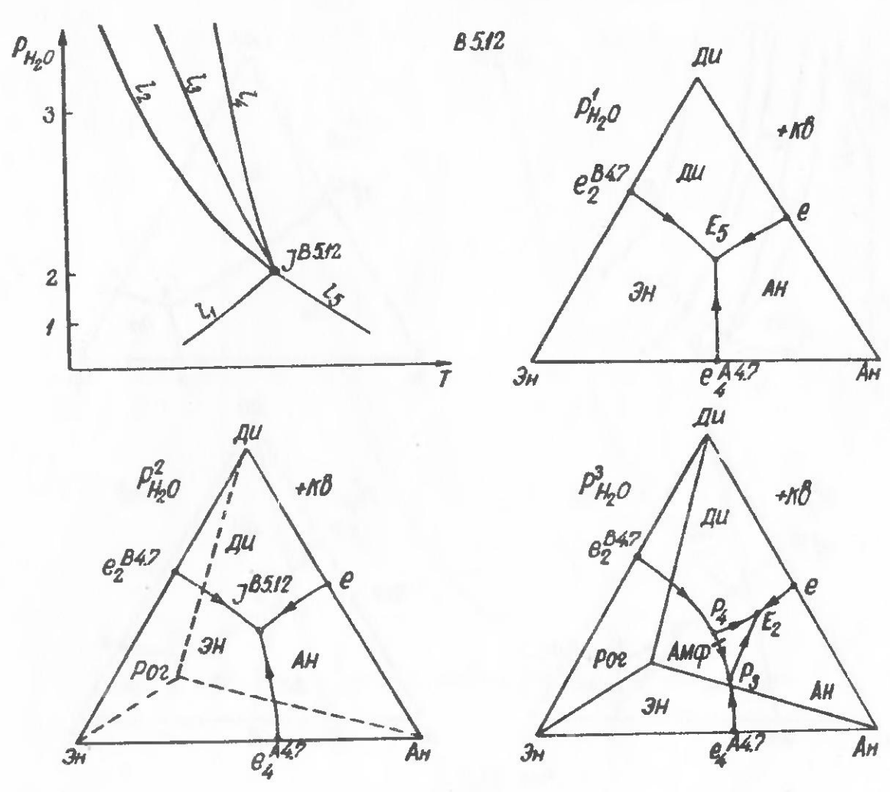


Рис. III.5.

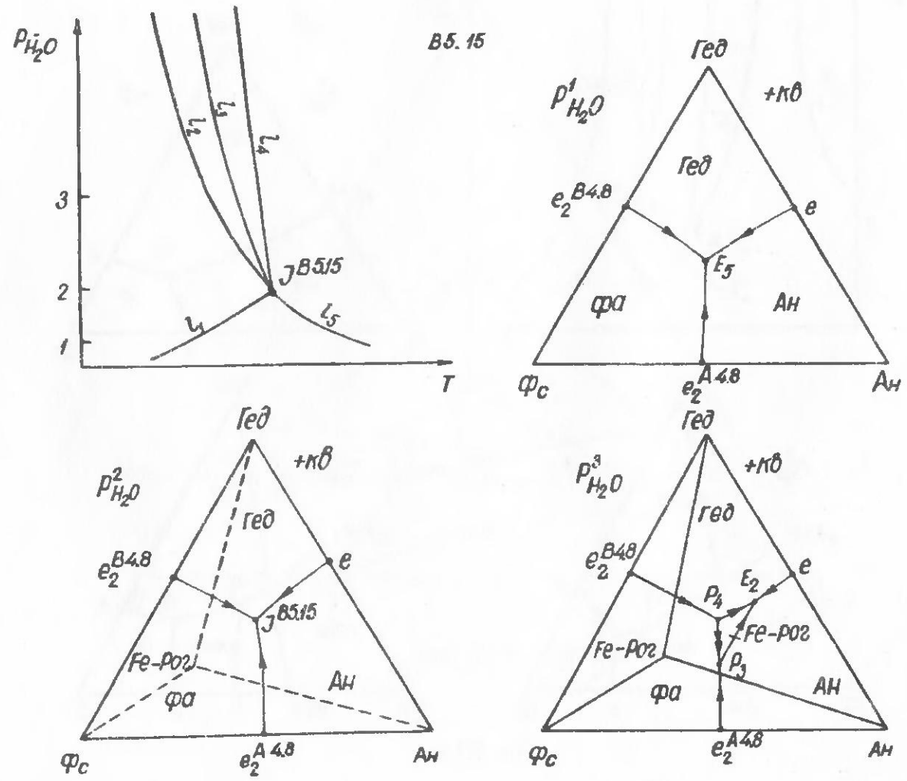


Рис. III.6.

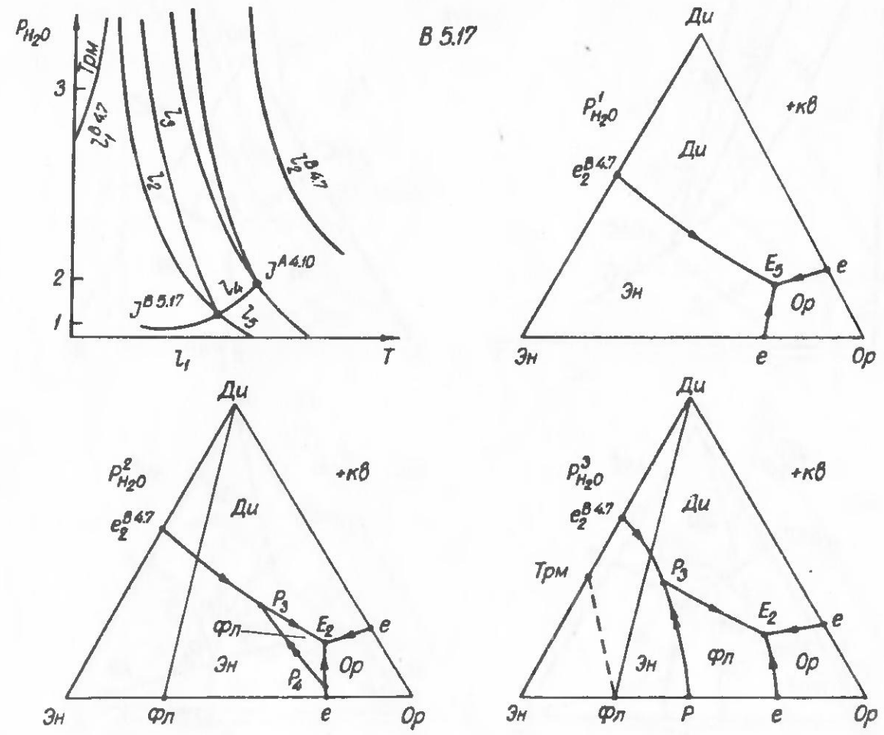


Рис. III.7.

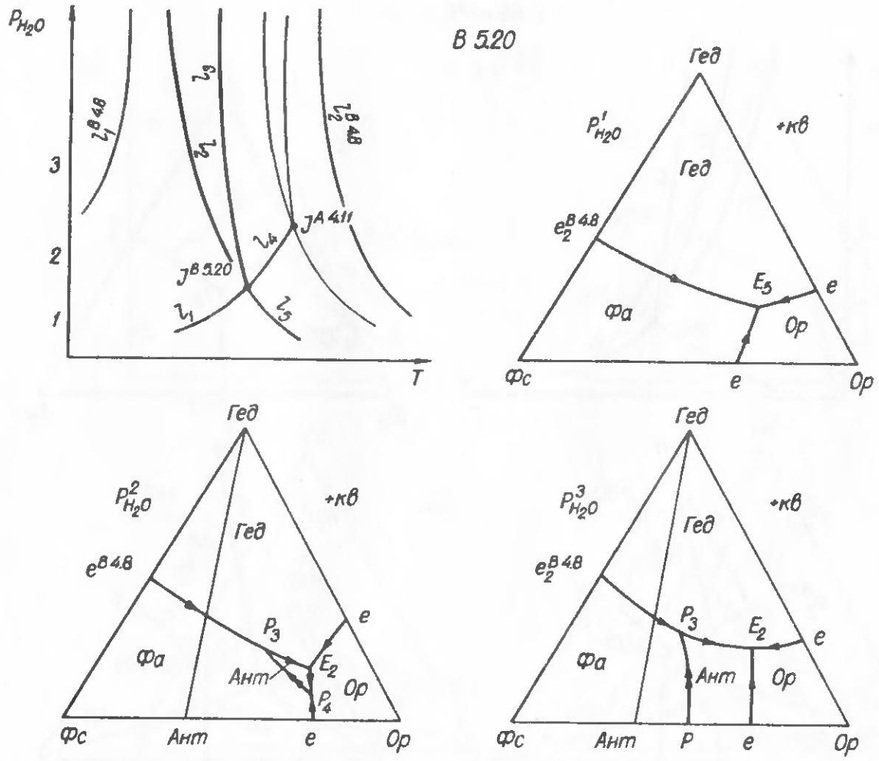
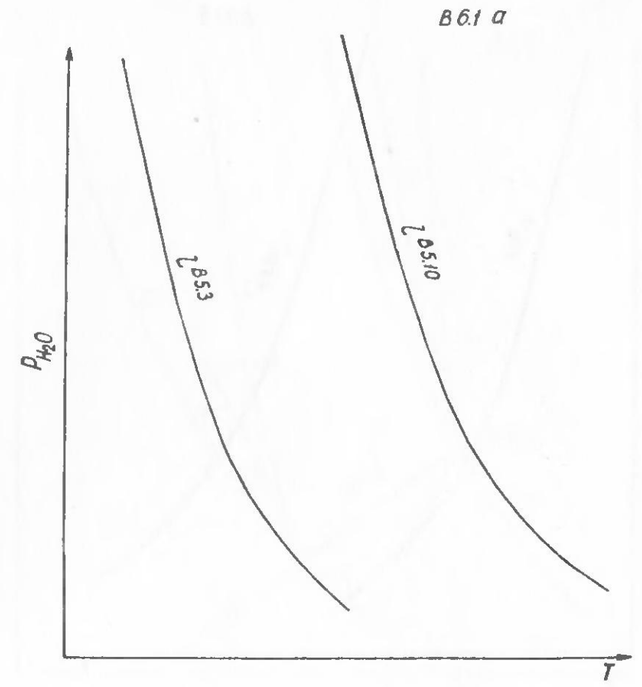


Рис. III.8.



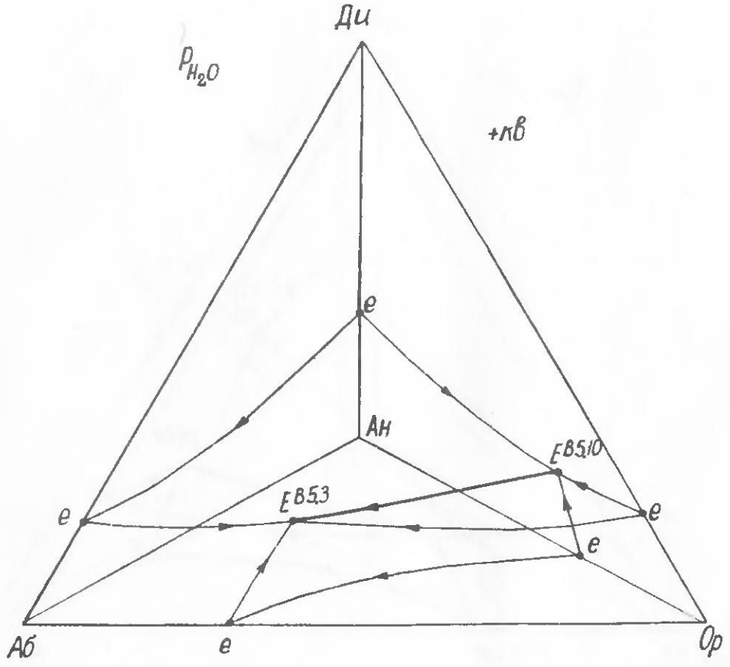
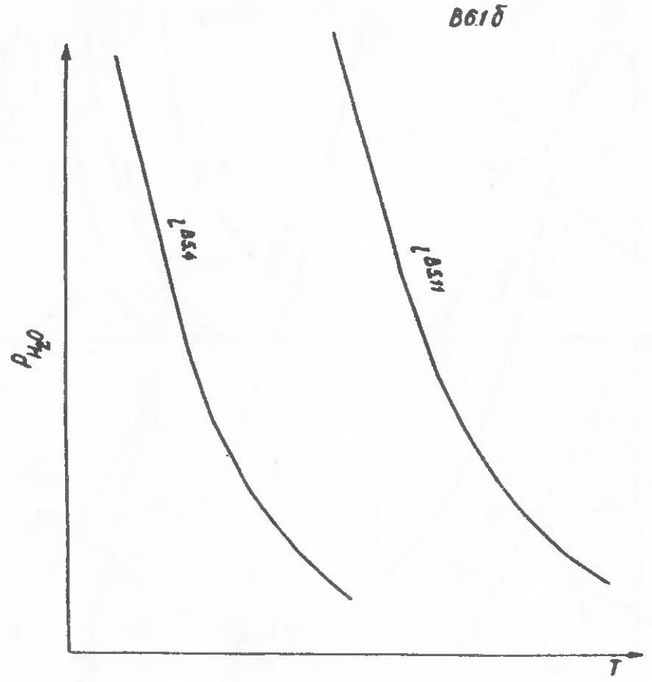


Рис. III.9.



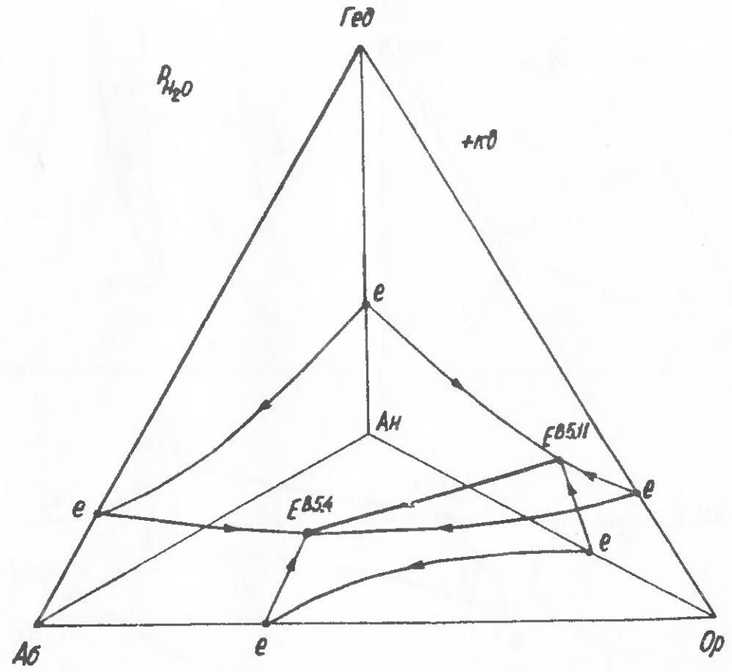
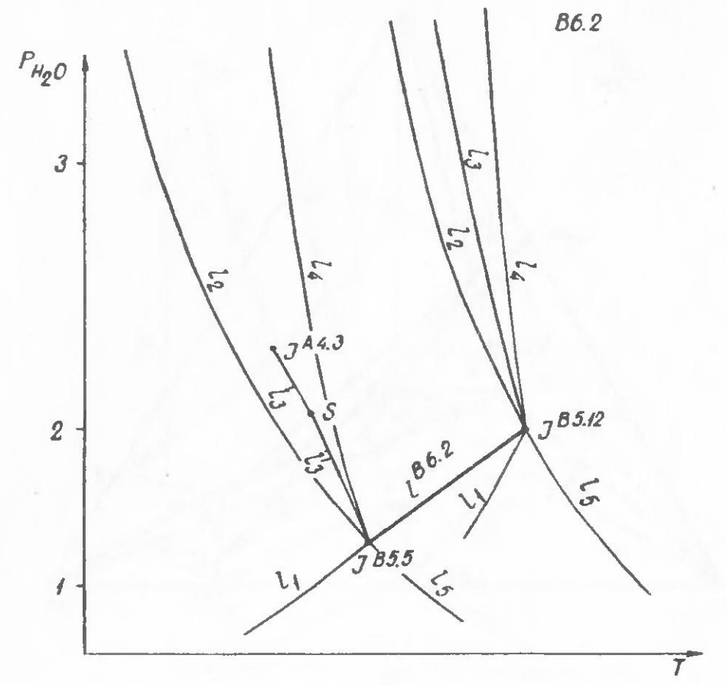


Рис. III.10.



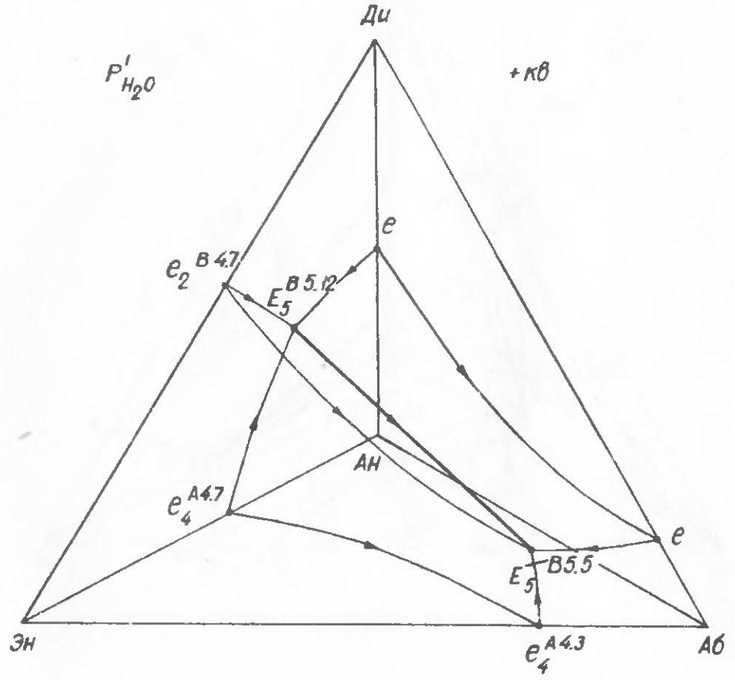
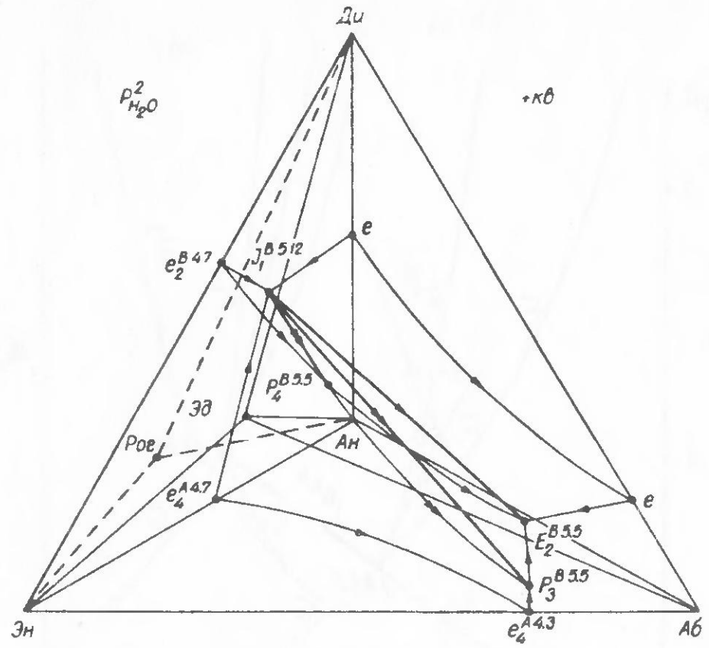


Рис. III.11.



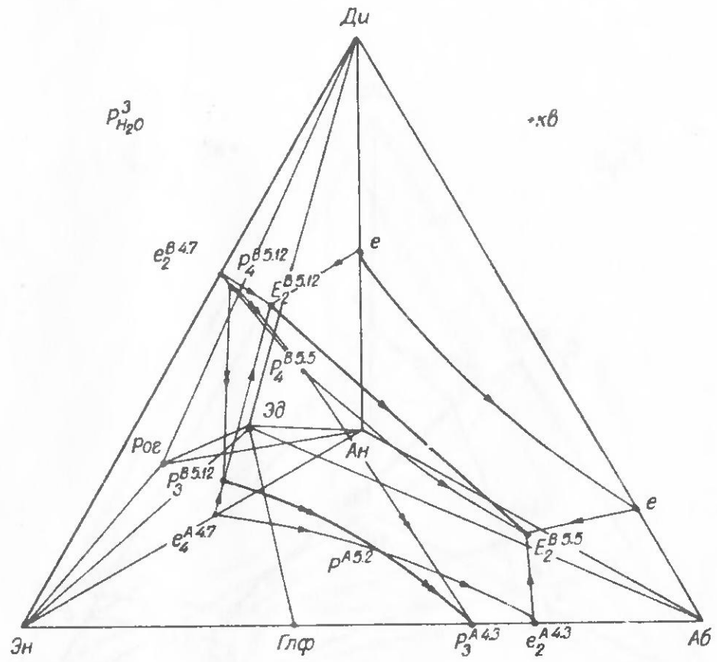
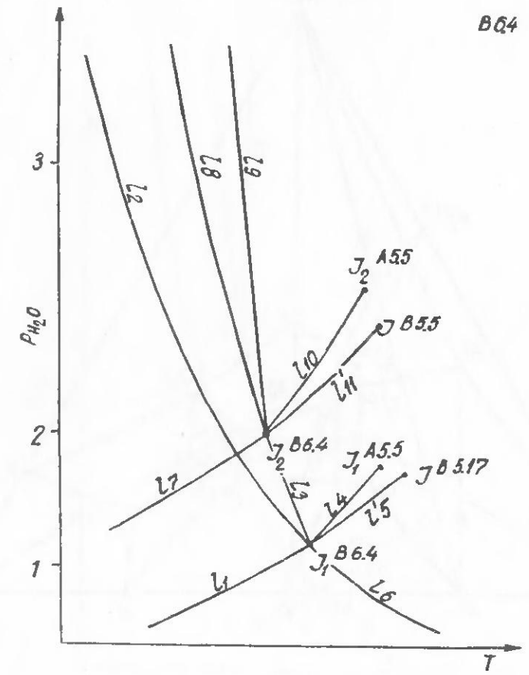


Рис. III.11. (Продолжение).



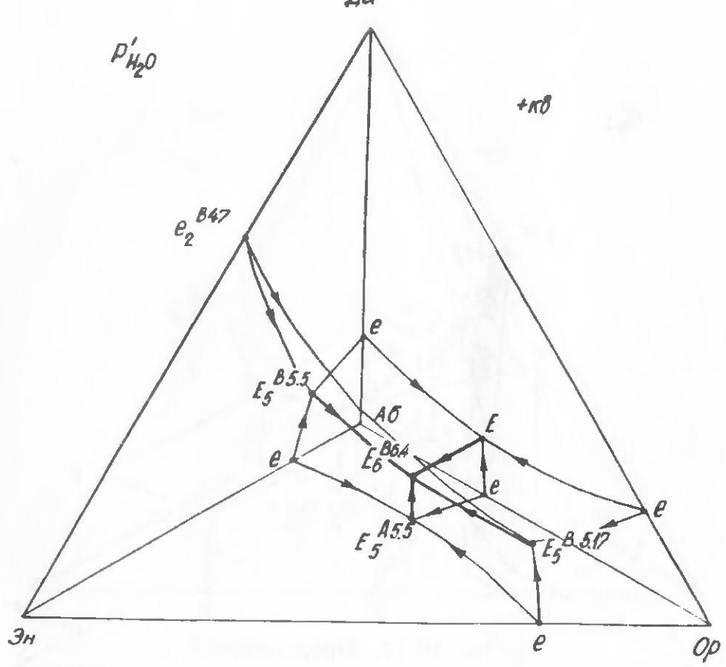
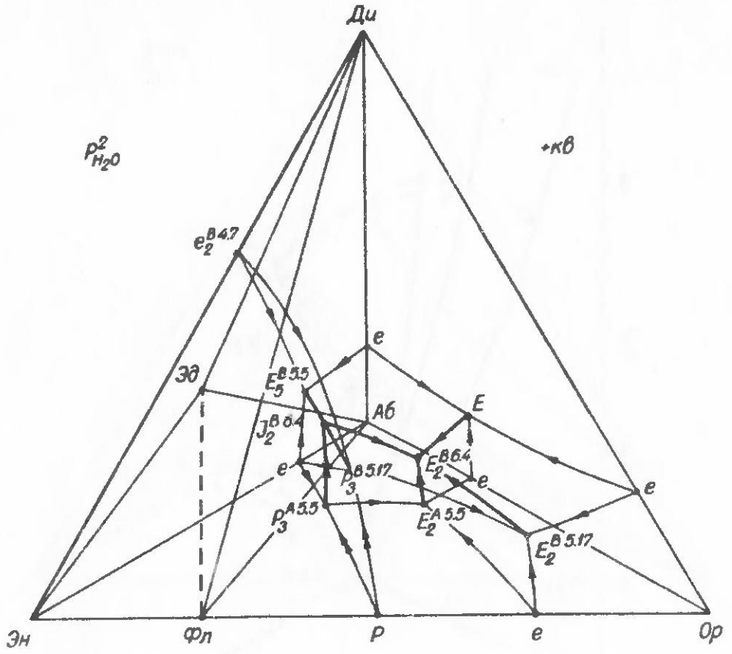


Рис. III.12.



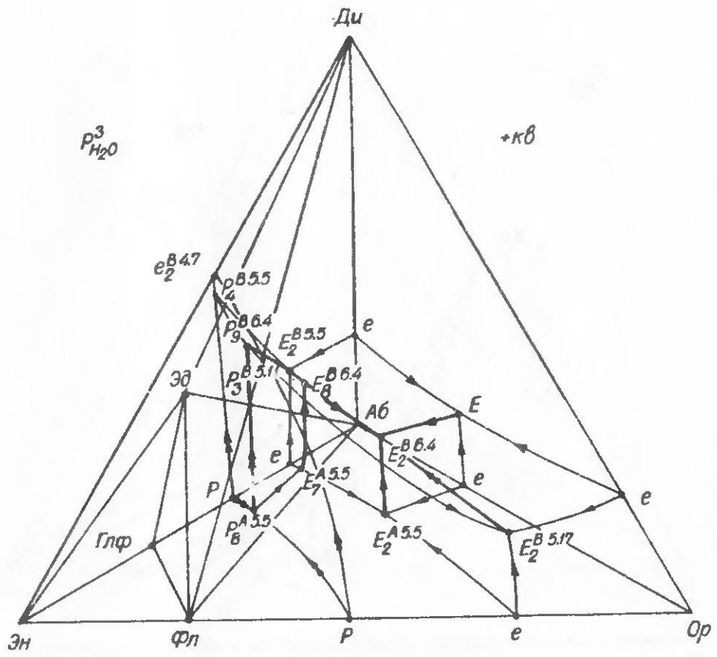
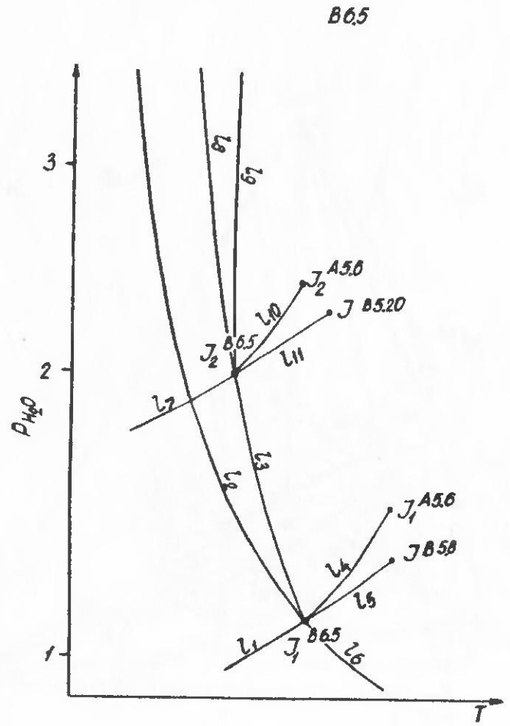


Рис. III.12. (Продолжение).



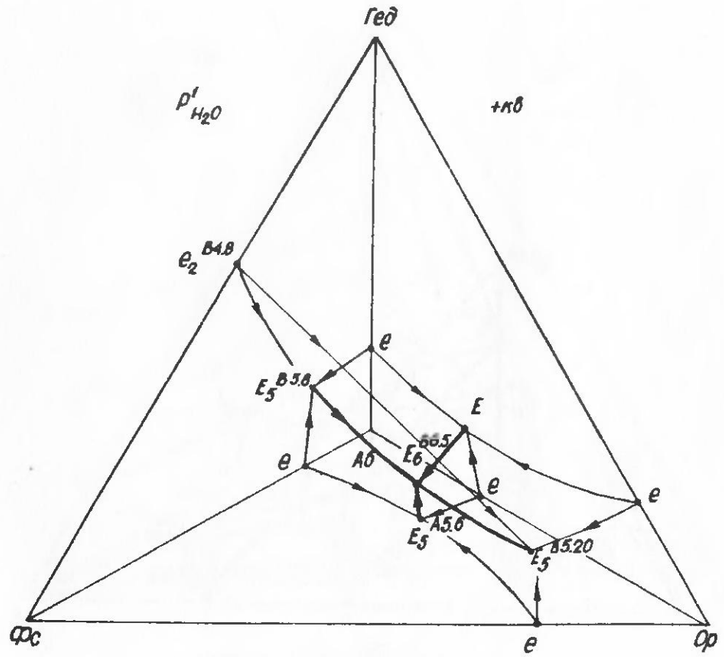
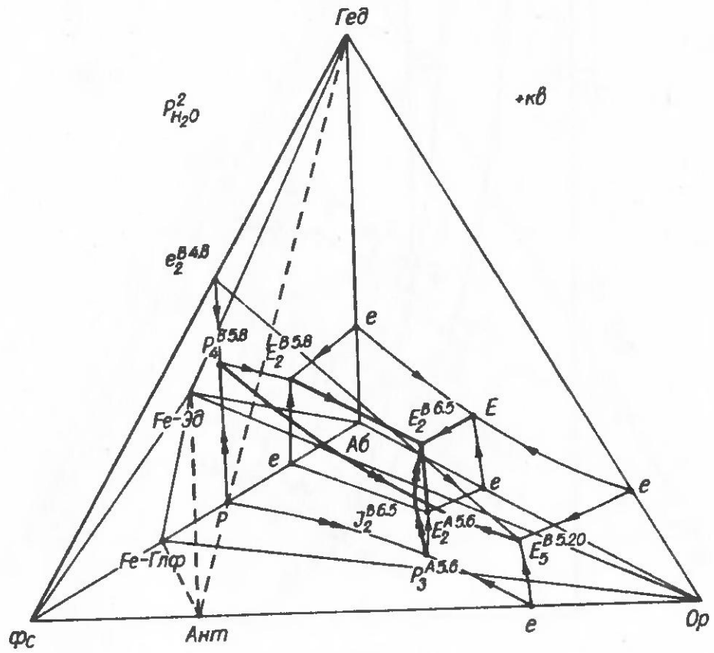


Рис. III.13.



Гед

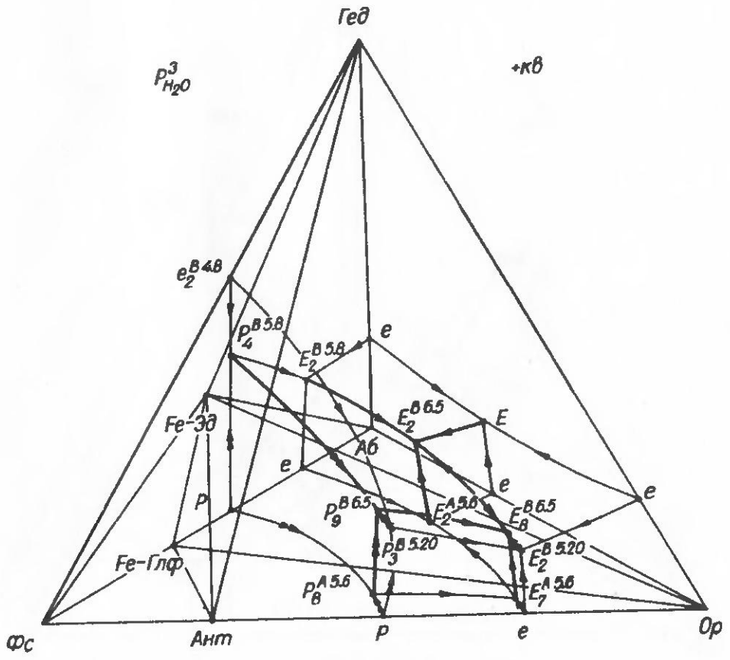
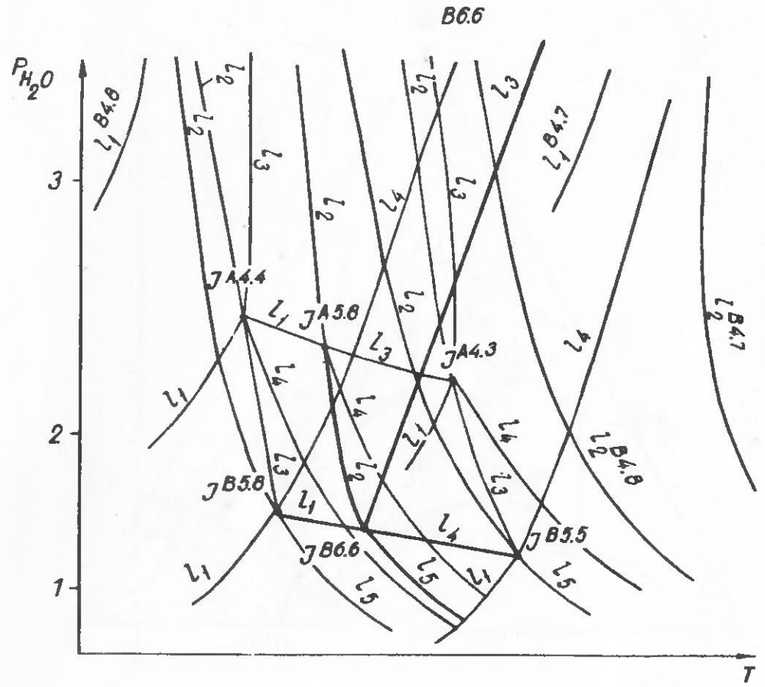


Рис. III.13. (Продолжение).



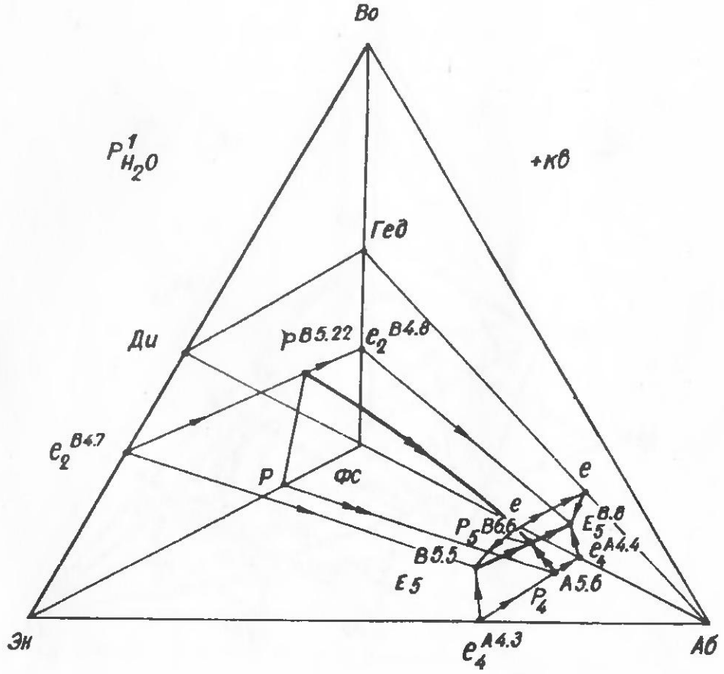
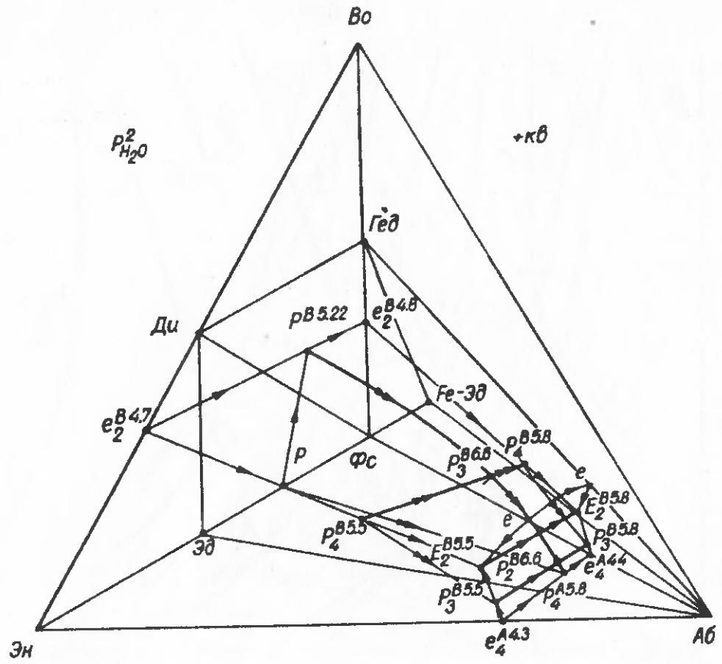


Рис. III.14.



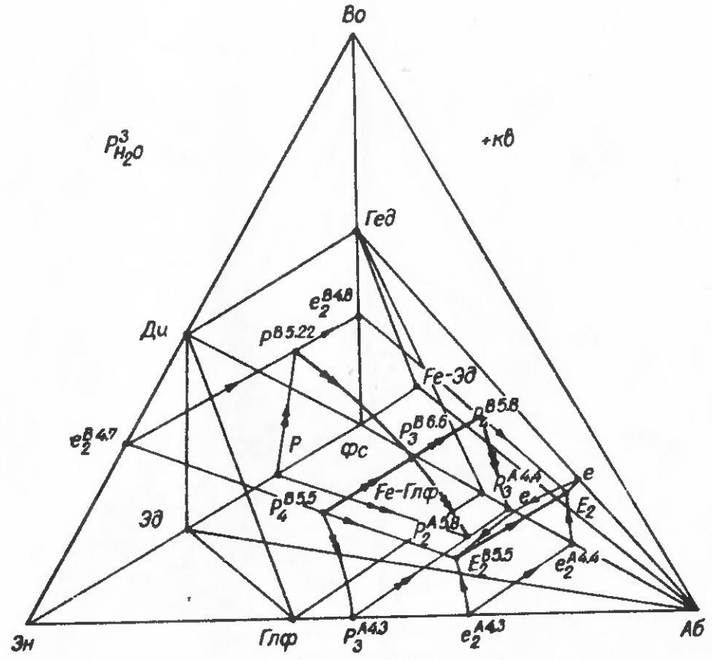
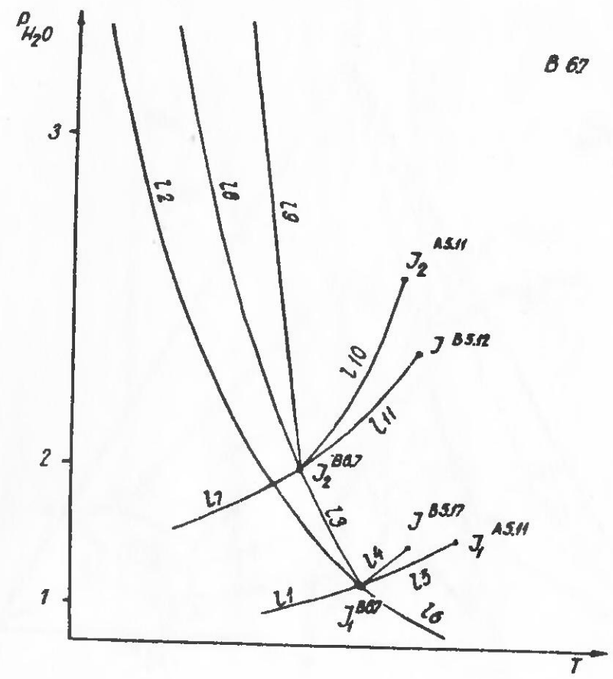


Рис. III.14. (Продолжение).



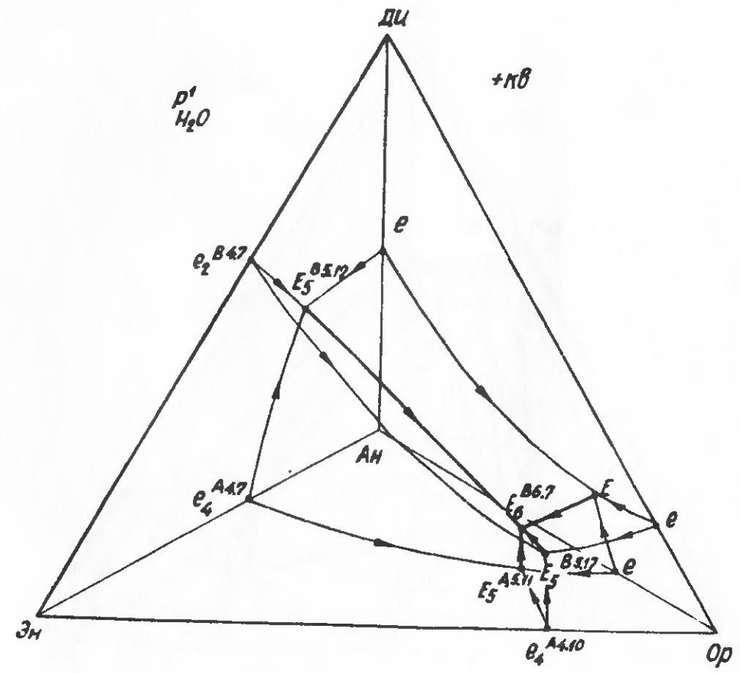
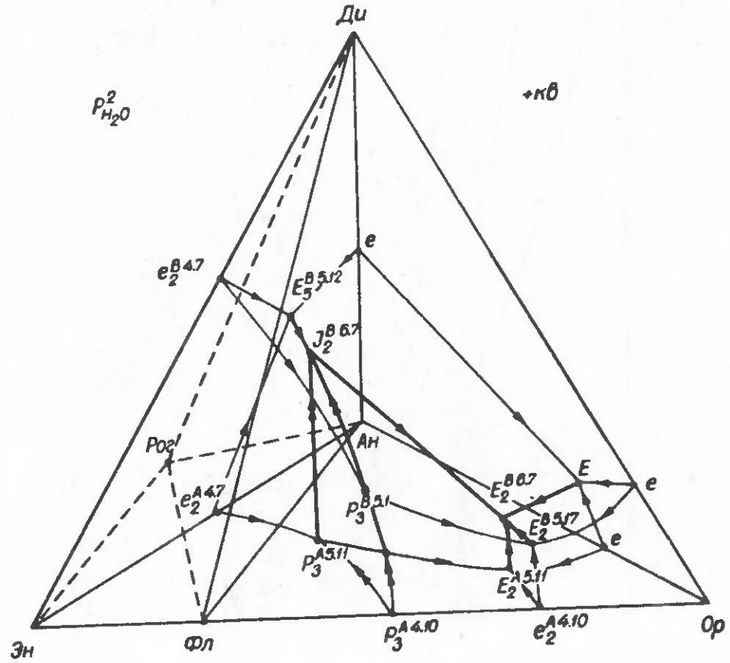


Рис. III.15.



Ди

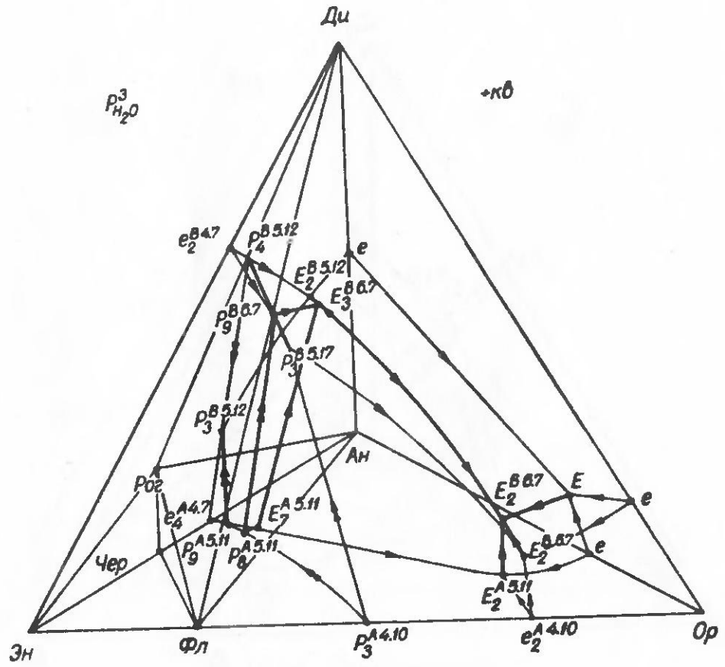
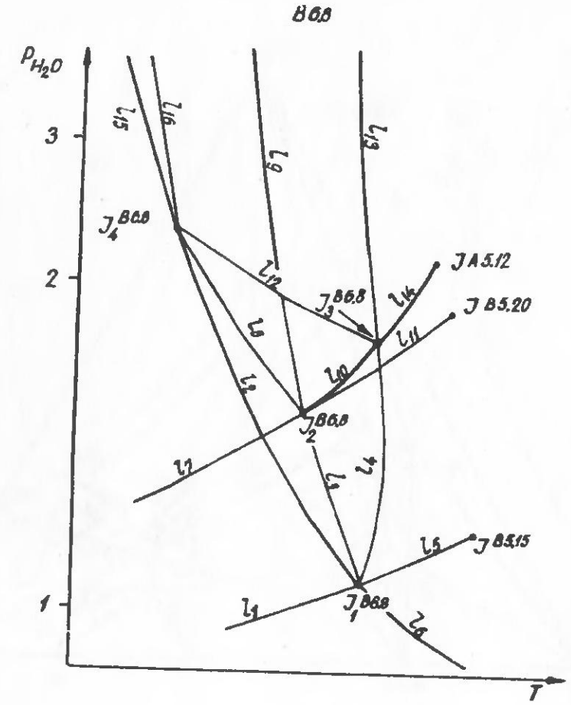


Рис. III.15. (Продолжение).



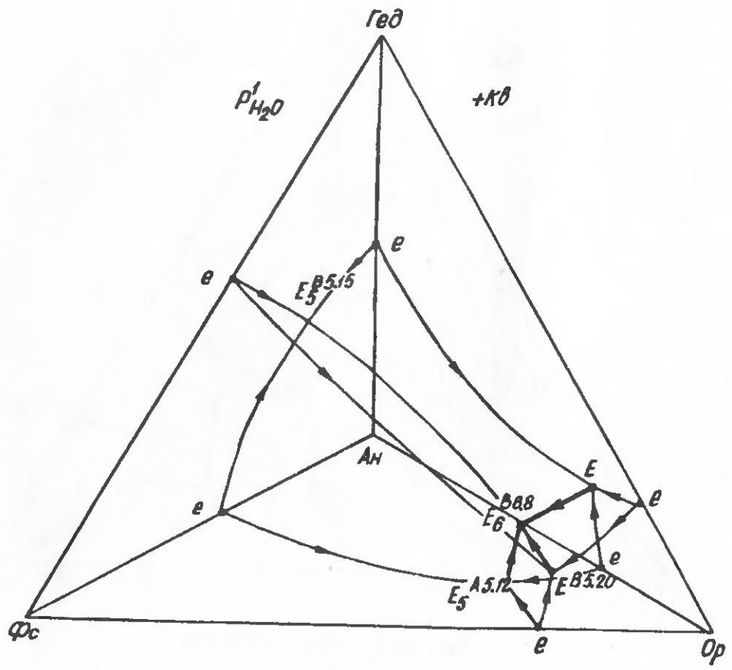
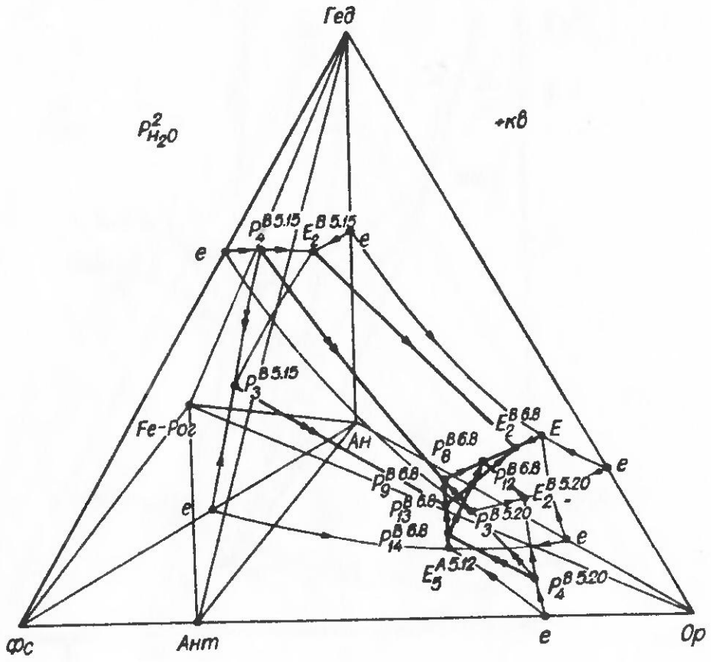
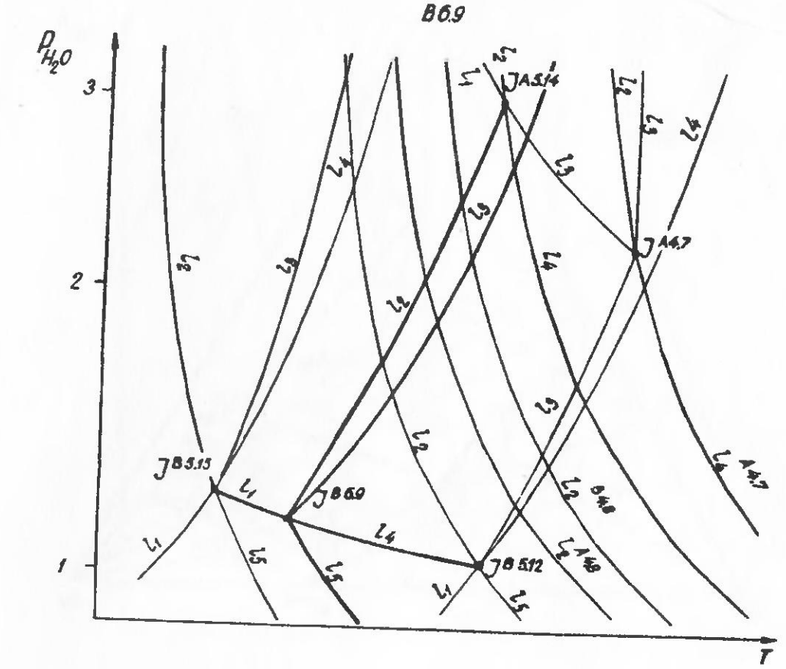


Рис. III.16.





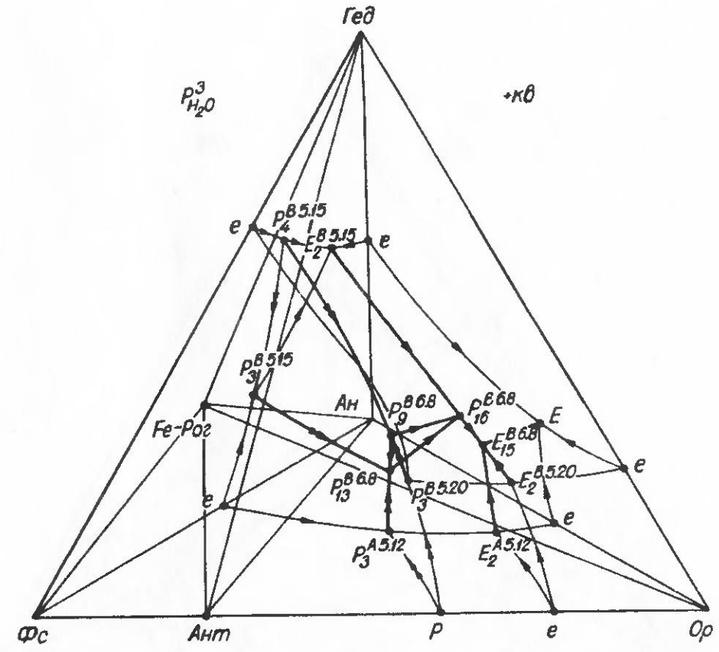


Рис. III.16. (Продолжение).

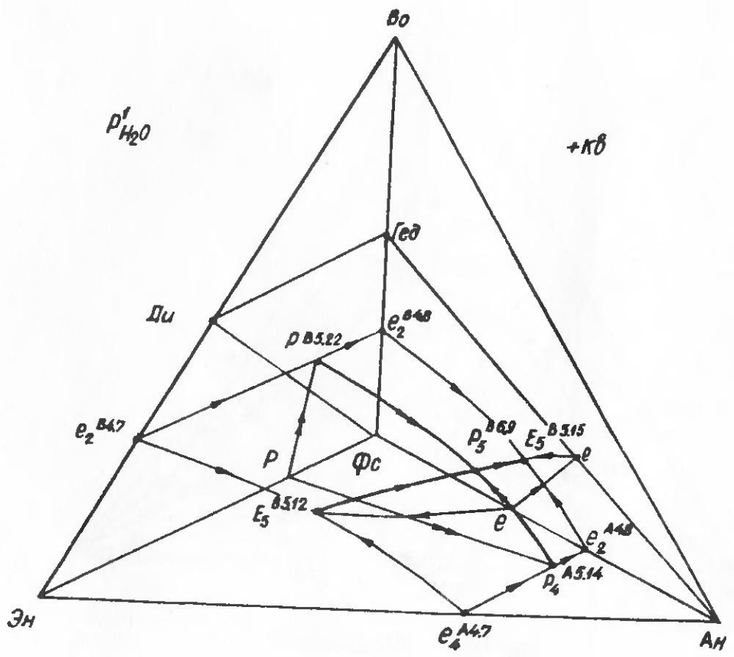
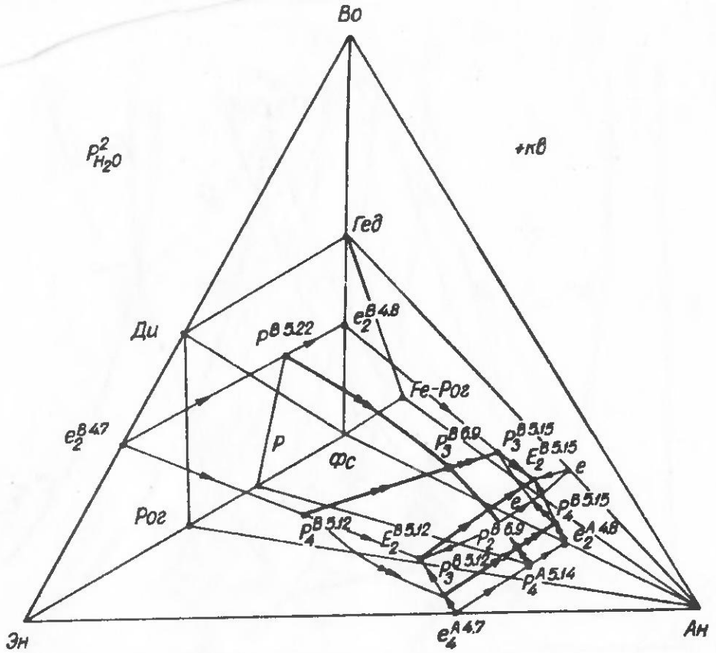


Рис. III.17.



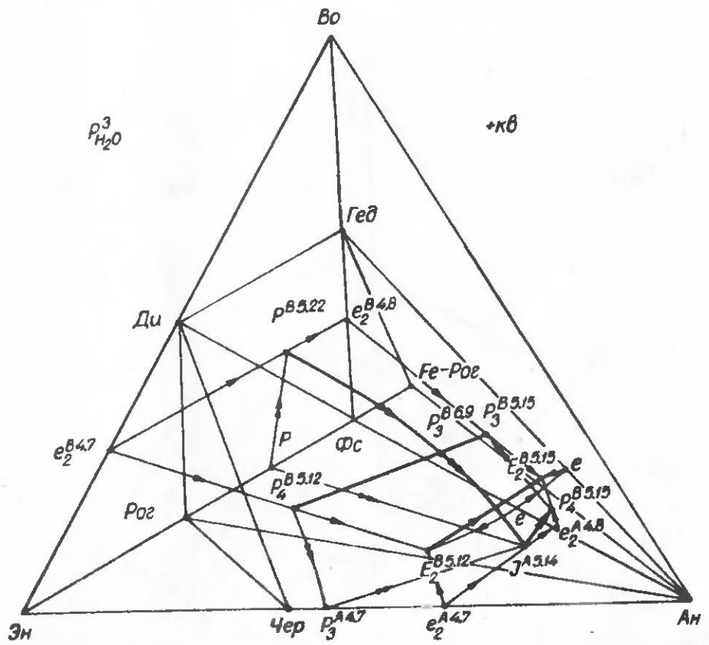
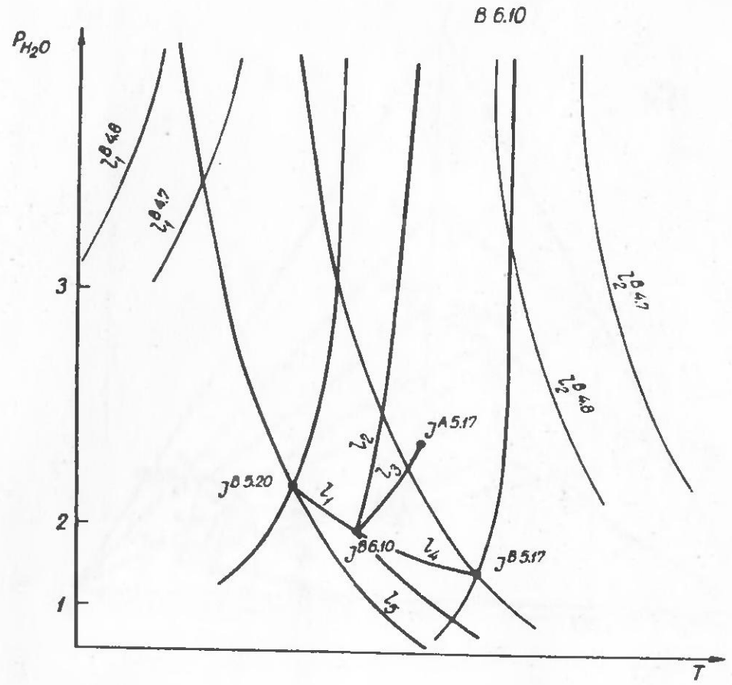


Рис. III.17. (Продолжение).



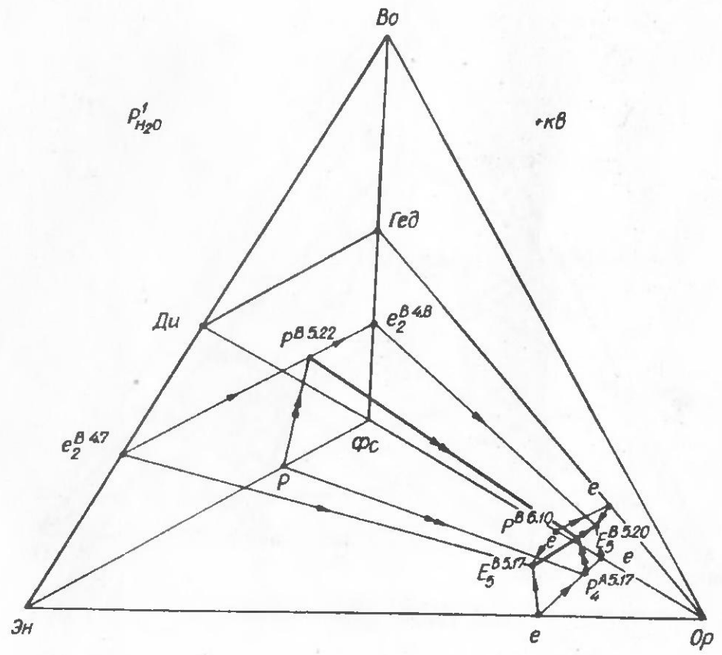
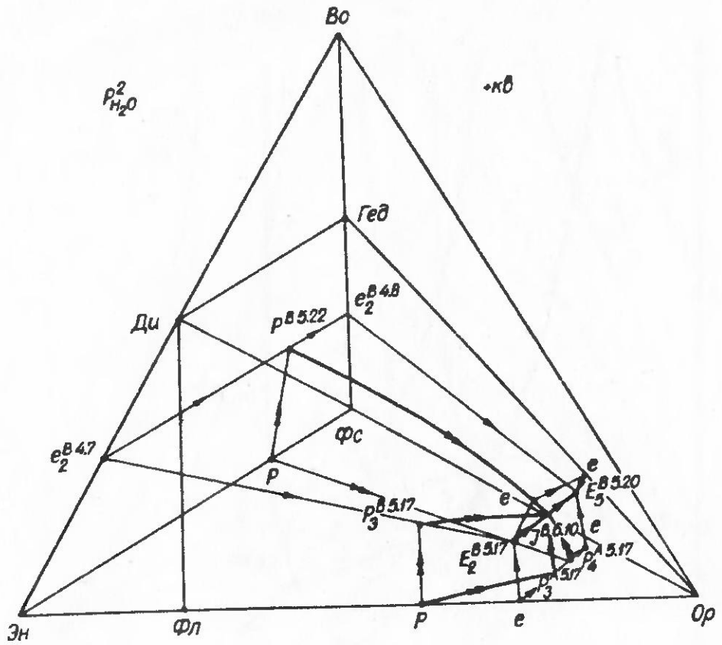


Рис. III.18.



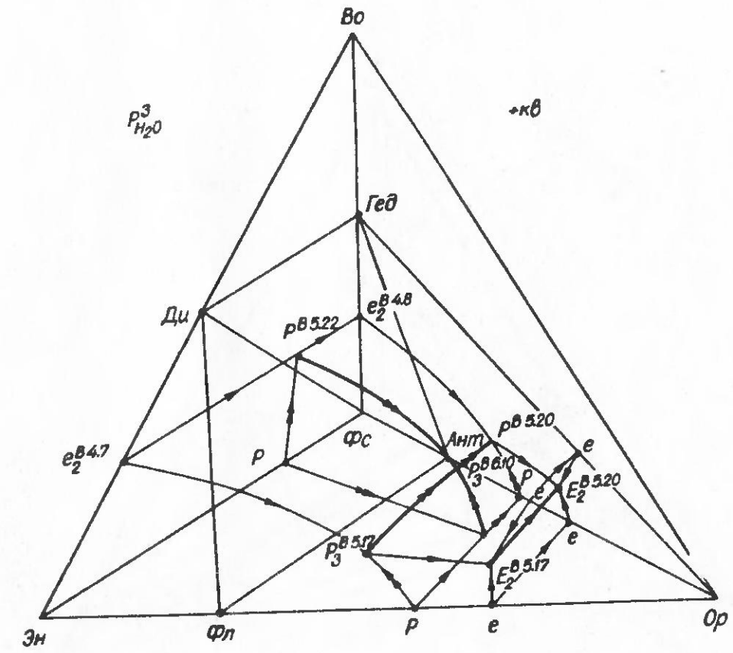
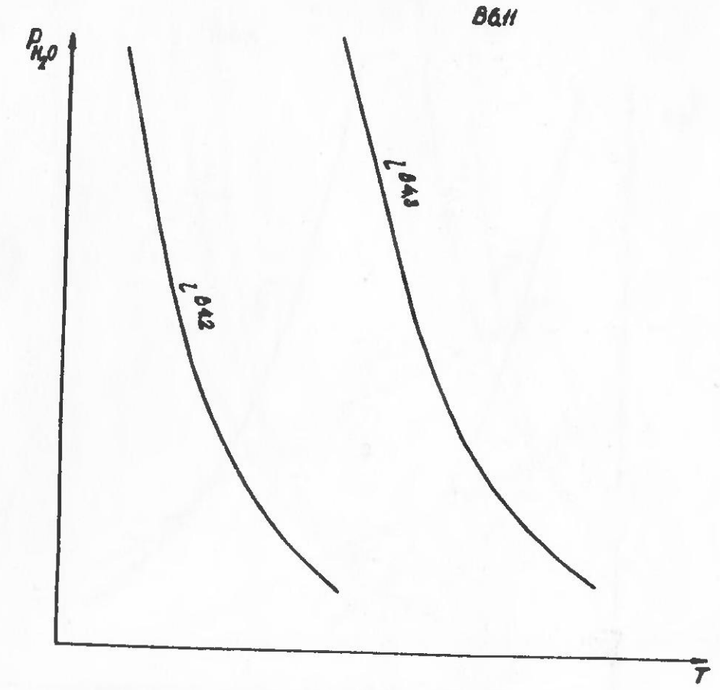


Рис. III.18. (Продолжение).



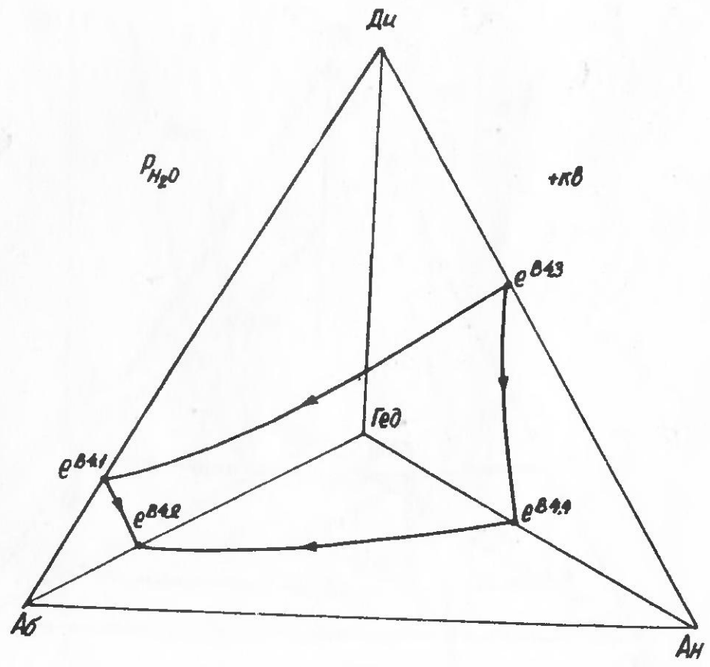
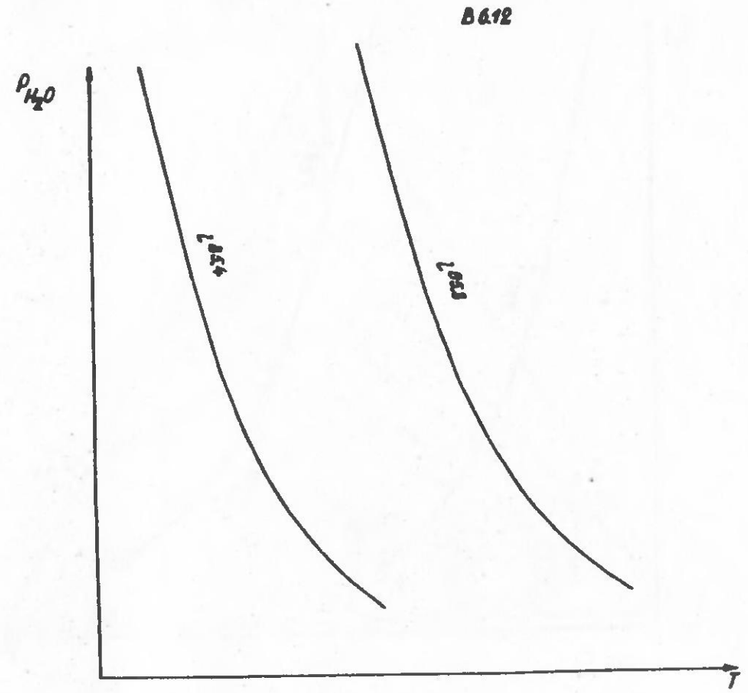


Рис. III.19.



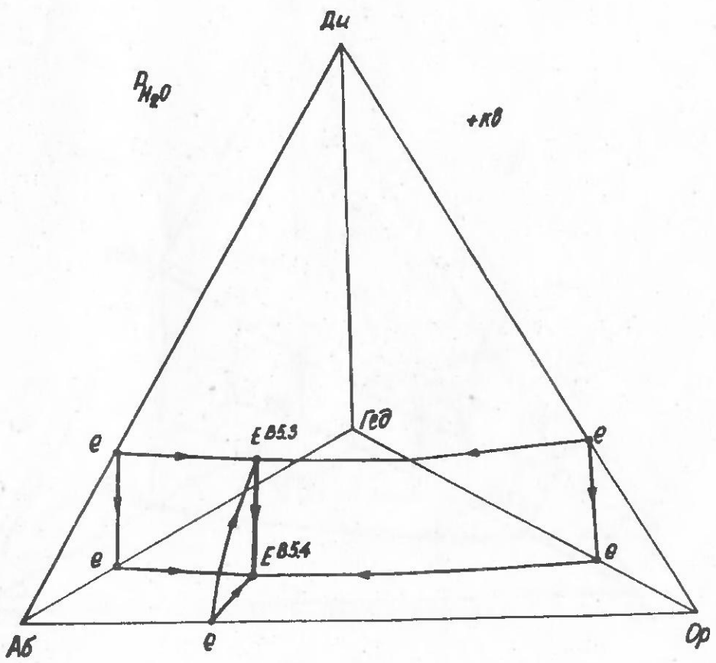


Рис. III.20.

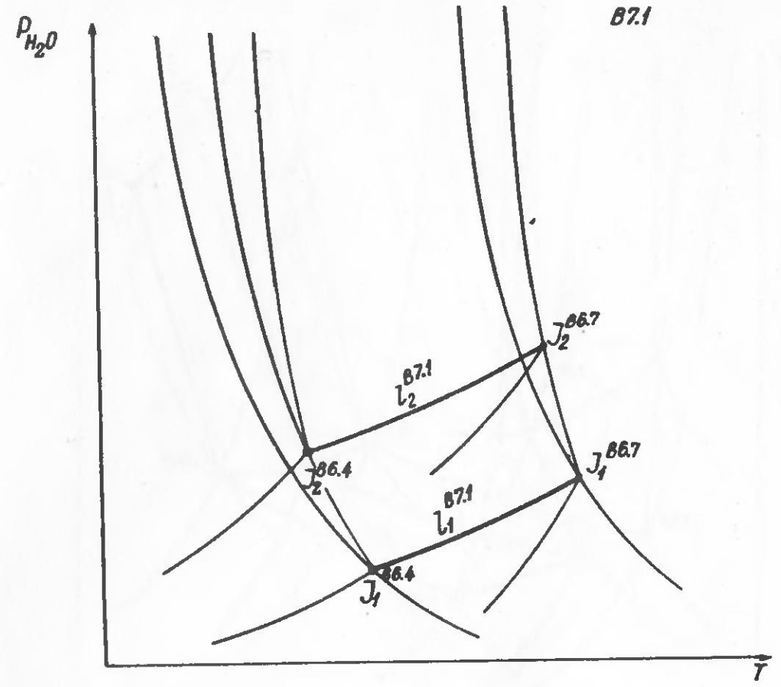


Рис. III.21.

В7.2

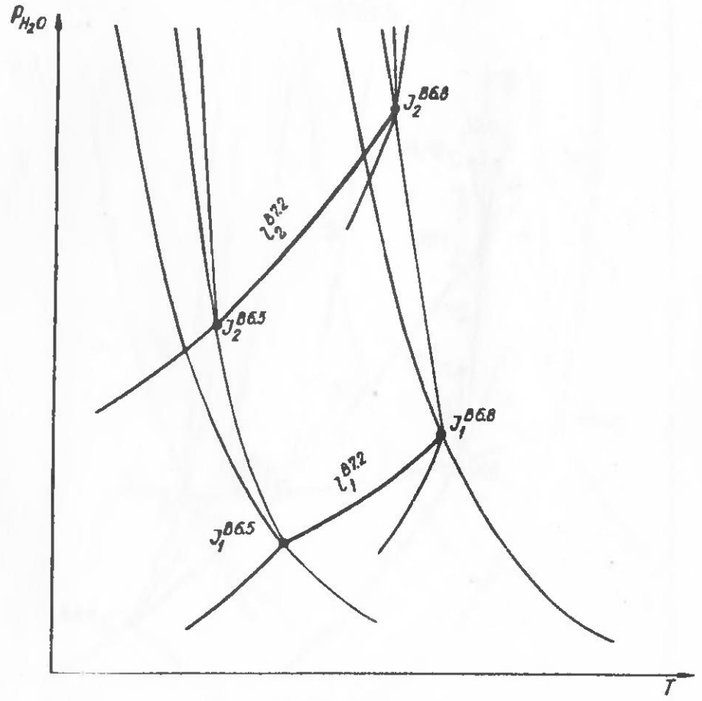


Рис. III.22.

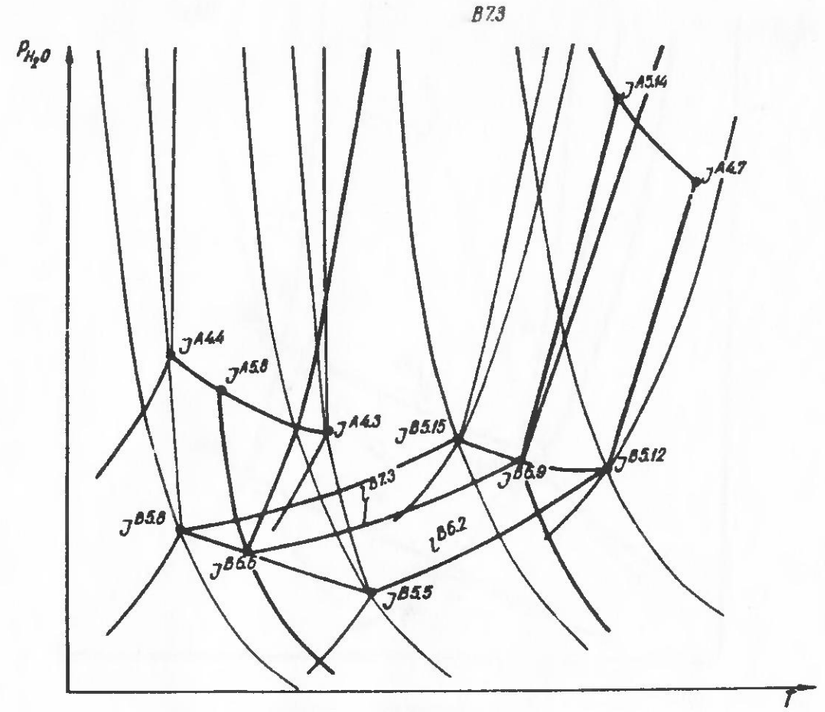


Рис. III.23.

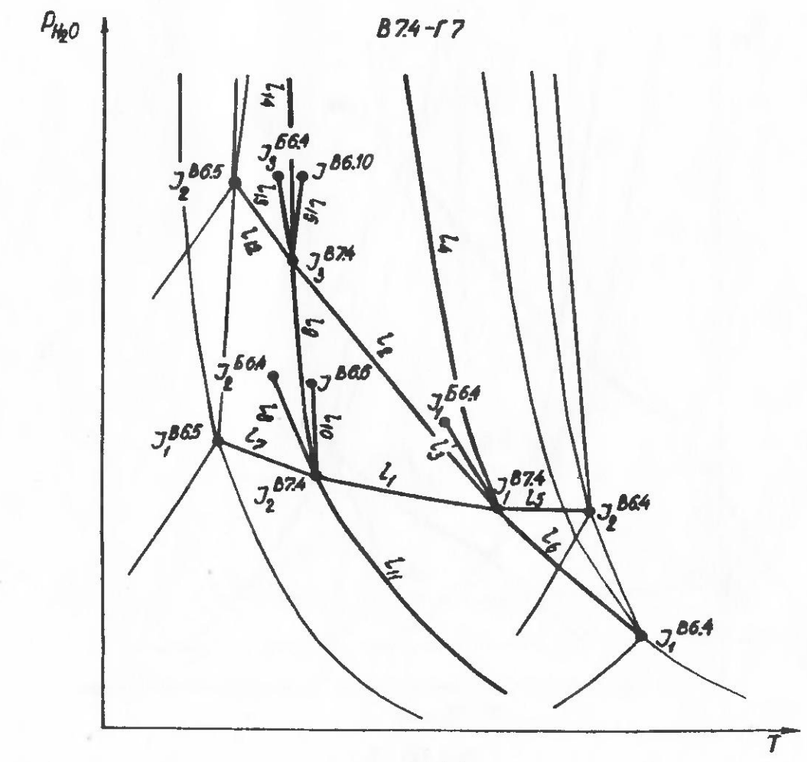


Рис. III.24.

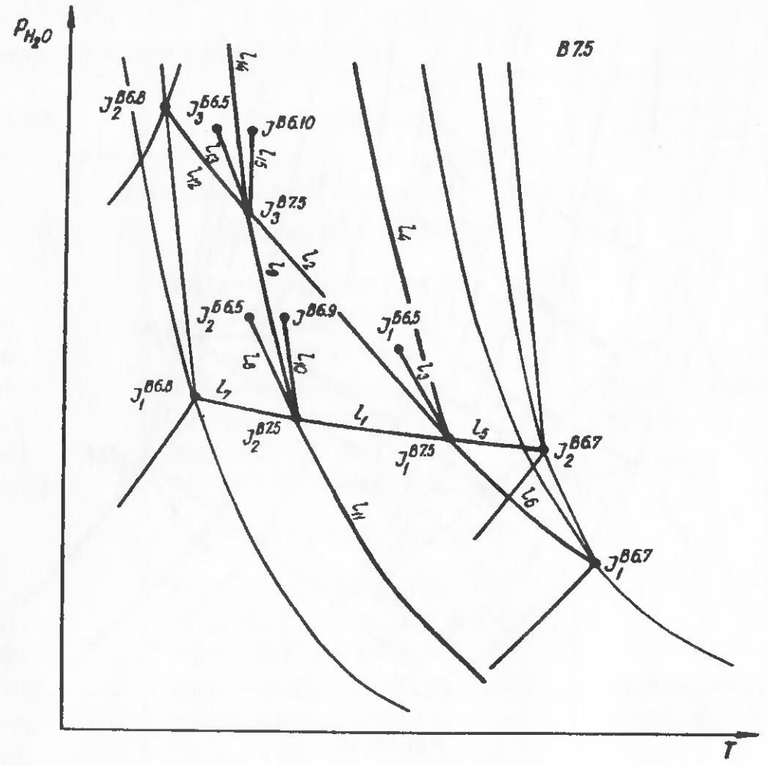


Рис. III.25.

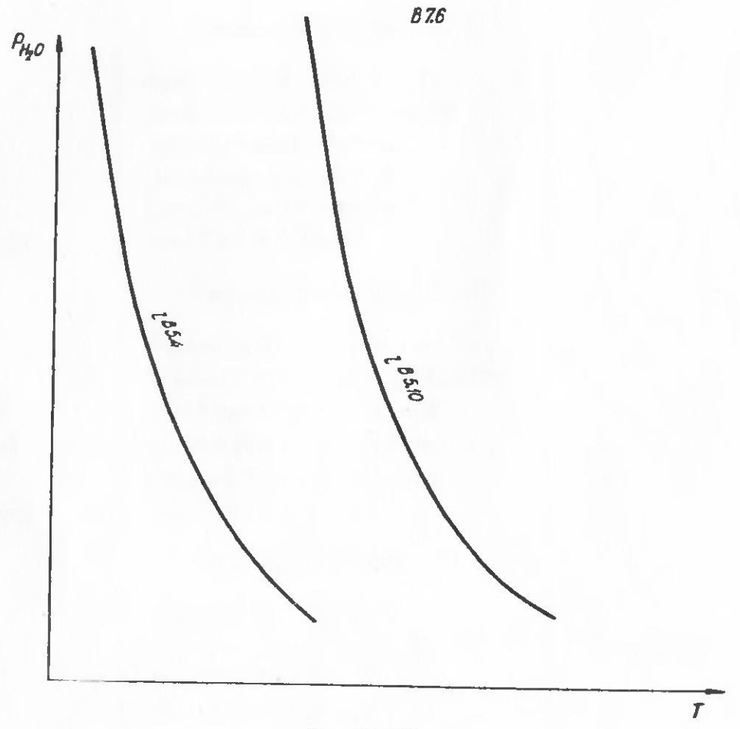


Рис. III.26.

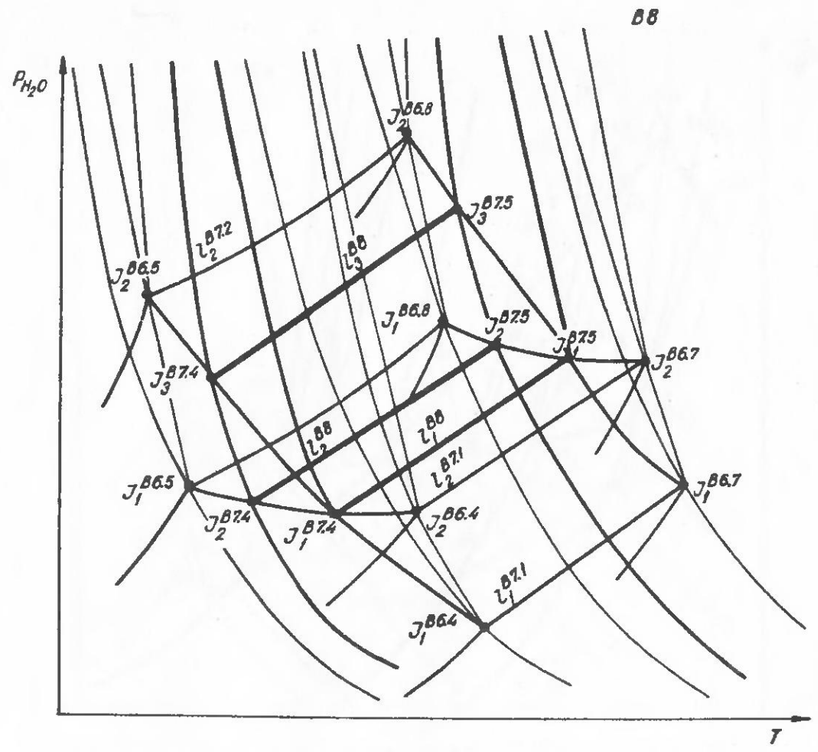


Рис. III.27.

Таблица III.1

Фазовые реакции к рис. III.3–III.27

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
Пятикомпонентные системы		
Система B5.5 (рис. III.3)		
$J^{B5.5}$	Кв+Амф=Ж+Эн+Аб+Ди	
l_1 (Ж)	Амф+Кв=Аб+Ди+Эн+Кв	
l_2 (Эн)	Аб+Ди+Амф+Кв=Ж	
l'_3 (Ди)	Аб+Амф+Кв=Ж+Эн	Переход через S:
l_3 (Ди)	Аб+Эн+Амф+Кв=Ж	Аб+Эд=Ж
l_4 (Аб)	Амф+Кв=Ж+Ди+Эн	
l_5 (Амф)	Аб+Ди+Эн+Кв=Ж	
Система B5.8 (рис. III.4)		
$J^{B5.8}$	Кв+Fe-Амф=Ж+Фа+Аб+Гед	
l_1 (Ж)	Fe-Амф+Кв=Аб+Гед+Фа+Кв	
l_2 (Фа)	Аб+Гед+Fe-Амф+Кв=Ж	
l'_3 (Гед)	Аб+Fe-Амф+Кв=Ж+Фа	Переход через S:
l_3 (Гед)	Аб+Fe-Амф+Фа+Кв=Ж	Аб+Fe-Эд=Ж
l_4 (Аб)	Fe-Амф+Кв=Ж+Гед+Фа	
l_5 (Амф)	Аб+Гед+Фа+Кв=Ж	
Система B5.12 (рис. III.5)		
$J^{B5.12}$	Амф+Кв=Ж+Эн+Ан+Ди	
l_1 (Ж)	Амф+Кв=Ан+Ди+Эн+Кв	
l_2 (Эн)	Ан+Ди+Амф+Кв=Ж	
l_3 (Ди)	Ан+Амф+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Ан)	Амф+Кв=Ж+Эн+Ди	
l_5 (Амф)	Ан+Ди+Эн+Кв=Ж	
Система B5.15 (рис. III.6)		
$J^{B5.15}$	Fe-Амф+Кв=Ж+Фа+Ан+Гед	
l_1 (Ж)	Fe-Амф+Кв=Ан+Гед+Фа+Кв	
l_2 (Фа)	Ан+Гед+Fe-Амф+Кв=Ж	
l_3 (Гед)	Ан+Fe-Амф+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Ан)	Fe-Амф+Кв=Ж+Фа+Гед	
l_5 (Амф)	Ан+Гед+Фа+Кв=Ж	
Система B5.17 (рис. III.7)		
$J^{B5.17}$	Ди+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Ди+Фл+Кв=Ор+Ди+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ор+Ди+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Ди+Фл+Кв=Ж+Эн	

Таблица III.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_4 (Ди)	Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн	Сингулярное
l_5 (Фл)	Ор+Ди+Эн+Кв=Ж	
	Система B5.20 (рич. III.8)	
$J^{B5.20}$	Гед+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор	
l_1 (Ж)	Гед+Ант+Кв=Ор+Гед+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ор+Гед+Ант+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Ант+Гед+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Гед)	Ант+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа	Сингулярное
l_5 (Ант)	Ор+Гед+Фа+Кв=Ж	
	Шестикомпонентные системы	
	Система B6.2 (рис. III.11)	
$J^{B6.2}$	(Эд–Рог)+Кв=Ж+Эн+Пл+Ди	
	Система B6.4 (рис. III.12)	
$J_1^{B6.4}$	Аб+Ди+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Аб+Ди+Фл+Кв=Аб+Ор+Ди+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Аб+Ор+Ди+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Аб+Ди+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Ди)	Аб+Фл+Кв+Ж=Ж+Эн+Ор+Аб	Сингулярное
l_5 (Аб)	Ди+Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн+Ди	”
l_6 (Фл)	Аб+Ор+Ди+Эн+Кв=Ж	
$J_2^{B6.4}$	Аб+Ди+Фл+Эд+Кв=Ж+Эн	В точке S: Аб+ +Ди+Фл=Ж
l_7 (Ж)	Фл+Эд+Кв=Аб+Ди+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_8 (Эн)	Аб+Ди+Фл+Эд+Кв=Ж	
l_9 (Аб)	Ди+Фл+Эд+Кв=Ж+Эн	
l_{10} (Ди)	Фл+Глф+Эд+Кв=Ж+Эн+Аб	Сингулярное
l_{11} (Фл)	Эд+Кв+Ж=Ж+Аб+Ди+Эн	”
	Система B6.5 (рис. III.13)	
$J_1^{B6.5}$	Ор+Fe-Эд+Кв=Ж+Фа+Гед+Аб	
l_1 (Ж)	Ор+Fe-Эд+Кв=Аб+Ор+Гед+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Аб+Ор+Гед+Fe-Эд+Кв=Ж	
l_3 (Аб)	Ор+Гед+Fe-Эд+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Гед)	Ор+(Глф–Fe-Эд)+Кв=Ж+Аб+Фа	Сингулярное
l_5 (Ор)	Fe-Эд+Кв+Ж=Ж+Аб+Гед+Фа	”
l_6 (Fe-Эд)	Аб+Ор+Гед+Фа+Кв=Ж	
$J_2^{B6.5}$	Ор+Гед+Fe-Эд+Ант+Кв=Ж+Фа	В точке S: Ор+ +(Эд–Глф)=Ж
l_7 (Ж)	Гед+Fe-Эд+Ант+Кв=Ор+Гед+Fe-Эд+Фа	Сингулярное

Таблица III.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_8 (Фа)	Ор+Гед+Fe-Эд+Ант+Кв=Ж	
l_9 (Ор)	Гед+Fe-Эд+Ант+Кв=Ж+Фа	
l_{10} (Гед)	Fe-Эд+Ант+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа+Fe-Эд	Сингулярное
l_{11} (Fe-Эд)	Гед+Ант+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа+Гед	”
	Система B6.6 (рис. III.14)	
$J^{B6.6}$	Аб+Мпр+Ол+Кв=Ж+Эд+Опр	
l_1 (Опр)	Аб+Мпр+Ол+Кв=Ж+Эд	Сингулярное
l_2 (Мпр)	Аб+Эд+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_3 (Аб)	Эд+Ол+Кв=Ж+Опр+Мпр	
l_4 (Ол)	Аб+Мпр+Опр+Кв=Ж+Эд	Сингулярное
l_5 (Эд)	Аб+Мпр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Система B6.7 (рис. III.15)	
$J_1^{B6.7}$	Ан+Ди+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Ан+Ди+Фл+Кв=Ан+Ор+Ди+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ан+Ор+Ди+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Ан+Ди+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Ан)	Ди+Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн+Ди	Сингулярное
l_5 (Ди)	Ан+Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн+Ан	”
l_6 (Фл)	Ан+Ор+Ди+Эн+Кв=Ж	
$J_2^{B6.7}$	Ан+Ди+Фл+Рог+Кв=Ж+Эн	В точке S: Ан+ +Ди+Фл=Ж
l_7 (Ж)	Фл+Рог+Кв=Ан+Ди+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_8 (Эн)	Ан+Ди+Фл+Рог+Кв=Ж	
l_9 (Ан)	Ди+Фл+Рог+Кв=Ж+Эн	
l_{10} (Ди)	Фл+(Чер–Рог)+Кв+Ж=Ж+Эн+Ан	Сингулярное
l_{11} (Фл)	Рог+Кв+Ж=Ж+Ан+Ди+Эн	”
	Система B6.8 (рис. III.16)	
$J_1^{B6.8}$	Ор+Fe-Рог+Кв=Ж+Ан+Гед+Фа	
l_1 (Ж)	Ор+Fe-Рог+Кв=Ор+Ан+Гед+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ан+Ор+Гед+Fe-Рог+Кв=Ж	
l_3 (Ан)	Ор+Гед+Fe-Рог+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Гед)	Ор+(Fe-Рог–Чер)+Кв+Ж=Ж+Ан+Фа+Ор	Сингулярное
l_5 (Ор)	Fe-Рог+Кв+Ж=Ж+Ан+Гед+Фа	”
l_6 (Fe-Рог)	Ан+Ор+Гед+Фа+Кв=Ж	
$J_2^{B6.8}$	Гед+Ант+Fe-Рог+Кв=Ж+Ор+Фа	
l_7 (Ж)	Ант+Гед+Fe-Рог+Кв=Ор+Фа+Гед+ Fe-Рог+Кв	Сингулярное
l_8 (Фа)	Ор+Гед+Fe-Рог+Кв=Ж+Ант	
l_9 (Ор)	Гед+Ант+Fe-Рог+Кв=Ж+Фа	
l_{10} (Гед)	Ант+Амф+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа+Амф	Сингулярное

Таблица III.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_{11} (Fe-Рог)	Гед+Ант+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа+Гед	Сингулярное
$J_3^{B6.8}$	Ан+Амф+Ант+Кв=Ж+Ор+Фа	
l_{12} (Фа)	Ор+Амф+Кв=Ж+Ан+Ант	
l_{13} (Ор)	Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+Ан	
l_{14} (Амф)	Ан+Ант+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа+Ан	Сингулярное
$J_4^{B6.8}$	Ан+Ор+Гед+Fe-Рог+Ант+Кв+Ж	
l_{15} (Fe-Рог)	Ор+Ан+Гед+Ант+Кв=Ж	
l_{16} (Ор)	Ан+Гед+Ант+Кв=Ж+Fe-Рог	
	Система B6.9 (рис. III.17)	
$J^{B6.9}$	Ан+Мпр+Ол+Кв=Ж+Рог+Опр	
l_1 (Опр)	Ан+Мпр+Ол+Кв=Ж+Рог	Сингулярное
l_2 (Мпр)	Ан+Ол+(Чер–Рог)+Кв=Ж+Опр	
l_3 (Ан)	(Чер–Рог)+Ол+Кв=Ж+Мпр+Опр	
l_4 (Ол)	Ан+Мпр+Опр+Кв=Ж+Рог	Сингулярное
l_5 (Рог)	Ан+Мпр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Система B6.10 (рис. III.18)	
$J^{B6.10}$	Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Би+Опр	
l_1 (Опр)	Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_2 (Ор)	Мпр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	
l_3 (Мпр)	Би+Ол+Кв=Ж+Ор+Опр	
l_4 (Ол)	Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_5 (Би)	Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Семикомпонентные системы	
	Система B7.1 (рис. III.21)	
$l_1^{B7.1}$	Пл+Ди+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	Сингулярное
$l_2^{B7.1}$	Фл+Амф+Кв=Ж+Эн+Ди+Пл	”
	Система B7.2 (рис. III.22)	
$l_1^{B7.2}$	Ор+Fe-Амф+Кв=Ж+Фа+Гед+Пл	Сингулярное
$l_2^{B7.2}$	Гед+Fe-Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор	”
	Система B7.3 (рис. III.23)	
$l^{B7.3}$	Пл+Мпр+Ол+Кв=Ж+(Эд–Рог)+Опр	
	Система B7.4 (Г7) (рис. III.24)	
$J_1^{B7.4}$	Аб+Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Би+Эд	
l_1 (Би)	Аб+Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Эд	Сингулярное

Таблица III.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_2 (Аб)	Ор+Мпр+Опр+Эд+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_3 (Мпр)	Аб+Ор+Опр+Амф+Кв=Ж+Би	”
l_4 (Опр)	Ор+Эд+Кв=Ж+Би+Аб+Мпр	
l_5 (Ор)	Аб+Опр+Мпр+Би+Кв=Ж+Эд	Сингулярное
l_6 (Эд)	Аб+Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Би	”
$J_2^{B7.4}$	Аб+Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Опр+Эд	
l_7 (Опр)	Аб+Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Эд	Сингулярное
l_8 (Мпр)	Аб+Ор+Ол+(Глф–Эд)+Кв=Ж+Опр	”
l_9 (Аб)	Ор+Мпр+Эд+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{10} (Ор)	Аб+Мпр+Ол+Эд+Кв=Ж+Опр	”
l_{11} (Эд)	Аб+Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_3^{B7.4}$	Ор+Мпр+Эд+Ол+Кв=Ж+Би+Опр	
l_{12} (Опр)	Ор+Мпр+Эд+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{13} (Мпр)	Ор+(Глф–Эд)+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	
l_{14} (Ор)	Мпр+Эд+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	Сингулярное
l_{15} (Эд)	Ор+Мпр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Система B7.5 (рис. III.25)	
$J_1^{B7.5}$	Ан+Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Би+Рог	
l_1 (Би)	Ан+Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Рог	Сингулярное
l_2 (Ан)	Ор+Мпр+Опр+Рог+Кв=Ж+Би	”
l_3 (Мпр)	Ан+Ор+Опр+Рог+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_4 (Опр)	Ор+Рог+Кв=Ж+Би+Ан+Мпр	
l_5 (Ор)	Ан+Опр+Мпр+Би+Кв=Ж+Рог	Сингулярное
l_6 (Рог)	Ан+Ор+Мпр+Опр+Кв=Ж+Би	”
$J_2^{B7.5}$	Ан+Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Рог+Опр	
l_7 (Опр)	Ан+Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Рог	Сингулярное
l_8 (Мпр)	Ан+Ор+Ол+(Чер–Рог)+Кв=Ж+Опр	”
l_9 (Ан)	Ор+Мпр+Рог+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{10} (Ор)	Ан+Мпр+Ол+Рог+Кв=Ж+Опр	”
l_{11} (Рог)	Ан+Ор+Мпр+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_3^{B7.5}$	Ор+Мпр+Рог+Ол+Кв=Ж+Би+Опр	
l_{12} (Опр)	Ор+Мпр+Рог+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{13} (Мпр)	Ор+(Чер–Рог)+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{14} (Ор)	Мпр+Рог+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{15} (Рог)	Ор+Мпр+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Система B8 (рис. III.27)	
l_1^{B8}	Би+Амф+Кв=Ж+Пл+Ор+Мпр+Опр	
l_2^{B8}	Ор+Амф+Ол+Кв=Ж+Пл+Мпр+Опр	
l_3^{B8}	Би+Амф+Ол+Кв=Ж+Ор+Мпр+Опр	

ПРИЛОЖЕНИЕ IV

Диаграммы состояния частных и полной систем Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во(Ди, Гед)–Эг–Кв–H_2O (рис. IV.1–IV.25) и фазовые реакции к рис. IV.2–IV.25 (табл. IV).

Диаграммы состояния систем Д5–Д8.

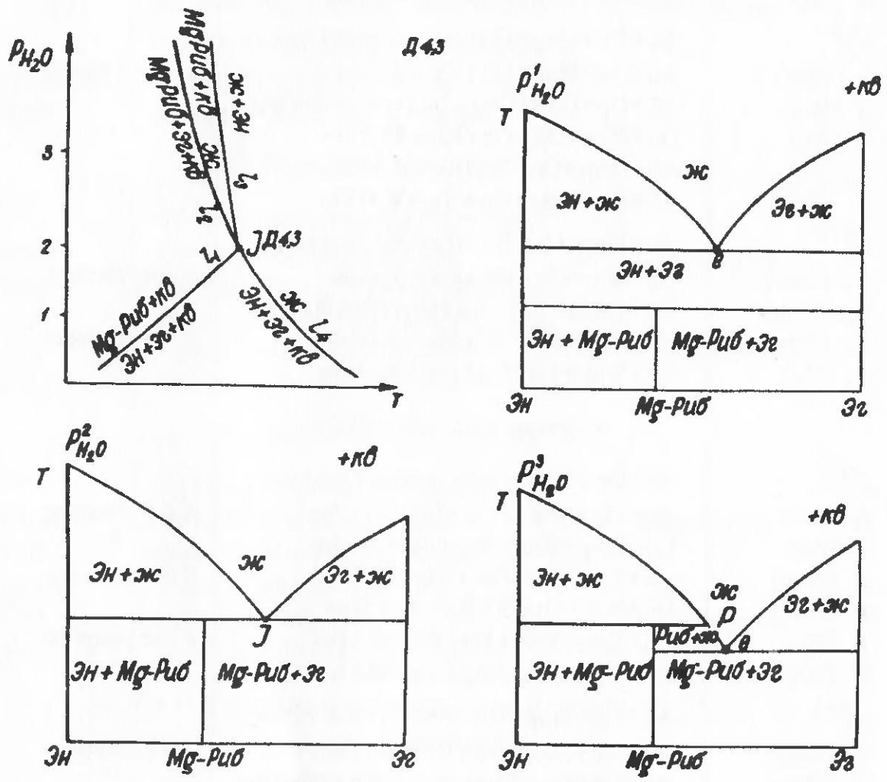


Рис. IV.1.

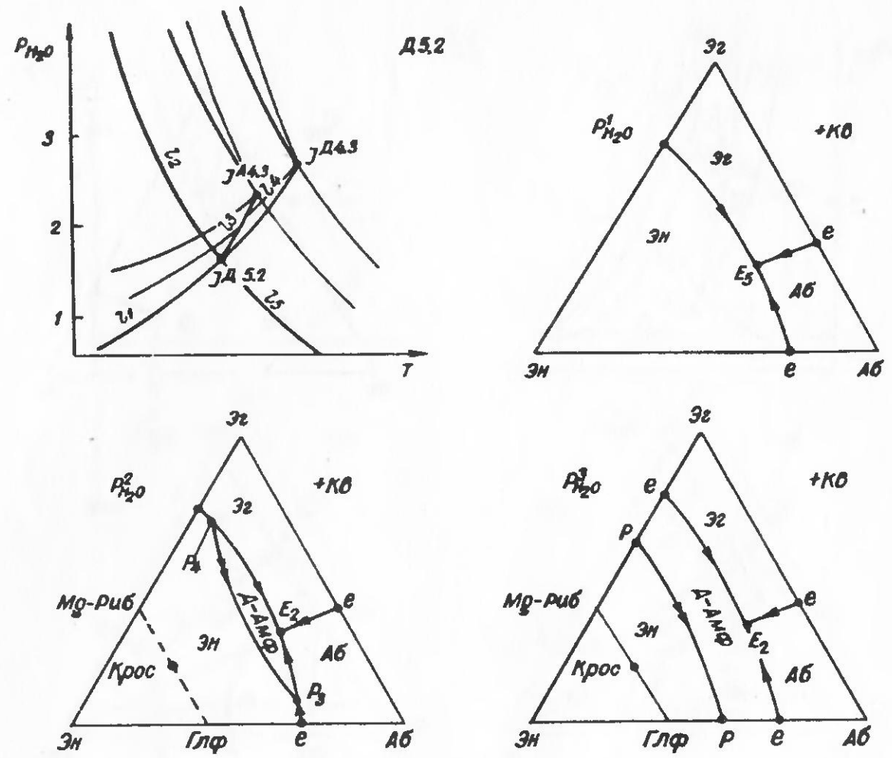


Рис. IV.2.

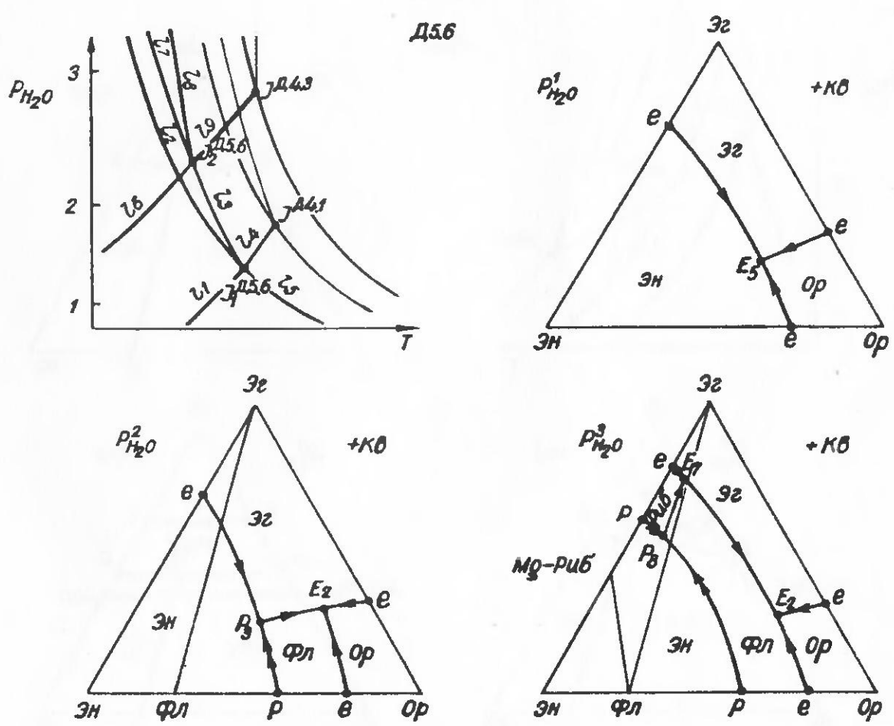


Рис. IV.3.

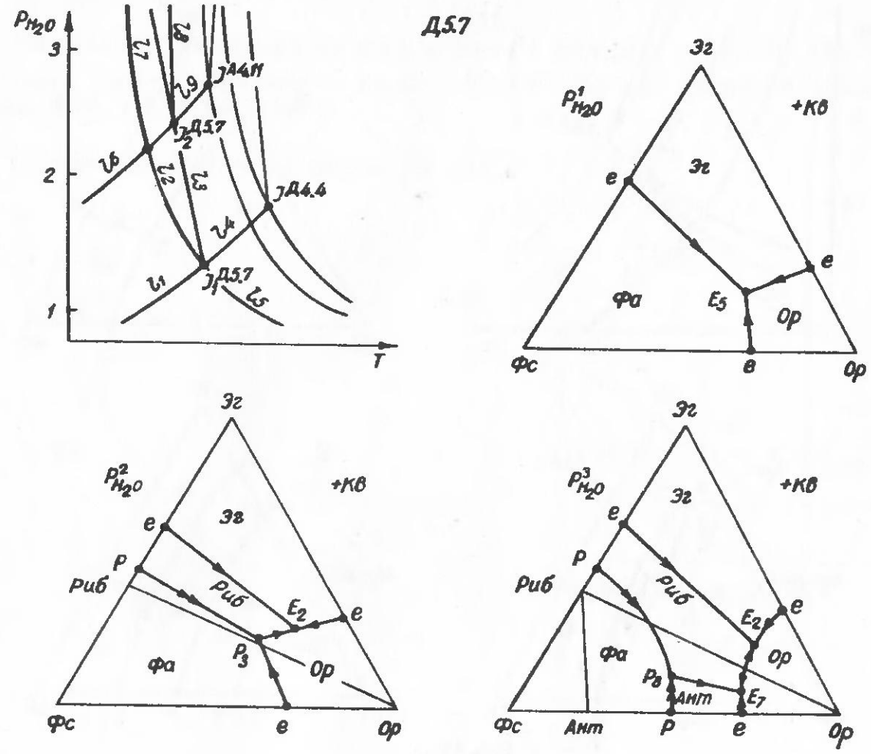


Рис. IV.4.

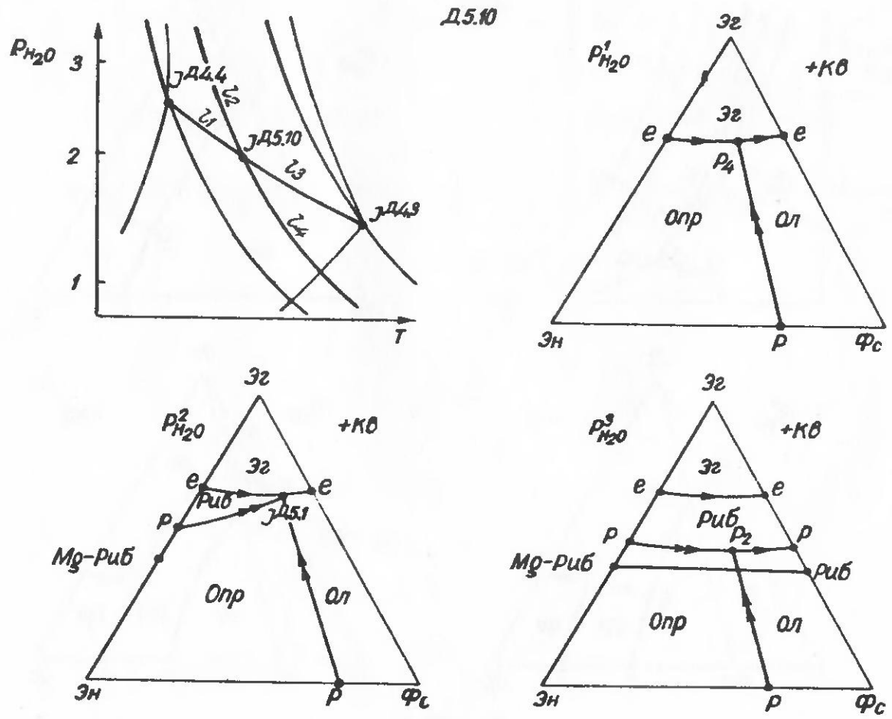


Рис. IV.5.

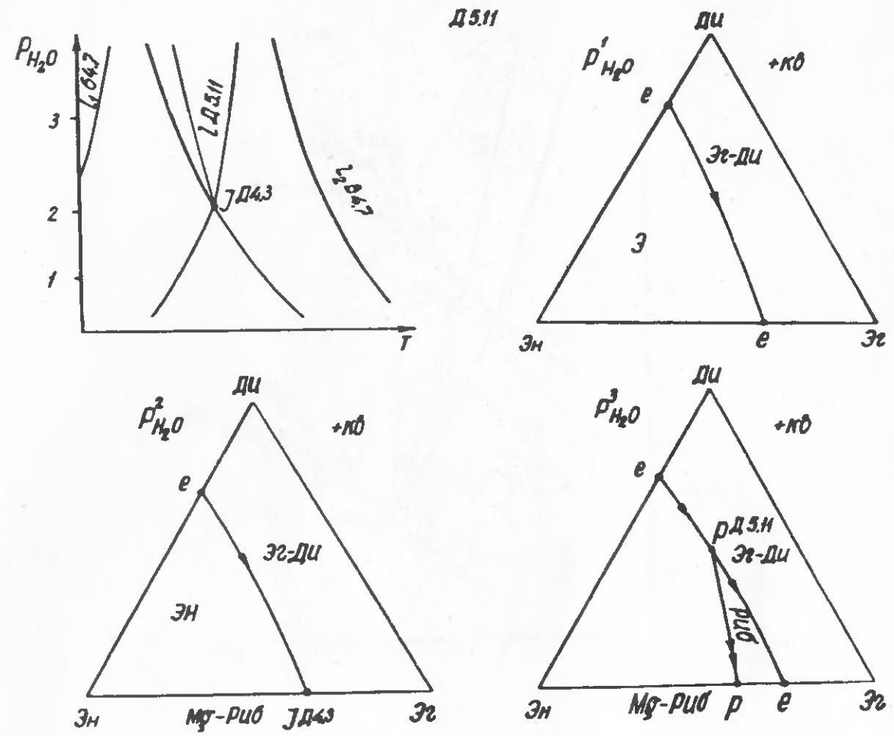
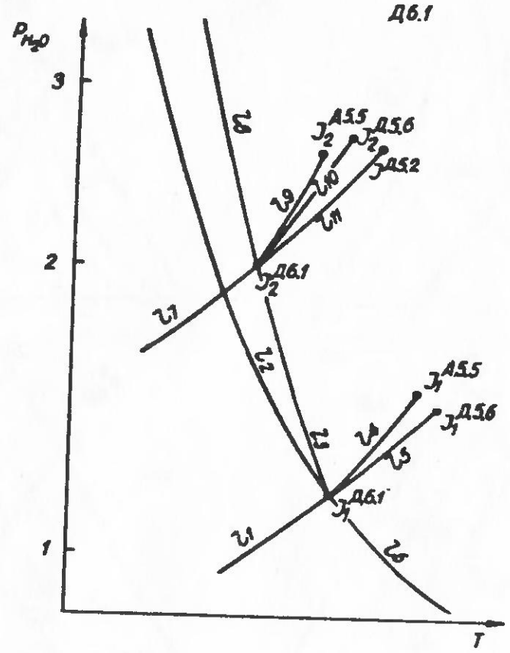


Рис. IV.6.



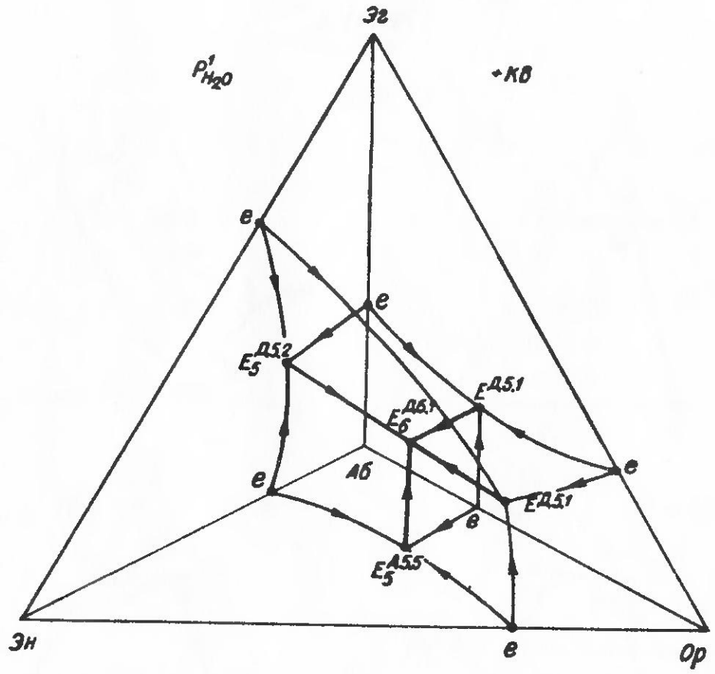
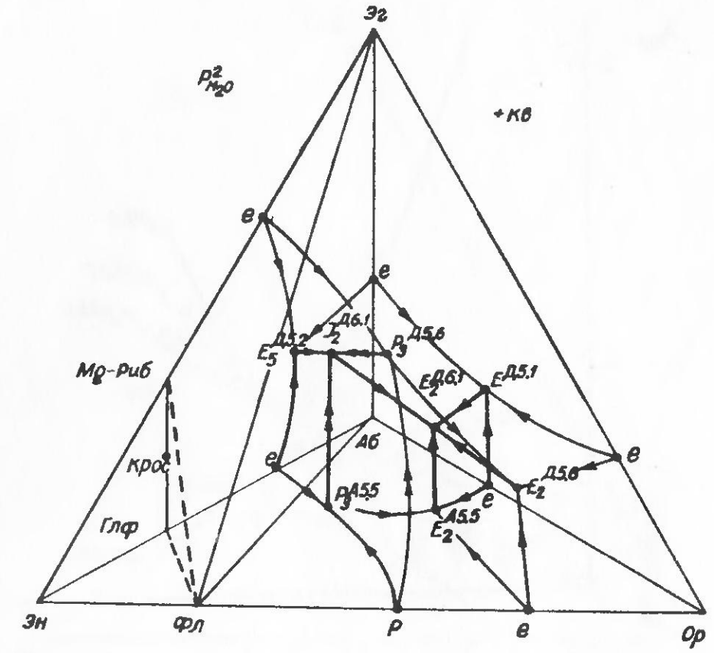


Рис. IV.7.



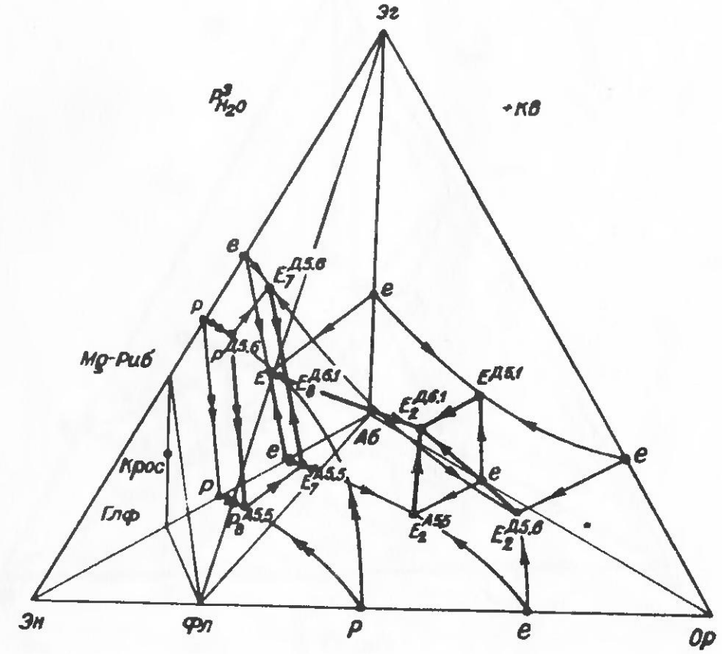
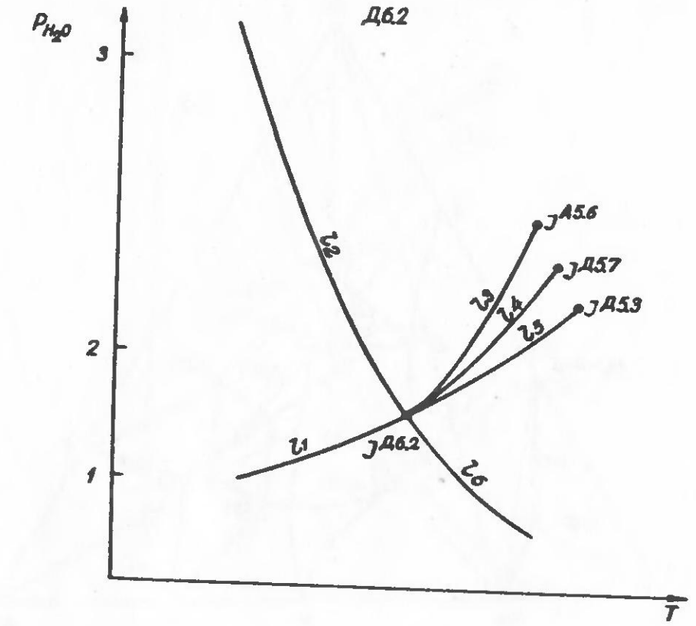


Рис. IV.7. (Продолжение).



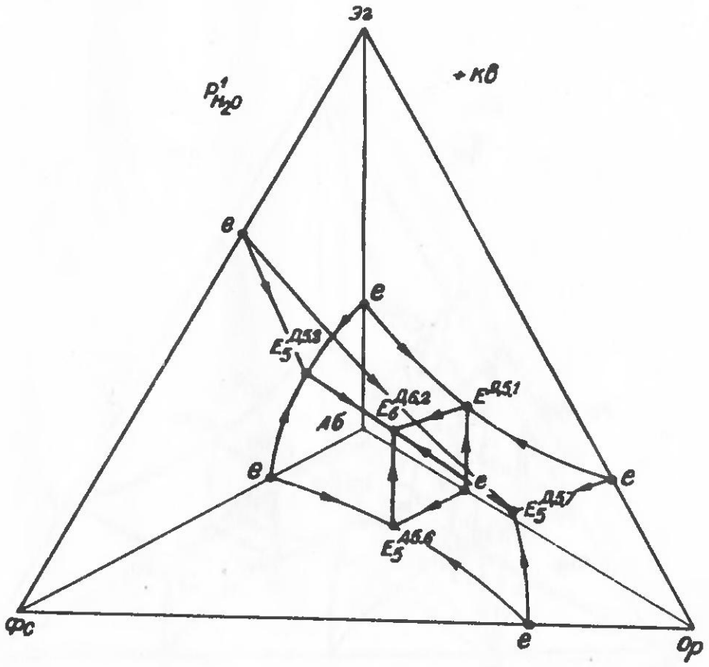
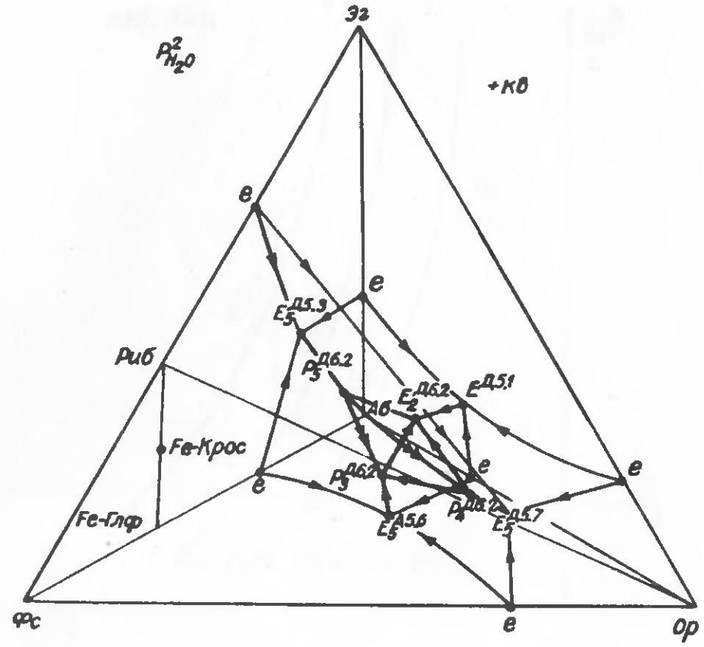


Рис. IV.8.



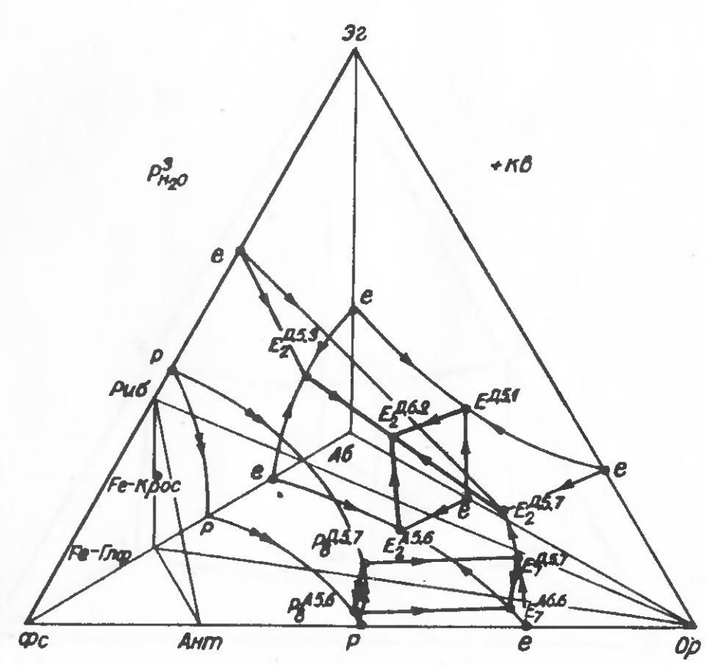
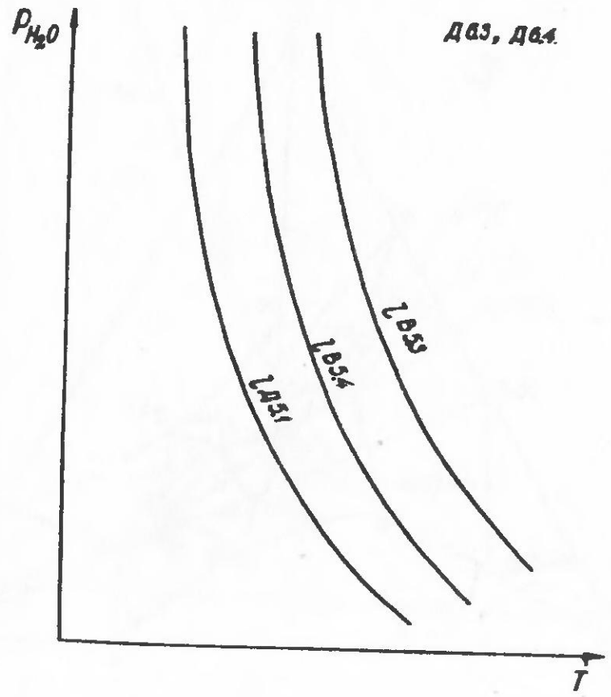


Рис. IV.8. (Продолжение).



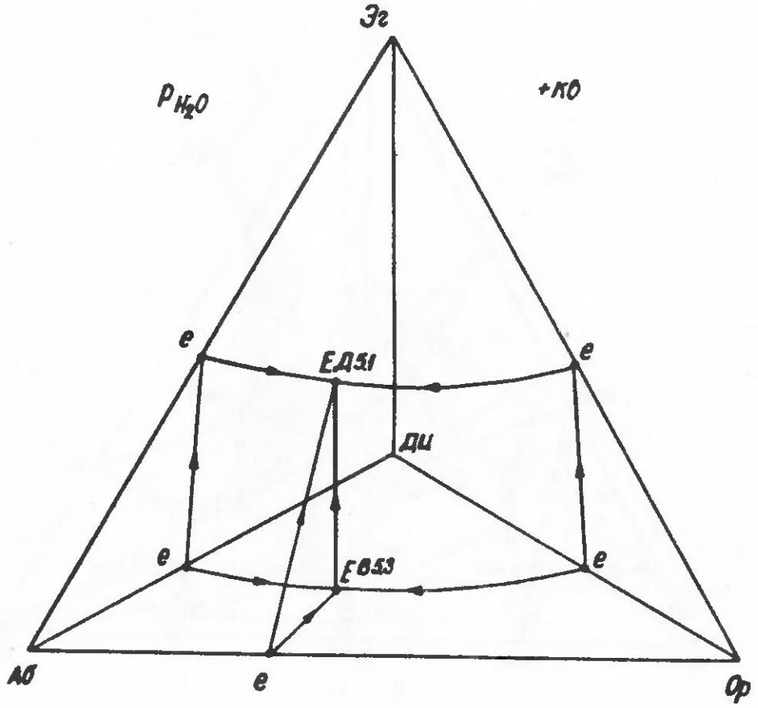


Рис. IV.9.

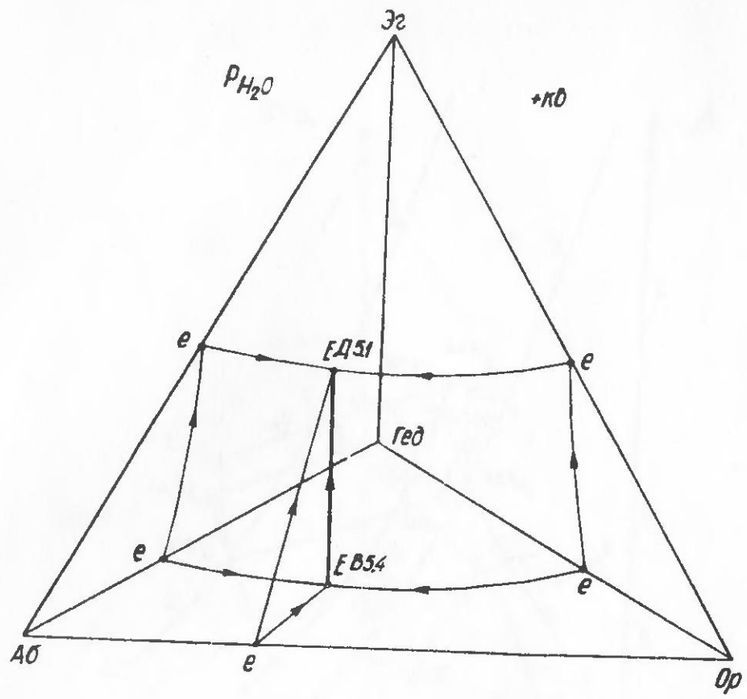
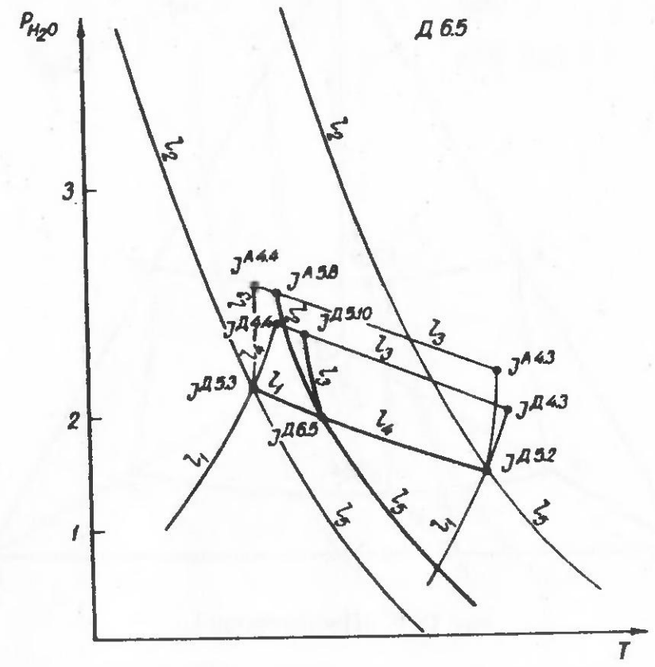


Рис. IV.9. (Продолжение).



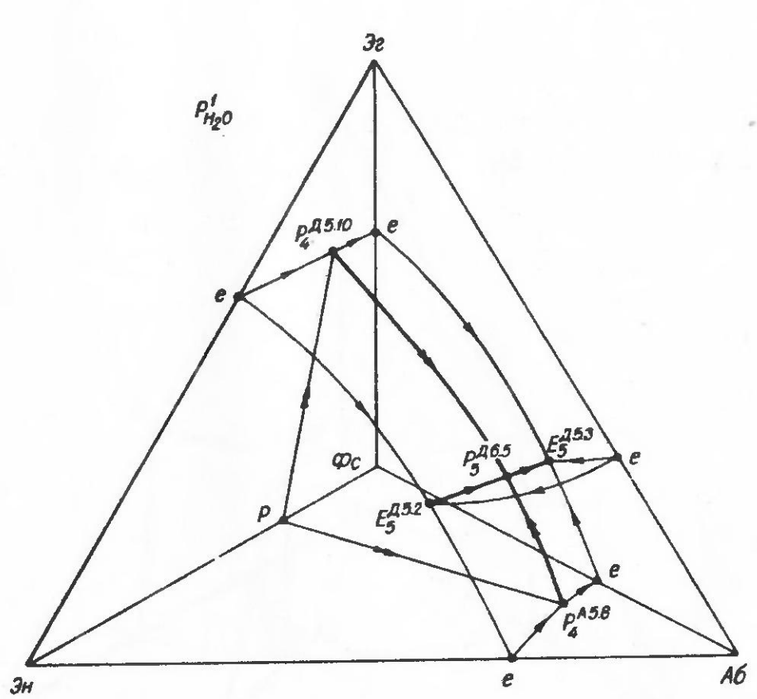
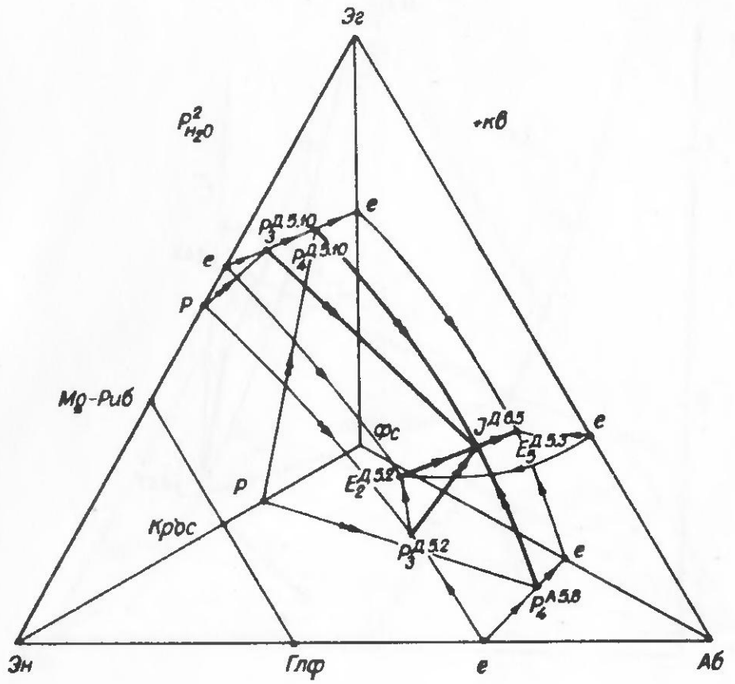


Рис. IV.10.



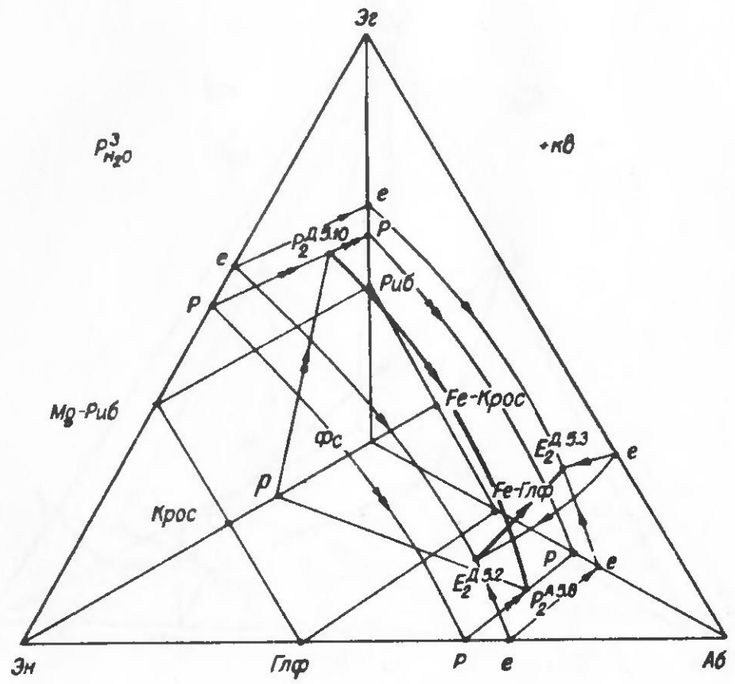
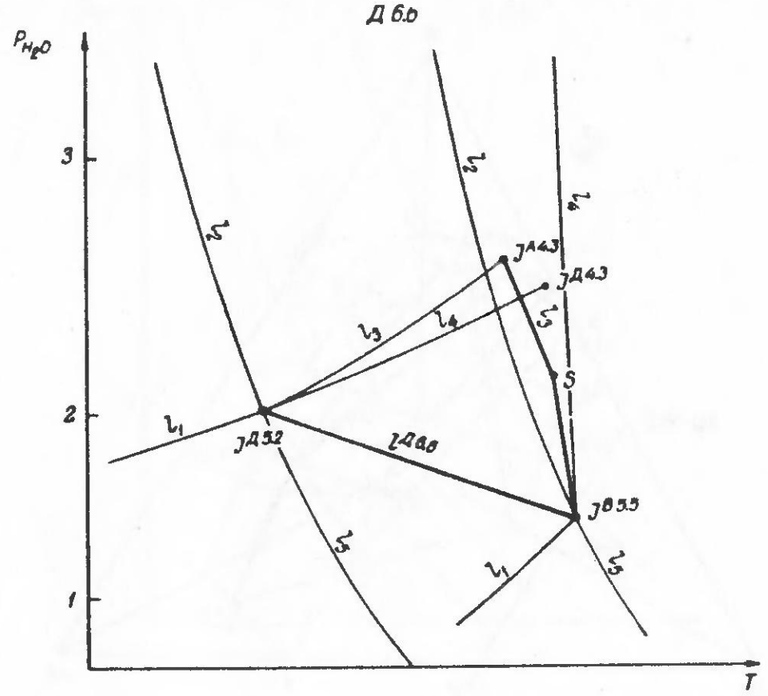


Рис. IV.10. (Продолжение).



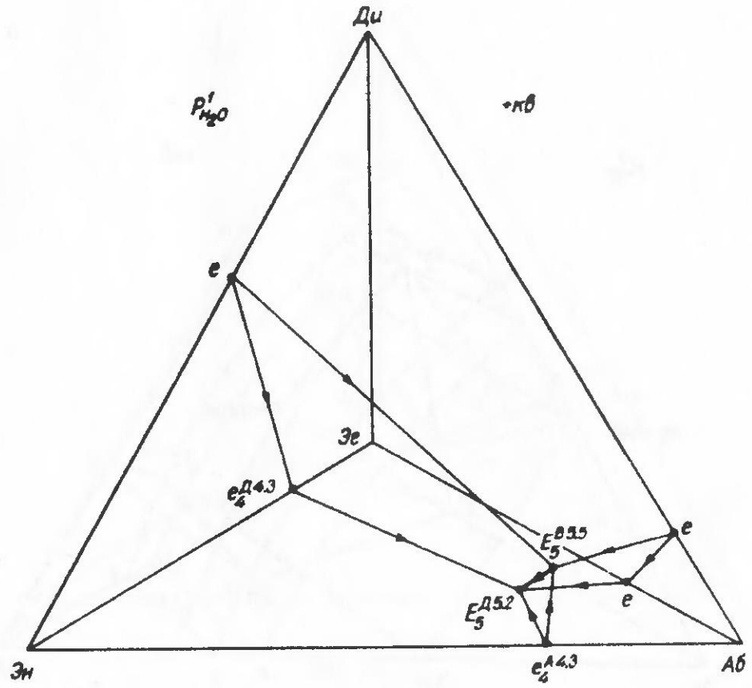
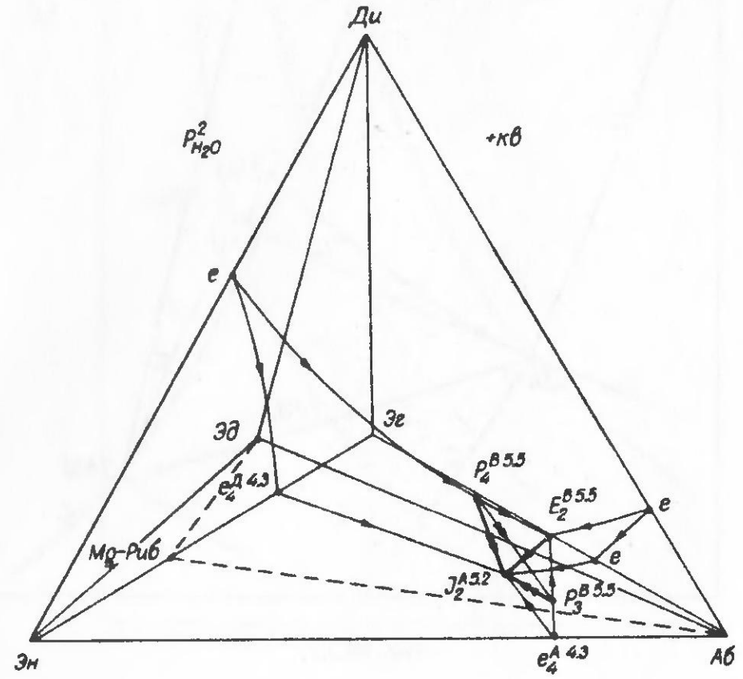


Рис. IV.11.



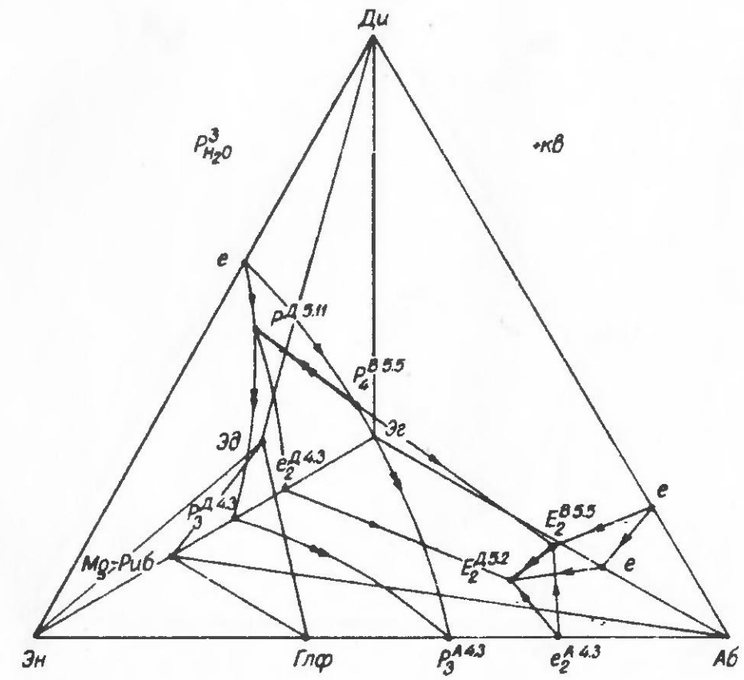


Рис. IV.11. (Продолжение).

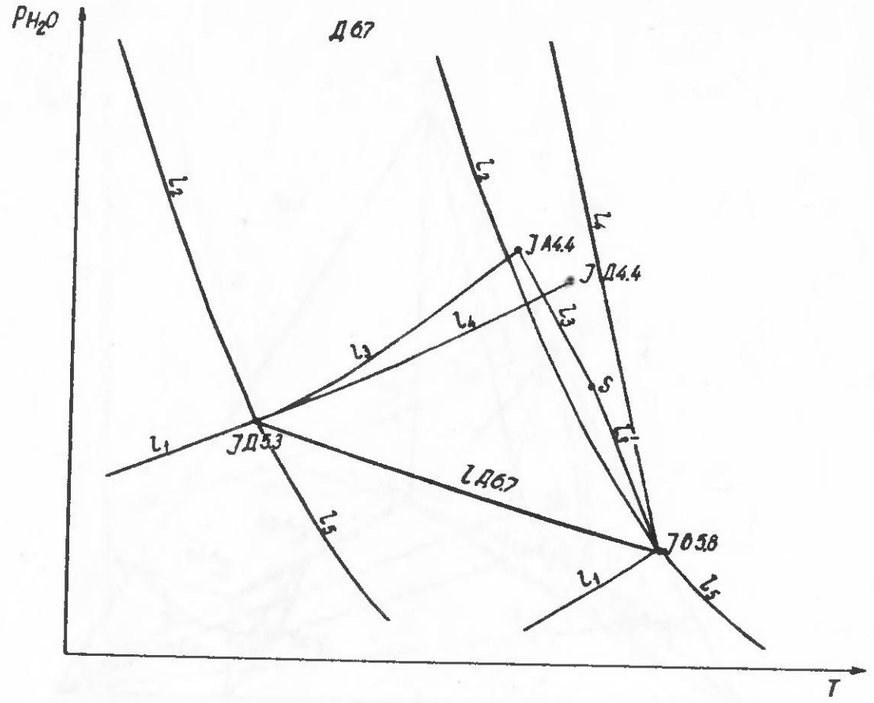
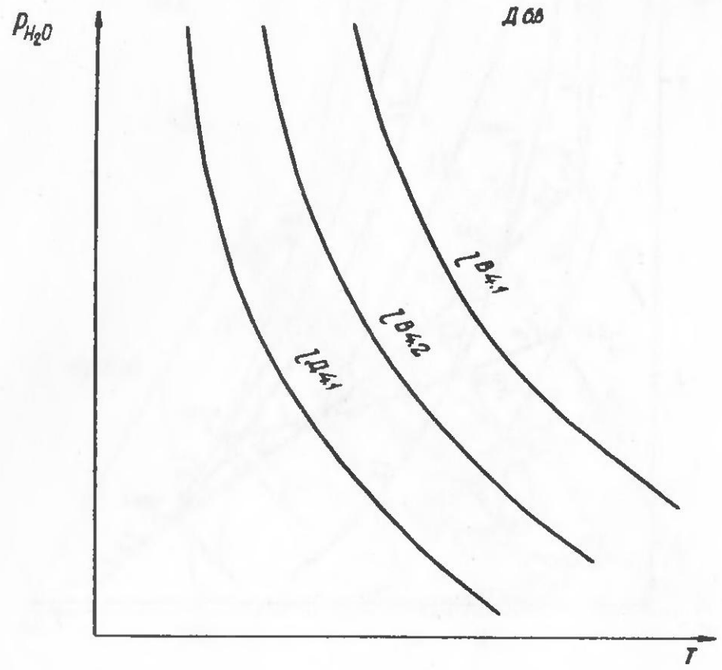


Рис. IV.12.



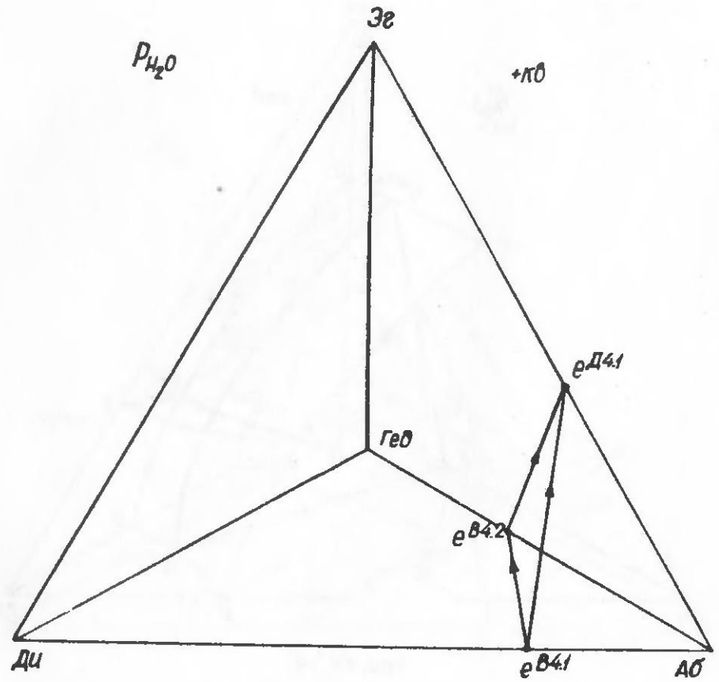
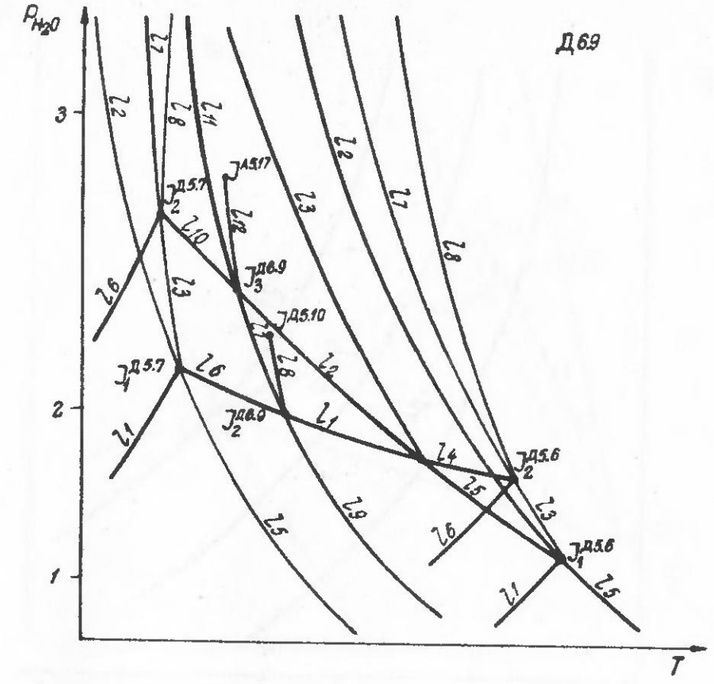


Рис. IV.13.



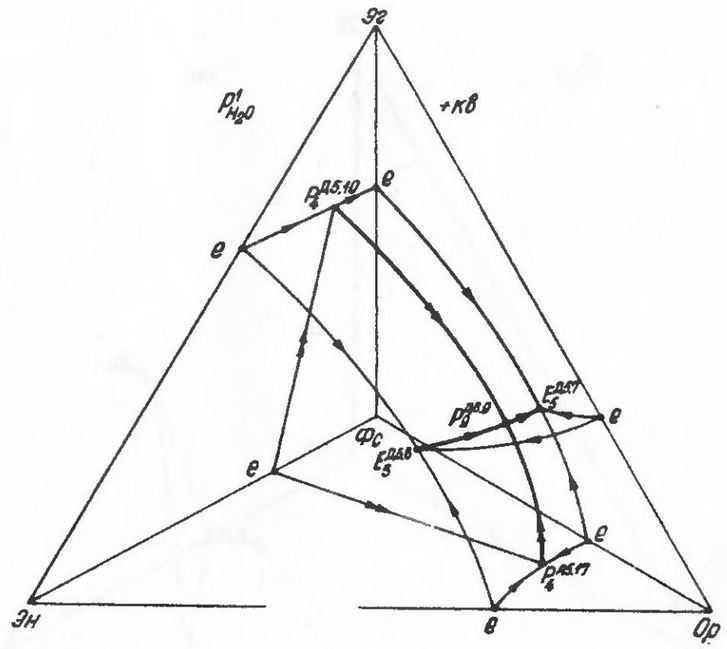
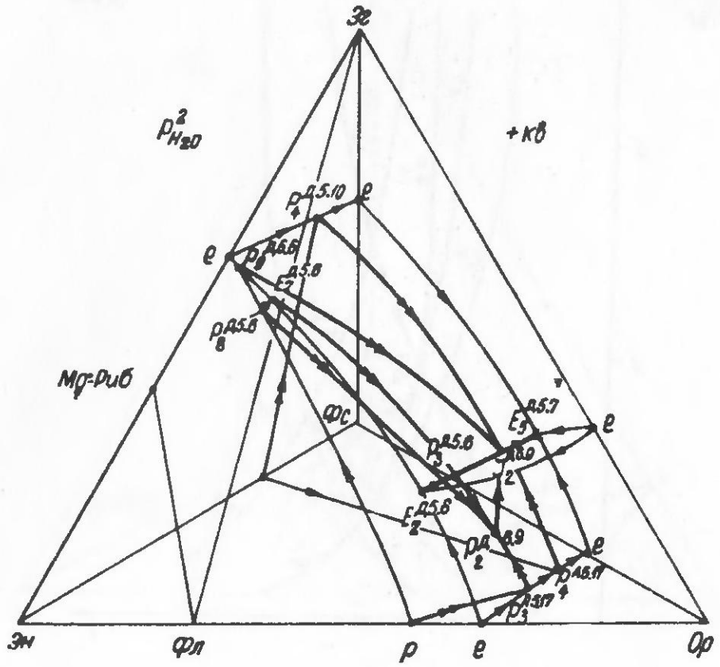


Рис. IV.14.



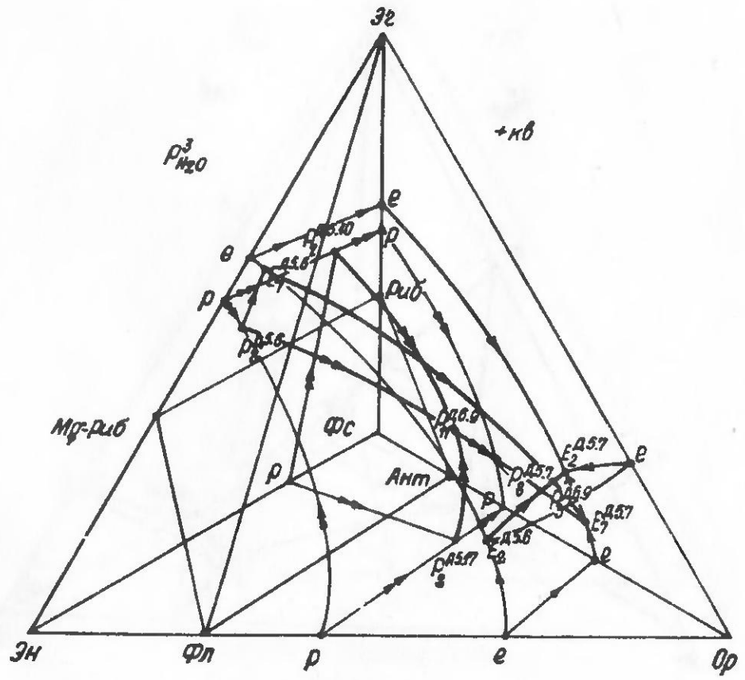
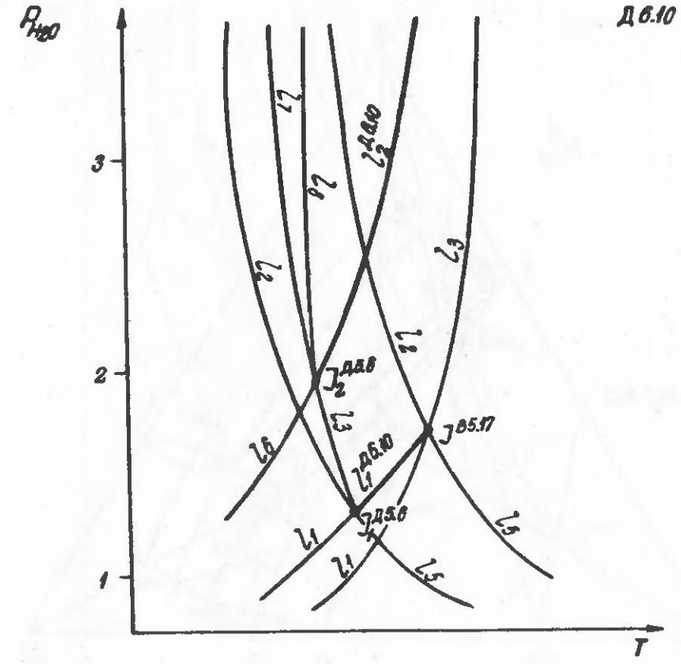


Рис. IV.14. (Продолжение).



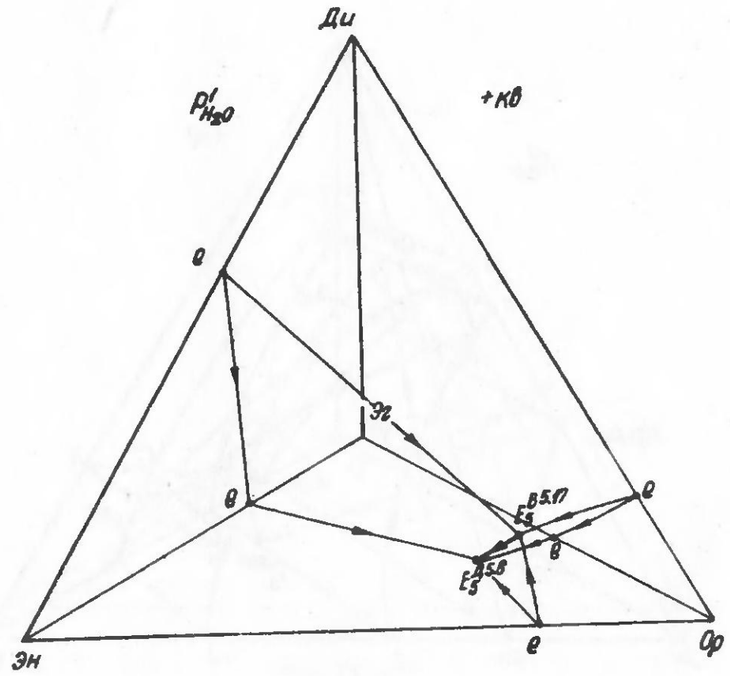
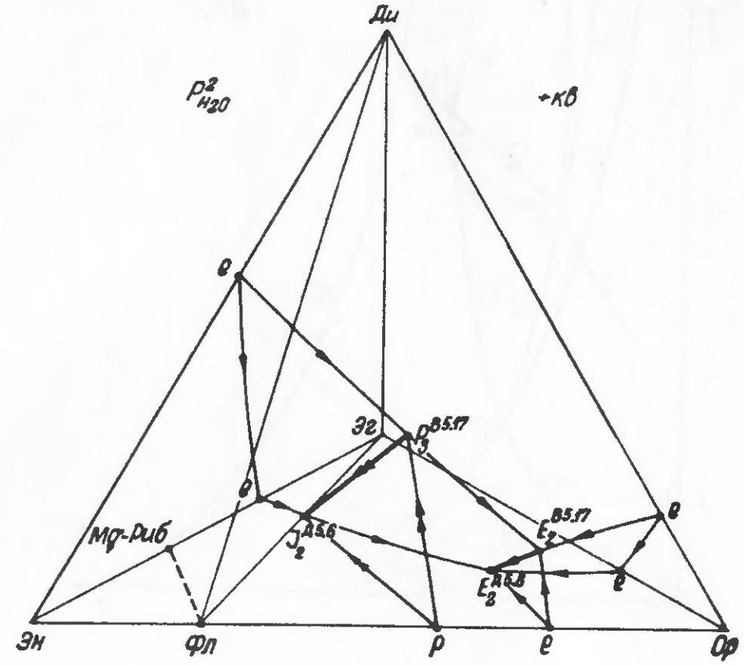


Рис. IV.15.



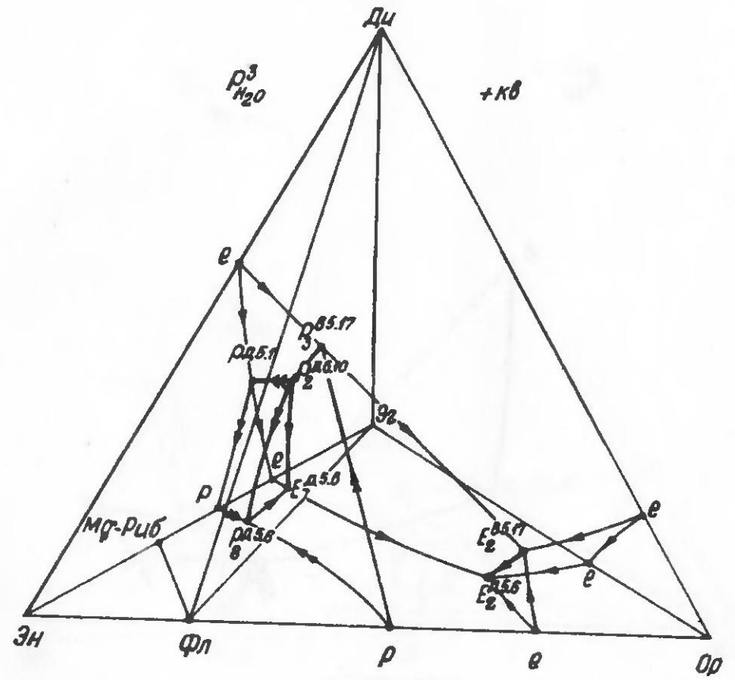
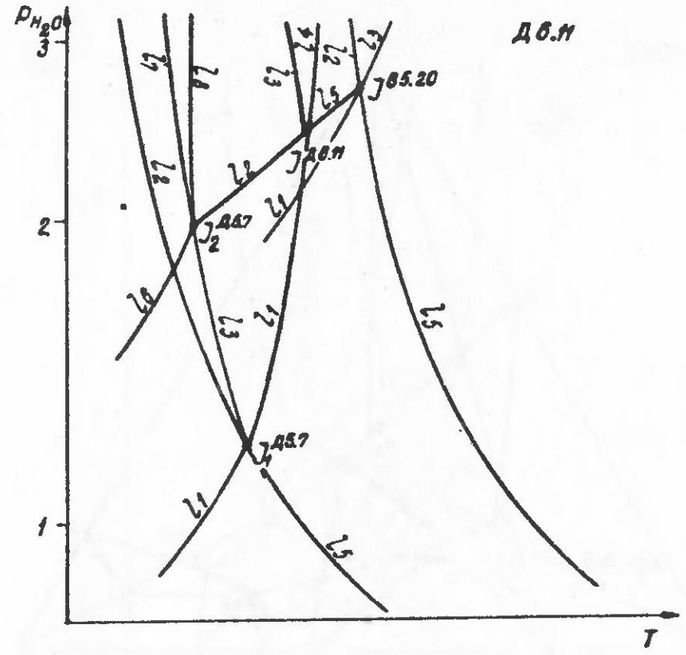


Рис. IV.15. (Продолжение).



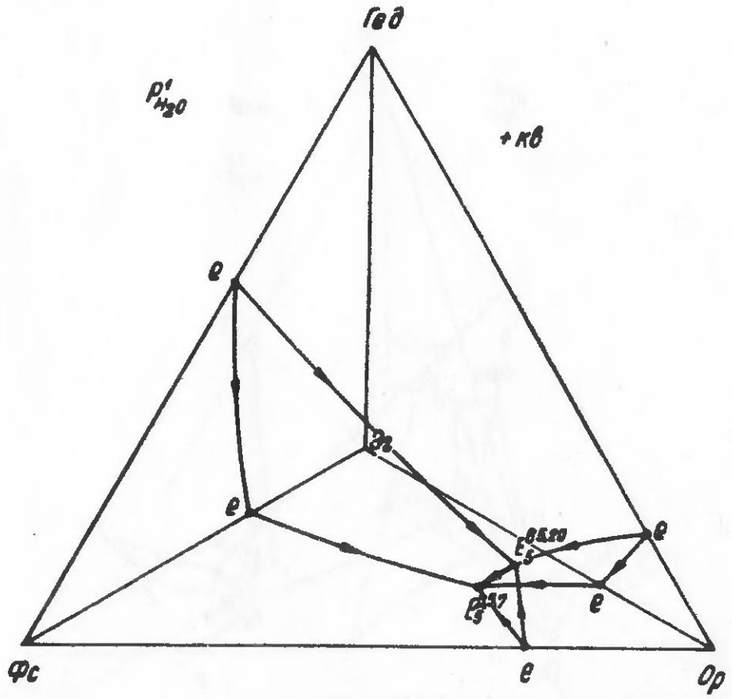
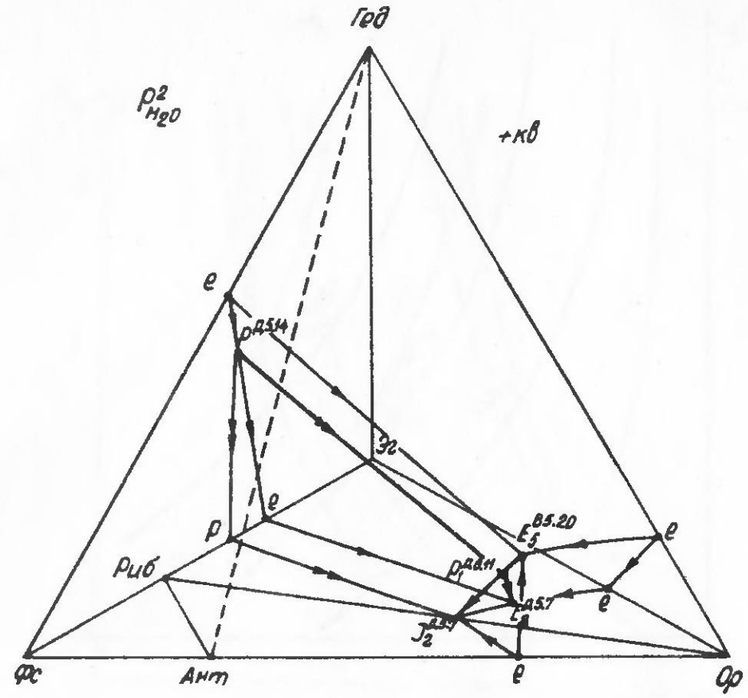


Рис. IV.16.



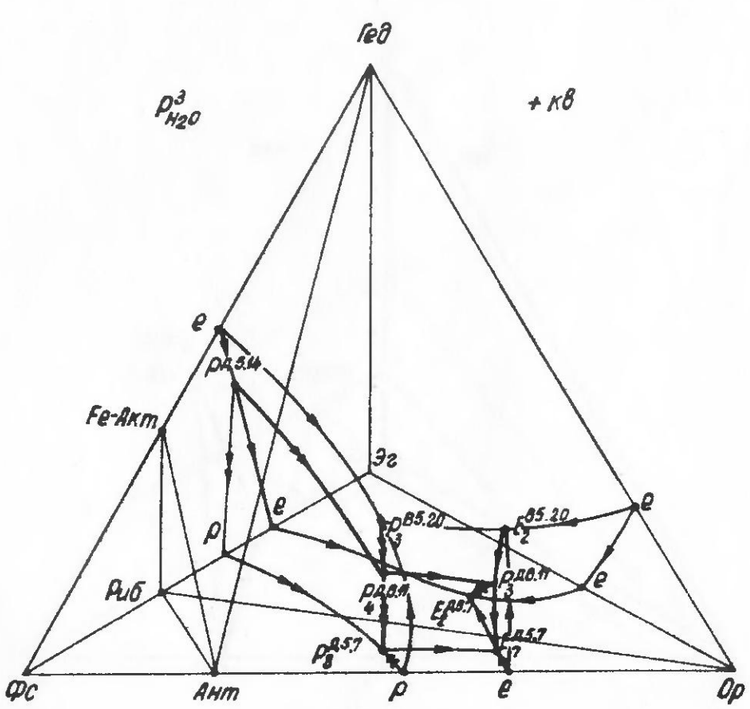
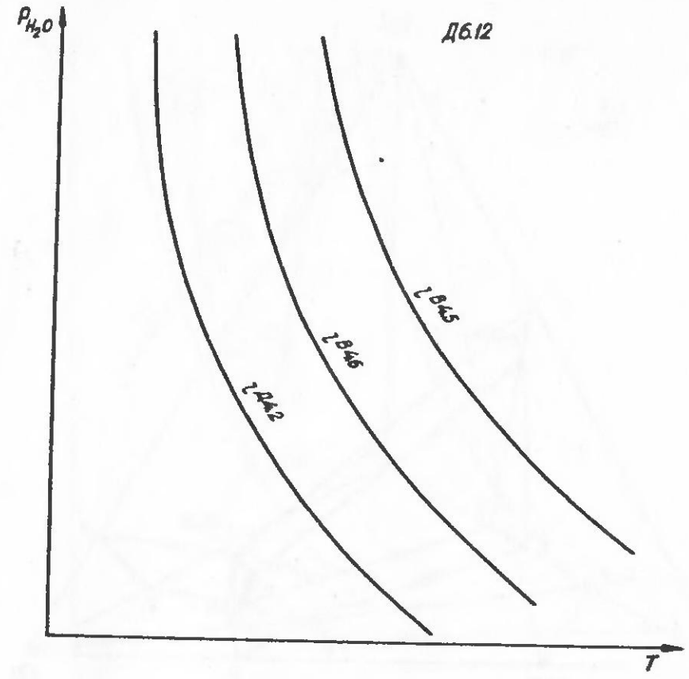


Рис. IV.16. (Продолжение).



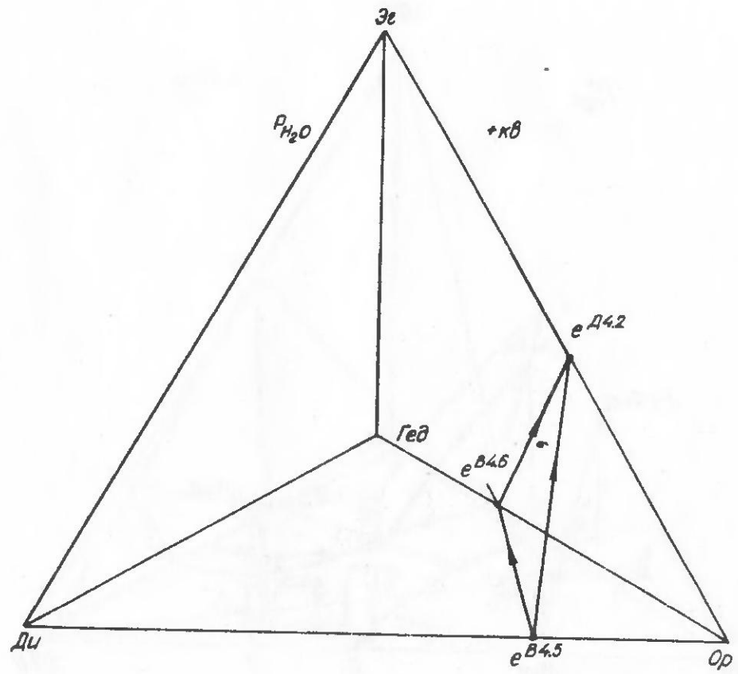
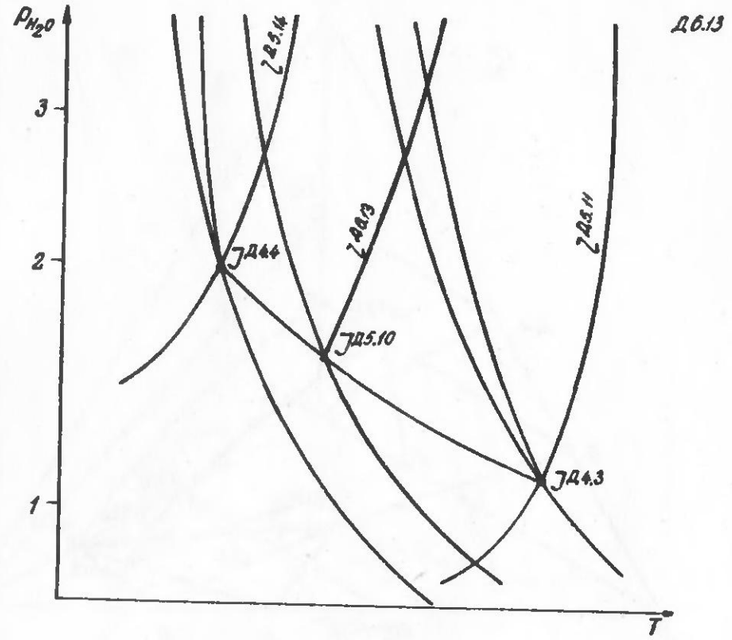


Рис. IV.17.



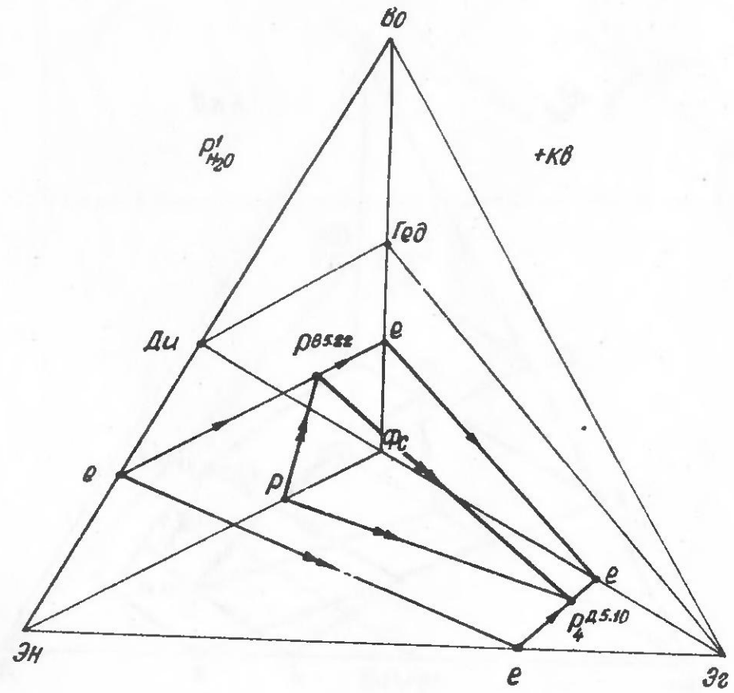
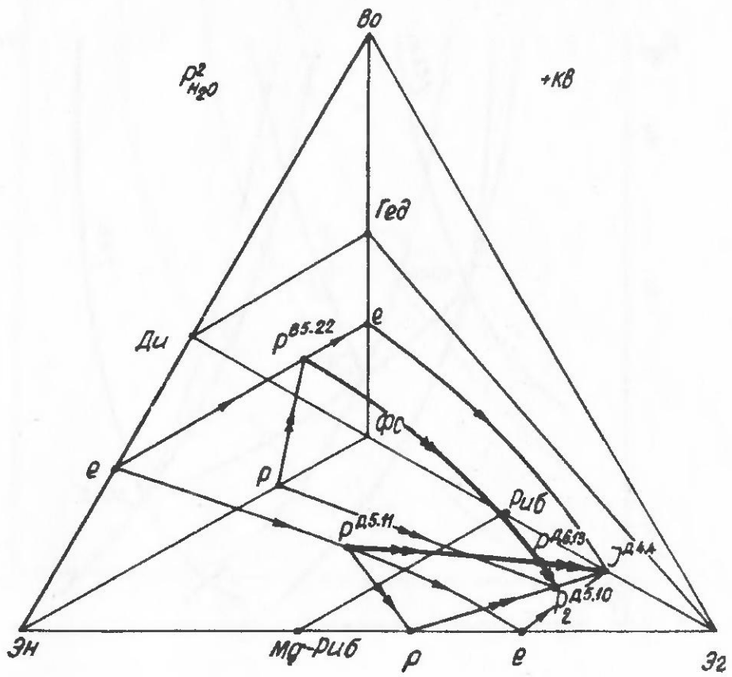


Рис. IV.18.



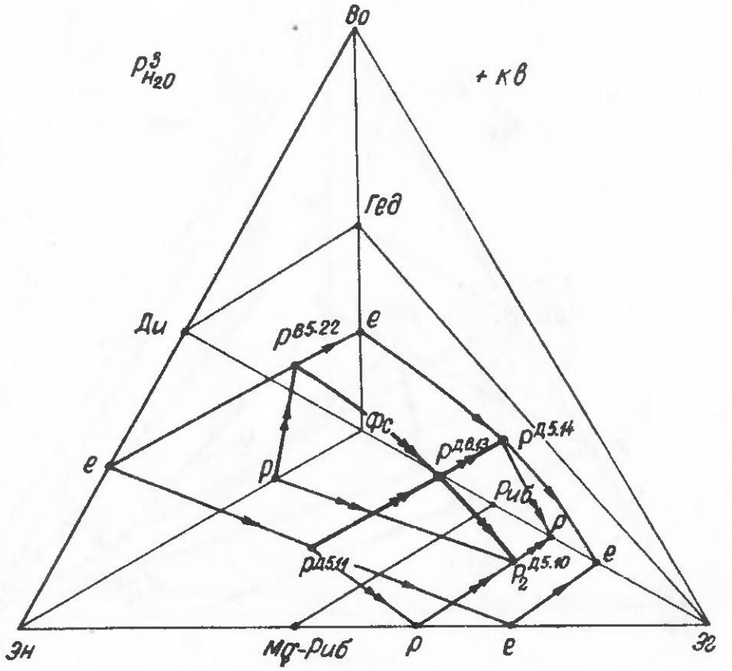


Рис. IV.18. (Продолжение).

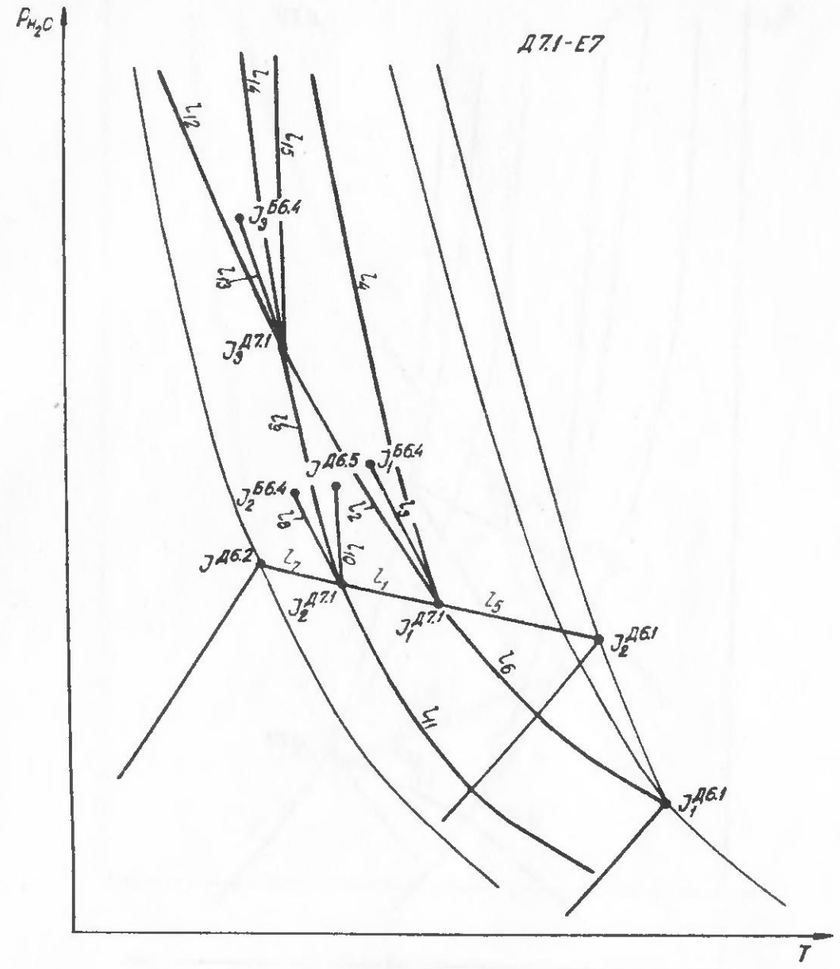


Рис. IV.19.

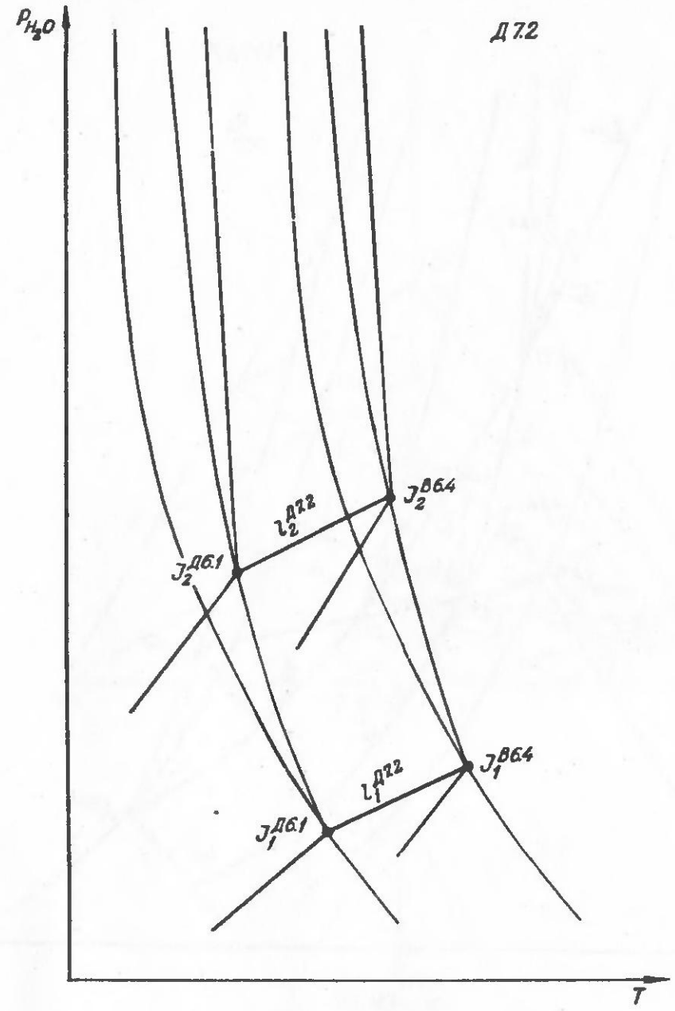


Рис. IV.20.

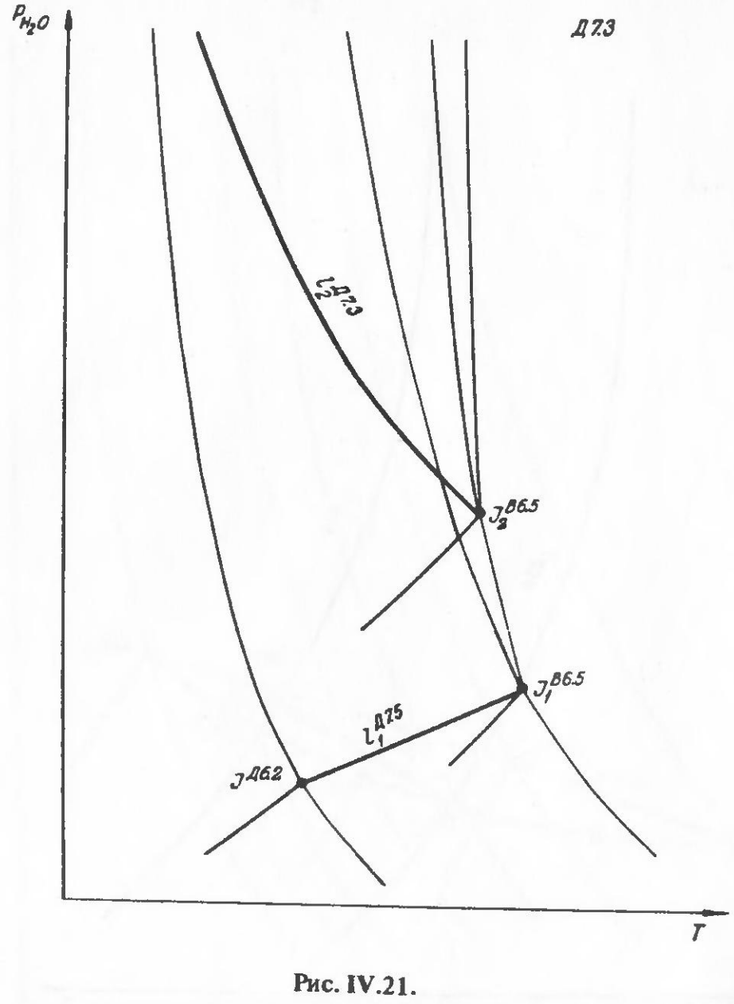


Рис. IV.21.

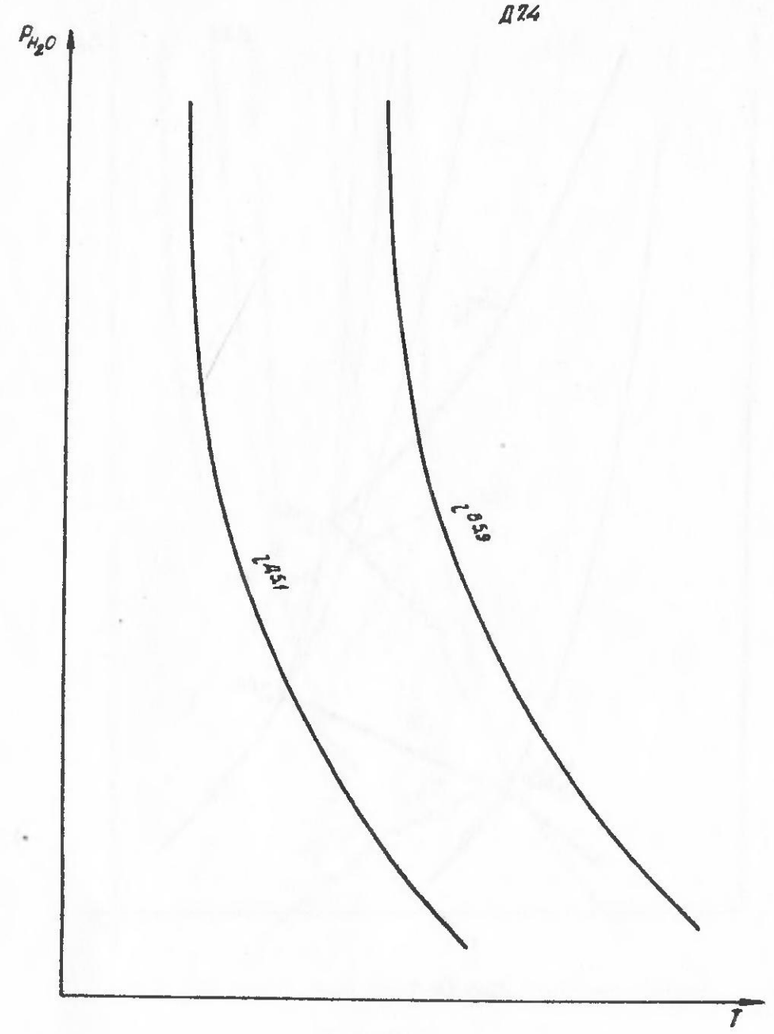


Рис. IV.22.

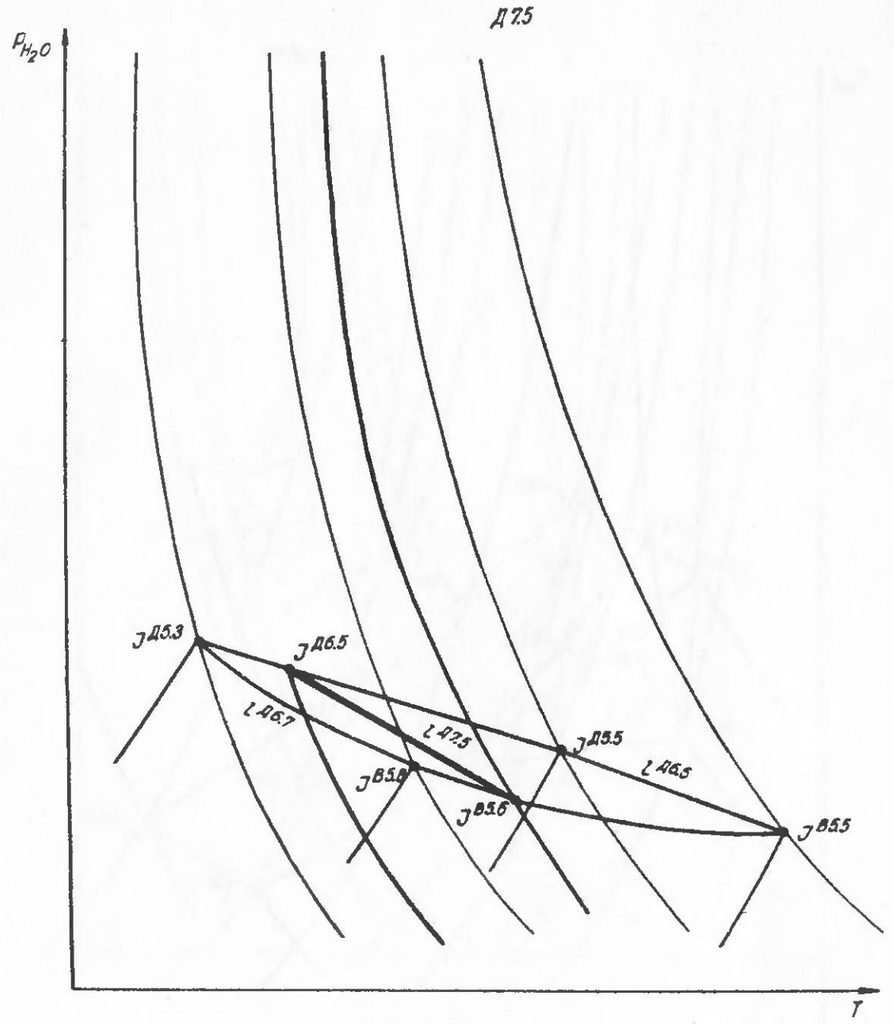


Рис. IV.23.

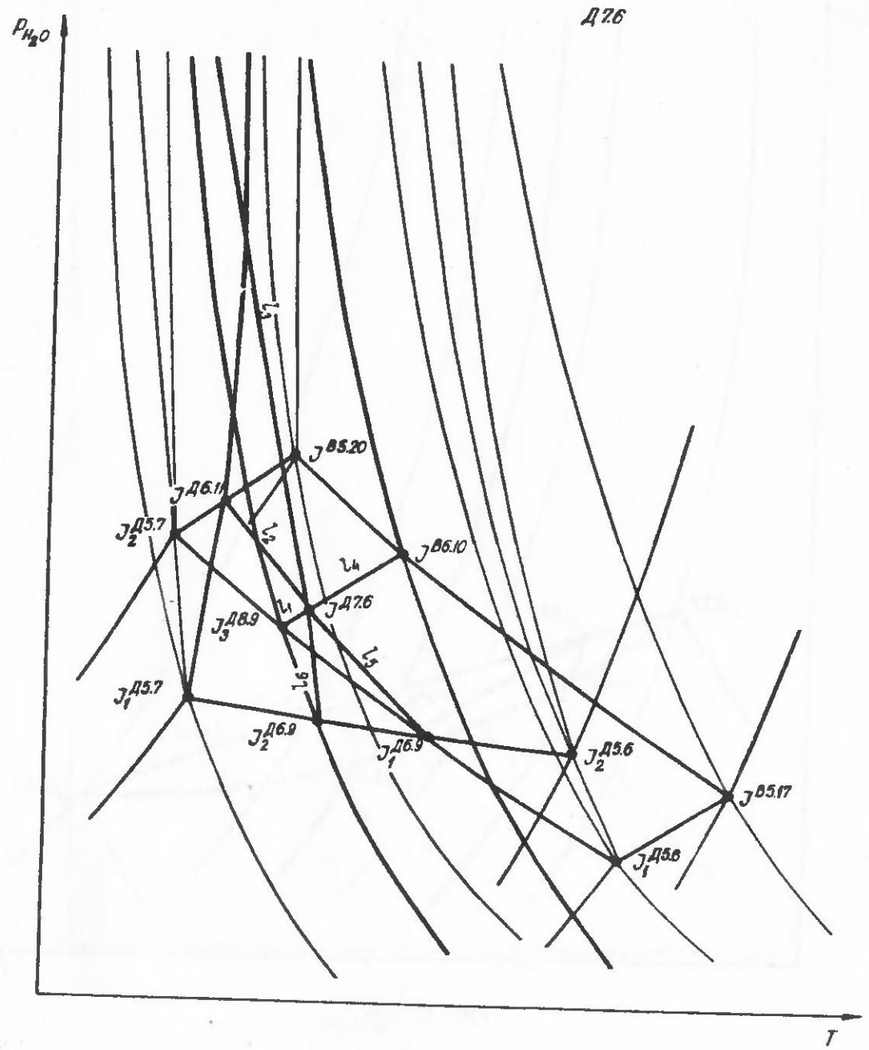


Рис. IV.24.

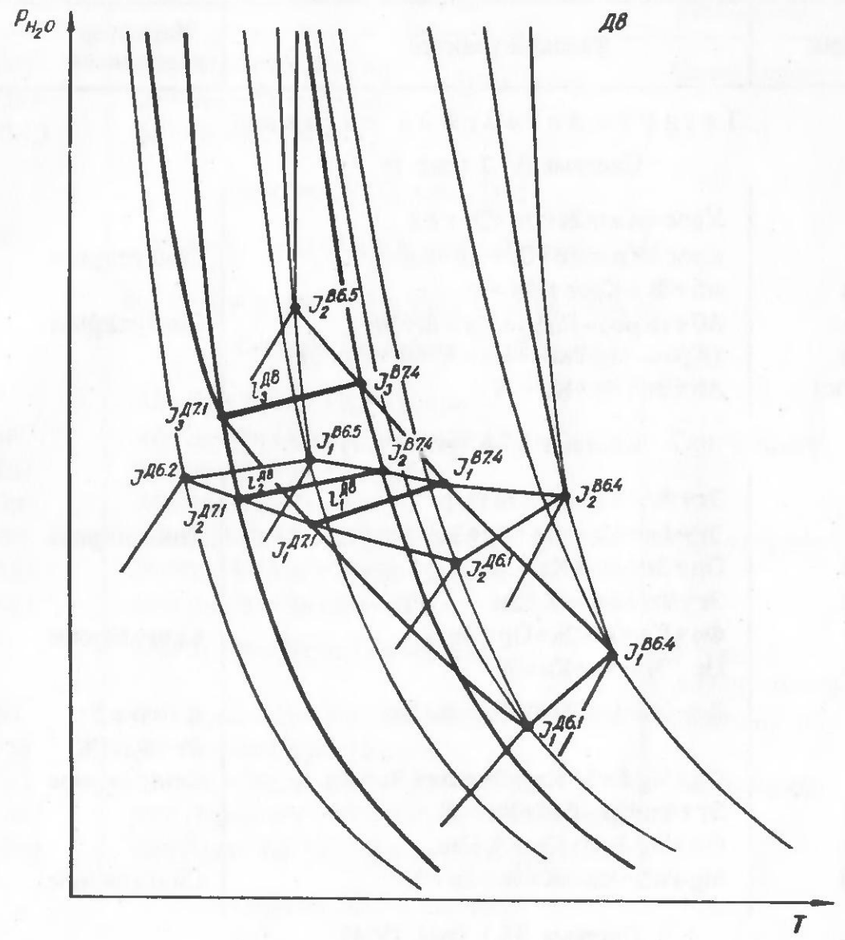


Рис. IV.25.

Таблица IV.1

Фазовые реакции к рис. IV.2–IV.25

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
Пятикомпонентные системы		
Система Д5.2 (рис. IV.2)		
$J^{Д5.2}$	Крос+Кв=Ж+Эн+Эг+Аб	
l_1 (Ж)	Крос+Кв=Аб+Эг+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Аб+Эг+Крос+Кв=Ж	
l_3 (Эг)	Аб+(Крос–Глф)+Кв=Ж+Эн	Сингулярное
l_4 (Аб)	(Крос–Mg-Риб)+Кв+Ж=Ж+Эг+Эн	
l_5 (Крос)	Аб+Эг+Эн+Кв=Ж	
Система Д5.6 (рис. IV.3)		
$J_1^{Д5.6}$	Эг+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	
l_1 (Ж)	Эг+Фл+Кв=Ор+Эг+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Ор+Эг+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Эг+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Эг)	Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн	Сингулярное
l_5 (Фл)	Ор+Эг+Эн+Кв=Ж	
$J_2^{Д5.6}$	Эг+Фл+Mg-Риб+Кв=Ж+Эн	В точке S: Эг+Фл=Ж
l_6 (Ж)	Фл+Mg-Риб+Кв=Эг+Фл+Эн+Кв	Сингулярное
l_7 (Эн)	Эг+Фл+Mg-Риб+Кв=Ж	
l_8 (Эг)	Фл+Mg-Риб+Кв=Ж+Эн	
l_9 (Фл)	Mg-Риб+Кв+Ж=Ж+Эн+Эг	Сингулярное
Система Д5.7 (рис. IV.4)		
$J_1^{Д5.7}$	Ор+Риб+Кв=Ж+Фа+Эг	
l_1 (Ж)	Ор+Риб+Кв=Ор+Эг+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Ор+Эг+Риб+Кв=Ж	
l_3 (Эг)	Ор+Риб+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Ор)	Риб+Кв+Ж=Ж+Эг+Фа	Сингулярное
l_5 (Риб)	Ор+Эг+Фа+Кв=Ж	
$J_2^{Д5.7}$	Ор+Риб+Ант+Кв=Ж+Фа	В точке S: Ор+Риб=Ж
l_6 (Ж)	Риб+Ант+Кв=Ор+Риб+Фа+Кв	Сингулярное
l_7 (Фа)	Ор+Риб+Ант+Кв=Ж	
l_8 (Ор)	Риб+Ант+Кв=Ж+Фа	
l_9 (Риб)	Ант+Кв+Ж=Ж+Ор+Фа	Сингулярное
Система Д5.10 (рис. IV.5)		
$J^{Д5.10}$	Эг+Ол+Кв=Ж+Риб+Опр	
l_1 (Опр)	Эг+Ол+Кв=Ж+Риб	Сингулярное

Таблица IV.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_2 (Эг)	Риб+Ол+Кв=Ж+Опр	Сингулярное
l_3 (Ол)	Эг+Опр+Кв=Ж+Риб	"
l_4 (Риб)	Эг+Ол+Кв=Ж+Опр	"
Система Д5.11 (рис. IV.6)		
$l^{Д5.11}$	(Mg-Риб–Трм)+Кв=Ж+(Эг–Ди)+Эн	
Шестикомпонентные системы		
Система Д6.1 (рис. IV.7)		
$J_1^{Д6.1}$	Аб+Ор+Эг+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_1 (Ж)	Аб+Эг+Фл+Кв=Аб+Ор+Эг+Эн+Кв	Сингулярное
l_2 (Эн)	Аб+Ор+Эг+Фл+Кв=Ж	
l_3 (Ор)	Аб+Эг+Фл+Кв=Ж+Эн	
l_4 (Эг)	Аб+Фл+Кв+Ж=Ж+Ор+Эн+Аб	Сингулярное
l_5 (Аб)	Эг+Фл+Кв+Ж=Ж+Эг+Ор+Эн	"
l_6 (Фл)	Аб+Ор+Эг+Эн+Кв=Ж	
$J_2^{Д6.1}$	Аб+Эг+Фл+Крос+Кв=Ж+Эн	В точке S: Аб+Эг+Фл=Ж
l_7 (Ж)	Фл+Крос+Кв=Аб+Эг+Фл+Эн	Сингулярное
l_8 (Эн)	Аб+Эг+Фл+Крос+Кв=Ж	
l_9 (Эг)	Аб+Фл+(Крос–Глф)+Кв=Ж+Эн	Сингулярное
l_{10} (Аб)	Фл+(Крос–Риб)+Кв+Ж=Ж+Эн+Эг+Фл	
l_{11} (Фл)	Аб+Крос+Кв+Ж=Ж+Эн+Аб+Эг	
Система Д6.2 (рис. IV.8)		
$J^{Д6.2}$	Ор+Fe-Крос+Кв=Ж+Фа+Аб+Эг	
l_1 (Ж)	Ор+Fe-Крос+Кв=Аб+Ор+Эг+Фа+Кв	Сингулярное
l_2 (Фа)	Аб+Ор+Эг+Fe-Крос+Кв=Ж	
l_3 (Эг)	Аб+Ор+(Fe-Крос–Fe-Глф)+Кв=Ж+Фа	
l_4 (Аб)	Ор+(Fe-Крос–Риб)+Кв=Ж+Эг+Фа	
l_5 (Ор)	Fe-Крос+Кв+Ж=Ж+Аб+Эг+Фа	Сингулярное
l_6 (Fe-Крос)	Аб+Ор+Эг+Фа+Кв=Ж	
Система Д6.5 (рис. IV.10)		
$J^{Д6.5}$	Аб+Эг+Ол+Кв=Ж+Крос+Опр	
l_1 (Опр)	Аб+Эг+Ол+Кв=Ж+Крос	Сингулярное
l_2 (Эг)	Аб+Ол+(Крос–Глф)+Кв=Ж+Опр	"
l_3 (Аб)	Эг+Ол+(Крос–Mg-Риб)+Кв=Ж+Опр	Сингулярное
l_4 (Ол)	Аб+Эг+Опр+Кв=Ж+Крос	"
l_5 (Крос)	Аб+Эг+Ол+Кв=Ж+Опр	"
Система Д6.6 (рис. IV.11)		
$l^{Д6.6}$	Аб+Эн+(Эг–Ди)+Кв=Ж+(Mg-Риб-Эд)	

Таблица IV.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
	Система Д6.7 (рис. IV.12)	
$I^{Д6.7}$	Аб+Фа+(Эг–Гед)+Кв=Ж+(Риб-Fe-Эд)	
	Система Д6.9 (рис. IV.14)	
$J_1^{Д6.9}$	Ор+Эг+Опр+Кв=Ж+Риб+Би	
l_1 (Би)	Ор+Эг+Опр+Кв=Ж+Риб	Сингулярное
l_2 (Эг)	Ор+Риб+Опр+Кв=Ж+Би	
l_3 (Опр)	Ор+Риб+Кв=Ж+Би+Эг	
l_4 (Ор)	Эг+Би+Опр+Кв=Ж+Риб	Сингулярное
l_5 (Риб)	Ор+Эг+Опр+Кв=Ж+Би	
$J_2^{Д6.9}$	Ор+Эг+Ол+Кв=Ж+Риб+Опр	
l_6 (Опр)	Ор+Эг+Ол+Кв=Ж+Риб	Сингулярное
l_7 (Эг)	Ор+Риб+Ол+Кв=Ж+Опр	
l_8 (Ор)	Эг+Ол+Риб+Кв=Ж+Опр	
l_9 (Риб)	Ор+Эг+Ол+Кв=Ж+Опр	
$J_3^{Д6.9}$	Ор+Риб+Ол+Кв=Ж+Би+Опр	
l_{10} (Опр)	Ор+Риб+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{11} (Ор)	Ол+Риб+Би+Кв=Ж+Опр	
l_{12} (Риб)	Ор+Ол+Би+Кв=Ж+Опр	
	Система Д6.10 (рис. IV.15)	
$l_1^{Д6.10}$	(Эг–Ди)+Фл+Кв=Ж+Эн+Ор	Сингулярное
$l_2^{Д6.10}$	(Mg-Риб–Тр)+Фл+Кв=Ж+(Эг–Ди)+Эн	
	Система Д6.11 (рис. IV.16)	
$J^{Д6.11}$	Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор+(Эг–Гед)	
l_1 (Ант)	Ор+Амф+Кв=Ж+Фа+(Эг+Гед)	Сингулярное
l_2 (Эг–Гед)	Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+Ор	”
l_3 (Фа)	Ор+Амф+Кв=Ж+Ант+(Эг–Гед)	
l_4 (Ор)	Амф+Ант+Кв=Ж+Фа+(Эг–Гед)	Сингулярное
l_5 (Амф)	(Эг–Гед)+Ант+Кв=Ж+Ор+Фа	”
	Система Д6.13 (рис. IV.18)	
$I^{Д6.13}$	(Риб–Ант)+Ол+Кв=Ж+Опр+(Эг–Мпр)	
	Семикомпонентные системы	
	Система Д7.1–Е7 (рис. IV.19)	
$J_1^{Д7.1}$	Аб+Ор+Эг+Опр+Кв=Ж+Би+Крос	
l_1 (Би)	Аб+Ор+Эг+Опр+Кв=Ж+Крос	Сингулярное
l_2 (Аб)	Ор+Эг+Опр+Крос+Кв=Ж+Би	”

Таблица IV.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
l_3 (Эг)	Аб+Ор+Опр+(Крос–Глф)+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_4 (Опр)	Ор+Крос+Кв=Ж+Би+Аб+Эг	
l_5 (Ор)	Аб+Эг+Опр+Би+Кв=Ж+Крос	Сингулярное
l_6 (Крос)	Аб+Ор+Эг+Опр+Кв=Ж+Би	”
$J_2^{Д7.1}$	Аб+Ор+Эг+Ол+Кв=Ж+Крос+Опр	
l_7 (Опр)	Аб+Ор+Эг+Ол+Кв=Ж+Крос	Сингулярное
l_8 (Эг)	Аб+Ор+Ол+(Крос–Глф)+Кв=Ж+Опр	”
l_9 (Аб)	Ор+Эг+Крос+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{10} (Ор)	Аб+Эг+Ол+Крос+Кв=Ж+Опр	”
l_{11} (Крос)	Аб+Ор+Эг+Ол+Кв=Ж+Опр	”
$J_3^{Д7.1}$	Ор+Эг+Крос+Ол+Кв=Ж+Би+Опр	
l_{12} (Опр)	Ор+Эг+Крос+Ол+Кв=Ж+Би	Сингулярное
l_{13} (Эг)	Ор+(Крос–Глф)+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{14} (Ор)	Эг+Крос+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
l_{15} (Крос)	Ор+Эг+Би+Ол+Кв=Ж+Опр	”
	Система Д7.2 (рис. IV.20)	
$l_1^{Д7.2}$	Аб+Ор+(Эг–Ди)+Фл+Кв=Ж+Эн	
$l_2^{Д7.2}$	Аб+(Эг–Ди)+Фл+(Крос–Эд)+Кв=Ж+Эн	
	Система Д7.3 (рис. IV.21)	
$l_1^{Д7.3}$	Аб+Ор+(Эг–Гед)+Fe-(Крос–Эд)+Кв=Ж+Фа	
$l_2^{Д7.3}$	Ор+Фа+(Эг–Гед)+Fe-(Крос–Эд)+Кв=Ж+Ант	
	Система Д7.5 (рис. IV.23)	
$l_1^{Д7.5}$	Аб+(Эг–Мпр)+Ол+Кв=Ж+Опр+(Риб–Эд)	
	Система Д7.6 (рис. IV.24)	
$J^{Д7.6}$	Ор+(Эг–Мпр)+Ол+Кв=Ж+Би+(Риб–Акт)+Опр	
l_1 (Эг–Мпр)	Би+Ол+(Риб–Акт)+Кв=Ж+Ор+Опр	Сингулярное
l_2 (Опр)	Ор+(Риб–Акт)+Ол+Кв=Ж+Би+(Эг–Мпр)	”
l_3 (Ор)	(Риб–Акт)+Би+Ол+Кв=Ж+Опр+(Эг–Мпр)	”
l_4 (Риб–Акт)	Би+(Эг–Мпр)+Ол+Кв=Ж+Ор+Опр	”
l_5 (Ол)	Ор+(Риб–Акт)+Опр+Кв=Ж+Би+(Эг–Мпр)	”
l_6 (Би)	Ор+(Риб–Акт)+Ол+Кв=Ж+Опр+(Эг–Мпр)	”

Таблица IV.1 (продолжение)

Равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
	Система Д8 (рис. IV.25)	
$l_1^{Д8}$	Би+(Крос–Эд)+Кв=Ж+Аб+Ор+(Эг–Мпр)+Опр	
$l_2^{Д8}$	Ор+(Крос–Эд)+Ол+Кв=Ж+Аб+(Эг–Мпр)+Опр	
$l_3^{Д8}$	Би+(Крос–Эд)+Ол+Кв=Ор+(Эг–Мпр)++Ж+Опр	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

1. Введение 3
2. Гранитные системы – основа физико-химического моделирования образования минеральных ассоциаций гранитов 6
   - 2.1. Состояние вопроса (наличие моделей, их характеристика, достоинства и недостатки) 6
     - 2.1.1. Модели на μ_{K_2O}–μ_{Na_2O} основе 6
     - 2.1.2. Модели на P–$\mu_{в.п.к.}$ основе 7
     - 2.1.3. Модели на P_{H_2O}–T–X основе 8
     - 2.1.4. Эксперименты по плавлению–кристаллизации природных гранитоидов 9
   - 2.2. Свойства силикатных и алюмосиликатных расплавов 11
     - 2.2.1. Структура расплавов 11
     - 2.2.2. Растворимость летучих в расплавах, изменение их свойств, равновесие расплав–флюид 13
   - 2.3. Выбор компонентов и систем 17
     - 2.3.1. Характеристика природных фаз-минералов 17
       - 2.3.1.1. Полевые шпаты 18
       - 2.3.1.2. Пироксены и оливины 19
       - 2.3.1.3. Кордиериты и гранаты 20
       - 2.3.1.4. Слюды 21
       - 2.3.1.5. Амфиболы 23
     - 2.3.2. Характеристика природных систем 26
     - 2.3.3. Маломинеральность горных пород, вполне подвижное поведение компонентов и правило фаз 28
     - 2.3.4. Выбор систем 35
   - 2.4. Геометрический физико-химический анализ гранитных систем 37
     - 2.4.1. Теоретические основы анализа 37
       - 2.4.1.1. Двухкомпонентные системы 39
       - 2.4.1.2. Трехкомпонентные системы 45
       - 2.4.1.3. Четырехкомпонентные системы 85
     - 2.4.2. Система А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O 100
       - 2.4.2.1. Трехкомпонентные системы 101
       - 2.4.2.2. Четырехкомпонентные системы 102
       - 2.4.2.3. Пятикомпонентные системы 110
       - 2.4.2.4. Шестикомпонентные системы 112
       - 2.4.2.5. Семикомпонентные системы 113
       - 2.4.2.6. Полная система А и изоплетические сечения 115
     - 2.4.3. Система Б – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O 120
       - 2.4.3.1. Шестикомпонентные системы 121
       - 2.4.3.2. Полная система Б7 122
     - 2.4.4. Система В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Кв–H_2O 124
       - 2.4.4.1. Трехкомпонентные системы 125
       - 2.4.4.2. Четырехкомпонентные системы 125
       - 2.4.4.3. Пятикомпонентные системы 126
       - 2.4.4.4. Шестикомпонентные системы 127

Стр.
2.4.4.5. Семикомпонентные системы 129
2.4.4.6. Полная система В и изоплетические сечения 130
2.4.5. Система Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Эг–Кв–H_2O 135
2.4.5.1. Трехкомпонентные системы 136
2.4.5.2. Четырехкомпонентные системы 136
2.4.5.3. Пятикомпонентные системы 136
2.4.5.4. Шестикомпонентные системы 138
2.4.5.5. Семикомпонентные системы 139
2.4.5.6. Полная система Д и изоплетические сечения 142
3. Генерация гранитных магм 143
3.1. Коровое образование гранитных магм 143
3.1.1. Образование гранитных магм дифференциацией более основных 143
3.1.2. Анатексис в условиях, близких к закрытым 149
3.1.3. Анатексис с метасоматической подготовкой 150
3.2. Проблемы мантийного образования кислых магм 152
3.3. Смешанное образование кислых магм 155
4. Кристаллизация кислых магм 157
4.1. Влияние исходного состава магмы на температуру кристаллизации ($T_{кр}$) и способы ее определения (термометрия) 160
4.1.1. Способ определения $T_{кр}$ гранитов по распределению компонентов (элементов) между сосуществующими фазами-минералами 161
4.1.2. Способ определения $T_{кр}$ по гомогенизации „расплавных" включений в минералах 164
4.1.3. Способ оценки $T_{кр}$ по полуколичественным физико-химическим диаграммам с использованием химического состава пород и минеральных ассоциаций 166
4.2. Влияние $P_{общ}$ и $P_{фл}$ на кристаллизацию гранитных магм 167
4.3. Роль фракционирования при кристаллизации гранитных магм 169
4.4. Окисление–восстановление железа при кристаллизации магмы 178
4.5. Влияние вполне подвижных компонентов на процесс кристаллизации магм 180
5. Минеральные фации и классификация гранитоидов 182
6. Заключение 192
Литература 196
Приложение I. Диаграммы состояния частных и полной систем А – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Алс–Кв–H_2O (рис. I.1–I.43) и фазовые реакции к рис. I.10–I.43 (табл. I.1) 209
Приложение II. Диаграммы состояния частных и полной систем Б – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Кв–H_2O (рис. II.1–II.6) и фазовые реакции к рис. II.1–II.6 (табл. II.1) 266
Приложение III. Диаграммы состояния частных и полной систем В – Аб–Ан–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Кв–H_2O (рис. III.1–III.27) и фазовые реакции к рис. III.3–III.27 (табл. III.1) 279
Приложение IV. Диаграммы состояния частных и полной систем Д – Аб–Ор–Эн–Фс–Во (Ди, Гед) –Эг–Кв–H_2O (рис. IV.1–IV.25) и фазовые реакции к рис. IV.2–IV.25 (табл. IV.1). 312

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА"
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА".

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва, В-192, Мичуринский пр., 12. Магазин „Книга – почтой" Центральной конторы „Академкнига";

197345 Ленинград, П-345, Петрозаводская ул., 7. Магазин „Книга – почтой" Северо-Западной конторы „Академкнига";

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга – почтой");

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;

320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга – почтой");

734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга – почтой");

375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

252030 Киев, ул. Пирогова, 2;

252142 Киев, пр. Вернадского, 79;

252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга – почтой");

277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга – почтой");

343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;

660049 Красноярск, пр. Мира, 84;

443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга – почтой");

191104 Ленинград, Литейный пр., 57;

199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;

199034 Ленинград, 9 линия, 16;

220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга – почтой");

103009 Москва, ул. Горького, 8;

117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;

630076 Новосибирск, Красный пр., 51;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга – почтой");

142292 Пущино 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, Коммунистическая ул., 49;

720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга – почтой");

310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга – почтой").